



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

“Integración de métodos eléctricos y electromagnéticos para la prospección de aguas subterráneas: caso de estudio en la localidad de Amealco, Querétaro. “

TESIS

Que para optar por el grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

José Luis Salas Corrales

Tutora:

Dra. Claudia Arango Galván..Instituto..de.Geofísica



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.

“Nada es demasiado maravilloso para ser cierto si obedece a las leyes de la naturaleza.”

— Michael Faraday —

Dedicatorias

Para Lucy, por mostrarme que la vida se trata de nunca rendirse aunque las circunstancias sean adversas.

A mi familia: Luisito, Diana, Dacil, Chuchis, Wolfgang, Andrea, Ivana, Menus y Maguito.

A mis amigos, compañeros de vida: Cesar, Omar, Daniel, Alex, Rodrigo, Dulce y Beto.

A los amigos cosechados en este proceso: Maguie, Carla, Dulce, Carlos y Xochitl.

A todos los que de alguna forma están presentes en mi vida, por mencionar a algunos: familia Sandoval Salas, equipo Némesis, familia Correa Peñalosa y demás que por la premura olvido.

Agradecimientos

A la Dra. Claudia Arango Galván por todo el apoyo recibido para la realización de este trabajo así como en mi desarrollo profesional además de la amistad construida.

A mis sinodales: Dra. Leticia Flores, Dr. Enrique Gómez, Dr. Fernando Corbo, Dr. Antonio Hernández, por el tiempo invertido en la revisión de mi trabajo y sus atinados comentarios encaminados a enriquecerlo.

Al ingeniero Alberto Arias, por todo el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo.

A Diego Ruiz por tu ayuda para la obtención de los datos en campo y por tu amistad.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por brindarme la oportunidad de continuar con mis estudios, en especial a Araceli Chaman, por su gran apoyo.

Al Instituto de Geofísica por las instalaciones prestadas para realizar esta tesis.

Al CONACYT por su apoyo económico, mediante el programa de becas, para la realización de este trabajo.

A Geotem Ingeniería, por su apoyo logístico e infraestructura para la realización de este trabajo.

A todos los que de alguna forma me ayudaron en este trabajo y que pudiera olvidar, gracias.

INDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	2
2.	ANTECEDENTES.....	4
2.1.	Principios físicos fundamentales del campo electromagnético.....	4
2.1.1.	Ecuaciones de Maxwell	4
2.1.2.	Corrientes eléctricas.....	7
2.1.3.	Ecuación de onda	9
2.2.	El método Magnetotelúrico (MT).....	11
2.2.1	Premisas del método.....	11
2.2.2	Fuentes.....	12
2.2.3	Tensor de impedancias.....	13
2.2.4	Resistividad aparente y fase.....	13
2.2.5	Profundidad de penetración	14
2.2.6	Tipper.....	14
2.2.7	Distorsión electromagnética	15
2.2.8	Dimensionalidad	17
2.2.9	Configuración en campo.....	22
2.3.	El método Transitorio electromagnético (TEM)	23
2.3.1	Premisas del método.....	23
2.3.2	Respuesta de una bobina horizontal grande	25
2.3.3	El concepto de resistividad aparente en sondeos TEM.....	26
2.3.4	Profundidad de penetración	28
2.3.5	Fuentes de ruido	29
2.3.6	Diferentes arreglos para TEM.....	29
2.4	El método de tomografía de resistividad eléctrica (TRE).....	31
2.4.1	Fundamentos teóricos.....	31
2.4.2	Resistividad aparente y factor geométrico.....	33
2.4.3	Sondeo eléctrico vertical (SEV).....	35
2.4.4	Calicatas eléctricas	36
2.4.5	Configuración de electrodos.....	36
2.4.6	Tomografía de resistividad eléctrica.....	36
3.	ZONA DE ESTUDIO.....	38

3.1	Introducción.....	38
3.2	Localización.....	38
3.3	Geología.....	39
3.4	Hidrogeología	48
4.	ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	51
4.1	Ubicación general de los sondeos	51
4.2	Datos audiomagnetotelúricos.....	52
4.2.1	Diseño de adquisición para datos AMT	52
4.2.2	Localización de los sondeos.....	52
4.2.3	Parámetros de adquisición.....	52
4.2.4	Equipo utilizado para la adquisición de datos	55
4.2.5	Procesamiento de datos AMT	57
4.3	Datos TEM.....	64
4.3.1	Diseño de adquisición	64
4.3.2	Parámetros de adquisición.....	64
4.3.3	Equipo utilizado para la adquisición de los sondeos TEM.....	67
4.3.4	Procesamiento	67
4.4	Tomografía de resistividad eléctrica bidimensional (TRE).....	73
4.4.1	Diseño de adquisición	73
4.4.2	Localización	73
4.4.3	Parámetros de adquisición.....	74
4.4.4	Equipo	74
4.4.5	Procesamiento	75
5.	RESULTADOS.....	78
5.1	Audiomagnetotelúrico (AMT)	78
5.2	Transitorio electromagnético (TEM)	79
5.3	Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	81
5.4	Comparación de las respuestas.....	81
6.	ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN	84
7.	CONCLUSIONES.....	88
8.	Apéndice A.....	89
9.	Referencias	93

INDICE DE FIGURAS

Figura 1-1 Proyecciones del agua renovable per cápita en México (CONAGUA, 2011).	2
Figura 2-1 Ley de Ampere (Thiel, 2008).	5
Figura 2-2 Ley de Faraday (Thiel, 2008).	6
Figura 2-3. Representación esquemática del espectro electromagnético conocido. La parte del cuadro corresponde al espectro utilizado en el método magnetotelúrico (Martí, 2006).	12
Figura 2-4. La comparación de las curvas de resistividad aparente teóricas para MT (curva continua) y Transitorio desplazado en tiempo (curva punteada). La curva de EM ha sido desplazada dividiendo el eje del tiempo (en ms) por 200. El radio de la bobina transmisora circular utilizada para el cálculo fue de 141 m. El modelo de resistividad usado se muestra en cada figura (Sternberg et al., 1988).	16
Figura 2-5. Modelo de resistividad bidimensional con un contacto lateral apuntando en la dirección x. La frontera de resistividad separa dos regiones de diferente conductividad $\sigma_1 \neq \sigma_2$. El campo E es discontinuo a través del contacto vertical debido a la conservación de corrientes. La polarización E (modo TE) y la polarización B (modo TM) surgen de la bidimensionalidad (Simpson y Bahr, 2005).	17
Figura 2-6. Representación gráfica del tensor de fase (Cadwell et al., 2004).	21
Figura 2-7. Implementación en campo del método MT (Gabàs, 2003).	23
Figura 2-8. Corriente transitoria circulando en la tierra (McNeill, 1994).	24
Figura 2-9. Forma de onda de salida en el receptor (McNeill, 1994).	25
Figura 2-10. Gráfico logarítmico de voltaje de salida del receptor vs tiempo (McNeill, 1994).	27
Figura 2-11. Rango de profundidades de investigación para dos sondeos sobre una tierra de dos capas con un ruido de $5 \times 10 - 10V m^2$ (Flores et. al., 2013).	28
Figura 2-12. Configuraciones de TEM (Nabighian, 1991).	30
Figura 2-13. Distribución de potencial debido a una fuente de corriente en un semiespacio homogéneo (Aizebeokhai, 2010).	34
Figura 2-14. Corriente de una fuente puntual y la distribución resultante equipotencial (Loke, 2004).	35
Figura 2-15. En el nivel n=1 para el primer punto de atribución los electrodos A y D son de corriente y los electrodos B y C de potencial, para el segundo punto B y E son de corriente mientras que C y D de potencial y así sucesivamente para los demás puntos y niveles (Aizebeokhai, 2010).	37
Figura 3-1. Localización del área de estudio (Aguirre, 2001).	39
Figura 3-2. Mapa geológico simplificado de la Caldera de Amealco y volcanismo periférico. CC: cono Cerrito Colorado, E: domo El Espía, SJ: San Juan Hedó, LA: Los Arcos, SMT: San Miguel Tlaxcaltepec, M: Mexquititlán y CG: Cañada de García (Aguirre y Macdowell, 1999).	41
Figura 3-3 Sección geológica que corta la caldera de Amealco casi W-E (SGM, 1999).	46
Figura 3-4. Columna Estratigráfica que muestra la sucesión de las Ignimbritas y su composición mineralógica (Aguirre, 1996).	47
Figura 3-5. Delimitación de los acuíferos de San Juan del Río y Amealco según CONAGUA, 2009..	50

Figura 4-1. Ubicación general de los sondeos.....	51
Figura 4-2. Localización de los sondeos de AMT.	54
Figura 4-3. Equipo de medición ADU – 07e.....	55
Figura 4-4. Bobinas de inducción MFS-06e, a) Bobina colocada en campo para la medición de la componente vertical del campo magnéticos, b) disposición en campo de una bobina para la medición de una componente horizontal del campo magnético.....	56
Figura 4-5. Electrodo EFP-06 y su disposición en campo.	56
Figura 4-6. Esquema básico de procesamiento.....	57
Figura 4-7. Curvas de resistividad aparente y fase estimadas a partir de las series de tiempo.....	58
Figura 4-8. Dimensionalidad geoelectrica del sitio.....	59
Figura 4-9. Elipses del tensor de fases. Sitio AMT6	60
Figura 4-10. Malla para la inversión 2D.	63
Figura 4-11. Corrección por corrimiento estático	65
Figura 4-12. Localización de los sondeos TEM.	66
Figura 4-13. Equipo TerraTEM utilizado para la adquisición de datos.....	67
Figura 4-14. Curva de resistividad aparente y modelo de inversión 1D.	72
Figura 4-15. Ubicación del perfil de Tomografía de Resistividad Eléctrica.	73
Figura 4-16. Consola del Resistivímetro Syscal – Pro Switch 48 (Iris Instruments).	74
Figura 5-1. Sección 2D de los sondeos por Magnetotelúrico.....	78
Figura 5-2. Sección interpolada 2D de los sondeos por Transitorio electromagnético.....	79
Figura 5-3. Inversión 2D de la tomografía de resistividad eléctrica.	81
Figura 5-4. Integración de los tres métodos aplicados.	82
Figura 5-5. Comparación de los modelos 1D para el TEM01 y el MT01.	83
Figura 6-1. Sección de TRE y columna estratigráfica tipo de las ignimbritas Amealco.....	86
Figura 6-2. Posible parteaguas definido de la integración de la información de este trabajo.....	87

INDICE DE TABLAS

Tabla 2-1. La entrada del tensor de impedancias Z vs dimensionalidad y distribución de la conductividad isotrópica. Las entradas comienzan a incrementarse independientes para mayor complejidad en la dimensionalidad. Z _{TE} y Z _{TM} denotan la impedancia paralela E y perpendicular E, respectivamente.	19
Tabla 4-1. Diseño de adquisición de las series de tiempo.....	53
Tabla 4-2. Dirección de strike para los sondeos AMT	59
Tabla 4-3. Valores de Tau vs RMS.....	62
Tabla 4-4. Coordenadas UTM de los sitios donde se realizaron los sondeos TEM.....	65
Tabla 6-1. Tablas de unidades geoelectricas y su posible asociación litológica.....	85

RESUMEN

En las últimas décadas, se ha tenido un incremento sustancial en la demanda de agua para uso doméstico e industrial. En muchas áreas del país, en especial en los centros urbanos, se han extraído volúmenes de agua subterránea mayores a los que se infiltran por lo que ha habido una sobreexplotación de los acuíferos. Esta situación ha traído un decremento en las fuentes de agua subterránea de fácil extracción. Los estudios de hidrogeología que se requieren hoy en día necesitan de información geofísica detallada a distintas escalas para una mejor caracterización de los acuíferos.

Se presenta este proyecto en el que se muestra la integración de métodos geofísicos eléctricos y electromagnéticos para la prospección de aguas subterráneas en la localidad de Amealco, Qro. En este sitio se encuentran dos tipos de acuíferos emplazados en sistemas distintos, uno en un medio granular y el otro en un medio fracturado, divididos por la caldera Amealco que funciona como un parteaguas continental. Para implementar el estudio geofísico de la zona a diferentes escalas, se realizó la adquisición de un perfil geoelectrico orientado N-S con ocho sondeos magnetotelúricos (MT) y nueve sondeos de transitorio electromagnético (TEM), abarcando una distancia aproximada de 26 km. Los sondeos de MT y TEM se realizaron en los mismos sitios (excepto uno por cuestiones de logística), para una posterior comparación en términos de resolución y profundidad. Además, en el sitio más distal del perfil (zona norte), se adquirió una tomografía de resistividad eléctrica (TRE) para realizar también una comparación a nivel más superficial. La disposición espacial del perfil tiene como objetivo conocer si existe continuidad entre los dos acuíferos, así como conocer la distribución de las resistividades, en distintas escalas en el subsuelo y poder correlacionar las respuestas de las tres metodologías. Adicionalmente, y como un objetivo fundamental, se analiza el aporte de cada una de ellas para el conocimiento integral del acuífero.

Para generar el modelo geoelectrico con el método AMT, se utilizó una inversión 2D basada en el algoritmo de gradientes conjugados no lineales. En el caso del TEM, se aplicó la inversión 1D basada en el esquema de Occam para obtener modelos de capas en cada uno de los sondeos y se generó una sección 2D interpolando estos modelos a lo largo del perfil. El procesamiento de la TRE fue realizado mediante un método de inversión de mínimos cuadrados de Gauss – Newton con restricción de suavizado, para producir un modelo 2D del subsuelo a partir de los datos de resistividad aparente.

Se observa que la respuesta de las tres metodologías, en las escalas pertinentes, es consistente y resultan ser una herramienta fundamental para un estudio integral del acuífero de Amealco. El aporte más valioso consistió en dilucidar el comportamiento del sistema de acuíferos en la zona mostrando que no existe una conexión entre los dos tipos de acuíferos presentes en el área y evidenciando la firma resistiva de cada uno de ellos, además de poder observar con mejor resolución la zona vadosa del acuífero fracturado.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de las aproximaciones más aceptadas, alrededor del 97% del volumen de agua que existe en el planeta es salada y se encuentra distribuida en los mares y océanos; el 3% restante es agua dulce o con una salinidad baja. La estimación que se hace de esta agua dulce es de 38 millones de km³, de los cuales el 75% se localiza en los casquetes polares, nieves eternas y glaciares; el 21% se considera agua subterránea y el restante 4% se refiere al agua superficial (lagos y ríos). En México, el agua está constituida por acuíferos, vasos de almacenamiento, redes de acueductos y plantas de tratamiento naturales. Para hacer más efectiva la evaluación, manejo y administración, se han definido 653 acuíferos. Con el aumento de la población es evidente que la disminución del agua renovable per cápita. Se puede observar en la figura 1.1 que este cambio hacia la baja es de 4,230 m³/hab/año en el año 2010 y se decrementará a 3,800 en el 2030. Para el año 2030 en algunas de las regiones hidrológico-administrativas (RHA), el agua renovable per cápita llegará a niveles cercanos o incluso menores a los 1,000 m³/hab/año, lo que se califica como una condición de escasez grave (CONAGUA, 2011).

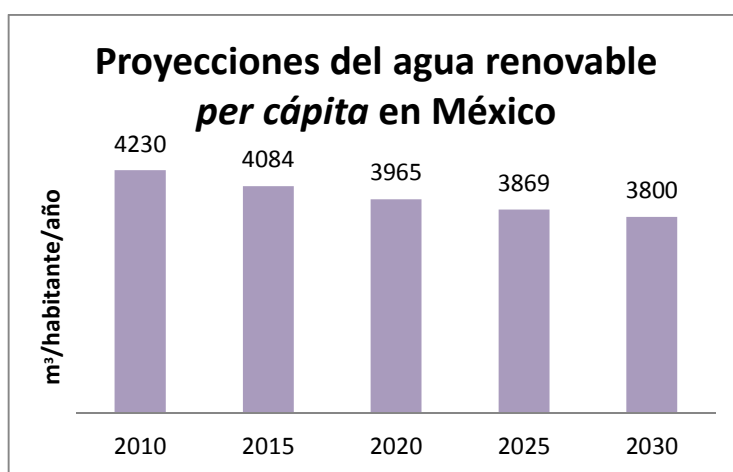


Figura 1-1 Proyecciones del agua renovable per cápita en México (CONAGUA, 2011).

Además, la explotación exhaustiva del agua junto con la creciente demanda, incluyendo las necesidades municipales, industriales, agrícolas y ambientales, han afectado los recursos hídricos subterráneos. Por consiguiente, muchos programas de exploración de agua subterránea están concentrando la búsqueda de zonas de producción cada vez en lugares más profundos (Hasbrouck, 2003).

1. INTRODUCCIÓN

Con este panorama, el estudio del recurso hídrico se ha vuelto una prioridad en el país. Para tal efecto, las técnicas geofísicas, pueden ayudar a resolver el cuestionamiento de cómo y dónde se encuentra confinado el recurso, o la calidad y disponibilidad del mismo (Fitterman y Stewart, 1986).

Así, el uso de los métodos geofísicos para las investigaciones hidrogeológicas ha recibido una especial atención durante los últimos años. La calidad del agua subterránea es también amenazada y en muchas áreas totalmente dañada, por la infiltración de nitratos por el exceso de fertilizantes usados en la agricultura y por las fugas en depósitos de desperdicios. La severidad de los problemas está indicada por el hecho de que la disponibilidad del agua es uno de los temas de investigación más importantes de las instituciones pertinentes (Christensen y Sorensen, 1998).

En este sentido, existe la necesidad de obtener datos más detallados que cubran áreas grandes y que la efectividad de los métodos aplicados mejore, por lo que la estrategia para el trabajo de campo es de gran importancia. Entonces, finalmente, el objetivo de las investigaciones hidrogeológicas modernas es construir un modelo hidráulico del área de interés, el cual ha sido calibrado con los datos de hidrogeología tradicional, así como con la carga hidráulica, precipitación, infiltración, flujo base, conductividades hidráulicas inferidas de las pruebas de bombeo y condiciones geológicas estimadas a partir de información de pozo, lo que permitirá una predicción del comportamiento del movimiento del agua subterránea bajo variaciones naturales y tasas de extracción y/o infiltración artificiales. El principal obstáculo para llegar a este objetivo es que las observaciones de carga hidráulica y la información de pozo son escasas y las conductividades hidráulicas, interpretadas a partir de las pruebas de bombeo, son promediadas a lo largo de grandes áreas. Por estas razones es necesario encontrar métodos que reduzcan el número de posibles soluciones y la geofísica se vuelve entonces prioritaria, no sólo para cumplir dicho objetivo sino también para la reducción de riesgos en la construcción del modelo (Christensen y Sorensen, 1998).

Dado que una de las propiedades físicas del subsuelo más afectadas por la presencia de fluidos es la resistividad eléctrica (Meju, 2002), las investigaciones hidrogeológicas son una de las aplicaciones más importantes de los métodos geofísicos eléctricos y electromagnéticos. Estas investigaciones pueden contemplar desde el mapeo geológico para definir las formaciones donde ocurre el acuífero, hasta la estimación del volumen interno y externo de la estructura del acuífero, para mapear la infiltración en la zona vadosa y la contaminación del agua subterránea (Pellerin, 2002).

Para profundidades someras, los perfiles de resistividad eléctrica son los métodos más utilizados, para objetivos un poco más profundos se han utilizado de manera exitosa los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM), sin embargo, para grandes profundidades, estos métodos resultan difíciles de implementar y su costo aumenta. Para profundidades de exploración mayores se han utilizado con éxito, el método magnetotelúrico de fuente natural y también el de fuente controlada (Hasbrouck, 2003).

1. INTRODUCCIÓN

Así, los objetivos y metas de este proyecto de tesis quedan definidos a continuación:

Objetivos

Integrar los resultados obtenidos a partir de las metodologías geofísicas implementadas en la zona de estudio con información geológica e hidrogeológica para la definición de unidades hidrogeológicas y establecer, si existe, conectividad entre los dos sistemas acuíferos.

Mostrar la eficiencia de cada método geofísico, implementado en este trabajo, en función de su resolución y profundidad de penetración.

Metas

Obtener la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo a partir del método de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) para la caracterización de la zona más superficial de una porción del acuífero de Amealco (Qro.).

Obtener la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo a partir del método transitorio electromagnético (TEM) para la caracterización de la zona intermedia de una porción del acuífero de Amealco (Qro.).

Obtener la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo a partir del método audiomagnetoteléxico (AMT) para la caracterización de la zona profunda de una porción del acuífero de Amealco (Qro.).

Integrar la información geológica e hidrogeológica disponible para la interpretación de las secciones geoeléctricas generadas a diferentes escalas.

2. ANTECEDENTES

2.1. Principios físicos fundamentales del campo electromagnético

Las ecuaciones de Maxwell son un grupo de ecuaciones diferenciales parciales, lineales en espacio y tiempo, que describen como los campos magnético y eléctrico se propagan, cómo interactúan entre sí y la manera en que son influenciados por el medio donde se encuentren (Ida y Bastos, 1992).

Las variables electromagnéticas involucradas en las ecuaciones de Maxwell son:

- La intensidad de campo eléctrico \mathbf{E} (V/m)
- La densidad de flujo eléctrico o inducción eléctrica \mathbf{D} (C/m²)
- La intensidad de campo magnético \mathbf{H} (A/m)
- La densidad de flujo magnético o inducción magnética \mathbf{B} (T = Wb/m²)
- La densidad de corriente(superficie) \mathbf{J} (A/m²)
- La densidad de carga (volumen) ρ (C/m³)

2.1.1. Ecuaciones de Maxwell

Las cuatro ecuaciones de Maxwell son las siguientes:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campo magnético} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campo eléctrico} \quad (2.4)$$

Además de estas ecuaciones, se define una quinta relación. Aplicando divergencia en ambos lados de la ecuación (2.1) se obtiene

$$\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{H}) = \nabla \cdot \mathbf{J} + \nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$

Partiendo de $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{H}) = 0$, entonces se tiene que

$$0 = \nabla \cdot \mathbf{J} + \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot \mathbf{D})$$

2. ANTECEDENTES

Utilizando la ecuación (2.4) se llega a

$$\nabla \cdot J = -\frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (2.5)$$

Esta ecuación es llamada ecuación de continuidad eléctrica. Se observa que en general, $\partial \rho / \partial t$ es cero y, por tanto, normalmente se obtiene $\nabla \cdot J = 0$. Esto significa que la corriente de conducción es conservativa. En otras palabras, la corriente entrante a un volumen dado es igual a la corriente saliendo del volumen. De hecho, en prácticamente todos los dispositivos electromagnéticos, la corriente inyectada dentro del dispositivo es igual a la corriente saliente. Cuando esto no sucede, hay una acumulación de cargas en el artefacto, o una cierta cantidad de cargas es extraída del dispositivo (Ida y Bastos, 1992).

Ecuación (2.1) Ley de Ampere

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$$

Establece que cualquier flujo cerrado de una corriente eléctrica tendrá asociado un campo magnético de magnitud proporcional al flujo total de corriente (figura 2.1) (Simpson y Bahr, 2005).

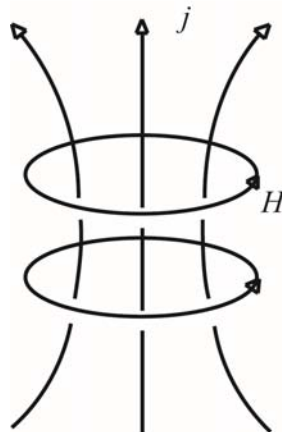


Figura 2-1 Ley de Ampere (Thiel, 2008).

Ecuación (2.2) Ley de Faraday

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

Establece que las variaciones temporales en el campo magnético inducen fluctuaciones correspondientes en el campo eléctrico en un flujo cerrado con su eje orientado en la dirección del campo inducido (Figura 2.2) (Simpson y Bahr, 2005).

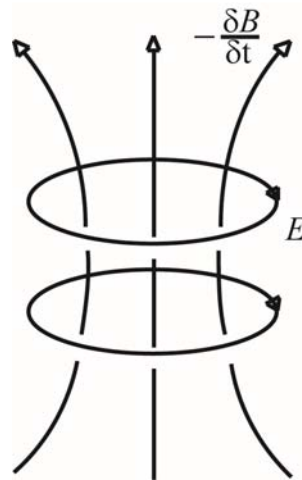


Figura 2-2 Ley de Faraday (Thiel, 2008).

Ecuación (2.3) Ley de Gauss para campo magnético

$$\nabla \cdot B = 0$$

Significa que no existen cargas magnéticas. Esta relación corresponde a la condición que permite comprender el comportamiento del campo que sirve, en varios casos, como un medio para determinar la intensidad de campo magnético (Ida y Bastos, 1992).

Ecuación (2.4) Ley de Gauss para campo eléctrico

$$\nabla \cdot D = \rho$$

La divergencia de D no es igual a cero lo que significa que el flujo del vector D no es conservativo.

La aplicación de los métodos electromagnéticos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que las constituyen. Estas propiedades se expresan fundamentalmente por medio de tres magnitudes físicas (Orellana, 1974):

- La permeabilidad magnética μ (H/m)
- La permitividad eléctrica ϵ (F/m)
- La conductividad eléctrica σ (S/m)

Las relaciones, $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$, así como $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$ y $\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}$ son llamadas ecuaciones constitutivas o relaciones constitutivas y son utilizadas en combinación de las ecuaciones de Maxwell. Ellas describen las relaciones entre las cantidades de campo basadas en las propiedades eléctricas y magnéticas de los materiales (ϵ , μ y σ). Estas propiedades eléctricas y magnéticas de las rocas, suelos y fluidos

2. ANTECEDENTES

controlan la velocidad de propagación de la onda electromagnética y sus amplitudes. En la mayoría de los casos, las propiedades eléctricas son mucho más dominantes que las propiedades magnéticas. A determinada frecuencia, las propiedades eléctricas son predominantemente controladas por la densidad del suelo, la química, distribución y contenido de agua. Las propiedades eléctricas entran en dos tipos básicos, uno que describe la disipación de la energía y uno que describe el almacenamiento de energía. En ambos casos el movimiento de cargas está descrito por la Ecuación de Difusión (Ida y Bastos, 1992).

2.1.2. Corrientes eléctricas

El uso del teorema de la divergencia de Stokes como una relación fundamental permite una manipulación de las ecuaciones en términos de la divergencia y el rotacional. Utilizando estas relaciones se pueden escribir las ecuaciones de Maxwell en su forma integral (Ida y Bastos, 1992).

Se toma en cuenta la ecuación (2.6)

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2.6)$$

Se define una superficie S donde se desea estudiar las corrientes y los campos magnéticos. Se llama C al contorno alrededor de esta superficie. Aplicando una integral de superficie a ambos lados de la ecuación se tiene (Ida y Bastos, 1992):

$$\int_S (\nabla \times H) \cdot ds = \int_S J \cdot ds + \int_S \frac{\partial D}{\partial t} \cdot ds \quad (2.7)$$

Aplicando el teorema de Stokes

$$\oint_C H \cdot dl = \int_S J \cdot ds + \int_S \frac{\partial D}{\partial t} \cdot ds \quad (2.8)$$

El lado izquierdo de esta ecuación es la circulación de la intensidad del campo H en C. El lado derecho incluye dos términos. El primero es llamado corriente de conducción I (Ida y Bastos, 1992).

$$I = \int_S J \cdot ds \quad (2.9)$$

Que representa las corrientes atravesando la superficie S. Estas corrientes, en general fluyen en conductores. El segundo término es llamado corrientes de desplazamiento I_d (Ida y Bastos, 1992).

$$I_d = \frac{\partial D}{\partial t} \cdot ds \quad (2.10)$$

2. ANTECEDENTES

Este término puede tener dos connotaciones. La primera relacionada a las ondas electromagnéticas y representa la variación en tiempo del campo eléctrico que genera un campo magnético. La segunda relacionada a los capacitores (Ida y Bastos, 1992).

Por lo que la corriente total va a estar dada por la siguiente relación:

$$|J_T| = |J_C| + |J_D| \quad (2.11)$$

El concepto de corrientes de desplazamiento permite mantener la noción de que la corriente es continua a través de los medios no conductores. Entonces la corriente de desplazamiento aparece como resultado del proceso de polarización, es decir, a través de un dieléctrico aparecerá una corriente de desplazamiento capaz de crear un campo magnético (Keller, 1992).

Las corrientes de desplazamiento tienen una dependencia con la frecuencia, cuando ésta es alta, las corrientes de desplazamiento serán más grandes que las de conducción y a bajas frecuencias las que predominan son las de conducción. En un rango intermedio no pueden despreciarse las corrientes de desplazamiento ni las de conducción. El punto medio de esta transición está definido como (Keller, 1992):

$$|J_C| = |J_D|$$

$$|\sigma E| = |\omega \epsilon E|$$

$$\sigma E = \omega \epsilon E$$

$$\omega_t = \frac{\sigma}{\epsilon}$$

Esta frecuencia representa el rango, en el que las corrientes de conducción son iguales a las corrientes de desplazamiento y está definido por el factor de pérdida (Keller, 1992).

$$\frac{\sigma}{\omega \epsilon} = 1$$

De este factor se desprende la definición de la Tangente de Pérdida (Keller, 1992):

$$\text{Tan} \alpha = \frac{\sigma E}{\omega \epsilon E} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \quad (2.12)$$

La tangente de pérdida es un parámetro útil para determinar el tipo de corrientes que predominan y que estarán en función de dos factores: la naturaleza del medio (σ , ϵ) y la naturaleza de la onda electromagnética (ω) (Keller, 1992).

2.1.3. Ecuación de onda

Las ecuaciones de Maxwell según Nabighian (1992), pueden reducirse en términos de E y H utilizando las relaciones constitutivas. Se asume que E y H tienen una dependencia temporal de la forma $E(t) = E_0 e^{i\omega t}$, donde $\omega (= 2\pi f)$ es la frecuencia angular del campo, las ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias toman la siguiente forma:

$$\nabla^2 E + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)E \quad (2.13)$$

$$\nabla^2 H + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)H \quad (2.14)$$

Estas son las ecuaciones básicas para la propagación de campos eléctricos y magnéticos en un medio homogéneo e isotrópico con propiedades físicas ϵ , μ y σ , también conocidas como ecuaciones de Helmholtz en E y H. En las ecuaciones anteriores los términos $i\omega\mu\sigma$ se relacionan con las corrientes de conducción, mientras que los términos $\epsilon\mu\omega^2$ se relacionan con las corrientes de desplazamiento.

Si se define un parámetro simple que caracterice la interacción del campo electromagnético con el medio, conocido como constante de propagación $\kappa^2 = \epsilon\mu\omega^2 + i\omega\mu\sigma$ y sustituyendo en (2.13) y (2.14), se obtiene:

$$\nabla^2 \bar{H} + \kappa^2 \bar{H} = 0 \quad (2.15)$$

$$\nabla^2 \bar{E} + \kappa^2 \bar{E} = 0 \quad (2.16)$$

Según Nabighian (1992) para considerar que una onda es plana se debe cumplir lo siguiente:

1. En cualquier plano horizontal XY, el campo eléctrico E y el campo magnético H son constantes.
2. E y Z=0; E=E₀, H=H₀
3. Cuando $z \rightarrow \infty$, E=H=0
- 4.

Esto implica que solo se está en un plano horizontal XY por lo que se puede escribir:

$$\bar{E} = E_0(x, y)e^{ikz}e^{-i(\omega t - \rho)} \quad (2.17)$$

$$\bar{H} = H_0(x, y)e^{ikz}e^{-i(\omega t - \rho)} \quad (2.18)$$

Introduciendo el término de constante de propagación, $\kappa^2 = \epsilon\mu\omega^2 + i\omega\mu\sigma$ y además se sabe que $\kappa^2 = \alpha + i\beta$, sustituyendo en la expresión del campo eléctrico:

$$\bar{E} = E_0(x, y)e^{i(\alpha+i\beta)z}e^{-i(\omega t - \rho)} \quad (2.19)$$

2. ANTECEDENTES

Reordenando términos:

$$\bar{E} = E_0(x, y)e^{-\beta z}e^{i(\alpha z - \omega t + \rho)} \quad (2.20)$$

Entonces, se puede decir que α es la constante de fase y que β es la constante de atenuación.

Para obtener las constantes de propagación se tiene que:

$$\kappa = \alpha + i\beta \quad (2.21)$$

$$\kappa^2 = \mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma \quad (2.22)$$

Para poder obtener cada una de las componentes es necesario desarrollar el binomio de cada una de las componentes y compararlo con la constante definida en la ecuación de onda.

Resolviendo de manera simultánea las dos ecuaciones se obtiene el valor de α y β en función de las propiedades del medio (μ , σ y ε) y de la naturaleza de la onda (ω):

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} \left[\sqrt{(\sigma^2 + \varepsilon^2\omega^2)} - \varepsilon\omega \right]} \quad (2.23)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} \left[\sqrt{(\sigma^2 + \varepsilon^2\omega^2)} + \varepsilon\omega \right]} \quad (2.24)$$

2.2. El método Magnetotelúrico (MT)

En el método magnetotelúrico (MT), los campos electromagnéticos naturales se utilizan para determinar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo. Las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético de la Tierra, en un determinado sitio, son medidas de manera simultánea en un rango determinado de frecuencias. Los campos electromagnéticos en la superficie de la tierra se comportan casi como ondas planas, con una gran cantidad de energía reflejada, pero con una pequeña cantidad de energía propagándose verticalmente dentro de la tierra. La amplitud, la fase y las relaciones direccionales entre los campos eléctrico E y magnético H dependen de la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo (Vozoff, 1991).

2.2.1 Premisas del método

Según Simpson y Bahr (2005) cuando se trata con la inducción electromagnética en la Tierra, se debe asumir los siguientes puntos:

1. Las ecuaciones de Maxwell son respetadas.
2. La Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa.
3. Todos los campos pueden ser tratados como conservativos y analíticos fuera de sus fuentes.
4. Los campos electromagnéticos naturales utilizados, son generados por sistemas de corrientes ionosféricas de gran escala que están relativamente lejos de la superficie de la tierra, y que pueden ser tratados como ondas electromagnéticas uniformes, planas y que inciden de manera casi vertical. Esta asunción puede ser violada en las regiones polares y ecuatoriales.
5. No hay acumulación de cargas libres en la Tierra estratificada.
6. La carga se conserva, y la tierra se comporta como un conductor obedeciendo la ecuación:

$$j = \sigma E$$

donde, j es la densidad total de corriente eléctrica (en Am⁻²), σ es la conductividad del medio (en Sm⁻¹), y E es el campo eléctrico (en Vm⁻¹).

7. Las corrientes de desplazamiento son despreciables comparadas con las corrientes de conducción, lo que promueve el tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra como un proceso de difusión.
8. Cualquier variación en las permitividades eléctricas y permeabilidades magnéticas de las rocas son asumidas como despreciables comparadas con las variaciones de conductividades de las rocas.

Asumir una onda plana implica que no existen variaciones de tiempo en la fuente. Entonces, el tensor de impedancias calculado a partir de los campos eléctrico y magnético ortogonales en cualquier sitio dado debe ser similar independientemente de cuándo fueron medidos los campos (suponiendo, por supuesto, que la estructura de conductividad eléctrica de la tierra no cambia y que las relaciones señal – ruido son adecuadas) (Simpson y Bahr ,2005).

2.2.2 Fuentes

La señal magnética (H) que varía en el tiempo es el ruido que siempre está presente en el campo magnético de la Tierra. En una tierra conductora el cambio en el campo magnético induce corrientes telúricas y voltajes: estos últimos son las señales eléctricas (E). La mayoría del ruido magnético que ocurre en la Tierra a una frecuencia menor a 1 Hz se debe al flujo de corriente en las capas ionizadas alrededor de la tierra. Las corrientes son potencializadas por la actividad solar y por los movimientos relativos de la tierra, el sol y la luna. Para frecuencias mayores a 1 Hz las tormentas eléctricas tienen la mayor contribución (Vozoff, 1972).

Cuando las fluctuaciones magnéticas llegan a la superficie de la tierra y considerando a las ondas electromagnéticas como ondas planas, se presentan los fenómenos de la reflexión y refracción. Aunque la mayor parte de la energía es reflejada, una pequeña cantidad se transmite dentro de la tierra. En rocas conductoras la energía aparece como un campo magnético variante en el tiempo y campos eléctricos son inducidos para que las corrientes, llamadas corrientes telúricas, puedan fluir. Estas corrientes telúricas son completamente análogas a las corrientes de eddy que fluyen en los transformadores debido a los campos magnéticos variables causados por la corriente en las bobinas primarias (Vozoff, 1972).

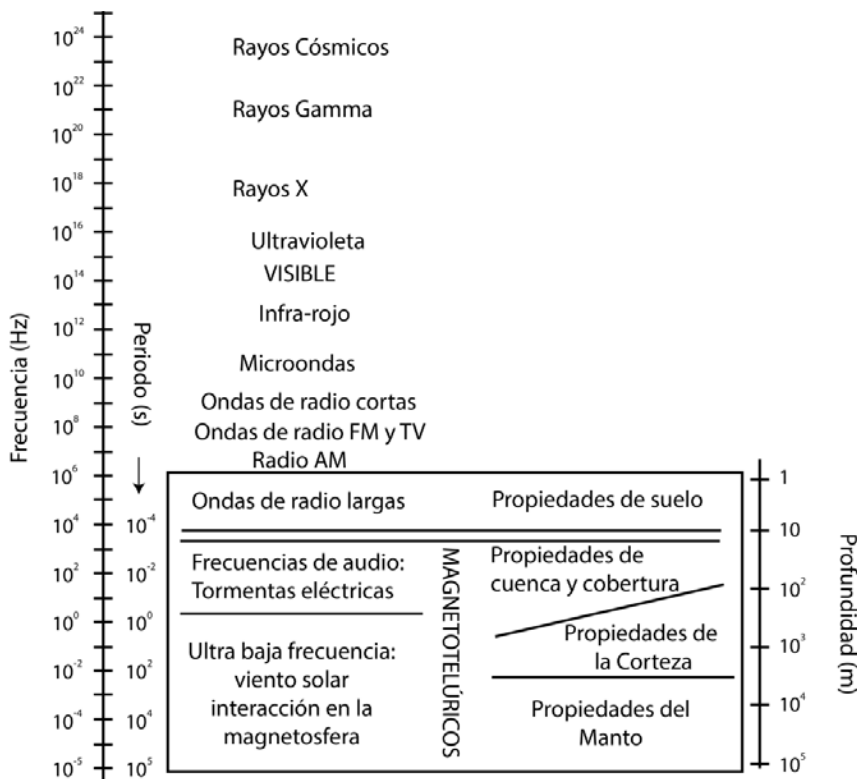


Figura 2-3. Representación esquemática del espectro electromagnético conocido. La parte del cuadro corresponde al espectro utilizado en el método magnetotelúrico (Martí, 2006).

2.2.3 Tensor de impedancias

Según Simpson y Bahr (2005) la técnica MT es un método pasivo que involucra medidas de las fluctuaciones del campo natural eléctrico E y el campo magnético H en direcciones ortogonales en la superficie de la tierra. La relación que existe entre estos campos se conoce como tensor de impedancias.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.25)$$

Esta relación indica que E_x tiene una contribución de por H_x y H_y , dada por Z_{xx} y Z_{xy} , respectivamente. De manera similar E_y se define como una contribución de H_x y H_y , dada por Z_{yx} y Z_{yy} , respectivamente; de este modo a cada frecuencia le corresponde un sistema lineal donde cada termino depende de esa frecuencia.

$$E_x(f) = Z_{xx}(f)H_x(f) + Z_{xy}(f)H_y(f)$$

$$E_y(f) = Z_{yx}(f)H_x(f) + Z_{yy}(f)H_y(f)$$

La estimación de este tensor se realiza a través de los productos cruzados que representan estimaciones de la impedancia eléctrica a diferentes frecuencias (Vozoff, 1972).

2.2.4 Resistividad aparente y fase

Los campos H y E son perpendiculares, particularmente se está interesado en la razón:

$$\begin{aligned} \frac{E_x^0}{H_y^0} &= \frac{(1-i)\omega\mu\delta}{2} \text{ ohms} \\ &= (1-i)(\omega\mu/2\sigma)^{1/2} \end{aligned} \quad (2.26)$$

Debido a que E y H son grabados a frecuencias en las cuales pueden ser medidos de manera precisa y como μ varía muy poco con respecto de μ_0 en la mayoría de las rocas, esta razón muestra la relación que existe entre la conductividad y los campos medidos. La ecuación puede resolverse para la conductividad y entonces se tiene (Vozoff, 1972):

$$\sigma^{\frac{1}{2}} = (1-i)(\omega\mu/2)^{1/2} \frac{H_y^0}{E_x^0} \quad (2.27)$$

Las componentes $[E]$ y $[H]$ son proporcionales a $\sqrt{\rho}$ por lo tanto se tiene:

$$\rho_{ij} = \frac{[Z_{ij}][Z_{ij}^*]}{\mu\omega} \quad (2.28)$$

donde $[Z_{ij}^*]$ es el complejo conjugado de $[Z_{ij}]$.

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

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_i}{H_j} \right|^2 = \frac{1}{\mu\omega} [Z_{ij}]^2 [\text{Ohm} \cdot \text{m}] \quad (2.29)$$

Y la fase queda como:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}Z_{ij}(\omega)}{\text{Re}Z_{ij}(\omega)} \right] \quad (2.30)$$

Esta fase describe el retraso en tiempo entre las componentes de los campos eléctricos y magnéticos (Vozoff, 1972).

2.2.5 Profundidad de penetración

La profundidad de penetración de los campos electromagnéticos en la tierra está inversamente relacionada con la conductividad de la roca. En una tierra uniforme E y H decaen exponencialmente con la profundidad, mientras más conductiva sea la tierra menor será la profundidad de penetración. La profundidad a la cual los campos decaen en $(e)^{-1}$ de su valor en superficie se denomina 'skin depth' δ y está dada por la siguiente expresión (Vozoff, 1972):

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (\text{m}) \quad (2.31)$$

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (\text{Km}) \quad (2.32)$$

donde f es la frecuencia, $\omega=2\pi f$, μ es la permeabilidad magnética que en la mayoría de los casos es igual a la del vacío (excepto donde hay rocas magnéticas) y ρ es la resistividad.

2.2.6 Tipper

Nos permite encontrar la dirección horizontal en la cual el campo magnético es más coherente con H_z . Para estructuras bidimensionales, esa dirección será constante, perpendicular al strike. Se asume que, los ejes de medición pueden ser físicamente rotados a cada frecuencia para encontrar esta dirección (Vozoff, 1971).

Según T.R. Madden (1968), H_z está linealmente relacionado con H_x y H_y y es descrito a cada frecuencia como:

$$H_z = AH_x + BH_y \quad (2.33)$$

2. ANTECEDENTES

Se resuelve para A y B, este par de coeficientes pueden ser pensados como operadores en el campo magnético horizontal e inclinándose parte de ellos en la vertical. Por esta razón, (A, B) es llamado 'tipper'. Su magnitud en cada banda de frecuencias,

$$|T| = \{|A|^2 + |B|^2\}^{1/2} \quad (2.34)$$

Su fase es,

$$\tan^{-1} \left[(A_r^2 + B_r^2) / (A_i^2 + B_i^2)^{1/2} \right] \quad (2.35)$$

Para una estructura de dos dimensiones en la dirección ($\phi \pm 90$ grados) de x, A y B tendrán la misma fase si asumimos datos libres de ruido, entonces A/B es un número real y la inclinación de la componente horizontal H_ϕ es en un ángulo ϕ del eje x, donde:

$$\phi = \arctan(B/A) \quad (2.36)$$

2.2.7 Distorsión electromagnética

Se clasifica en dos principales efectos, el galvánico y el inductivo. Según Zhdanov (1987), estos efectos se observan en una respuesta asumiendo una tierra estratificada que está distorsionada. El efecto galvánico es causado por un campo eléctrico primario que produce una acumulación de cargas eléctricas donde hay presencia de cambios en la conductividad. Este exceso de carga provoca campos eléctricos secundarios que se suman al campo primario. El efecto inductivo obedece a la ley de Faraday, que nos enuncia que la variación temporal del campo magnético induce corrientes, estas fluyen describiendo trayectorias cerradas y generan campos eléctricos secundarios que afectan al campo primario (Jiracek, 1990).

En el efecto inductivo, a diferencia del galvánico donde el campo eléctrico primario y el secundario están en fase, la fase del campo secundario varía con respecto del primario en un rango de 0 a 90 grados. La magnitud del efecto inductivo incrementa cuando la frecuencia incrementa y es el campo magnético el de mayor afectación. Este tipo de efectos no se corrigen en los sondeos de MT (Jiracek, 1990).

2. ANTECEDENTES

Corrimiento estático

La distorsión galvánica puede desplazar la curva de resistividad aparente, este desplazamiento es independiente de la frecuencia, en una gráfica estándar logaritmo de la resistividad aparente vs logaritmo de la frecuencia. La cantidad de desplazamiento paralelo, conocido como corrimiento estático, no puede ser determinada directamente por datos convencionales de MT en un solo sitio. Un método para estimar este corrimiento es con una medición del campo magnético mediante un sondeo de fuente controlada (Sternberg et al. 1988).

Sternberg et al. (1988) compara los sondeos de TEM hechos con bobina central con las curvas de de MT después de multiplicar el recíproco del tiempo en milisegundos por un factor de conversión de 200 para obtener un equivalente en frecuencia. También propone utilizar una inversión conjunta 1D del TEM y el modo TE de las curvas de MT, en la cual un factor de corrimiento ajusta el corrimiento estático de las curvas de MT.

Pellerin et al. (1990) proponen un esquema en el cual los sondeos de TEM se transforman en datos de sondeos MT 1D para respuestas ocasionadas por estructuras someras. La estimación de la estructura somera resultante de la inversión de TEM es usada para calcular la respuesta 1D de MT en altas frecuencias. Esta respuesta sirve como referencia para ajustar las curvas de resistividad aparentes de sondeos MT.

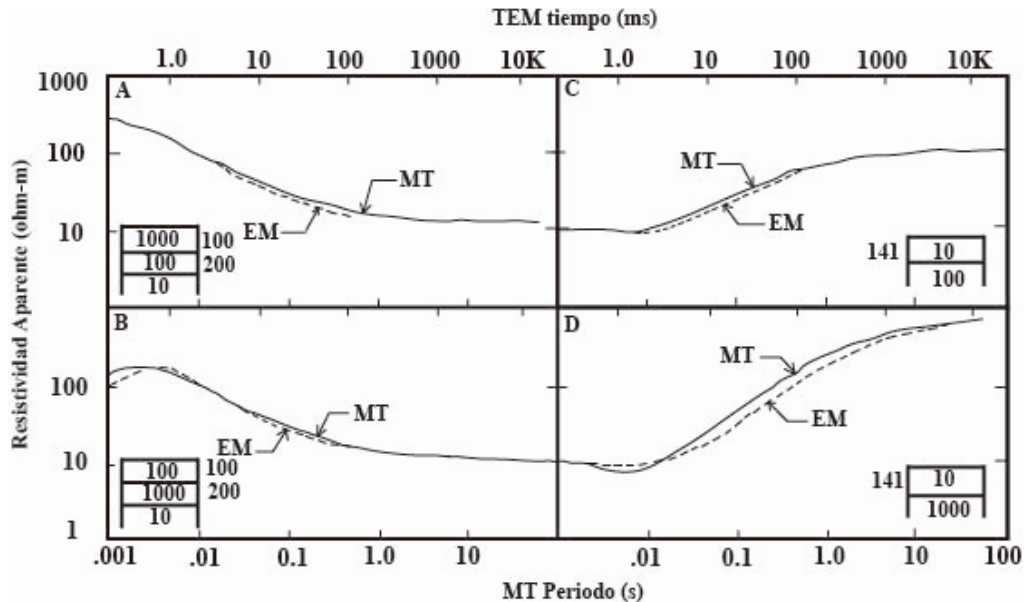


Figura 2-4. La comparación de las curvas de resistividad aparente teóricas para MT (curva continua) y Transitorio desplazado en tiempo (curva punteada). La curva de EM ha sido desplazada dividiendo el eje del tiempo (en ms) por 200. El radio de la bobina transmisora circular utilizada para el cálculo fue de 141 m. El modelo de resistividad usado se muestra en cada figura (Sternberg et al., 1988).

2.2.8 Dimensionalidad

La forma en la que la resistividad está distribuida en el subsuelo es dependiente de muchos factores, para el análisis de los datos de MT conviene definir tres modelos a partir de los cuales es posible una mejor interpretación. El primer modelo es el 1D donde la resistividad varía solo en función de la profundidad, en términos del tensor de impedancias, se tiene (Simpson y Bahr, 2005):

$$\left. \begin{matrix} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{matrix} \right\} 1 - D$$

Para un modelo bidimensional (2D), la resistividad varía a lo largo de una dirección horizontal y también con la profundidad, referido al tensor de impedancias, se observa que:

$$\left. \begin{matrix} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq -Z_{yx} \end{matrix} \right\} 2 - D$$

Si se habla de un modelo 3D en donde la variación de la resistividad es en todas las direcciones, todos los elementos del tensor son diferentes.

2.2.8.1. Modos de polarización

Según Simpson y Bahr (2005), tomando en cuenta la figura 2.5, las corrientes eléctricas en ambos lados de la interface deben ser conservativas siguiendo la ecuación de continuidad que dice que los componentes normales de la densidad de corriente deben ser continuos en ambos lados. La ley de Ohm puede ser usada para relacionar la densidad de corriente con el campo eléctrico.

Para la componente y:

$$j_{y1} = \sigma_1 \cdot E_{y1} = \sigma_2 \cdot E_{y2} = j_{y2} = \text{constante} \tag{2.37}$$

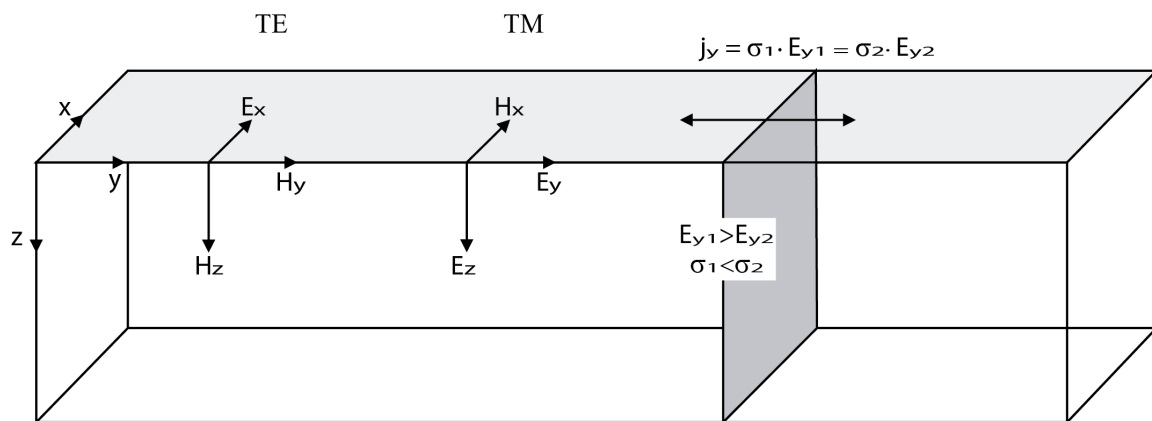


Figura 2-5. Modelo de resistividad bidimensional con un contacto lateral apuntando en la dirección x. La frontera de resistividad separa dos regiones de diferente conductividad $\sigma_1 \neq \sigma_2$. El campo E es discontinuo a través del contacto vertical debido a la conservación de corrientes. La polarización E (modo TE) y la polarización B (modo TM) surgen de la bidimensionalidad (Simpson y Bahr, 2005).

2. ANTECEDENTES

La discontinuidad en las resistividades causa un brinco en el campo eléctrico normal a la frontera (componente E_y en la figura 2.5). Las componentes tangenciales del campo eléctrico E en la dirección z y x , son continuas: $E_{t1}=E_{t2}$. Debido a la asunción de una permeabilidad magnética homogénea, las componentes normal y tangencial del campo magnético B también son continuas. La asunción de la bidimensionalidad requiere que la longitud del strike sea significativamente mayor que el skin-depth y que todas las variaciones del campo magnético paralelo al strike sean cero ($\frac{\partial}{\partial x} = 0$) (Thiel, 2008).

Además, los campos electromagnéticos son ortogonales y pueden ser desacoplados dentro de un componente de campo eléctrico E paralelo al strike y un componente de campo magnético B paralelo al strike. Los dos modos son referidos como polarización E (modo transversal eléctrico TE) y polarización B (modo transversal magnético TM). El modo TE puede ser descrito a través de las siguientes relaciones (Thiel, 2008):

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z, \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = i\omega B_y, \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_z \end{array} \right\} \text{ modo TE} \quad (2.38)$$

No hay un comportamiento discontinuo para la polarización E como el componente E_y no existe en este modo. Las corrientes fluyen perpendicularmente al strike en el caso del modo TM, tenemos:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_0 \sigma E_z, \\ -\frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu_0 \sigma E_y, \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega B_x \end{array} \right\} \text{ modo TM} \quad (2.39)$$

En la frontera aire suelo, $E_z=0$. A partir de lo antes descrito es claro que la discontinuidad en el campo eléctrico es σ_2/σ_1 para el modo TM a lo largo de la frontera. La resistividad aparente ρ_a tiene un offset de $(\sigma_2/\sigma_1)^2$. Entonces, el modo TM logra una resolución más nítida de la frontera de resistividad lateral debido al brinco en la resistividad aparente. Sin embargo, las resistividades cercanas a la frontera son estimadas muy bajas para la región de menor resistividad y muy altas para la región de mayor resistividad. El modo TE es más estable con respecto a las resistividades aparentes estimadas (Thiel, 2008).

Durante la adquisición de datos de MT, las coordenadas de medición raramente coinciden con el strike de una estructura 2D. Entonces, el tensor de impedancias de MT Z' contiene componentes que no son cero, al menos que sea rotado por un ángulo α , que lo introduzca en un sistema coordenado paralelo y perpendicular al strike de la frontera resistiva (Thiel, 2008).

2. ANTECEDENTES

$$Z' = \begin{pmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{pmatrix} = R \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} R^T = R Z_{2D} R^T, \quad (2.40)$$

con

$$R = \begin{pmatrix} \cos\alpha & \sin\alpha \\ -\sin\alpha & \cos\alpha \end{pmatrix} \quad (2.41)$$

Tabla 2-1. La entrada del tensor de impedancias Z vs dimensionalidad y distribución de la conductividad isotrópica. Las entradas comienzan a incrementarse independientes para mayor complejidad en la dimensionalidad. Z_TE y Z_TM denotan la impedancia paralela E y perpendicular E, respectivamente.

	Dimensionalidad		
	1D	2D	3D
Componentes del Tensor	$Z_{xx}=Z_{yy}=0$ $Z_{xy}=-Z_{yx}$	$Z_{xx}=-Z_{yy}$ $Z_{xy}\neq-Z_{yx}$	$Z_{xx}\neq-Z_{yy}\neq Z_{xy}\neq Z_{yx}$
Tensor de impedancias Z	$\begin{pmatrix} 0 & Z_n \\ -Z_n & 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$

Cuando se tiene un modelo 2D, la dirección en la cual la conductividad de una estructura no varía es conocida como la dirección de strike. El ángulo entre el eje principal de conductividad y el eje x, es llamado ángulo de strike. Los ejes paralelo y perpendicular al strike son los ejes principales. Tomando en cuenta lo anterior, el tensor de impedancias puede escribirse como (Naidu, 2012):

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.42)$$

El ángulo de strike θ_0 se obtiene a partir de las impedancias medidas maximizando algunas de las funciones de Z_{xy} y Z_{yx} bajo la rotación del eje.

$$\tan 4\theta_0 = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (2.43)$$

Donde * denota el complejo conjugado.

2.2.8.2. Análisis de dimensionalidad y direccionalidad

Para conocer la dimensionalidad de los datos de MT, existen varias metodologías así mismo para cuando de este análisis se tiene un medio 2D, conocer la dirección del strike.

2.2.8.2.1. Tensor de fases

Según Cadwell et al. (2004), la fase es un número complejo definido a partir del cociente entre sus partes real e imaginaria. Esta relación puede ser generalizada para una matriz o un tensor complejo.

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (2.44)$$

Donde X^{-1} , que es un tensor, es el inverso de X y Φ es real

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (2.45)$$

Donde $\det(X) = X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{12}$ es el determinante de X.

Para el caso de que la conductividad del medio solo tenga variación con la profundidad el tensor de fase toma la forma:

$$\Phi_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & Y_{1D}/X_{1D} \end{bmatrix} = (Y_{1D}/X_{1D})I = \tan(\phi)I \quad (2.46)$$

Donde I es la matriz identidad y Φ esta caracterizada por una simple cantidad escalar igual a la tangente de la fase convencional de MT.

Las invariantes utilizadas en la representación de Bibby (1986) son: los valores máximo y mínimo del tensor (Φ_{max}, Φ_{min}) y el angulo 'skew' dado por:

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (2.47)$$

Este ángulo puede ser visto como una rotación y como una medida de la asimetría del tensor. β depende del 'skew' del tensor ($\Phi_{12} - \Phi_{21}$), el cual es invariante de la rotación, pero cambia de signo si el sistema de coordenadas se refleja.

El tensor de fase se puede expresar en términos de las cantidades antes expresadas (Φ_{max}, Φ_{min} y β):

2. ANTECEDENTES

$$\Phi = \mathbf{R}^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{\max} & 0 \\ 0 & \Phi_{\min} \end{bmatrix} \mathbf{R}(\alpha - \beta) \quad (2.48)$$

Donde $\mathbf{R}(\alpha - \beta)$ es la matriz de rotación

$$\mathbf{R}(\alpha - \beta) = \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & \text{sen}(\alpha + \beta) \\ -\text{sen}(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix} \quad (2.49)$$

\mathbf{R}^T es la matriz inversa de rotación y

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (2.50)$$

Este ángulo expresa la dependencia del tensor en el sistema coordenado y con las tres invariantes se define completamente el tensor.

Cualquier tensor 2D no simétrico de segundo rango puede ser representado gráficamente por una elipse y tienen una simple interpretación en términos de las propiedades de la elipse del tensor. En particular, el eje mayor y menor de la elipse representan el eje principal y valores del tensor con una orientación del eje mayor especificada por el ángulo $\alpha - \beta$ (Cadwell et al., 2004) (Figura 2.6).

Si las coordenadas invariantes Φ_{\max} y Φ_{\min} son iguales, se tiene definido el caso 1D y en la representación gráfica se vería un círculo. Para el caso 2D el parámetro β debe ser cero y los parámetros Φ_{\max} y Φ_{\min} diferentes, por lo que se tendría una elipse donde el eje mayor representa la dirección paralela o perpendicular al strike. Y para el caso 3D el parámetro β es diferente de cero.

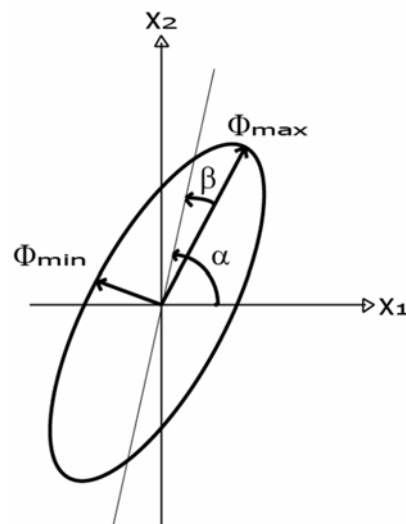


Figura 2-6. Representación gráfica del tensor de fase (Cadwell et al., 2004).

2.2.9 Configuración en campo.

Dos pares de electrodos alineados en ángulos rectos son colocados en cada sitio, así como tres magnetómetros mutuamente perpendiculares. Los electrodos deben tener baja resistencia y un nivel ruido eléctrico bajo en las conexiones con la tierra, para poder medir el campo E . La entrada en cada canal de la señal E , es la diferencia de voltaje entre un par de electrodos. (Aunque generalmente se piensa a la tierra con un potencial cero, diferencias de voltaje existen si corrientes telúricas fluyen en la tierra ya que la tierra tiene una resistividad finita y $j=E\sigma$). Cuanto más alejados estén los pares de electrodos, más grande será la señal de voltaje medida, entonces es muy deseable poner los electrodos lo más separados que sea posible. Para operaciones de rutina es recomendable usar cables con longitudes fijas (Vozoff, 1972).

Los dos pares de electrodos miden las dos componentes perpendiculares de un vector de campo E que existe en cada sitio. Sin embargo, es posible que el campo eléctrico en la superficie cambie en ambas direcciones y en intensidad en distancias muy cortas, debido a grandes cambios de resistividades laterales cerca de la superficie. Espacios grandes entre los electrodos deben ser usados en estos casos, para promediar tanto como sea posible estas variaciones. Para mejores promedios en estas circunstancias, también es importante que los dos pares de electrodos formen una cruz, donde cada uno de sus 4 brazos tenga la misma longitud siempre que sea posible, en forma de L o de T y las bobinas pueden colocarse cerca del centro (Vozoff, 1972).

Características topográficas pueden causar distorsiones similares a las causadas por heterogeneidades en la resistividad. Aun cuando esto puede ser modelado, es mejor evitarlo en la medida de lo posible, especialmente si el relieve varía en un 10 % del espaciamento entre electrodos. Las bobinas de inducción son más sensibles a los movimientos de lo que lo son los cables que conectan los electrodos. Para prevenir que se muevan o vibren debido al viento, las bobinas horizontales se entierran en zangas someras, mientras que la bobina vertical se coloca en un hoyo que permita mantenerla vertical y sin moverse. Los sitios deben ser elegidos con cuidado, de manera que se eviten las fuentes de distorsiones como líneas de alta tensión, tuberías descubiertas, tráfico de vehículos y peatonal (Vozoff, 1972).

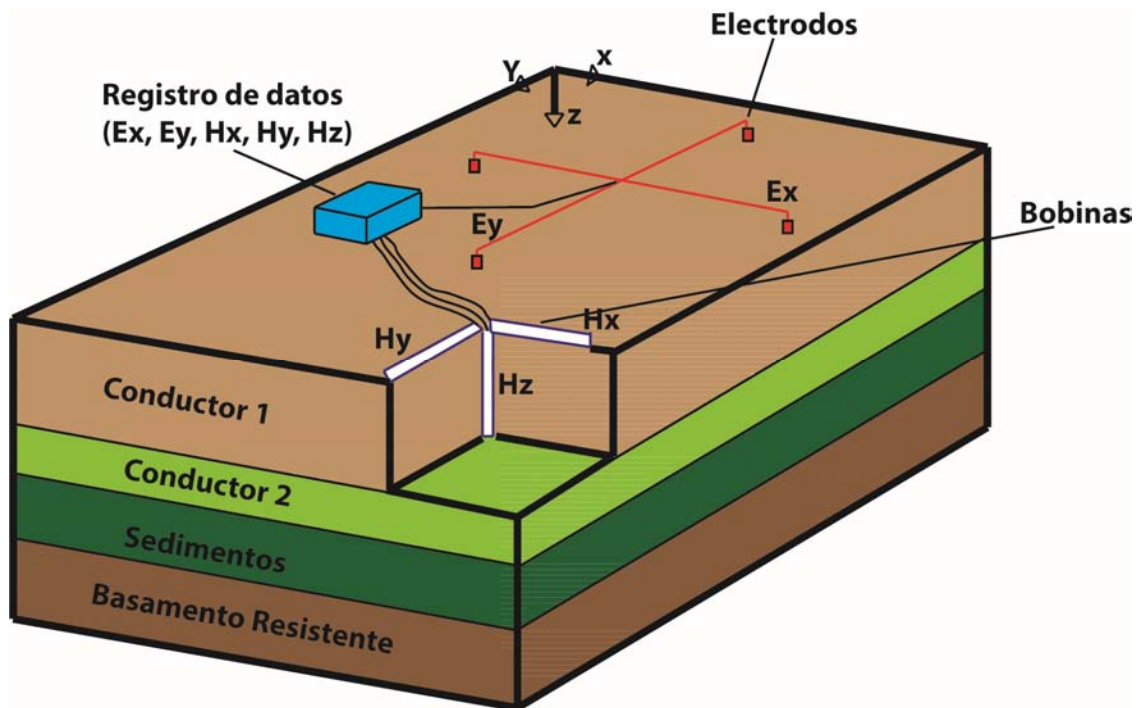


Figura 2-7. Implementación en campo del método MT (Gabàs, 2003).

2.3. El método Transitorio electromagnético (TEM)

2.3.1 Premisas del método

Las técnicas electromagnéticas en el dominio del tiempo son efectivas para determinar la conductividad eléctrica del subsuelo para profundidades que varían desde 10 hasta 1000 m aproximadamente. Debido a que la conductividad del suelo correlaciona fuertemente con las propiedades del subsuelo, el TEM es una herramienta para caracterizar la distribución de las resistividades del subsuelo. Se puede utilizar para mapear acuíferos, capas arcillosas que restringen el flujo de agua, lixiviado conductor en aguas subterráneas, intrusiones de agua salada, y profundidad de basamento (Rowland, 2002).

Cuando se reduce abruptamente la corriente del transmisor a cero se induce, según la ley de Faraday, un pulso de voltaje de corta duración en la tierra lo que causa una corriente que fluye en la vecindad inmediata al cable del transmisor, como se muestra en la figura 2.8. De hecho, inmediatamente después de que la corriente del transmisor es cortada, la corriente inducida puede ser vista como una imagen en la tierra de la bobina transmisora. Sin embargo, debido a que la resistividad de la tierra es finita, la amplitud de la corriente empieza a decaer inmediatamente (McNeil, 1994).

2. ANTECEDENTES

Esta corriente de decaimiento, de manera similar, induce un pulso de voltaje que causara que más corriente fluya, pero ahora a una mayor distancia del transmisor y también a mayor profundidad como se ve en la figura 2.8. Este flujo de corriente profunda, también decae debido a que la resistividad de la tierra es finita, induciendo de nuevo una corriente mucho más profunda y así sucesivamente. La amplitud del flujo de corriente como función del tiempo es medida, mediante el decaimiento del campo magnético usando una bobina como receptor usualmente localizado en el centro de la bobina transmisora (McNeil, 1994).

Es evidente que, haciendo mediciones del voltaje en la bobina receptora en tiempos sucesivos, se mide el flujo de corriente y entonces también de la resistividad eléctrica de la tierra a diferentes profundidades (McNeil, 1994).

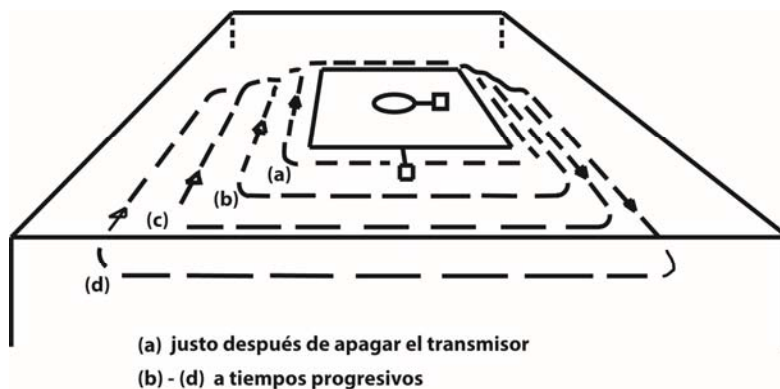


Figura 2-8. Corriente transitoria circulando en la tierra (McNeil, 1994).

Una discontinuidad en la corriente del transmisor generará inmediatamente una corriente en el subsuelo, la cual decaerá exponencialmente con un tiempo constante. El voltaje que registra la bobina receptora es proporcional al cambio en el campo magnético secundario generado por las corrientes inducidas en el subsuelo (Nabighian, 1991).

$$e_s = M_{12} \frac{\partial I}{\partial t} = I_0 \frac{M_{01} M_{12}}{L} \left[\delta(t) - \frac{e^{-t/\tau}}{\tau} \right] \quad t \geq 0 \quad (2.51)$$

Esta ecuación describe las principales características de los campos transitorios. La forma del decaimiento del voltaje registrado contiene información sobre la distribución de la resistividad en el subsuelo. Para medios poco conductores los voltajes iniciales son altos pero el campo decae rápidamente. La función de excitación propiciada por el transmisor es una señal tipo escalón, la cual se genera haciendo circular una corriente constante durante un tiempo determinado; luego se corta abruptamente y se determina un tiempo de espera de igual magnitud al utilizado para envía la señal, generando así una señal tipo rampa en los extremos. Posteriormente se vuelve a transmitir la misma corriente, pero con polaridad invertida y de esta forma se genera la señal tipo escalón (Nabighian, 1991).

2. ANTECEDENTES

Para minimizar la distorsión en el voltaje transitorio las ventanas en los tiempos tempranos, localizadas donde el voltaje transitorio varía rápido con respecto del tiempo, son muy estrechas y donde la variación es lenta son más anchas (McNeil, 1994).

En la figura 2.9 se observa que hay cuatro voltajes transitorios en el receptor generados durante cada periodo completo del flujo de corriente en el transmisor. Sin embargo, las mediciones son hechas solo en esos dos transitorios que ocurren cuando la corriente del transmisor es cortada ya que en este caso la precisión de la medición no es afectada por los pequeños errores en la localización de la bobina receptora (McNeil, 1994).

Particularmente para sondeos someros donde no es necesario medir las características transitorias en tiempos muy tardíos el periodo es del orden de milisegundos o menos, lo que significa que la duración de las mediciones es de pocos segundos y entonces es posible hacer miles de mediciones y un gran apilamiento de muchas mediciones en el mismo punto, con lo que se mejora la relación señal-ruido (McNeil, 1994).

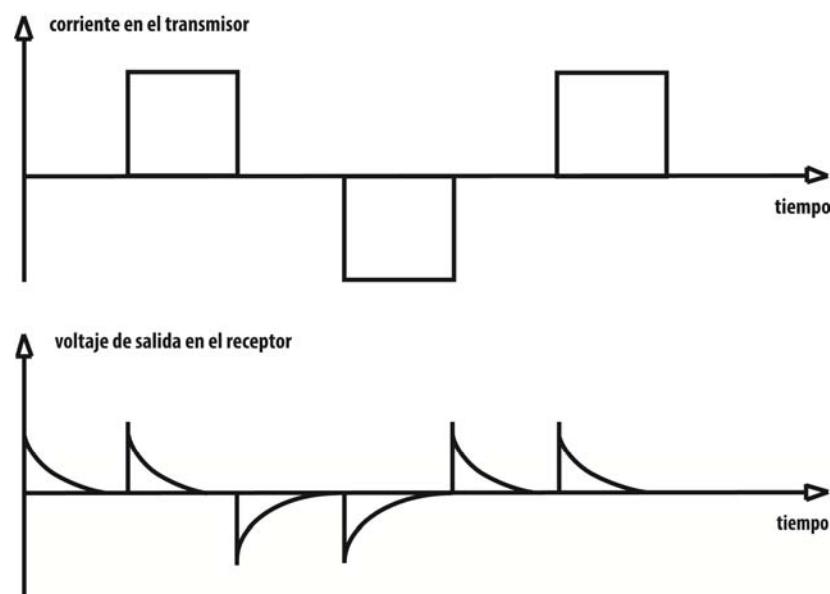


Figura 2-9. Forma de onda de salida en el receptor (McNeill, 1994).

2.3.2 Respuesta de una bobina horizontal grande

En el método TEM, se realizan mediciones dentro de una bobina cuadrada, sin embargo, para obtener la componente vertical del campo magnético se considera que la bobina es circular. Para reducir los efectos de las heterogeneidades laterales, se obtiene solo la componente vertical (Ward y Hohmann, 1987):

2. ANTECEDENTES

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} [3 - (3 + 3ika - k^2 a^2) e^{-ika}] \quad (2.52)$$

Donde a es el radio de la bobina.

Para obtener la respuesta transitoria de una señal tipo escalón, se divide entre $i\omega$ y se aplica la transformada inversa de Laplace a la ecuación anterior, con estas operaciones, el campo magnético en el centro de la bobina después de cortar la corriente en la bobina transmisora se expresa como:

$$H_z = \frac{I}{2a} \left[\frac{3}{\sqrt{\pi\theta a}} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2}\right) \text{erf}(\theta a) \right] \quad (2.53)$$

En donde erf es la función de error definida como $\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$ y $\theta = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma}{4t}}$.

El término $\frac{I}{2a}$ representa el campo magnético presente en el espacio libre antes de que se corte la corriente, al multiplicarlo por el segundo término se obtiene el decaimiento del campo magnético. Con esto, la derivada del campo magnético con respecto al tiempo es:

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (2.54)$$

Según Spies (1989) el cálculo de la resistividad aparente es realizado a partir de esta última expresión ya que presenta menor sensibilidad en profundidad a los cuerpos conductores.

Para tiempos largos, el campo magnético y su derivada respecto al tiempo se pueden aproximar como:

$$H_z \approx \frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{30 \pi^{1/2}} \quad (2.55)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} \approx \frac{-I \sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{20 \pi^{1/2}} t^{-5/2} \quad (2.56)$$

2.3.3 El concepto de resistividad aparente en sondeos TEM

Se elabora la gráfica de la respuesta transitoria logarítmicamente contra el logaritmo del tiempo, se pueden analizar tres etapas de la curva: etapa temprana (donde la señal es constante respecto del tiempo), etapa intermedia (la señal varía continuamente en el tiempo) y etapa tardía (la señal es una línea recta) (McNeill, 1994).

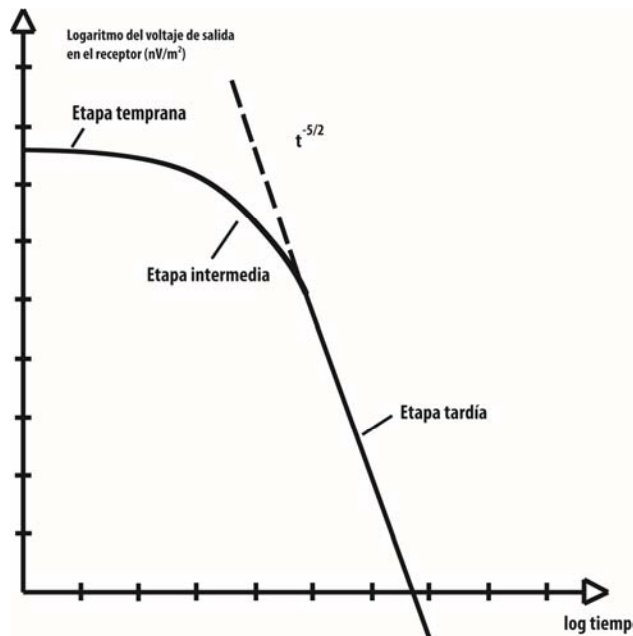


Figura 2-10. Gráfico logarítmico de voltaje de salida del receptor vs tiempo (McNeill, 1994).

La resistividad transitoria ρ_τ obtenida con un dispositivo determinado sobre un corte dado, está relacionada directamente con la resistividad ρ_ω que se obtendría sobre el mismo corte y con el mismo dispositivo (transmisor y receptor) (Orellana, 1974).

Según McNeill (1994) en la etapa tardía, la respuesta puede ser vista de manera matemáticamente simple como:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{\frac{3}{2}}}{t^{\frac{5}{2}}} \quad (2.57)$$

donde $K_1 =$ constante

$M =$ Producto de la corriente T_x (amps) por el área (m^2)

$\sigma =$ conductividad de terreno (Siemens/m)

$t =$ tiempo en segundos

$e(t) =$ voltaje de salida de una bobina receptora de una sola vuelta en un área en un m^2

En los sondeos TEM, se observa que cuando el tiempo se incrementa, la profundidad de las corrientes inducidas se incrementa también, por lo que es posible tener los sondeos de resistividad a diferentes profundidades, la resistividad aparente estará dada por:

$$\rho_a(t) = \frac{k_2 M^{\frac{2}{3}}}{e(t)^{\frac{2}{3}} t^{\frac{5}{3}}} \quad (2.58)$$

2.3.4 Profundidad de penetración

En la literatura se encuentran varias metodologías que calculan la profundidad máxima que alcanzan los sondeos TEM (McNeil, 1980, Fitterman, 1989; Spies, 1989, Flores et. al., 2013).

Debido al comportamiento asintótico de los voltajes en los tiempos tardíos que se observan en el centro de una bobina circular colocada sobre una tierra de dos capas, Spies (1989) propone la siguiente expresión para la profundidad máxima:

$$D_{max} \approx 0.55 \left(\frac{IA_T \rho_1}{\beta} \right)^{0.2} \quad (2.59)$$

Donde I es la corriente inyectada en la bobina, A_T es el área de la bobina, ρ_1 es la resistividad de la primera capa y β es V_N/A_R , y a su vez V_N es el nivel de ruido en el voltaje sobre un área efectiva de la bobina receptora. Es evidente que la profundidad no solo depende del tamaño de la bobina transmisora, sino también en otros cuatro parámetros, dos de ellos de carácter instrumental (la corriente inyectada y el área de la bobina receptora), uno parámetro geofísico (resistividad de la capa) y un parámetro ambiental (nivel de ruido) (Flores et. al., 2013).

El nivel de ruido del voltaje puede tener variaciones significativas en tiempo y espacio. La principal fuente natural de ruido EM que afecta a los sondeos de TEM son los esféricos, que son transitorios electromagnéticos generados por la descarga de rayos (Ward, 1967). Se han propuesto muchos valores para este nivel de ruido natural, si se considera un nivel de ruido máximo nominal de $5 \times 10^{-10} V/m^2$, entonces la profundidad máxima está dada por:

$$D_{max} \approx 40(IA_T \rho_1)^{0.2} \quad (2.60)$$

Cuando los ejes logarítmicos para la profundidad y la resistividad de la primera capa son graficados (figura x), la expresión de la profundidad máxima es una línea recta (Flores et. al., 2013).

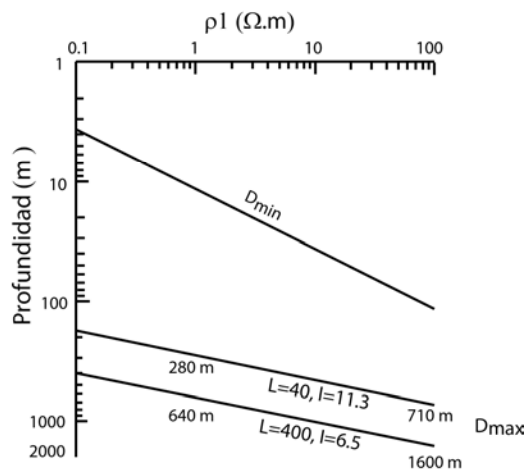


Figura 2-11. Rango de profundidades de investigación para dos sondeos sobre una tierra de dos capas con un ruido de $5 \times 10^{-10} V/m^2$ (Flores et. al., 2013)

2.3.5 Fuentes de ruido

Las fuentes más importantes de ruido inducido son los campos magnéticos intensos de las líneas de alta tensión de 50/60 Hz. La señal inducida en el receptor es muy grande y puede sobrecargar al receptor si su ganancia está muy alta, se recomienda alejarse de las líneas de alta tensión para tener mejores datos. Objetos metálicos enterrados, como tuberías pueden también causar un problema y si el efecto que producen es muy grande, de igual manera se tiene que seleccionar otro sitio para realizar el sondeo (Nabighian, 1991).

Un efecto menos común pero que ocurre particularmente en suelos arcillosos es la polarización inducida. Un término rápido de la corriente en el transmisor puede cargar los capacitores eléctricos en las interfaces del suelo. Estos capacitores subsecuentemente se descargan produciendo un flujo de corriente similar al del efecto transitorio, pero con dirección contraria, el efecto que provoca es la reducción de la amplitud de la respuesta del transitorio (aumenta la resistividad aparente). Cuando el efecto es muy grande incluso se pueden tener respuestas negativas (Nabighian, 1991).

Se puede observar que la relación señal-ruido en los sondeos de TEM es buena en la mayor parte de los rangos de tiempo. Sin embargo, la señal generalmente decae muy rápido. El resultado es que hacia el final del transitorio la relación señal-ruido se deteriora rápidamente y los datos están extremadamente ruidosos (Nabighian, 1991).

2.3.6 Diferentes arreglos para TEM

Nabighian (1991) menciona que existen los siguientes arreglos (figura 2.14):

Bobina simple: en este arreglo, la bobina receptora y la bobina transmisora son la misma, en el instante en que la corriente fluye por la bobina, esta es transmisora y en el momento que la corriente se corta, esta se conecta como receptora para realizar la medición.

Bobina coincidente: en este arreglo la bobina receptora y la transmisora son distintas, pero comparten el mismo espacio.

Bobina central: se coloca la bobina receptora en el centro de la transmisora.

Bobinas separadas: en este arreglo las bobinas (receptora y transmisora) están colocadas una a lado de otra, separadas una distancia determinada.

Bobina doble: se utilizan dos bobinas adyacentes conectadas en paralelo para un mejor acoplamiento con conductores verticales.

2. ANTECEDENTES

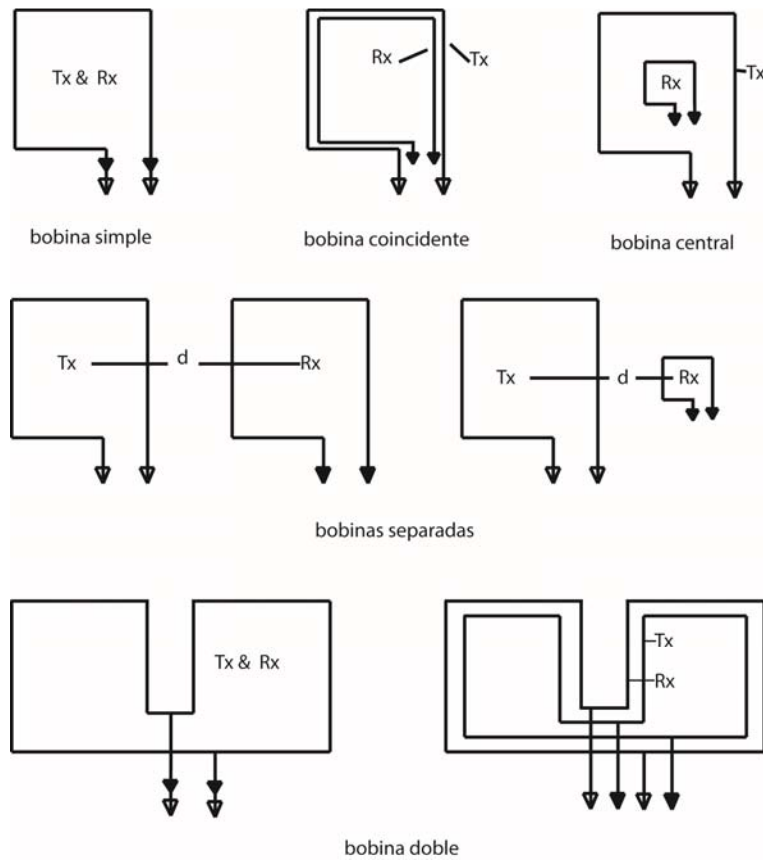


Figura 2-12. Configuraciones de TEM (Nabighian, 1991).

2.4 El método de tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

2.4.1 Fundamentos teóricos

El propósito de los sondeos eléctricos es determinar la distribución de resistividades en el subsuelo realizando mediciones en la superficie de la tierra. A partir de estas mediciones, la resistividad verdadera en el subsuelo puede ser estimada. Esta resistividad puede ser asociada a varios parámetros geológicos como el contenido de fluidos y minerales, la porosidad y el grado de saturación de agua en la roca. Los sondeos eléctricos han sido empleados por varias décadas en investigaciones hidrogeológicas, mineras y geotécnicas. Actualmente, se están implementando en investigaciones ambientales (Loke, 2004).

Los métodos eléctricos y electromagnéticos están definidos por su frecuencia de operación, el origen de la fuente de sus señales y la manera en la cual las fuentes y los receptores están acoplados en la tierra. El rango de frecuencias de la señal puede ir de unos cuantos hertz (Hz) en sondeos de resistividad de corriente directa hasta varios gigahertz (GHz) en mediciones de radar de penetración terrestre. Los métodos son gobernados por las ecuaciones de Maxwell.

Según Aizebeokhai et al. (2010) la propagación de ondas domina para altas frecuencias, mientras que la difusión es el mecanismo físico dominante en la inducción electromagnética para bajas frecuencias (aproximación cuasiestática). En la frecuencia de corriente directa, el término de difusión es cero y el campo es dominado totalmente por la ecuación de Poisson.

Los métodos eléctricos se basan en los contrastes de resistividad (o su inverso, conductividad) de los materiales en el subsuelo. La resistencia eléctrica, R de un material está relacionada con sus dimensiones físicas, su área transversal A y su longitud l, mientras que la resistividad ρ o su inverso, la conductividad σ , se definen por:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{RA}{l} \quad (2.61)$$

Corriente alterna de baja frecuencia es empleada como fuente de señales en los sondeos de resistividad DC para la determinación de la distribución de resistividades en el subsuelo. Debido a esto las propiedades magnéticas de los materiales pueden ser ignoradas entonces las ecuaciones de Maxwell se reducen a:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{1}{\epsilon_0} q \quad (2.62)$$

y

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (2.63)$$

2. ANTECEDENTES

donde \vec{E} es el campo eléctrico en V / m, q es la densidad de carga en C / m³ y ϵ_0 es la permitividad del vacío. ($\epsilon_0 \cong 8.854 \times 10^{-12} F/m$). Estas ecuaciones son aplicables al flujo continuo de corriente directa; sin embargo, pueden ser usadas para representar el efecto de corrientes alternas a bajas frecuencias debido a que las corrientes de desplazamiento y los efectos de inducción son despreciables. Usualmente, se asume a la tierra como un medio completamente homogéneo e isotrópico. Para una corriente continua fluyendo en un medio homogéneo e isotrópico, la densidad de corriente J está relacionada con el campo eléctrico E a través de la ley de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.64)$$

El vector de campo eléctrico E puede ser representado como el gradiente de un potencial escalar eléctrico

$$\vec{E} = -\nabla\Phi \quad (2.65)$$

Combinando las ecuaciones 2.62 y 2.65, obtenemos la ecuación fundamental de Poisson para campos electrostáticos dada por:

$$\nabla^2\Phi(x, y, z) = -\frac{1}{\epsilon_0}q(x, y, z) \quad (2.66)$$

La ecuación de continuidad para un punto en el espacio 3D y a un tiempo t definida por la ecuación delta de Dirac está dada por:

$$\nabla \cdot \vec{J}(x, y, z, t) = -\frac{\partial}{\partial t}q(x, y, z, t)\delta(x)\delta(y)\delta(z) \quad (2.67)$$

Las fuentes de corriente en un sondeo típico de resistividad eléctrica son usualmente fuentes puntuales. Entonces, la corriente y la densidad de corriente sobre un volumen elemental, ΔV alrededor de la fuente de corriente I , localizada en (x_s, y_s, z_s) están dadas por la relación (Dey y Morrison, 1979):

$$\nabla \cdot J = \left(\frac{I}{\Delta V}\right)\delta(x - x_s)\delta(y - y_s)\delta(z - z_s) \quad (2.68)$$

donde δ es la función delta de Dirac. Por tanto, la distribución del potencial en la tierra debido a una corriente puntual es:

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z)\nabla\Phi(x, y, z)] = \left(\frac{I}{\Delta V}\right)\delta(x - x_s)\delta(y - y_s)\delta(z - z_s) \quad (2.69)$$

2. ANTECEDENTES

La ecuación diferencial parcial, nos proporciona la distribución del potencial en el subsuelo para un medio isotrópico 3D no uniforme debido a una fuente puntual. Numerosas técnicas han sido desarrolladas para resolver este problema, es decir, para determinar la distribución de potencial que se observaría sobre una determinada estructura en el subsuelo.

El potencial $\Phi(X, Y, Z)$ y la componente normal de la densidad de corriente $\sigma \frac{\delta\Phi}{\delta n}$ son continuos a través de la frontera entre dos medios de diferentes resistividades, pero las líneas de corriente son refractadas de acuerdo a las condiciones de frontera (Aizebeokhai, 2010).

El caso más sencillo es un medio homogéneo en el subsuelo y una fuente puntual simple en la superficie. Para este caso, la corriente fluye radialmente de la fuente y el potencial varía inversamente con la distancia a la fuente. Las superficies equipotenciales tienen una forma de semiesferas y la corriente fluye perpendicular a estas superficies equipotenciales. El potencial, en este caso, está dado por:

$$\Phi(r) = \frac{\rho l}{2\pi r} \quad (2.70)$$

En la práctica dos electrodos de corriente son utilizados. La distribución de potencial es simétrica sobre la vertical colocada en el punto medio entre los dos electrodos de corriente. El potencial en un punto arbitrario para un par dado de electrodos de corriente, aplicando la ecuación 2.70, se obtienen como:

$$\Phi(r) = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c1}} - \frac{1}{r_{c2}} \right) \quad (2.71)$$

donde r_{c1} y r_{c2} son las distancias respectivas del primer y segundo electrodo de corriente al punto arbitrario.

2.4.2 Resistividad aparente y factor geométrico

Los electrodos de corriente pueden ser usados, en teoría, para medir la diferencia de potencial, pero la influencia de las resistencias entre la superficie y los electrodos de corriente no es conocida de manera precisa. Entonces, dos electrodos de potencial son colocados para detectar la respuesta de la señal. Si P_1 y P_2 son los electrodos de potencial, la diferencia de potencial entre P_1 y P_2 es:

$$\Delta\Phi = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{C_1P_1} - \frac{1}{C_1P_2} - \frac{1}{C_2P_1} - \frac{1}{C_2P_2} \right) \quad (2.72)$$

Esta ecuación proporciona el potencial que puede ser observado sobre un semiespacio homogéneo con una configuración típica de cuatro electrodos. El subsuelo es generalmente heterogéneo por lo tanto la resistividad observada es aparente, esto es, la resistividad de un subsuelo homogéneo que puede dar la misma resistividad para la configuración de cuatro electrodos. La resistividad aparente

2. ANTECEDENTES

puede ser vista como un promedio pesado de las resistividades en el subsuelo debajo de los cuatro electrodos. La resistividad aparente depende de la configuración de los electrodos y es determinada por la corriente inyectada I y el voltaje $\Delta\Phi$.

Entonces la resistividad aparente ρ_a puede ser expresada como:

$$\rho_a = G \frac{\Delta\Phi}{I} \quad (2.73)$$

El factor geométrico G depende de la configuración electrónica y se obtiene como:

$$G = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{C_1P_1} - \frac{1}{C_1P_2} - \frac{1}{C_2P_1} - \frac{1}{C_2P_2}\right)} \quad (2.74)$$

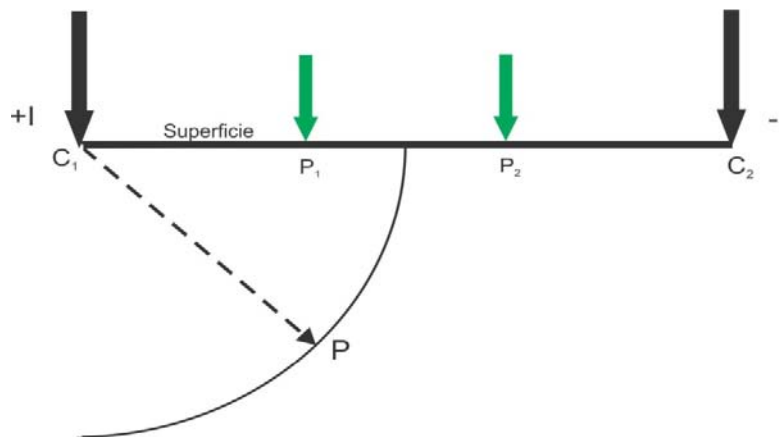


Figura 2-13. Distribución de potencial debido a una fuente de corriente en un semiespacio homogéneo (Aizebeokhai, 2010).

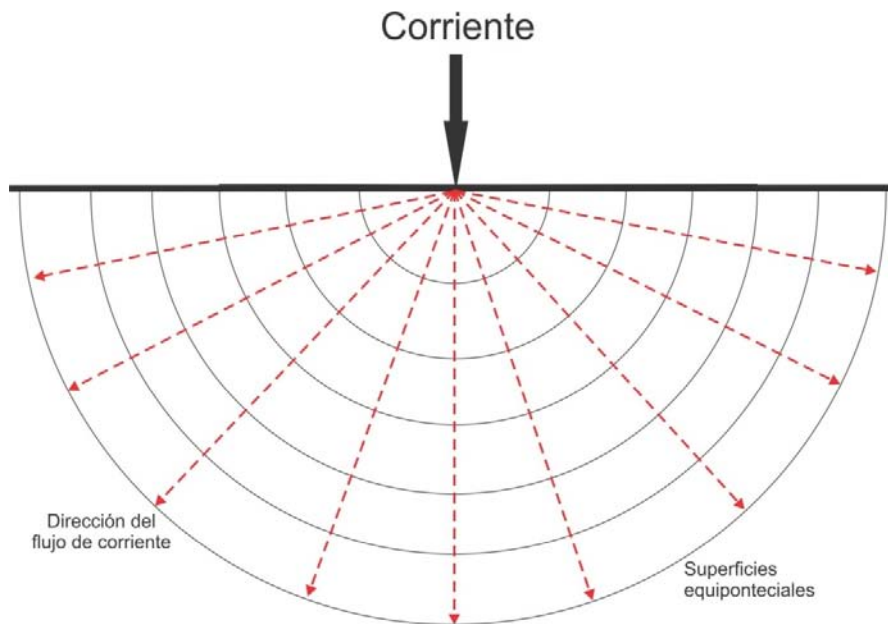


Figura 2-14. Corriente de una fuente puntual y la distribución resultante equipotencial (Loke, 2004).

Una malla con un espaciamiento pequeño es necesaria para tener una buena exactitud en la caracterización, una alta resolución espacial y una buena definición de objetivo en un subsuelo altamente heterogéneo. El diseño de adquisición debe de tomar en cuenta las capacidades del sistema de adquisición de datos, heterogeneidades en las conductividades del subsuelo y la resolución requerida. Otros factores a considerarse son la extensión del área en el sitio, el costo del sondeo y el tiempo requerido para completar la adquisición (Aizebeokhai, 2010).

2.4.3 Sondeo eléctrico vertical (SEV)

Se llama sondeo eléctrico a una serie de determinaciones de resistividad aparente efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Cuando el dispositivo empleado es simétrico o asimétrico con un electrodo en el 'infinito' y durante la medición permanecen fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento de adquisición, suele denominarse como Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), la finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado (Orellana, 1982).

2.4.4 Calicatas eléctricas

La finalidad de las calicatas eléctricas es el estudio de las variaciones laterales en la resistividad del subsuelo. Se trata, pues, de un método de investigación horizontal, a profundidad aproximadamente constante, muy adecuada para detectar contactos geológicos verticales o inclinados, cambios laterales de facies, metalizaciones, diques y otros cuerpos o estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad (Orellana, 1982).

2.4.5 Configuración de electrodos

Según Aizebeokhai (2010), para llevar a cabo este método se necesitan cuatro electrodos colocados arbitrariamente (figura 2.15); sin embargo, se han diseñado algunas configuraciones electródicas para la adquisición en campo de datos de resistividad, cada una para ciertas condiciones geológicas. Los arreglos convencionales más utilizados incluyen: Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-polo y polo-dipolo. Los valores de resistividad aparente observados por los diferentes tipos de arreglos sobre una misma estructura pueden ser diferentes. La elección de un arreglo en particular depende de las estructuras geológicas que se deseen delimitar, la sensibilidad de resistivímetro, el nivel de ruido ambiental y el acoplamiento electromagnético. Otros factores son la sensibilidad del arreglo a las variaciones verticales y laterales de la resistividad en el subsuelo, la profundidad de investigación, la cobertura horizontal de datos y la fuerza de la señal en el arreglo.

El arreglo dipolo – dipolo es más sensible a las variaciones de resistividad debajo de los electrodos en cada par de dipolos y es muy sensible a variaciones horizontales, pero relativamente insensible a las variaciones verticales de las resistividades en el subsuelo. La profundidad de investigación del arreglo depende del espaciamiento, a y de la distancia entre los dipolos; y es generalmente más somero que un arreglo Wenner. La mayor desventaja de este arreglo es que la fuerza de la señal se pierde cuando incrementa la distancia entre el par de dipolos.

2.4.6 Tomografía de resistividad eléctrica

Es la adquisición conjunta del SEV con la calicata eléctrica con la finalidad de obtener las variaciones de las resistividades en el subsuelo tanto de forma vertical como horizontal. El método consiste colocar en la superficie una serie de electrodos colineales con una determinada configuración y poder realizar calicatas eléctricas en varios niveles de profundidad variando la distancia entre los electrodos, dependiendo de la configuración seleccionada (Figura 2.18) (Orellana, 1982).

2. ANTECEDENTES

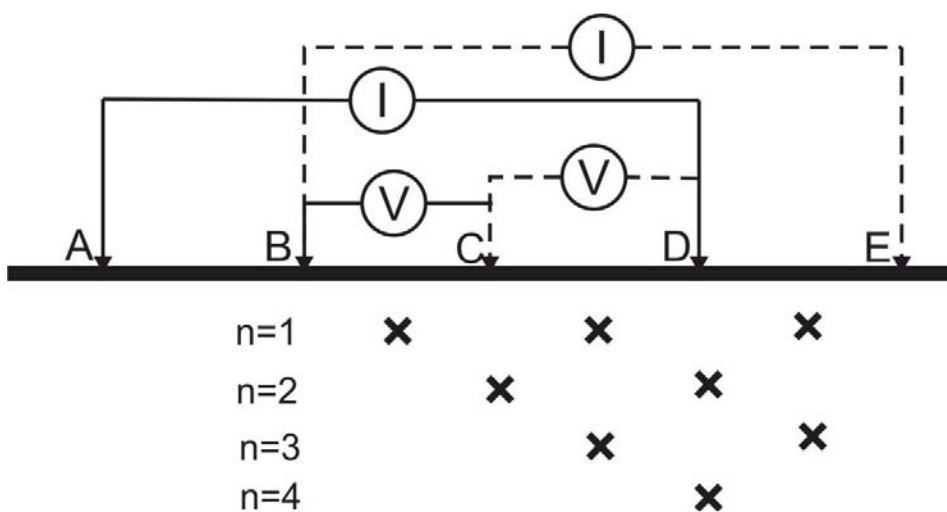


Figura 2-15. En el nivel n=1 para el primer punto de atribución los electrodos A y D son de corriente y los electrodos B y C de potencial, para el segundo punto B y E son de corriente mientras que C y D de potencial y así sucesivamente para los demás puntos y niveles (Aizebeokhai, 2010).

3. ZONA DE ESTUDIO

3.1 Introducción

El conocimiento de las características del lugar donde se implementan los métodos geofísicos es relevante para poder llegar a resultados concluyentes. Entre más información haya disponible de un sitio y los objetivos del estudio sean claramente definidos, la aplicación de las técnicas geofísicas puede ser acotadas para reducir su incertidumbre e interpretar de una mejor manera los resultados que se obtengan.

La elección de la zona de estudio se realizó tomando en cuenta diversos factores, entre los que destacan: la información (geológica, geofísica, hidrogeológica) disponible, así como las características geológicas del sitio, la logística de implementación (cercanía a la Ciudad de México, reducción de costos de operación) y la accesibilidad a los lugares donde se realizaron los sondeos. La zona en cuestión se ubica aproximadamente a 200 km de ciudad de México en el estado de Querétaro; dentro de las características geológicas interesantes que posee es que se emplaza en las proximidades de la caldera Amealco, lo constituyen dos unidades hidrogeológicas importantes, al sur se emplaza en una zona granular y al norte en un medio fracturado. En la zona central se encuentra la caldera colapsada y la posible conexión entre estos dos acuíferos en profundidad no ha sido descartada.

Según la clasificación de CONAGUA, la distribución de los sondeos se ubica en el Acuífero Amealco, tienen una orientación N – S y el objetivo principal es conocer la distribución de las propiedades eléctricas de las rocas en el subsuelo, para saber la firma resistiva tanto del acuífero emplazado en un medio granular como el emplazado en un medio fracturado. Y confirmar o descartar su posible conexión.

3.2 Localización

El área del acuífero comprende una superficie aproximada de 304 km², se encuentra ubicado en la parte sur del estado de Querétaro, colinda al norte y noreste con San Juan del Río de la misma entidad; al suroeste colinda con el estado de Michoacán y al sureste con el estado de México. Geográficamente se localiza entre los paralelos 20° 02' y 20° 16', y entre los meridianos 99° 59' y 100° 15' al oeste de Greenwich (CONAGUA, 2009).

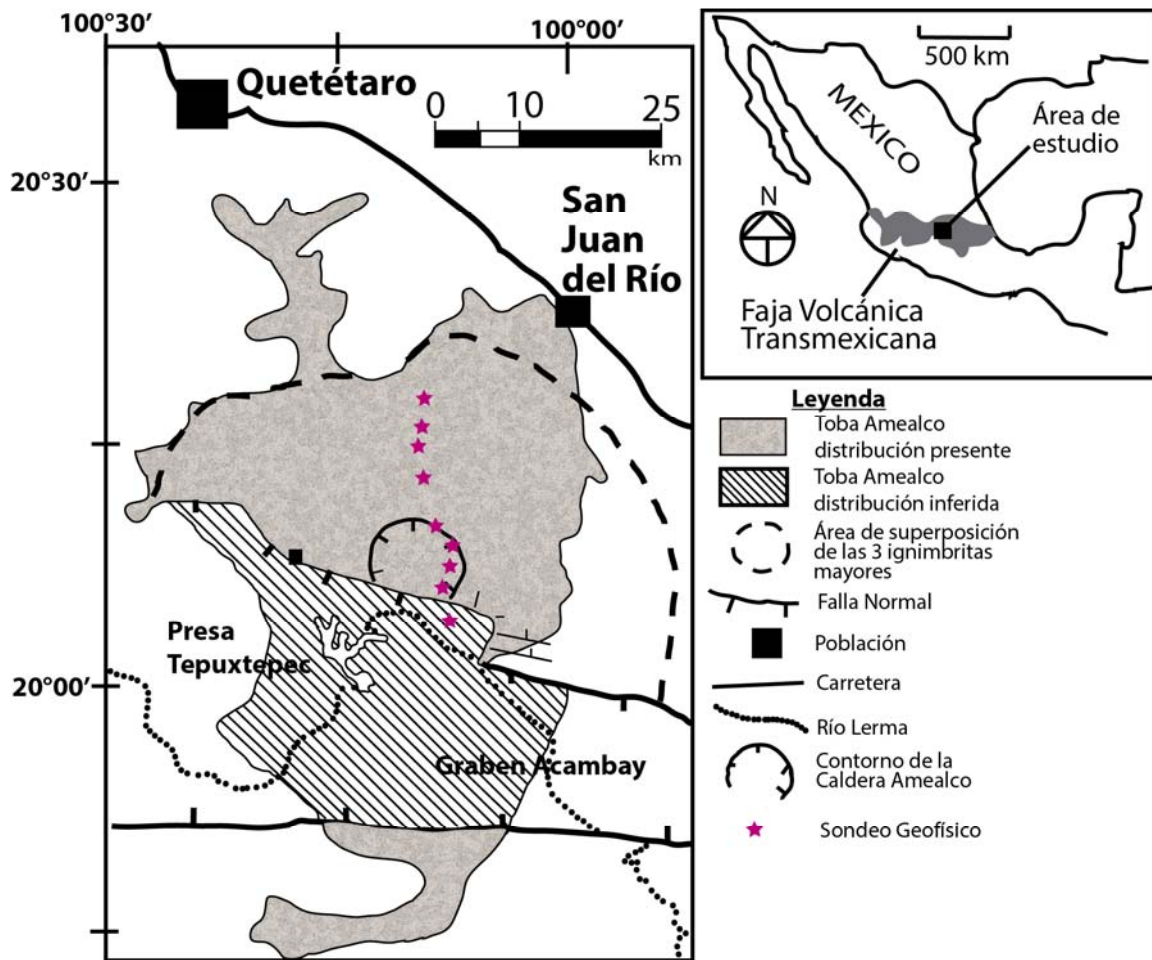


Figura 3-1. Localización del área de estudio (Aguirre, 2001).

3.3 Geología

3.3.1 Provincia Fisiográfica

El acuífero Valle de Amealco se encuentra en la provincia fisiográfica Eje Neovolcánico, según Raisz (1964), donde han tenido lugar una serie de acontecimientos naturales desde fines del Cretácico hasta el Terciario. Esta provincia fisiográfica, constituye una franja volcánica, plio-cuaternaria (Demant, 1978), que se extiende desde San Blas, Nayarit, en el Pacífico, hasta Jalapa, Veracruz, en el límite del altiplano al oriente, tiene una orientación a grosso modo de W-E, corta al país en una franja comprendida entre los paralelos 19° y 21° (CONAGUA, 2009).

Dentro del estado de Querétaro, esta provincia presenta un relieve de intensa actividad volcánica iniciada desde el Terciario hasta el Cuaternario, cuyos depósitos cubrieron a rocas sedimentarias del Mesozoico. Se presentan rocas antiguas de composición riolítica y andesítica, y recientes de composición basáltica (CONAGUA, 2009).

3.3.2 Geomorfología

Entre las geoformas características de la región destacan las sierras formadas por rocas volcánicas, que en este caso son andesitas y andesitas basálticas. Los depósitos volcánicos que se encuentran en el área son consecuencia de los eventos geológicos que dieron lugar al emplazamiento de la Caldera de Amealco, estos materiales fueron expulsados en forma violenta a grandes distancias, depositando volúmenes considerables de roca, mismos que cubrieron la topografía antigua del terreno. Posteriormente y debido al colapso del edificio volcánico, se formaron estructuras dómicas y conos (CONAGUA, 2009).

Según CONAGUA (2009), la Caldera de Amealco es una estructura volcánica semicircular localizada al sur del poblado de Amealco, tiene entre 10 y 11 km de ancho; su formación se debe al colapso del edificio volcánico, posterior al vaciado parcial de su cámara magmática, somera y de grandes dimensiones. De los eventos volcánicos más recientes destacan algunos aparatos volcánicos y mesetas constituidas por materiales andesíticos y basálticos, de igual forma existen algunas elevaciones constituidas por las ignimbritas denominadas ignimbritas Amealco, que son rocas piroclásticas de composición andesítica y riolítica. En general, el área presenta un fuerte desnivel topográfico, siendo la parte más alta la ubicada en la zona norte y cercana al poblado de Amealco y la más baja al sur e inmediaciones del río Lerma.

3. ZONA DE ESTUDIO

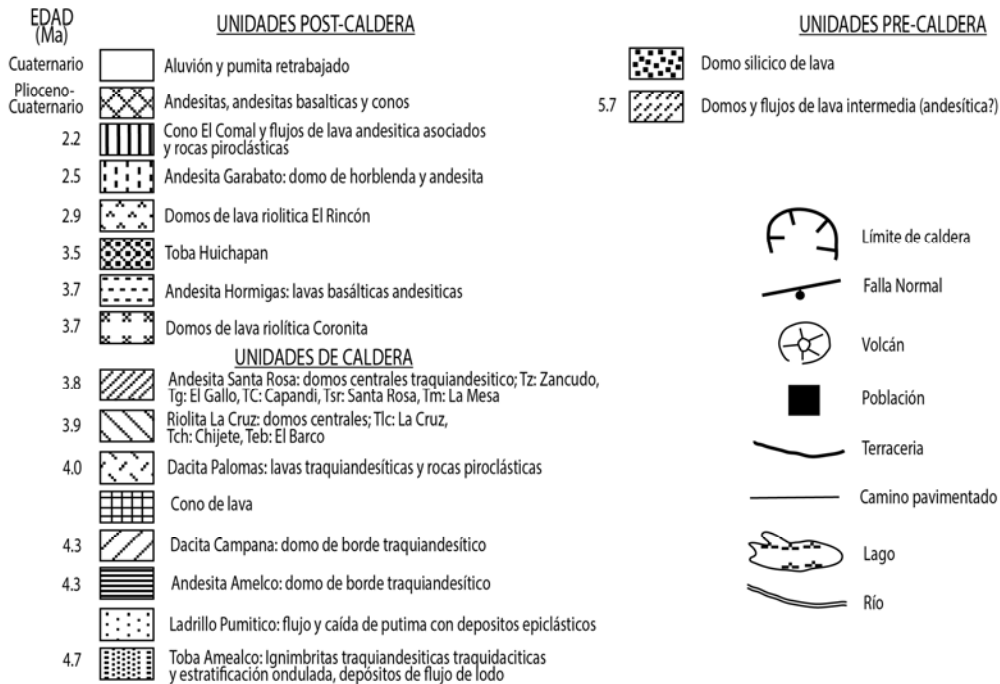
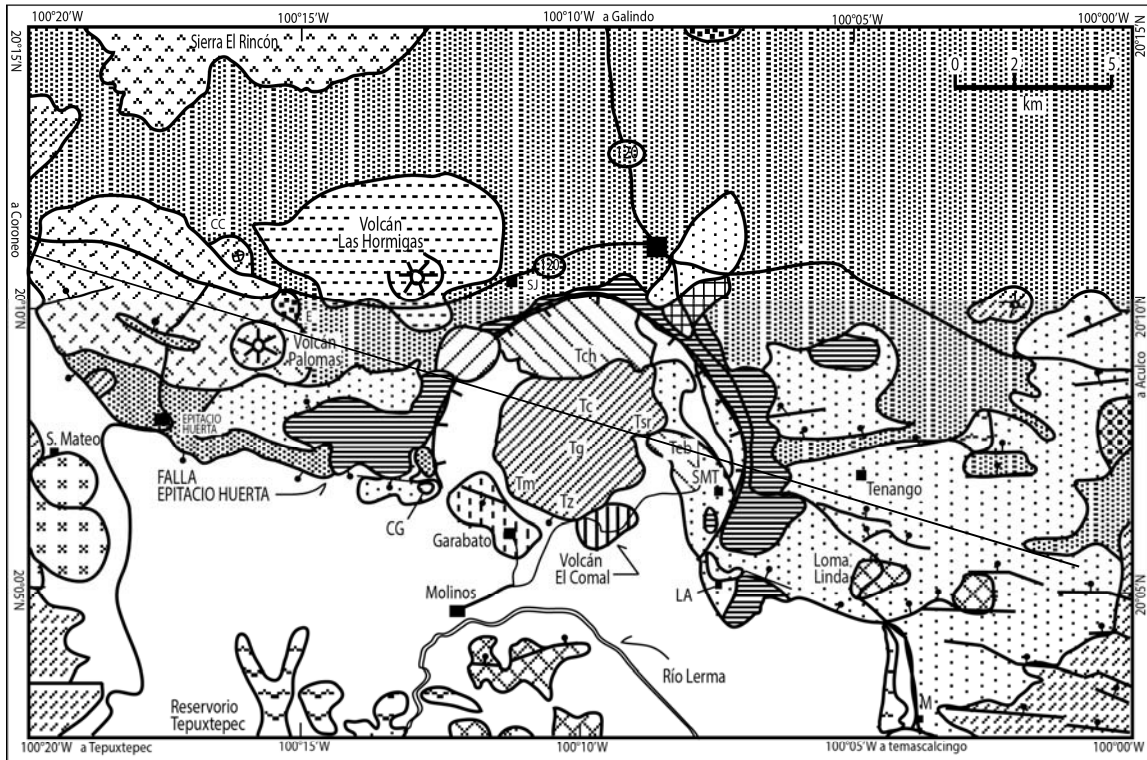


Figura 3-2. Mapa geológico simplificado de la Caldera de Amealco y volcanismo periférico. CC: cono Cerrito Colorado, E: domo El Espía, SJ: San Juan Hed3, LA: Los Arcos, SMT: San Miguel Tlaxcaltepec, M: Mexquitlán y CG: Cañada de García (Aguirre y Macdowell, 1999).

3.3.3 Estratigrafía

Unidades Precaldera (Complejo metamórfico y plutónico Tlalpujahua)

Las unidades más viejas las comprenden rocas metasedimentarias del Mesozoico expuestas alrededor de 30 km al sur de la caldera Amealco cerca de Tlalpujahua, Estado de México. Estas rocas metamórficas comprenden esquistos pelíticos de bajo grado, no presentan fósiles y tienen varias edades propuestas que comprenden Triásico, Triásico-Cretácico, Jurásico-Cretácico o Jurásico-Tardío. La secuencia metamórfica esta localmente también cubierta por flujos de lava provenientes del Cerro San Miguel, un volcán compuesto más antiguo que la toba de Amealco (Aguirre, 1996).

Las rocas volcánicas Pre-Caldera son:

- De volcanismo intermedio: Hay varios volcanes de composición intermedia de escoria volcánica, así como también conos de lava que emiten flujos de lava de composición intermedia.
- De Volcanismo Silícico: entre los volcanes silícicos previos a la caldera, el domo Sierra Tierra Fría destaca en términos de su tamaño con cerca de 20 km de largo y 12 km de ancho. Su punto más alto es Cerro Azul que localizado a 30 km al noroeste de la Caldera de Amealco.

Numerosas emisiones de ignimbritas cuarzo-feldespáticas, félsicas, grises claras a rosadas se cree que fueron producto de la emisión de este tipo de volcanes (Aguirre, 1996).

Unidades de Caldera

La toba de Amealco está compuesta por depósitos piroclásticos dispersos (alrededor de 2,880 km²) de material traquiandesítico a riolítico en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Esta distribución está basada en materiales como las ignimbritas, los depósitos de caída y los depósitos de oleada que fueron producto de las erupciones que tuvieron lugar hace alrededor de 4.7 Ma (Aguirre, 1996).

La Toba de Amealco incluye 4 secciones de ignimbritas, Ignimbrita Cero, Ignimbrita I, Ignimbrita II e Ignimbrita III, cada una mostrando una compleja mezcla de fragmentos pumicíticos y una matriz vítrea de composición andesítica y riolítica, a diferencia de la Ignimbrita Cero que es una masa densa de roca. Los diferentes vidrios en la composición de las demás ignimbritas están bien mezclados a través de cada tipo de flujo piroclástico que le dio origen. La mezcla de estos vidrios pudo haber ocurrido justo después y durante las erupciones fuertemente explosivas que dieron lugar a los flujos piroclásticos así como pudieron originarse debido a las distintas fusiones que no tuvieron el tiempo suficiente para homogeneizarse. La mezcla de vidrio es evidente en cada una de los 3 tipos de ignimbritas separadas en la toba de Amealco (Aguirre, 1996).

3. ZONA DE ESTUDIO

El volumen total de la de magma que fue emitido por la Caldera es de 92 km², que incluye la Dacita las Palomas, pero excluye a los productos de las Hormigas, Garabato y el Comal. El 95% de este magma que fue expulsado es de composición intermedia, desde basáltico, andesítico a traquiandesítico, y solo el 5.5% de este volumen es de composición riolítica. Por lo tanto, la caldera es un centro de composición predominantemente intermedia (Aguirre, 1996).

Un dato importante que hay que señalar es que la caldera fue desplazada por una falla regional al sur denominada la falla Eпитacio Huerta. Esta falla forma la parte norte de un graben que puede ser considerado como la parte de la continuación Oeste del estrecho graben Acambay (Aguirre, 1996).

La ultima unidad desplazada por la falla Eпитacio Huerta ocurrió hace 2.5 Ma y fue sobre la andesita Garabato. El cono cinerítico El Comal de 2.2Ma está en la traza de la falla y sin embargo no es cortado por ella. Por lo tanto, el desplazamiento que corto la caldera debió haber ocurrido entre 3.8 Ma y 2.5 Ma (Aguirre, 1996).

Clásticos continentales Al

Forma una cubierta de aluvión que ocupa un extenso valle que se desarrolla dentro de una cuenca relacionada a una fosa tectónica. En los bordes de los escarpes de las fallas y pie de monte hay depósitos de coluvión. Estos depósitos están compuestos de bloques de andesita, latita e ignimbrita, dentro de una matriz de arena fina. Se ha reportado conglomerado polimíctico con espesor de 1 a 3 m, formado por fragmentos redondeados de andesita y por rocas de composición félsica-intermedia alterados. Los clastos están mal clasificados y poco consolidados dentro de una matriz arcillosa (Aguirre, 1996).

3. ZONA DE ESTUDIO

Según el reporte de la CONAGUA (2009), la estratigrafía de la zona se presenta como sigue:

Andesitas y Andesitas Basálticas Tmi (A)

Ocupa pequeñas extensiones superficiales, únicamente son observables aquellos afloramientos prominentes del oriente de la zona. Roca oscura con algunos puntos blancos y textura porfídica. Se observan fenocristales félsicos (plagioclasas cálcicas), y algunos minerales máficos. La matriz es afanítica formada de plagioclasas sódicas compacta y densa, y presenta fracturamiento en todas direcciones. La continuidad de las fracturas se pierde a profundidad y en ocasiones se encuentran rellenas con material granular reciente. La composición química varía a basáltica de acuerdo a la localidad que se trate.

Esta unidad corresponde a eventos volcánicos del ciclo Pre-Caldera y forma el basamento de la zona. Por estudios específicos se le asignó una edad correspondiente al Mioceno Superior. Se desconoce su profundidad y espesor, sobre todo en la porción sur de la caldera ya que ningún pozo logró atravesarla.

Toba lítica Huichapan Tpl (TbH)

Depósitos volcánicos granulares de color amarillo crema, formados por arenas y limos procedentes de la Caldera de Huichapan. La unidad está semiconsolidada y forma estratos horizontales de aproximadamente 2 m de espesor. Existen inmersos fragmentos de roca de composición andesítica basáltica en una matriz fina de vidrio. Existe un afloramiento hacia el oriente de la zona. Se le asigna una edad correspondiente al Plioceno.

Andesitas Tpl (An)

Aflora en varias partes de la zona. En el centro de la Caldera de Amealco, forma los domos centrales y derrames que originaron el anillo o cuello volcánico de esta; en los Cerros Zancudo, La Cruz, Santa Rosa y El Picacho, entre otros. Roca color gris claro a oscuro, en ocasiones rosáceo con pintas blancas, es compacta, densa de textura fanerítica en una matriz afanítica. Las plagioclasas cálcicas se presentan alteradas.

Los afloramientos presentan fracturamientos originados en el momento del depósito y por tectonismo posterior, en algunas localidades la abertura del fracturamiento es amplia y profunda. Se presenta casi simultáneo a este evento la efusión de rocas de composición más ácidas: traquiandesitas y riocacitas.

Existen cambios texturales en forma vertical y lateral por lo que esta unidad puede variar en su composición química. Estas rocas fueron emitidas durante el ciclo volcánico de Caldera; por su posición estratigráfica se ubica en el Plioceno.

Traquiandesitas y riodacitas Tpl (Tan-Rd)

Rocas de color rosa con pintas blancas y negras, textura afanítica, densa y compacta, fracturamiento direccional y forma grandes bloques. Se observan algunos fragmentos de roca de tamaño variado de composición intermedia; la matriz es fina y vítrea, y se observan minerales a simple vista. Se presentan huecos dejados por gases liberados y deformaciones estructurales originados en el emplazamiento.

Existen cambios químicos que hacen variar la textura en forma lateral, en general la composición más ácida se asocia a los domos centrales de la caldera y la intermedia al anillo que forma su estructura.

Ignimbrita Amealco Tpl (Iq-Am)

Aflora en varias regiones del área, como al sur de la Presa El Capulín y San Pedro Tenango. Está constituida por fragmentos de roca piroconsolidados de composición basáltico-andesítica y riolítica, con fragmentos pumíticos vítreos.

El color de esta unidad es rosáceo claro con pintas blancas y negras, textura porfídica y fluidal, compuesta de plagioclasas sódicas y minerales de hierro. La matriz es afanítica formada de vidrio volcánico en la que se incluyen fragmentos de roca subangulares de diversos tamaños. La textura fluidal es característica en donde los minerales observables están orientados en dirección del flujo original. También es característico el fracturamiento columnar en bloques, en donde las fracturas pueden estar abiertas y profundas o rellenas por materiales más finos. Esta unidad presenta cambios laterales y verticales en su textura y composición.

Se considera este miembro como la unidad representativa de la Ignimbrita Amealco, además de haberse originado en el ciclo de emisiones volcánicas de Caldera. Esta unidad ha sido atravesada por algunos pozos, el espesor de la unidad es variable, dependiendo de la localidad donde se encuentre. El período de emisión corresponde al Plioceno.

Toba Amealco Tpl (TbAm)

Se encuentra relleno de fosas del centro de la caldera y aflora en gran parte de la zona. Consiste de depósitos areno-arcillosos pumíticos de caída libre; los materiales granulares son de color ocre y amarillo claro, textura pumítica en una matriz fina y vítrea, es porosa y poco densa. Se encuentran mezclados fragmentos de rocas angulosas de composición intermedia; es una unidad semiconsolidada que presentan huecos dejados por el gas liberado. Existen pozos que cortan esta unidad, pero ninguno ha logrado atravesarla por ser demasiado potente. A esta unidad se le ha asignado una edad del Plioceno.

3. ZONA DE ESTUDIO

Andesitas y Basaltos Q(A) y Q(B)

Se localiza y aflora en varias partes de la zona como en el cerro El Comal, Cerrito Colorado y algunos derrames en la región sur. Roca de color gris obscura textura afanítica, densa y compacta, presenta algunos fenocristales de plagioclasas cálcicas. La composición química hace variar la tendencia basáltica a andesítica o viceversa según la localidad, se presenta una zona de brechas volcánicas en las que se distingue material arenoso y bloques de basalto y pómez, sobretodo en el cerro El Comal.

Estas unidades corresponden al ciclo final de los eventos volcánicos de la Caldera. Las mesas lávicas son potentes, pero se desconoce su espesor. Representa este evento el ciclo Post-Caldera del Pleistoceno.

Depósitos granulares aluviales y residuales recientes Q(al) y Q(sr)

Se localizan en las planicies de inundación del Río Lerma y arroyos, así como en lomeríos de baja pendiente. Estas unidades desaparecen en las zonas altas, salvo el caso de los depósitos residuales. Cubren cualquier unidad más antigua, tienen poco espesor y son los depósitos más recientes de la zona. Se presentan como materiales granulares no consolidados de coloración amarillo claro, de tamaño variable desde boleos, gravas hasta arcillas, dispuestos indistintamente en pseudoestratos que pierden continuidad y espesor hacia las partes de sierra. Estos materiales aluviales fueron depositados por procesos fluviales, sin embargo, los depósitos residuales fueron alterados in situ.

El servicio geológico mexicano en su carta geológica minera de Querétaro F14-10, publica una sección geológica que corta la Caldera de Amealco, sin embargo, la geología presentada en esta sección es sumamente simplificada y no corresponde con la complejidad geológica observada en la zona, se muestra la parte de la sección que corresponde a esta región.

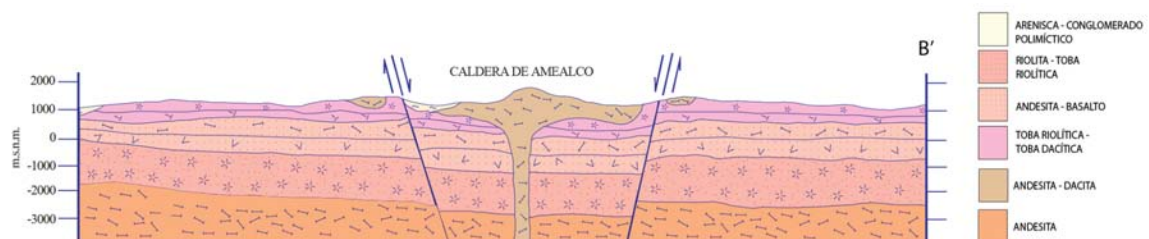


Figura 3-3 Sección geológica que corta la caldera de Amealco casi W-E (SGM, 1999).

3. ZONA DE ESTUDIO

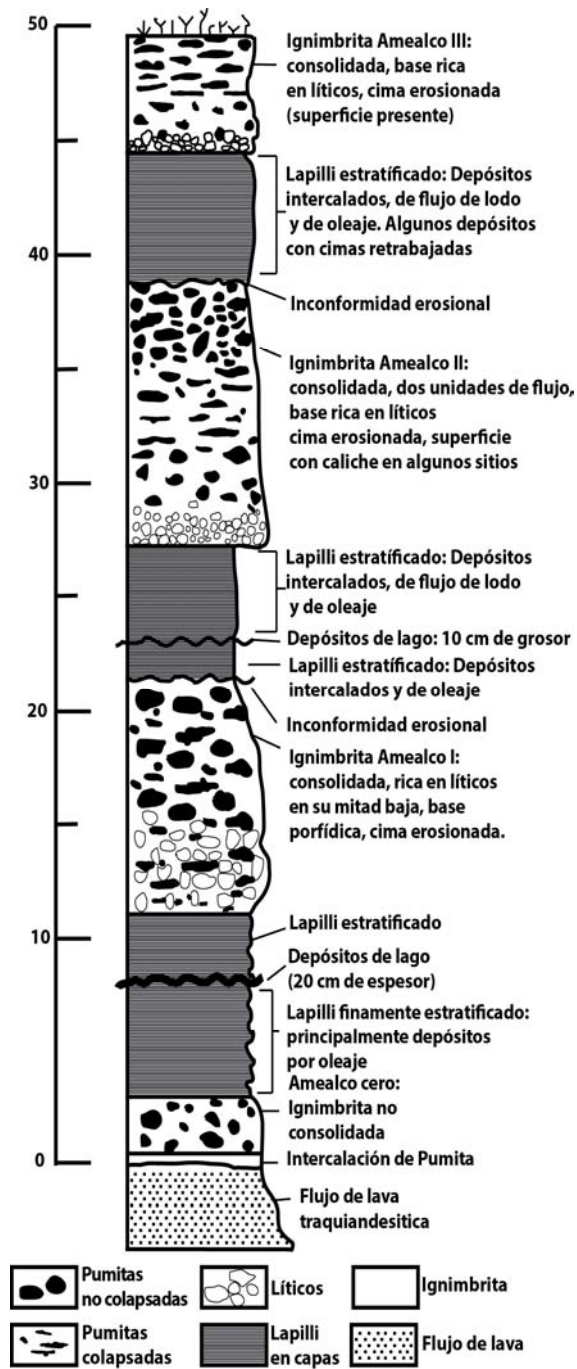


Figura 3-4. Columna Estratigráfica que muestra la sucesión de las Ignimbritas y su composición mineralógica (Aguirre, 1996)

3.3.4 Neotectónica

A escala regional, los continuos esfuerzos tensionales durante el Cenozoico hasta en Mioceno han dado lugar a dos sistemas de fallas, el sistema Taxco- San Miguel de Allende con orientación NW (TSMA), el sistema Chapala-Tula orientado E-W (Ch-T) en cuya intersección se localiza la caldera Amealco (Figura 3.1).

El sistema TSMA es de un periodo anterior al de la Caldera de Amealco, mientras que el graben de Acambay es posterior a la misma (CONAGUA, 2009).

3.4 Hidrogeología

3.4.5 Tipo de acuífero

Según el informe de CONAGUA (2009), el acuífero Valle de Amealco se desarrolla preferentemente en un paquete de depósitos provenientes de erupciones volcánicas, a ellos corresponden las tobas, principalmente la denominada Toba Amealco; igualmente se encuentran ignimbritas y basaltos fracturados intercalados en el medio, hacia las zonas de planicie en la parte superior y cubriendo a las tobas se encuentran algunos depósitos aluviales.

De acuerdo a la división de unidades hidrogeológicas definidas en el estudio de evaluación geohidrológica, el medio granular está constituido por depósitos fluviales, y aluviales y volcánicos, areno-arcillosos, y materiales conglomeráticos. En este medio existen intercalaciones del medio fracturado constituido por basaltos e ignimbritas.

Dentro del medio granular constituido por depósitos fluviales, conglomerático areno-arcilloso el acuífero es libre, cubre una superficie del orden de 25 km², en él se localizan algunos pozos y norias, que alcanzan 15 m de profundidad, los niveles freáticos alcanzan profundidades del orden de 3 a 6 m.

En el medio granular constituido por depósitos aluviales y volcánico, areno-arcillosos pumíticos donde existen intercalados derrames basálticos andesíticos el acuífero es del tipo semiconfinado, y es explotado a través de la mayor parte de los pozos localizados en la zona a profundidades del orden de 200 m. La profundidad promedio del nivel estático es del orden de 30 m.

En las áreas donde se localizan acuíferos en medios fracturados constituidos por las ignimbritas, arenas y cenizas volcánicas alteradas a arcillas y basaltos, el acuífero es de tipo semiconfinado, en él existen unos pocos pozos con profundidades del orden de 230 m. Las profundidades al nivel estático en promedio son del orden de 110 m.

3.4.6 Parámetros hidráulicos

La permeabilidad en el medio granular es función de la distribución granulométrica de las unidades y del grado de compactación de las mismas. En términos generales en el medio granular constituido por depósitos fluviales, conglomeráticos areno-arcillosos la permeabilidad es alta, con transmisividades mayores a $20 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ hasta valores detectados del orden de $50.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, mientras que para el medio granular constituido por los depósitos aluviales y volcánico, areno-arcilloso pumíticos, donde existen intercalaciones de derrames basálticos-andesíticos, la permeabilidad es de baja a media, las transmisividades en este medio son del orden de $20 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (CONAGUA, 2009).

En general los valores de transmisividades en el área, de acuerdo a la información de que se dispone, fluctúan entre $1.29 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ hasta $49.40 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. En cuanto a las permeabilidades estas son del orden de $26 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ a $247 \times 10^{-6} \text{ m/s}$. Estos valores corresponden al medio constituido por los depósitos aluviales y volcánico, areno-arcilloso y pumíticos, donde existen intercalaciones de derrames basáltico-andesíticos (CONAGUA, 2009).

3. ZONA DE ESTUDIO

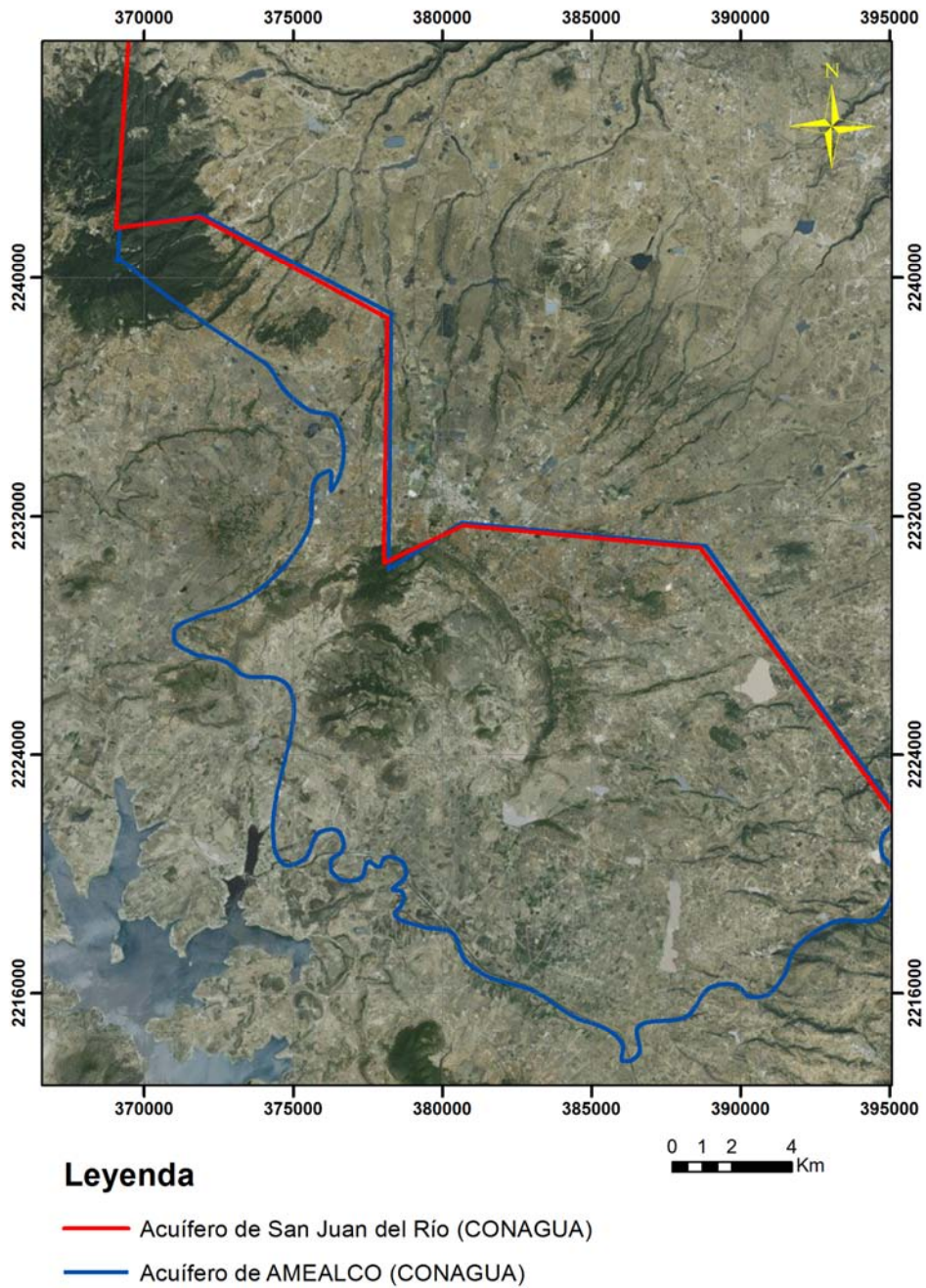


Figura 3-5. Delimitación de los acuíferos de San Juan del Río y Amealco según CONAGUA, 2009.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1 Ubicación general de los sondeos

Los sondeos geofísicos adquiridos se alinean en un perfil N-S de longitud 25 km. Nueve sondeos de transitorio electromagnético (TEM), ocho de magnetotelúrico (AMT) y una tomografía de resistividad eléctrica (TRE) bidimensional de 470 m de longitud con arreglo dipolo-dipolo y espaciamiento interelectródico de 10 m, ubicada en el sitio 1 (Figura 4.1).

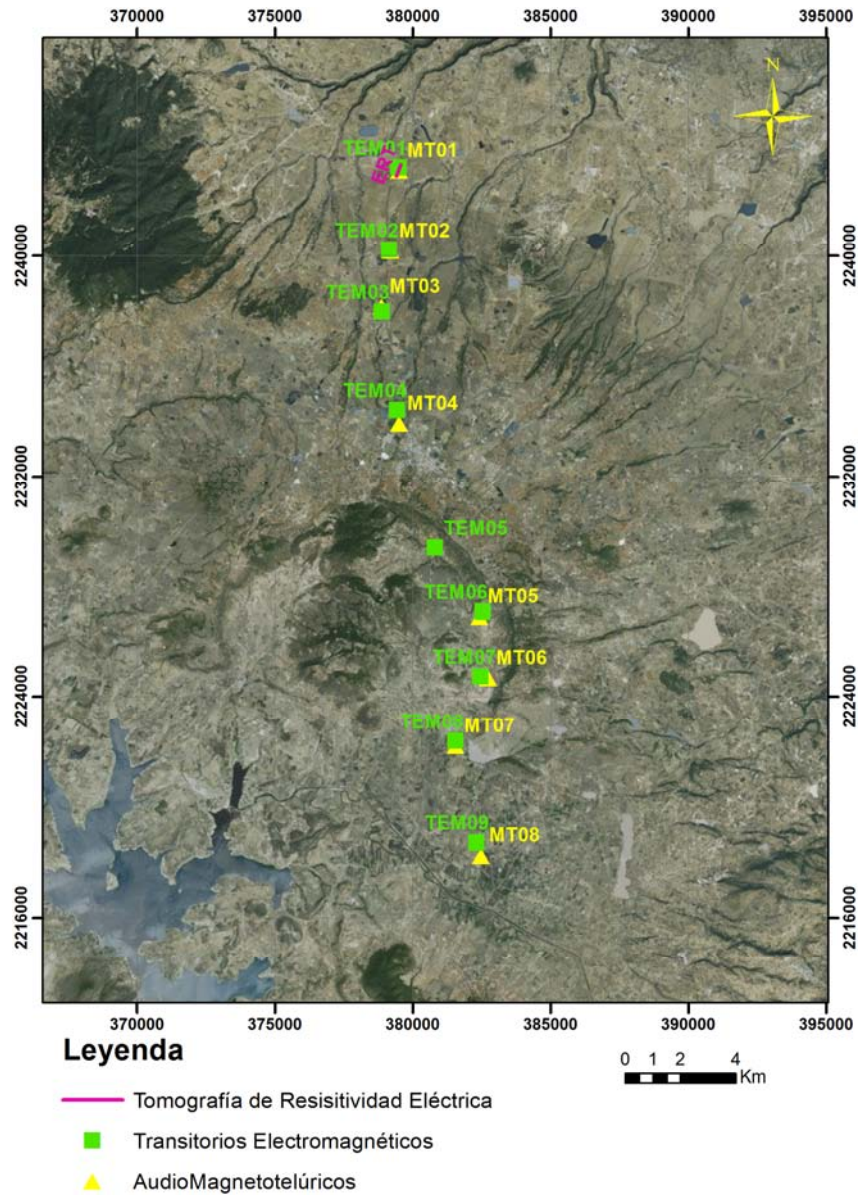


Figura 4-1. Ubicación general de los sondeos.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

La descripción de cada grupo de datos adquiridos será descrita de manera independiente comenzando por el que caracteriza el subsuelo de forma más regional.

4.2 Datos audiomagnetoteléuticos

4.2.1 Diseño de adquisición para datos AMT

Para decidir la orientación del perfil sobre el que se llevaron a cabo los sondeos AMT se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Investigar la distribución de las resistividades en profundidad en el parteaguas continental que existe en la zona.
2. Establecer a partir de la información que se obtenga de los sondeos si existe una conexión en profundidad entre los acuíferos del Valle Amealco y del Valle San Juan del Río.
3. Delimitar la zona conductora asociada al acuífero granular del Valle de Amealco y la firma resistiva del acuífero fracturado del Valle de San Juan del Río.
4. Caracterizar la porción del acuífero de Amealco en el que se trazó el perfil.

4.2.2 Localización de los sondeos

Ocho estaciones de AMT y nueve de TEM fueron adquiridas en las inmediaciones de la caldera Amealco. Estos sondeos fueron dispuestos siguiendo un perfil con orientación aproximada Norte – Sur procurando una separación entre cada sitio de alrededor de 3 km para tener una buena resolución espacial que permita obtener información regional en la zona (figura 4.1).

4.2.3 Parámetros de adquisición

Los parámetros utilizados para la adquisición de los datos se diseñaron tomando en cuenta una resistividad equivalente de 100 Ohm.m por tratarse de una zona volcánica, y para un rango de frecuencias objetivo de entre 4096 Hz y 4 Hz, se puede utilizar la siguiente relación para el cálculo de la profundidad de penetración aproximada para este rango de frecuencias:

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ km} \quad (4.1)$$

Sustituyendo los valores en la ecuación tenemos que, para una frecuencia de 4096 Hz, se alcanzaría una profundidad de 78 m mientras que para una frecuencia de 4Hz tendríamos una profundidad de 2500 m. Este rango de profundidades es suficiente para los fines del estudio, teniendo esto en cuenta se diseñan los siguientes parámetros de adquisición:

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Tabla 4-1. Diseño de adquisición de las series de tiempo.

Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo de medición (s)	Número de muestras	Número de segmentos para una FFT de 4096 puntos
4096	600	2457600	600
1024	1200	1228800	300
128	11400	1459200	356
32	Remuestreo de 128 Hz	364800	89
8	Remuestreo de 128 Hz	91200	22
4	Remuestreo de 128 Hz	45600	11

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

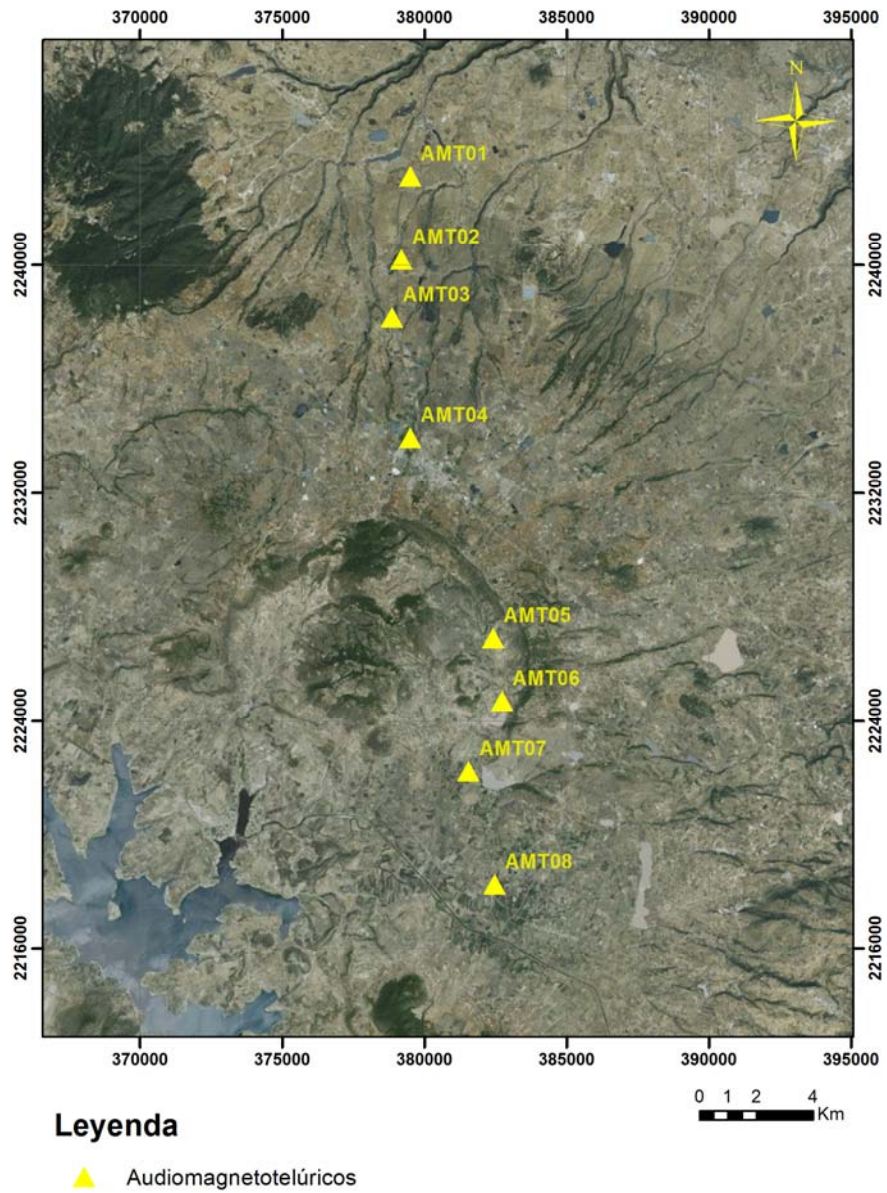


Figura 4-2. Localización de los sondeos de AMT.

Con este diseño de tiempos de adquisición se asegura tener al menos 10 segmentos para la frecuencia más baja de 4Hz con lo que se llegaría a la profundidad que se requiere para satisfacer los requerimientos de los objetivos planteados.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.2.4 Equipo utilizado para la adquisición de datos

Para la medición del campo eléctrico la longitud de los dipolos utilizados fue de 50 m.

En cada sitio AMT fueron realizadas las mediciones de los campos eléctrico y magnético en las componentes horizontales y en la componente vertical para los tiempos y frecuencias planteadas en el cuadro 1. El equipo de medición utilizado fue un ADU – 07e con bobinas MFS-06e y electrodos EFP-06 (Metronix, 2011).

Dentro de las características más importantes del sistema de registro ADU – 07e se tiene:

- Conversión Analógico/Digital de 24 Bit
- Sincronización a través de GPS.
- Compensación automática de las entradas elimina el potencial propio de los electrodos
- Alimentación por batería de 12 V.
- Opera en un amplio rango de temperatura desde -40°C hasta +70°C



Figura 4-3. Equipo de medición ADU – 07e.

El magnetómetro de bobina de inducción de banda ancha MFS-06e cubre un amplio rango de frecuencias desde 0.0001 Hz hasta 10 kHz.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

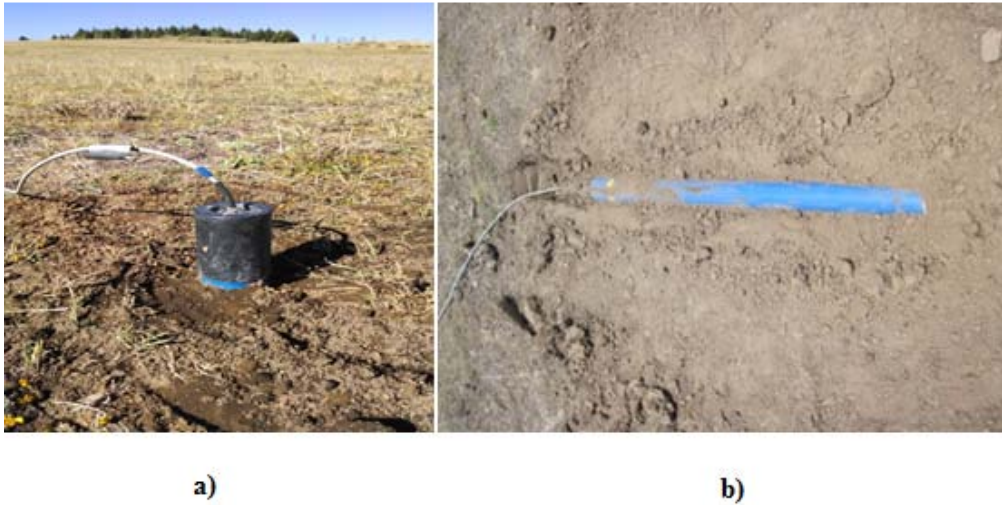


Figura 4-4. Bobinas de inducción MFS-06e, a) Bobina colocada en campo para la medición de la componente vertical del campo magnéticos, b) disposición en campo de una bobina para la medición de una componente horizontal del campo magnético.

El electrodo EFP-06 es de tipo Pb/PbCl₂ sellado, sus principales características son:

- Rango de frecuencia DC.... 100 kHz
- Resistencia de contacto 50 – 500 Ω (para suelos normales)
- Superficie efectiva 27 cm²
- Potencial DC unos pocos mV, auto-ruido nivel: 0.01- 0.001 mV
- Rango de temperatura -10 a +50 °C



Figura 4-5. Electrodo EFP-06 y su disposición en campo.

4.2.5 Procesamiento de datos AMT

4.2.5.1 Series de tiempo

El principal objetivo del procesamiento de datos AMT es el de obtener, a partir de las series de tiempo, medidas en superficie, la mejor estimación del tensor de impedancias y a partir de él, llegar a curvas de resistividad aparente consistentes.

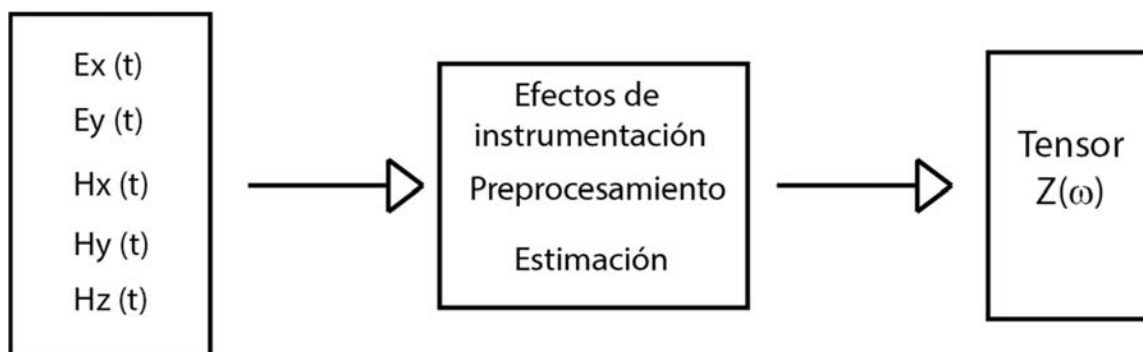


Figura 4-6. Esquema básico de procesamiento.

El primer paso antes de comenzar con el procesamiento de los datos como tal es el realizar un acondicionamiento de las series de tiempo, en este procedimiento se realiza la eliminación manual de picos de gran amplitud y de la tendencia (Figura 4-6).

4.2.5.2 Estimación del tensor de impedancias

El siguiente paso es la estimación del tensor de impedancias, a partir del cual se obtienen las curvas de resistividad aparente y fase. Para realizar esta estimación es necesario seleccionar ciertos parámetros de los cuales dependerá la calidad de las curvas de resistividad aparente y fase que se obtengan.

Estos procesos se realizan en el programa Mapros (Metronix) donde los parámetros que se deben contemplar son los siguientes: método de procesamiento donde se pueden elegir: apilamiento selectivo, umbral de coherencia, apilamiento total y referencia remota, además se debe seleccionar la longitud de la ventana para la transformada rápida de Fourier así como la ventana para la reducción del efecto de truncamiento y el radio de las ventanas de Parzen que será utilizadas para el promedio de las impedancias a lo largo del ancho de banda respectivo. Se puede elegir también la superposición de bloques y que se excluyan las partes marcadas previamente donde se encuentran los picos de gran amplitud.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

La longitud de la ventana para la FFT es un parámetro de procesamiento muy importante. Una longitud de ventana corta nos da una pobre resolución para la frecuencia en cuestión. Pero las frecuencias vecinas son suavizadas; en caso de tener energía baja en el espectro, una ventana corta y un gran radio de Parzen puede trabajar bien, también si las series de tiempo son muy cortas una longitud de ventana corta puede dar un error estadístico aceptable. En la forma opuesta se debe incrementar la longitud de la ventana y reducir el radio de Parzen en el caso de series de tiempo alteradas.

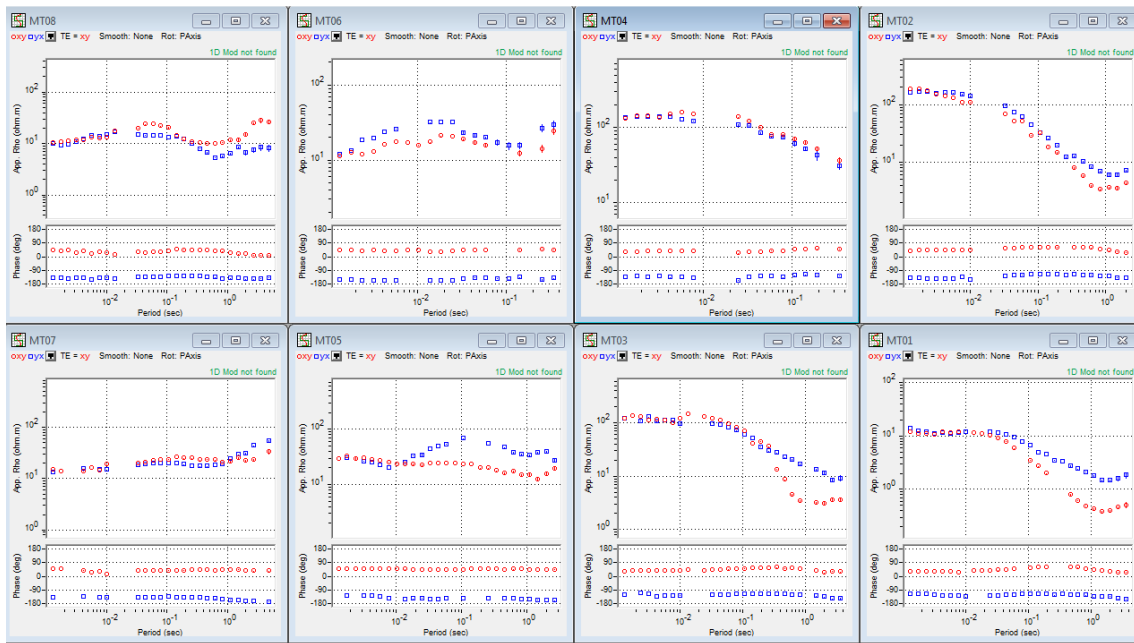


Figura 4-7. Curvas de resistividad aparente y fase estimadas a partir de las series de tiempo.

4.2.5.3 Análisis de dimensionalidad y direccionalidad.

Existen varios métodos para realizar este proceso para este trabajo se decidió utilizar el tensor de fases.

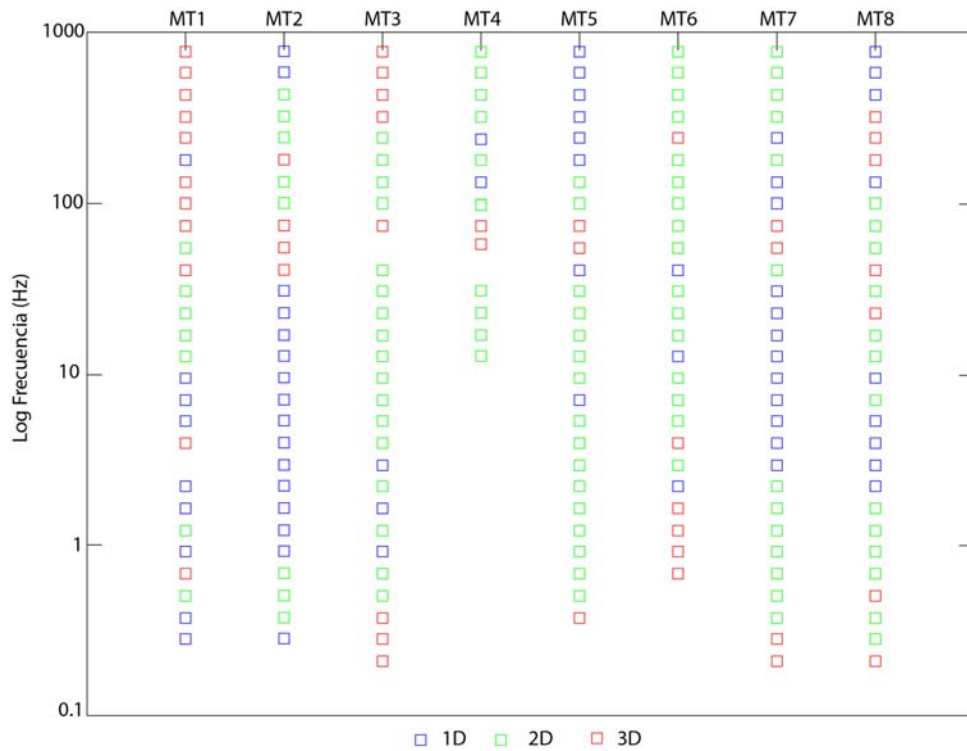


Figura 4-8. Dimensionalidad geoelectrica del sitio.

Para determinar la direccionalidad del sitio se analizaron las elipses del tensor de fases, donde los sondeos se comportan como un medio 2D, se procedió a calcular la dirección de strike, se obtuvo un valor promedio de 75° al que se rotaron los sondeos (tabla 4-2), y se trazó el perfil perpendicular a modelar (figura 4-9).

Tabla 4-2. Dirección de strike para los sondeos AMT

Sitio	Strike
AMT1	72
AMT2	80
AMT3	73
AMT4	75
AMT5	86
AMT6	72
AMT7	70
AMT8	70

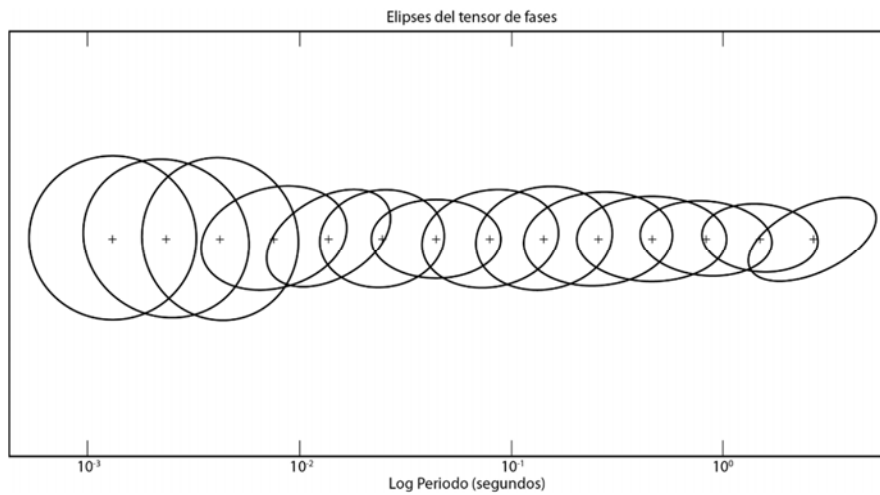


Figura 4-9. Elipses del tensor de fases. Sitio AMT6

4.2.5.4 Modelación 2D de los datos AMT

Los datos geofísicos se modelan e interpretan en términos de la geología del subsuelo en dos formas: modelación directa y modelación inversa. En el primer caso el modelo de parámetros de la geología del subsuelo se estima a partir de observaciones geofísicas y funciones de respuesta. Por otro lado, en la modelación inversa, se asume un modelo del subsuelo y se calcula una respuesta geofísica teórica para ese modelo y se compara con los datos adquiridos. Este proceso se repite para varios modelos a través de un proceso iterativo hasta tener una diferencia mínima entre los datos computados y los observados (Naidu, 2012).

En este trabajo la modelación inversa se realizó utilizando el esquema de Rodi y Mackie (2001) el cual utiliza gradientes conjugados no lineales (NLCG). El problema inverso puede escribirse como:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad (4.2)$$

Donde \mathbf{d} es el vector de datos ($\mathbf{d} = [d^1 \ d^2 \ \dots \ d^N]^T$, donde cada d^i puede ser el logaritmo de la amplitud o fase de la resistividad aparente para una polarización en particular (TE o TM)); \mathbf{m} es el vector de modelos o parámetros que define la función de resistividad ($\mathbf{m} = [m^1 \ m^2 \ \dots \ m^M]^T$), \mathbf{e} es el vector de errores y F es la función del modelo directo.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Para resolver el problema inverso Rodi y Mackie (2001) utilizan la filosofía de Tikhonov y Arsenin (1977), tomando una solución regularizada para el modelo minimizando una función objetiva, ψ , definida por:

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m}) \quad (4.3)$$

para un λ , \mathbf{V} y \mathbf{L} . El parámetro de regularización, λ , es un número positivo. La matriz definida positiva \mathbf{V} juega un rol de varianza del error e . El segundo término de ψ define la estabilidad funcional del espacio de modelos. En este esquema de inversión se usa \mathbf{L} por ser un operador de segundas diferencias simple que cuando la malla del modelo de bloques es uniforme, $\mathbf{L}\mathbf{m}$ se aproxima al Laplaciano del logaritmo de la resistividad.

El algoritmo para minimizar ψ se basa en los gradientes conjugados no lineales que resuelven directamente problemas de minimización que no son cuadráticos, dejando el marco iterativo de la inversión linealizada. El algoritmo NLCG utiliza la variante Polak-Ribiere de los gradientes conjugados no lineales para minimizar la función objetivo ψ (Rodi and Mackie, 2001).

La secuencia de modelos para gradientes conjugados no lineales está determinada por una secuencia de minimizaciones univariadas, o búsquedas en línea, a lo largo de las direcciones de búsqueda calculadas:

$$\begin{aligned} \mathbf{m}_0 &= \text{proporcionado} \\ \psi(\mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l) &= \min \psi(\mathbf{m}_l + \alpha \mathbf{p}_l) \\ \mathbf{m}_{l+1} &= \mathbf{m}_l + \alpha_l \mathbf{p}_l, \quad l = 0, 1, 2, \dots \end{aligned}$$

Las direcciones de búsqueda son iteradas de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \mathbf{p}_0 &= -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0 \\ \mathbf{p}_l &= -\mathbf{C}_l \mathbf{g}_l + \beta_l \mathbf{p}_{l-1}, \quad l = 0, 1, 2, \dots \end{aligned}$$

Donde,

$$\beta_l = \frac{\mathbf{g}_l^T \mathbf{C}_l (\mathbf{g}_l - \mathbf{g}_{l-1})}{\mathbf{g}_l^T \mathbf{C}_{l-1} \mathbf{g}_{l-1}} \quad (4.4)$$

La cantidad $-\mathbf{C}_l \mathbf{g}_l$ es el paso de la dirección descendente, minimizando la derivada direccional de ψ evaluada en \mathbf{m}_l .

El problema de linealización planteado no es cuadrático y requiere de una técnica iterativa para resolverse. La línea del algoritmo de búsqueda es una versión univariante del método Gauss-Newton con algunas modificaciones (Rodi and Mackie, 2001).

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.2.5.5 Procedimiento para la modelación 2 D

Para el proceso de inversión de datos las curvas fueron suavizadas utilizando la función D+ que hace una relación entre estas curvas, estimando errores de 10%. El parámetro Tau controla la compensación entre el desajuste de los datos y el modelo suavizado, examinando la rugosidad del modelo, el algoritmo de inversión no ajusta de manera automática este parámetro por lo que, para lograr el nivel de ajuste deseado, se deben realizar varias inversiones para determinar con qué valor de tau se logra el objetivo. Para llevar a cabo esta selección se corrieron varias inversiones con al menos 50 iteraciones, variando el parámetro Tau y observando el RMS arrojado para cada inversión (tabla 4.3), para la mayoría de los modelos de AMT el valor de Tau esta entre 3 y 300, y se sugiere que el valor de RMS que se alcance este entre 1 y 1.5. Teniendo en cuenta estas consideraciones se decidió fijar el valor de Tau en 3, con el que se alcanzó un RMS de 1.32.

Tabla 4-3. Valores de Tau vs RMS.

Tau	RMS
0.1	1.39
0.5	1.34
3	1.32
10	1.72
30	2.02
100	3.00
300	3.52
1000	4.08

Para realizar este proceso se utilizaron los dos modos de polarización (TE y TM) toda vez que se pudieron asignar de manera confiable debido a la información geológica estructural presente en la zona.

Para el diseño de la malla a emplear en la inversión se tomó en cuenta la densidad de sondeos así como la profundidad de manera que la mala fue más densa en torno a los sondeos y más gruesa donde no había información, de la misma manera se hizo con la profundidad, es decir, a mayor profundidad más espaciamiento entre las celdas (figura 4.10)

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

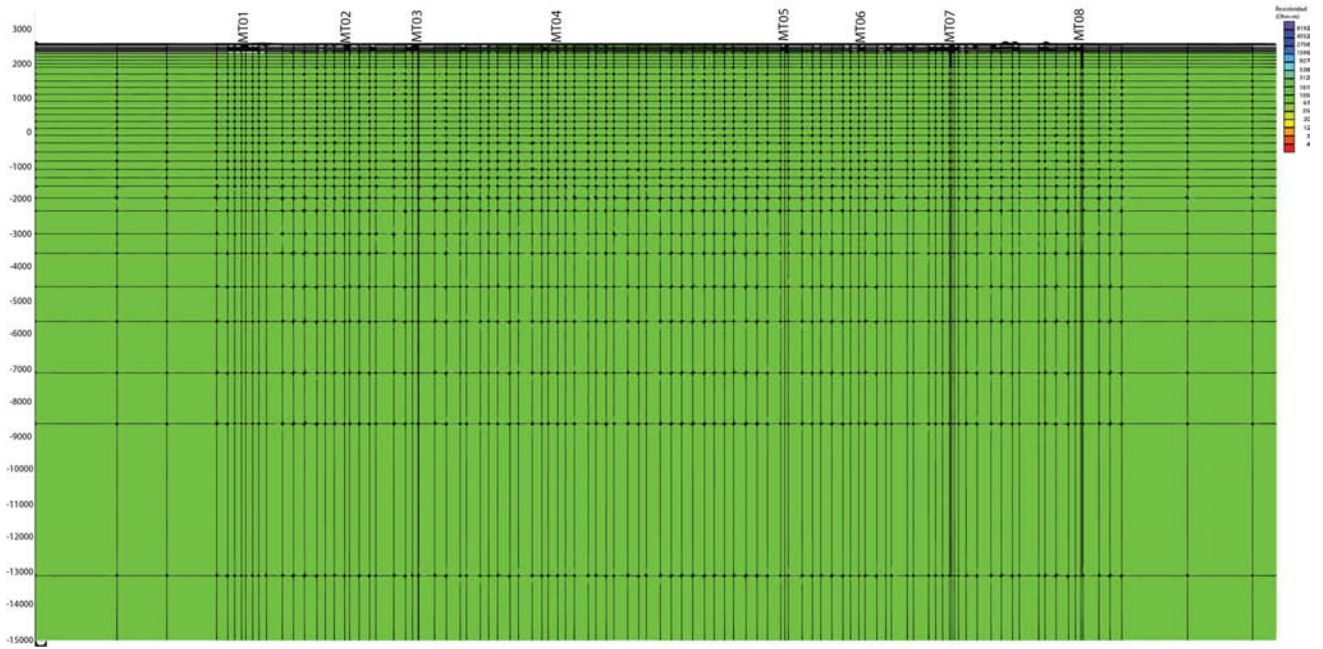


Figura 4-10. Malla para la inversión 2D.

4.3 Datos TEM

4.3.1 Diseño de adquisición

Los datos adquiridos con esta técnica consisten de una serie de valores de voltaje medidos en el receptor en una secuencia de ventanas de tiempo. Estas ventanas están localizadas en tiempos de entre unos cuantos microsegundos a decenas o a veces cientos de milisegundos después de que la corriente en el transmisor ha sido cortada, dependiendo de la profundidad de investigación deseada y se eligen de acuerdo con los objetivos de investigación. La bobina receptora mide la variación del campo magnético con respecto al tiempo, es decir, $e(t) = dB/dt$, que resulta ser una función del tiempo durante el efecto transitorio. Con los parámetros de calibración adecuados, las unidades de la respuesta en el receptor ($e(t)$) son $V \cdot m^2$ en términos del área de la bobina receptora. Sin embargo, debido a que las señales son extremadamente pequeñas es común utilizar nV/m^2 , así, el rango de decaimiento varía entre décimas y miles de nV/m^2 .

4.3.2 Parámetros de adquisición

Se decidió realizar los sondeos tanto de AMT como de en sitios coincidentes persiguiendo tres objetivos principales (figura 4.1): a) tener información, de una porción de acuífero de Amealco, en dos escalas diferentes; b) correlacionar las respuestas de los dos métodos y c) realizar la corrección por corrimiento estático (*static shift*) de los datos magnetotelúricos (Figura 4-10). Es importante mencionar que los sondeos fueron realizados con la configuración de bobina simple y que en la mayoría de los casos se utilizó una bobina de 300 m por lado, aunque en ciertos sitios extender una bobina de esas dimensiones no fue posible así que utilizó una bobina de 150 m por lado.

Para los sondeos TEM01, TEM02, TEM03, TEM04 Y TEM06, el tamaño de la bobina fue de 300x300 m garantizando una inyección de corriente de alrededor de 4 A. Para los sitios TEM05, TEM07, TEM08 Y TEM09 se utilizó un tamaño de bobina de 150 m por lado con una inyección de corriente de alrededor de 2 A.

Para llevar a cabo la adquisición de datos se realizaron una serie de pruebas encaminadas a mejorar la calidad de los datos y que consistieron en:

- Pruebas de la resistencia del circuito de transmisión y recepción.
- Análisis de la intensidad de corriente circulante.
- Análisis de ruido y respuesta del equipo con diferentes ganancias.
- Análisis de la penetración de la señal en el subsuelo (profundidad de investigación).
- Análisis de la repetitividad de la respuesta medida por el equipo.
- Apilamiento de la señal con promedios de 256, 512, 1024 y 2048 muestras por toma.

El tiempo de medición se fijó con una duración entre 40 y 50 ventanas con ventanas de 0.05 ms, y ventanas más grandes para tiempos tardíos, 51.2 ms, con lo que se tiene menor resolución en tiempos largos pero se alcanza una mayor profundidad de penetración, se eligió esta serie de tiempo ya que justo se necesita una buena resolución en los primeros metros para poder correlación la

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

respuesta con los resultados de la TRE. Las mediciones se realizaron con ganancias de 1, 10, y 100, aumentando el número de lecturas en sitios donde el ruido era alto, esto con el fin de aumentar la calidad en la estadística de los datos.

Tabla 4-4. Coordenadas UTM de los sitios donde se realizaron los sondeos TEM.

Sitio	X	Y	Altitud (msnm)
TEM01	379458.93	2243439.44	2315
TEM02	379121.54	2240444.43	2400
TEM03	378855.79	2238183.1	2476
TEM04	379407.09	2234640.02	2588
TEM05	380788.97	2229616.54	2577
TEM06	382520.82	2227300.01	2516
TEM07	382432.03	2224950.3	4667
TEM08	381535.33	2222587.56	2418
TEM09	382285.4	2218910.24	2386

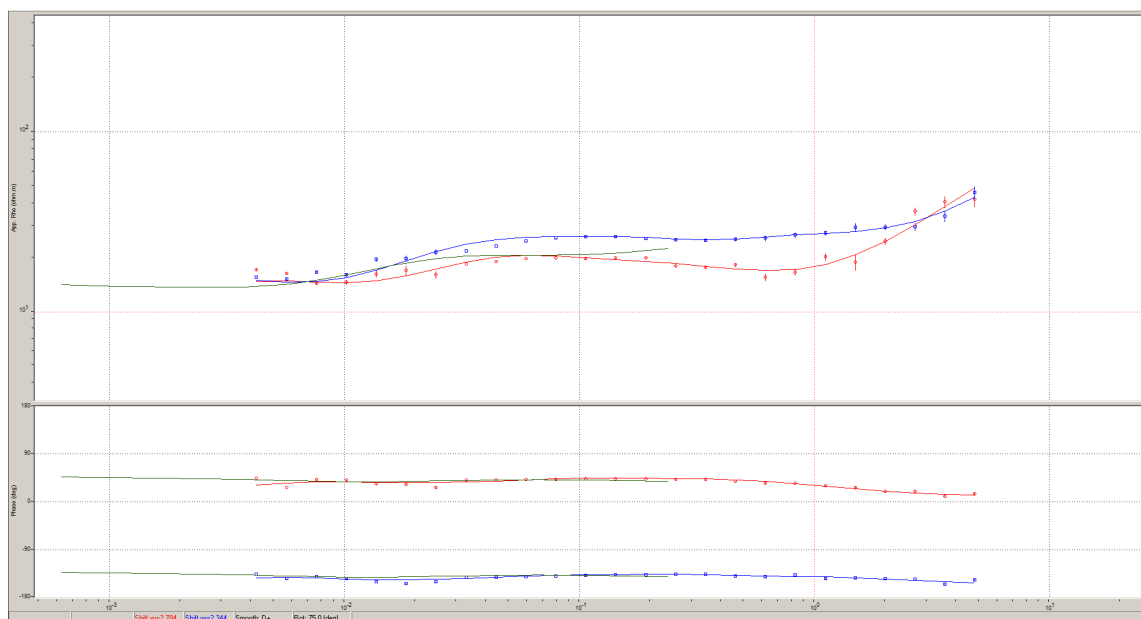


Figura 4-11. Corrección por corrimiento estático

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

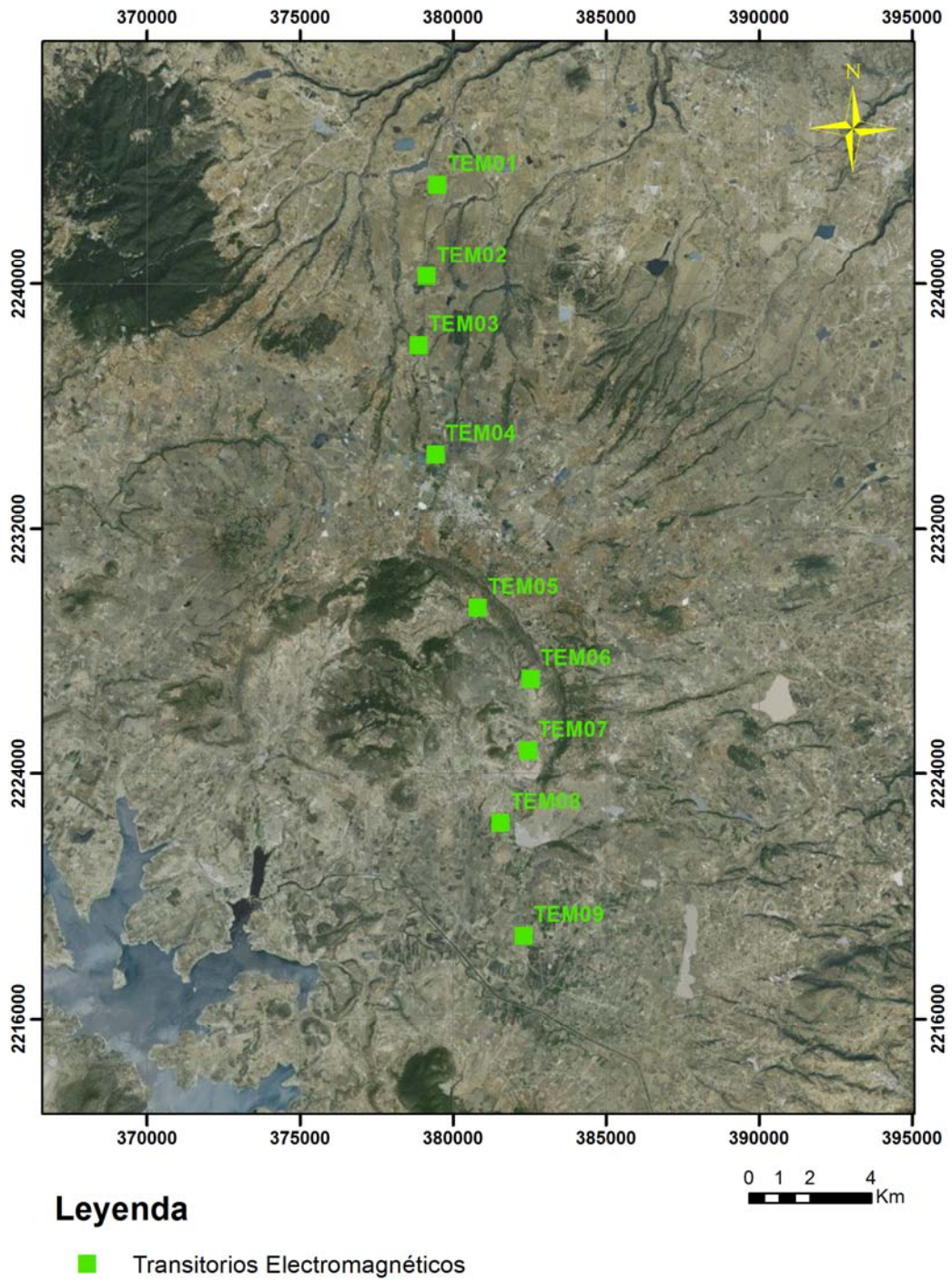


Figura 4-12. Localización de los sondeos TEM.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.3.3 Equipo utilizado para la adquisición de los sondeos TEM

Para la adquisición de los sondeos de TEM se utilizó el equipo TerraTEM (Alpha Geoscience). Este equipo fue diseñado con el transmisor y el receptor dentro de la misma consola. El sistema básico consiste en una consola simple con un solo receptor y un transmisor a 15 Amp y 24 V.

La interfaz de usuario es controlada por una pantalla táctil con la posibilidad de conectar un teclado si se desea. La pantalla es LCD de 15" lo que permite un desplegado claro de los parámetros de adquisición y los datos adquiridos. Los datos pueden ser vistos en diferentes formatos dependiendo de las preferencias del usuario y del software disponible para el proceso. Se incluye como estándar de terraTEM las gráficas del perfil y decaimiento de los datos para una revisión en campo con objetivos de control de calidad.

Dentro de las especificaciones principales del equipo se tiene:

- Muestreo de 500 kHz en tres canales simultáneos
- Transmisor de 15 Amp y 24V (360W)
- Grabación de la respuesta transitoria, corriente en el transmisor, tiempos de encendido y apagado, temperatura interna y voltajes de referencia.
- Capacidad de exportar los datos en formatos estándar de TEM
- Apilamiento estándar junto con los algoritmos de procesamiento para la eliminación del ruido ambiental.
- Temperatura de operación de -20 a 45 °C.



Figura 4-13. Equipo TerraTEM utilizado para la adquisición de datos.

4.3.4 Procesamiento

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

El procesamiento de los datos de TEM inicia con un análisis de todo el compendio de curvas que se obtuvieron para cada sondeo con el objetivo de obtener una curva de decaimiento de voltaje a partir de la cual se calcula la curva de resistividad aparente, la cual será utilizada como base de todo el procesamiento de datos. El siguiente paso en la secuencia es llevar a cabo una inversión 1D de las curvas de resistividad para obtener un modelo de capas. Para realizar esta etapa de procesamiento es importante tener en cuenta los parámetros utilizados para que se realice la inversión ya que de ellos dependen los resultados y puede ocurrir que no reflejen la información obtenida en la curva de resistividad aparente. El tipo de inversión utilizada está basado en el principio de Occam.

4.3.4.1 Inversión 1D

Constable et al. (1987) propone encontrar el modelo más suave que ajuste los datos y sea el más simple también. Otros modelos más complejos pueden satisfacer las observaciones, pero muchos de ellos no tendrán un sentido geológico real. La aproximación que aquí se propone garantiza que el perfil real debe ser tan rico en estructura como el perfil encontrado, pero nunca menos complejo en su estructura.

La motivación básica para buscar el modelo más suavizado es que no se desean características en el modelo que no sean esenciales en la coincidencia con los datos (Constable et al., 1987).

Modelo Directo

Se necesita calcular la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias y esto se hace usando la transformada de Hankel, que tiene la siguiente forma (Ryu et al., 1970):

$$H_z(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_0^{\infty} K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda \quad (4.5)$$

Donde:

I es la intensidad de corriente continua en el transmisor antes del corte.

a es el radio de la espira.

λ es la variable de integración.

K es el kernel de la Transformada.

ω es la frecuencia angular.

ρ_j, e_j son las resistividades y espesores de las N capas del modelo.

$J_1(\lambda a)$ es la función de Bessel de primer orden.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Utilizando la técnica de la deconvolución se calcula numéricamente la integral, donde mediante un cambio de variables la transformada de Hankel se convierte en una integral de convolución, en su forma discreta se expresa como (Flores, 2000):

$$H_j = \sum_i K_{j-i} W_i \quad (4.6)$$

W_i representa los coeficientes del filtro asociado a la función de Bessel y K es el kernel discretizado. Esta convolución se puede resolver mediante la rutina de cálculo y filtros propuestos por Anderson (1979).

El siguiente paso es transformar al dominio del tiempo la componente vertical del campo magnético $H_z(\omega)$ para obtener el voltaje transitorio inducido en la bobina receptora. Para lograr esto se puede aplicar la Transformada Inversa de Fourier a la parte imaginaria del campo magnético (Flores, 2000):

$$v^e(t) = -\frac{2\mu A}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega \cdot t) d\omega \quad (4.7)$$

Donde A es el área efectiva de la bobina receptora y $v^e(t)$ el voltaje en el receptor. Para resolver la transformada de Fourier también se evalúa mediante la convolución usando los filtros de Anderson (1979).

La última parte es realizar la corrección de rampas, es en este proceso donde se incorpora la corriente real del sistema que se utilizó, la cual tiene la característica de ser periódica y tener apagados y encendidos en forma de rampas lineales de ancho t .

4.3.4.2 Modelos de capas y modelos suavizados

La inversión convencional por mínimos cuadrados para un modelo de capas simple, tiene su estabilidad en qué tan suavizada sea la función de conductividad entre las capas. Entonces, para un modelo de cuatro capas se requiere que la función de conductividad sea dividida de manera suave en tres discontinuidades. Esta condición se relaja cuando el número de capas aumenta y en ciertos puntos el grosor de la capa estará por debajo de la capacidad de resolución de los datos. Este es el punto donde el modelo empezará a mostrar oscilaciones no deseadas en los datos. Entonces el ajuste de modelos de capas es un balance delicado entre la supresión de estructuras significativas en el modelo mediante la inclusión de muy pocos parámetros y la introducción de estructuras espurias debido a muchos parámetros (Constable et al., 1987).

Es mejor que un modelo sea tan flexible como sea posible para poder suprimir la complejidad explícita. Para lograr esto en perfiles continuos mediante la definición de la rugosidad, inverso del suavizado, como la integral cuadrada de la primera o segunda derivada con respecto de la profundidad:

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

$$R_1 = \int (dm/dz)^2 dz$$

ó

(4.8)

$$R_2 = \int (d^2m/dz^2)^2 dz$$

Donde $m(z)$ puede ser la resistividad o el logaritmo de la resistividad. La estrategia es encontrar la solución que esté de acuerdo con las mediciones que haga más pequeño el valor de rugosidad. Esta idea puede parecer familiar a la utilizada en las interpolaciones, porque, por ejemplo, la interpolación spline cubico, es una curva que pasa a través de una serie de puntos con R_2 más pequeño posible, a este proceso se le conoce como regularización (Constable et al., 1987).

Aunque la ecuación (4.8) requiere una función suavizada de variación como modelo, un algoritmo es más viable basado en una serie de bloques de capas constantes para ejecutar los cálculos del problema directo de manera más eficiente. Se utiliza la siguiente notación:

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (4.9)$$

Donde $z_0 = 0$ y en la práctica N está en un rango entre 20 y 100. Debido a la inevitable pérdida de resolución con la profundidad, es sensible a la relación z_{i-1}/z_i que es constante y menor a la unidad. Un semiespacio uniforme termina el sistema. En este punto se puede visualizar a m_i como una resistividad o una conductividad. Una rugosidad equivalente en su representación discreta está basada en la diferencia en lugar de en los operadores diferenciales, se puede decir que:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad (4.10)$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2 \quad (4.11)$$

Ahora se define un vector M de datos de campo d_1, d_2, \dots, d_M , siendo estos las resistividades aparentes en tiempos distintos. La calidad de ajuste de los datos se evalúa a partir del criterio de mínimos cuadrados ponderados

$$X^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2 \quad (4.12)$$

Donde $F_j[m]$ es la función que contiene los parámetros del modelo a minimizar y σ_j es la incertidumbre en el j -ésimo dato.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

El problema que se tiene que resolver no es lineal y consiste en encontrar el modelo m_i que haga que R_1 ó R_2 tan pequeño como sea posible, al mismo tiempo que X^2 tiene un valor aceptable. Es importante reafirmar que al tratarse de un problema no lineal no se puede garantizar que haya una sola solución (Constable et al., 1987).

En general, la solución del problema directo se expresa como:

$$d_j = F_j[\mathbf{m}], \quad j = 1, 2, \dots, M, \quad (4.13)$$

En notación vectorial:

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}[\mathbf{m}] \quad (4.14)$$

Cuando se considera el problema no lineal lo que tenemos es que ahora X^2 tiene la siguiente forma:

$$X^2 = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 \quad (4.15)$$

Utilizando los multiplicadores de Lagrange, se tiene:

$$U = \|\partial\mathbf{m}\|^2 + \mu^{-1}\{\|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 - X^{2*}\} \quad (4.16)$$

Los valores externos de R_1 se encontrarán en puntos estacionarios de U como antes. Si hablamos del gradiente se encontrarán vectores m que hagan que U sea estacionario y obedezca que:

$$\mu^{-1}(\mathbf{WJ})^T \mathbf{WJm} - \mu^{-1}(\mathbf{WJ})^T \mathbf{Wd} + \partial^T \partial\mathbf{m} = 0 \quad (4.17)$$

Donde la matriz \mathbf{J} de $M \times N$ es el Jacobiano o matriz gradiente con esto es posible resolver el problema no lineal para m, el cual se vuelve más siempre con un esquema iterativo:

$$\mathbf{m}_{k+1}(\mu) = [\mu\partial^T\partial + (\mathbf{WJ}_k)^T \mathbf{WJ}_k]^{-1} (\mathbf{WJ}_k)^T \mathbf{Wd}_k$$

Donde $\mathbf{d}_k = \mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}_k] + \mathbf{J}_k \mathbf{m}_k$.

Finalmente, el valor del error para el término k+1 es:

$$X_{k+1}(\mu) = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}_{k+1}(\mu)]\| \quad (4.18)$$

Bajo este esquema, si converge, soluciona la minimización de la función no lineal original y la respuesta final debe ser independiente del modelo inicial. El resultado será el modelo más suavizado con un desajuste específico (Constable et al., 1987).

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Una vez que se han obtenido los modelos de capas para cada uno de los sitios de TEM en un perfil, el siguiente paso es realizar una sección 2D de resistividad, en este proceso es muy relevante el tipo de interpolación utilizada ya que de ésta depende la forma en que se observen las ‘anomalías’ o contrastes de resistividad. La secuencia de procesamiento se describe a continuación:

- Transferencia de los registros del equipo TerraTEM a la computadora.
- Edición de las curvas registradas con cada ganancia para obtener una curva final de nV/AMP contra tiempo (curva de decaimiento).
- Conversión de la curva de decaimiento a Resistividad Aparente contra tiempo.
- Transferencia de las curvas generadas al software de procesado.
- Cálculo del modelo suavizado (inversión Occam 1D).
- Generación de la pseudosección de resistividad.

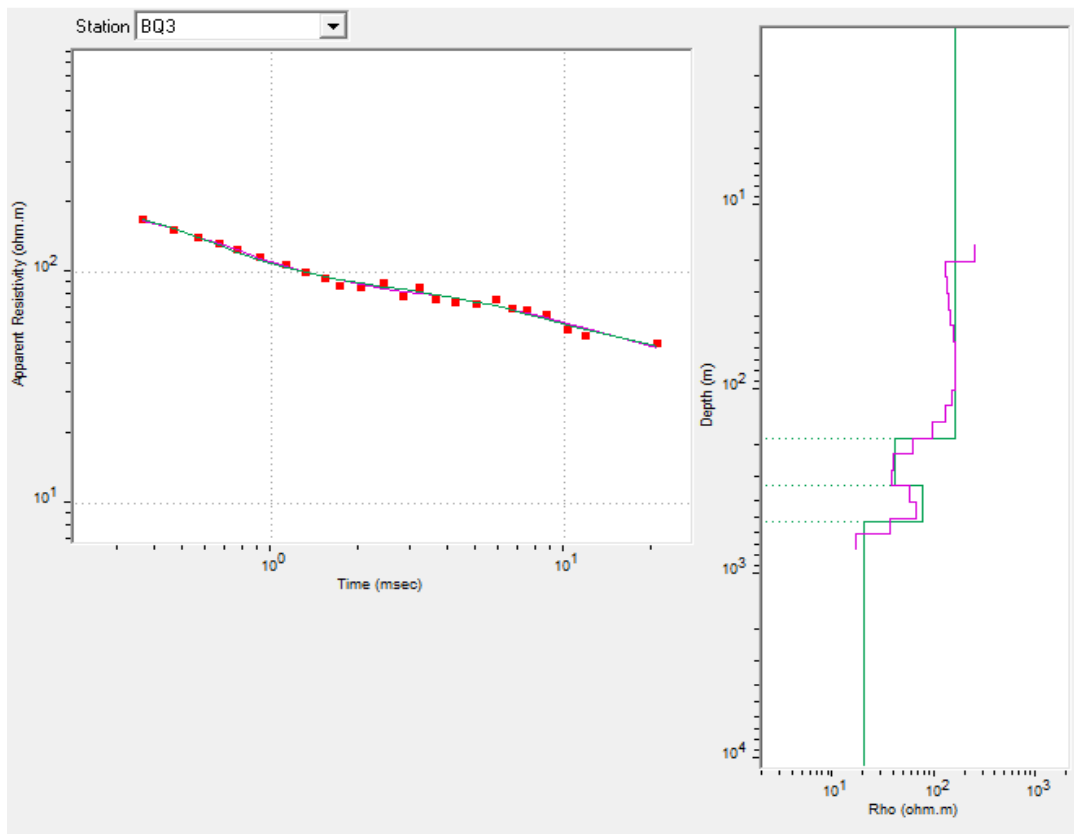


Figura 4-14. Curva de resistividad aparente y modelo de inversión 1D.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.4 Tomografía de resistividad eléctrica bidimensional (TRE)

4.4.1 Diseño de adquisición

Se adquirió un perfil de 470 m de longitud con una orientación NE – SW; el espaciamiento entre electrodos fue de 10 m y el arreglo utilizado fue dipolo – dipolo. Dicha configuración fue seleccionada en términos de su capacidad de resolución tanto vertical como horizontal (Loke, 2010). Con esta configuración y tomando en cuenta la geología de la zona se logró alcanzar una profundidad de alrededor de 100 m.

4.4.2 Localización

El perfil de ERT fue adquirido coincidentemente en el sondeo más al norte de la zona de estudio (sitio 1) con el objetivo de determinar la distribución de resistividad en el subsuelo en una escala que proporcione mayor detalle para poder correlacionarla tanto con la geología presente en la zona como con el comportamiento hidrogeológico de la misma. En este mismo sitio se realizó la adquisición de un sondeo de TEM con la intención de establecer una correlación de información proporcionada por ambas metodologías y evaluar su contribución al mejor conocimiento del sistema acuífero (figura 4.2).

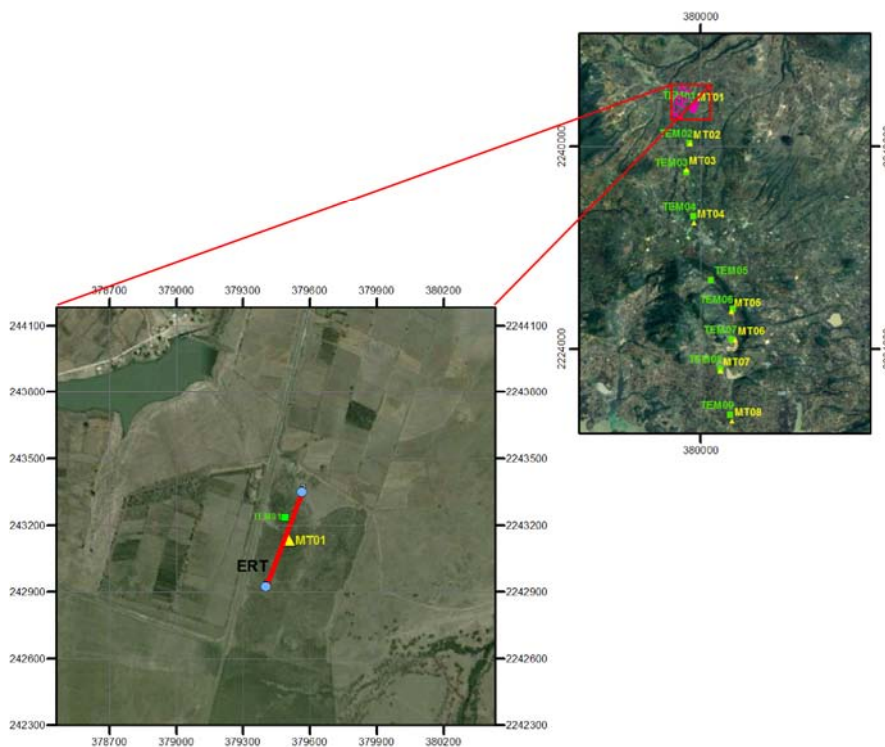


Figura 4-15. Ubicación del perfil de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.4.3 Parámetros de adquisición

Espaciamiento interelectródico	10 m
Tipo de Arreglo	Dipolo – Dipolo
Número total de datos	906
Número total de niveles de datos	39
Número de electrodos	48
Distancia total del perfil	470 m

4.4.4 Equipo

Para la adquisición de los datos se utilizó un resistivímetro Syscal – Pro Switch 48 (Iris Instruments). Este equipo utiliza cables multi-hilos para controlar el grupo de electrodos conectados en los perfiles. En este caso se emplearon 48 electrodos de cobre de ½ pulgada de diámetro y 30 cm de longitud.



Figura 4-16. Consola del Resistivímetro Syscal – Pro Switch 48 (Iris Instruments).

Este sistema de medición consta de un transmisor y un receptor adaptados en la misma unidad. Además cuenta con un convertidor externo de corriente directa para poder incrementar la potencia en los electrodos de inyección de corriente. La batería interna es recargable de 12 V. Puede ser operado en dos modos: manual y automático; en este segundo caso, el voltaje máximo de operación es de 800 V mientras que para un modo manual se puede incrementar a 1000 V. La corriente máxima de operación es de 2.5 A. El receptor cuenta con 10 canales para medir simultáneamente con un voltaje máximo de 15 V para cada uno. La duración de los pulsos de voltaje que se pueden elegir son los siguientes: 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.2 (s). En cuanto a la resolución del voltaje primario es de 1mV.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

El equipo cuenta con cuatro cables independientes, de 12 electrodos cada uno con un espaciado máximo entre ellos de 10 m, con la posibilidad de acoplarse por pares y lograr una longitud máxima de adquisición de 470 m.

Un parámetro muy importante que influye en la calidad de los datos es la resistencia de contacto de los electrodos con el medio. Una vez que la instalación del equipo se ha realizado, se lleva a cabo una prueba donde se evalúa que los valores de la resistencia esté por debajo de los 2 Kohm. Para garantizar estos valores en algunos de los electrodos fue necesario humedecerlos con una solución de agua y sal.

4.4.5 Procesamiento

Las imágenes eléctricas 2D son ampliamente usadas para mapear áreas de geología compleja a moderada donde los sondeos de resistividad 1D y las técnicas de perfilaje no son adecuadas. Los resultados de este tipo de sondeos son usualmente representados gráficamente en forma de secciones interpoladas lo que distorsiona la distribución real de la propiedad en el subsuelo (Loke, 2010).

Para tal efecto, es necesario recurrir a un proceso de inversión. Es decir, a través de un algoritmo basado en la teoría de la inversión es posible recuperar el sistema (en este caso, el subsuelo) que generó los datos que se midieron en campo dados ciertos parámetros iniciales de adquisición. En este trabajo de tesis, el algoritmo utilizado es el desarrollado por Loke y Barker (1996) basado en el método de inversión de mínimos cuadrados de Gauss – Newton con restricción de suavizado, para producir un modelo 2D del subsuelo a partir de los datos de resistividad aparente. Este algoritmo además ha sido optimizado para una inversión de una gran cantidad de datos, así como el uso de la memoria disponible para reducir el tiempo de cómputo.

Para poder ingresar los datos adquiridos en este algoritmo de inversión, es necesario que cumplan con ciertas características relativas a su calidad. Para tal efecto, inicialmente se procede a evaluar su continuidad y consistencia a lo largo de todo el perfil. Todo punto que se salga de los parámetros esperados es eliminado para que su inclusión no afecte el proceso de inversión. Una vez que los datos han sido evaluados y aceptados, se procede a invertirlos de acuerdo con los parámetros controlables en el algoritmo citado.

4.4.5.1 Modelo directo e inversión 2D

Un algoritmo de inversión contiene una parte de sustancial importancia, el cálculo del modelo directo, pues es necesario para calcular la respuesta del medio y compararla con la que resulta de la modificación de los parámetros a invertir. Para llevar a cabo el cálculo de los valores de resistividad aparente en el modelado directo, el algoritmo de Loke y Barker (1996) usa la técnica de la optimización no lineal de mínimos cuadrados de forma iterativa. Este método de optimización reduce la diferencia entre los valores de resistividad aparente medida y los calculados, se utiliza el error cuadrático medio para medir esta diferencia. Sin embargo, un error cuadrático medio muy

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

bajo puede, en ciertas ocasiones, presentar grandes variaciones en los modelos del subsuelo que no se correlacionan con un modelo geológico verdadero (Geotomo, 2011).

El algoritmo de mínimos cuadrados de Loke y Baker (1995, 1996) en el que la resistividad aparente puede ser expresada como una serie de Taylor:

$$\rho_a = F(\vec{\rho}) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{\rho})}{\partial \rho_k} \delta \rho_k \quad (4.19)$$

donde ρ_k es un vector de parámetros de dimensión M conformado por las resistividades verdaderas de cada bloque, $F(\rho)$ es la función que determina la resistividad aparente.

La diferencia entre la resistividad observada y la obtenida se define como:

$$\delta \rho_{aj} = \rho_a^{obs} - \rho_{aj}^{cal} \quad (4.20)$$

Donde ρ_a^{obs} es la resistividad observada y ρ_{aj}^{cal} es la resistividad calculada a partir del modelo.

El error cuadrático se puede escribir como:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \delta \rho_a = \sum_{j=1}^N (\rho_a^{obs} - \rho_{aj}^{cal})^2 \quad (4.21)$$

Sustituyendo la resistividad aparente estimada en la ecuación (4.19), se tiene:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \left(\rho_a^{obs} - F(\vec{\rho}) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{\rho})}{\partial \rho_k} \delta \rho_k \right)^2 \quad (4.22)$$

donde N es el número de mediciones.

Lo que se desea es hallar el mínimo error cuadrático respecto al vector de resistividades P, por tanto, derivando se tiene:

$$\frac{\partial E^2}{\partial \delta \rho_1} = 2 \sum_{j=1}^N \left(\rho_a^{obs} - F_j(\rho) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(\rho)}{\partial \rho_1} \right) \left(\frac{-\partial F_j(\rho)}{\partial \rho_1} \right) = 0 \quad (4.23)$$

Donde $j=1, \dots, M$.

La última ecuación (4.23) puede ser expresada matricialmente como (Loke y Barker, 1995):

$$\delta \vec{\rho} = (J^T J + \lambda C^T C)^{-1} J \delta \vec{\rho}_a \quad (4.24)$$

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Donde I es el factor de amortiguamiento y C un filtro de convergencia para minimizar las perturbaciones y aproximarla a un valor constante.

Los elementos de la matriz jacobiana de la ecuación (4.24) son de la forma:

$$J_{jk} = \frac{\partial F(\vec{\rho})}{\partial \rho_k} \quad (4.25)$$

Cuando se calcula el modelo directo, la solución que se tiene es única; sin embargo, cuando se habla de inversión se pueden tener diversas soluciones.

Para realizar la inversión de los datos, el programa utiliza un modelo que consiste en un cierto número de bloques rectangulares, distribuidos en la pseudosección, tratando de cubrir los puntos de atribución según el arreglo eléctrico escogido.

Para llevar a cabo la inversión de los datos se utilizó el método de diferencias finitas, el cual tiene una mayor velocidad cuando no se utiliza la topografía. En la zona de estudio, el desnivel topográfico es despreciable por lo que se puede utilizar este esquema sin sacrificar tiempo de cálculo. Según Loke y Barker (1995), el factor de amortiguamiento debe ser elegido lo más pequeño posible de manera que entre menor sea, la resolución de modelo obtenido será mejor.

Durante el proceso de inversión el programa despliega dos pseudosecciones una de resistividades aparentes medidas y otra de calculadas además de la sección de resistividades del modelo inverso. Así, es posible ir evaluando el ajuste de los datos conforme va evolucionando el modelo de inversión.

5. RESULTADOS

La presentación de los resultados se hará en función de la resolución de los métodos aplicados empezando por el que nos proporciona una resolución más regional y la mayor profundidad de penetración.

5.1 Audiomagnetoteléxico (AMT)

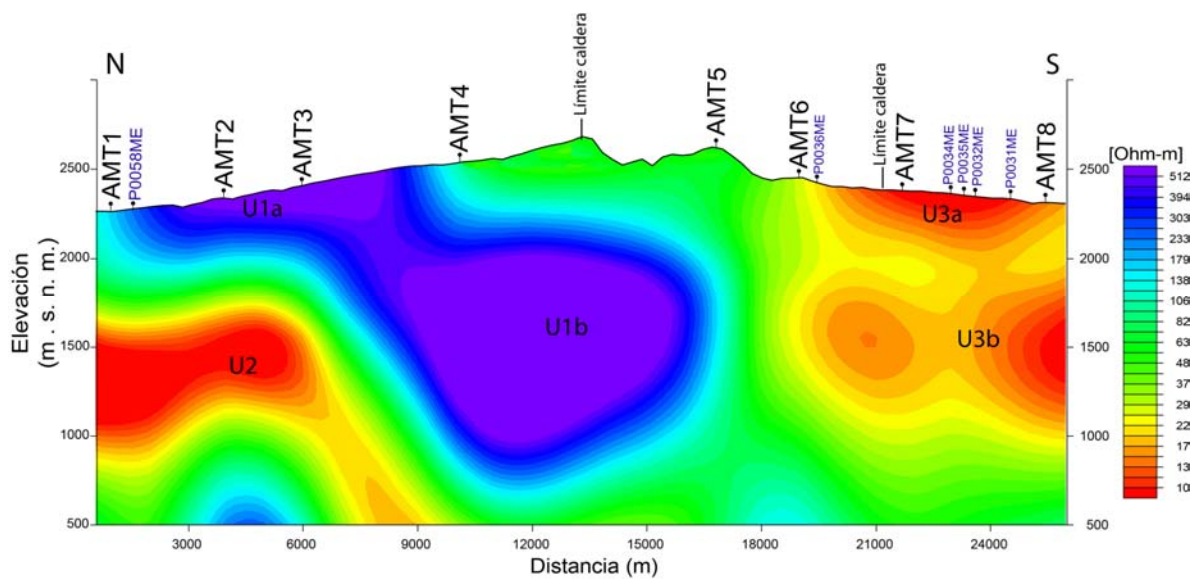


Figura 5-1. Sección 2D de los sondeos por Magnetoteléxico.

Descripción de la sección

El RMS alcanzado en la inversión 2D para este modelo fue de 1.32, los resultados mostrados en las pseudosecciones de resistividad aparente y fase, nos indican que el ajuste del modelo con los datos es bueno. Para el modo TE el ajuste es mejor que para el modo TM sobre todo en la fase, con la consideración de que ambos ajustes son buenos pues las características importantes mostradas en la pseudosección generada con los datos, se ven bien representadas en la pseudosección calculada con el modelo de la inversión (apéndice A).

En la zona norte de la sección se observan dos cuerpos de resistividades contrastantes, el más somero de valores de resistividad que van de los 80 a los 500 Ohm – m (U1a), con una geometría irregular y espesores variables alcanzando una mayor potencia hacia el centro de la sección. Estos espesores oscilan entre los 500 m y los 1000 m. Debajo de este cuerpo y hacia la zona más norte se muestra una zona de resistividades de entre 10 a 50 Ohm –m, con espesores de entre 600 m a 1500 m (U2), también de una geometría irregular.

5. RESULTADOS

Hacia la zona central de la sección se observa una extensión de la unidad U1, con una longitud de aproximadamente 8 km con valores de resistividad de 80 a 500 Ohm.m (U1b), la geometría de este cuerpo es irregular pero con un espesor considerable de más o menos 1000 m (U1b).

En la parte sur del modelo se puede indentificar un cuerpo con valores de resistividad que van de los 10 a los 50 Ohm.m (U3), que para su descripción podemos dividir en dos subunidades, la U3a que corresponde a la unidad más somera, con espesores de aproximadamente 300 m, debajo de la cual se localiza un horizonte más potente (1500 m), y con una geometría irregular.

5.2 Transitorio electromagnético (TEM)

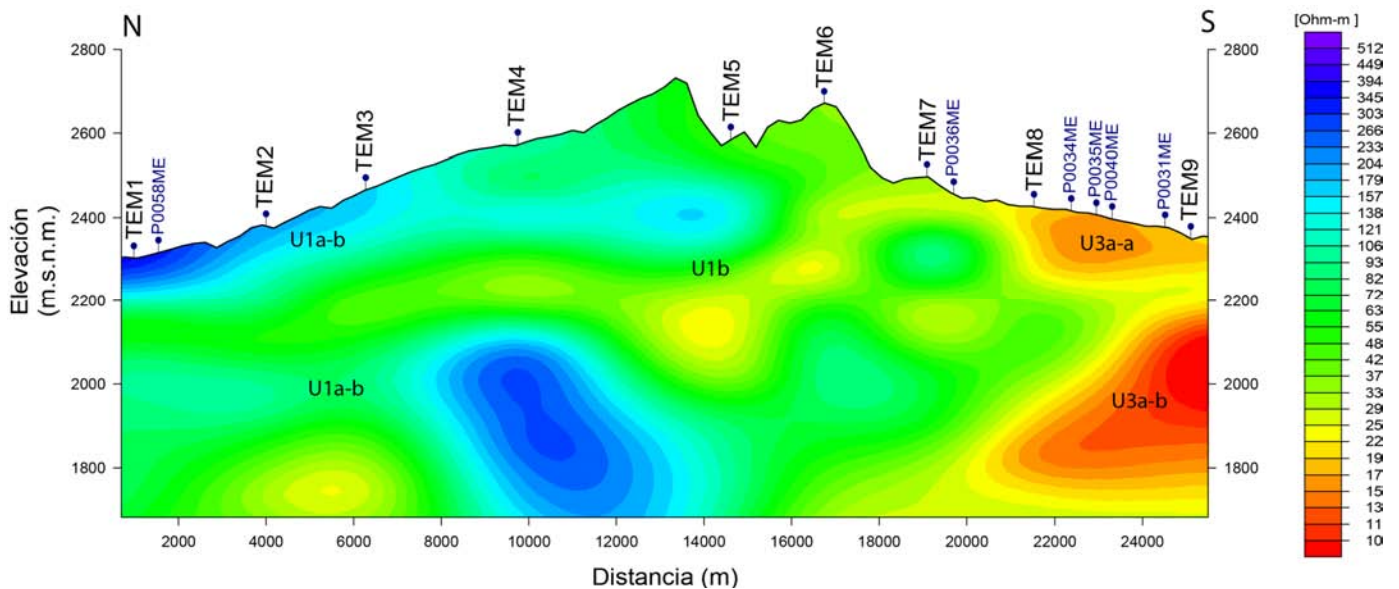


Figura 5-2. Sección interpolada 2D de los sondeos por Transitorio electromagnético.

Descripción de la sección

Los errores RMS para los modelos 1D a partir de los cuales se generó esta sección fueron de alrededor de 0.4.

La longitud máxima de este perfil es de casi 25 km, lo integran 9 sondeos dispuestos en un perfil de orientación Norte – Sur. La profundidad máxima de penetración del perfil es de aproximadamente 600 m.

5. RESULTADOS

La descripción de la sección se realiza de norte a sur distinguiendo 3 zonas principales. En la zona norte se observa un horizonte con valores de 80 a 500 Ohm – m y una longitud, que abarca desde el sondeo TEM01 hasta el TEM03, de más o menos 6 km y un espesor aproximado de 100 m (U1a-a). Debajo de esta capa se observa un horizonte de espesor variable, de aproximadamente 500 m con valores de resistividad de entre 80 y 100 Ohm-m (U1a-b).

Hacia la zona central se observan horizontes resistivos y conductores intercalados con geometrías irregulares en los 600 m de espesor que tiene esta sección y con valores cercanos a los 100 Ohm-m (U1b). Por último, en la zona sur en la parte somera se distingue un cuerpo con una geometría similar a una elipse y con valores de resistividad de entre 10 a 30 Ohm – m (U3a-a), por debajo de esta capa se tiene un horizonte de forma irregular y valores de resistividad de 50 a 100 Ohm que divide al horizonte somero de uno más profundo y potente con características resistivas similares al cuerpo superficial y que parece extenderse hacia la zona central de la sección (U3a-b).

5.3 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)

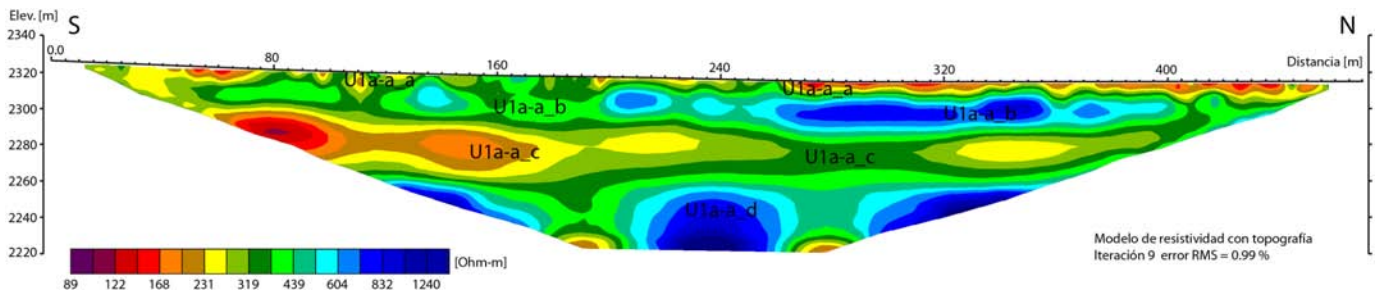


Figura 5-3. Inversión 2D de la tomografía de resistividad eléctrica.

Descripción de la sección

La longitud máxima alcanzada por esta sección es de 470 m, en cuanto a la profundidad de investigación se aproximó a los 100 m en la parte central con una disminución de la misma hacia el inicio y final.

En la parte somera se observa un horizonte conductor con un espesor aproximado de 7 m y valores de resistividad que van de los 80 a los 180 Ohm – m (U1a-a_a). Debajo de éste se encuentra una capa con valores de resistividad de entre 400 a 700 Ohm – m aproximadamente (U1a-a_b), este horizonte es más contínuo hacia la parte norte del perfil; sin embargo, se puede observar una continuidad lateral importante hacia la zona sur. El espesor de este estrato es variable de entre 10 a 15 m.

En una tercera capa, en orden descendente, con una continuidad lateral más visible hacia el sur, se observan valores de resistividad de entre 100 a 300 Ohm – m y con espesores que varían de los 25 a los 30 m (U1a-a_c) y por último se muestra una capa más resistiva con valores de 400 a 1000 Ohm – m en la parte más profunda de la tomografía y con un espesor de entre 30 a 40 m (U1a-a_d).

5.4 Comparación de las respuestas

Las técnicas geofísicas implementadas en este estudio, caracterizan la misma propiedad electromagnética, la resistividad, por lo tanto, pueden ser comparadas para reducir la incertidumbre en los resultados finales.

5. RESULTADOS

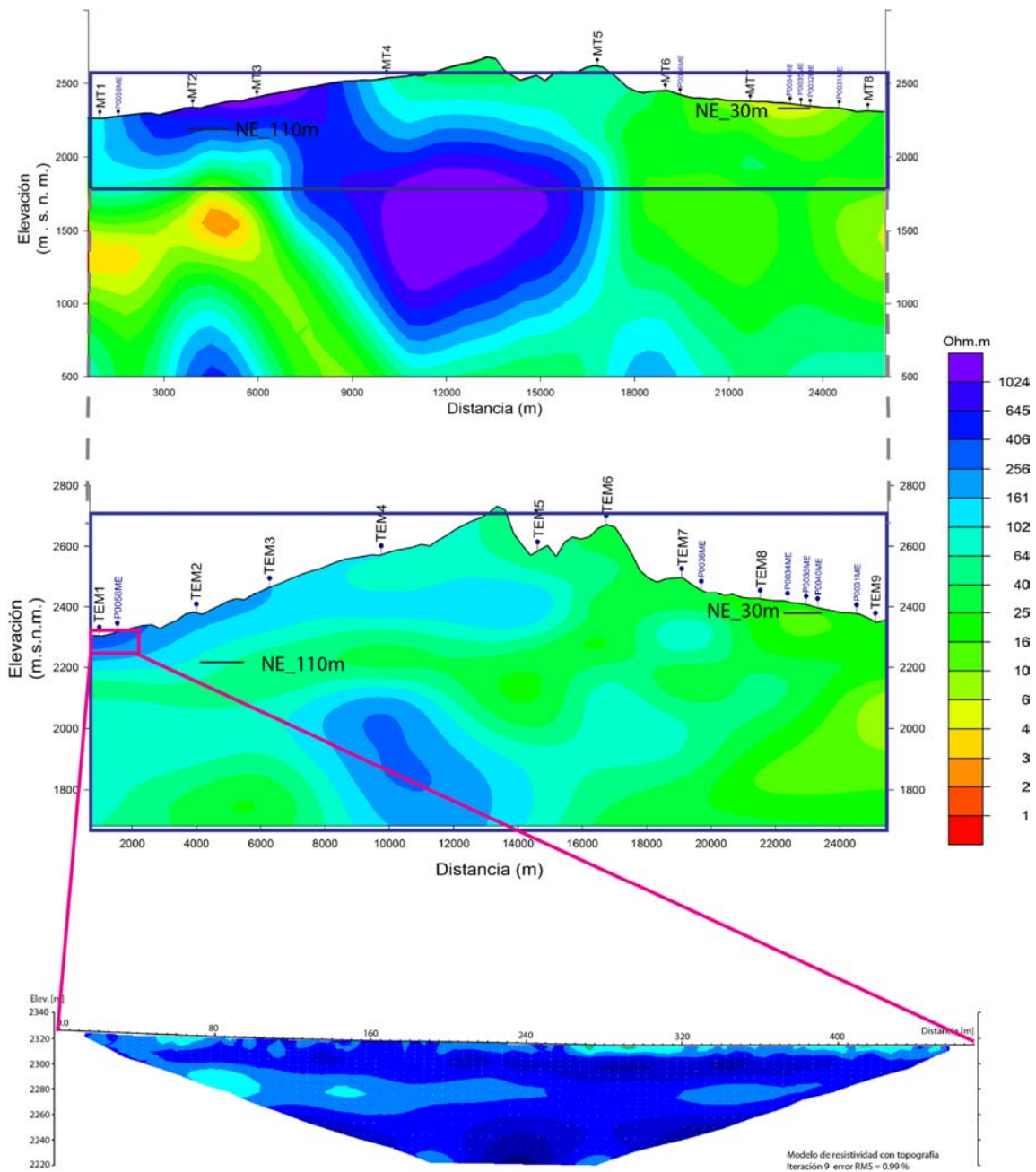


Figura 5-4. Integración de los tres métodos aplicados.

En la figura 5-4, se puede observar que los valores de resistividad obtenidos por las tres metodologías tienen una buena consistencia, además que es posible notar la diferencia en cuanto a escalas y resolución que cada método aporta al estudio del acuífero. Si se realiza una comparación de los modelos unidimensionales generados con el TEM y el AMT (Figura 5-5) se puede observar, de manera más evidente la consistencia en las respuestas obtenidas a partir de la medición de dos fenómenos físicos distintos. La variación en los valores de resistividad podría ser consecuencia de

5. RESULTADOS

que, en el TEM, el voltaje medido varía con la conductividad como $\sigma^{3/2}$, por lo que es intrínsecamente más sensible a pequeñas variaciones en la conductividad (McNeill, 1994). Por otro lado, en el caso del AMT los campos E y H son grabados a frecuencias en las cuales pueden ser medidos de manera precisa y como μ varía muy poco con respecto de μ_0 en la mayoría de las rocas, la relación que existe entre la conductividad y los campos medidos es en una razón de $\sigma^{1/2}$ (Vozoff, 1972).

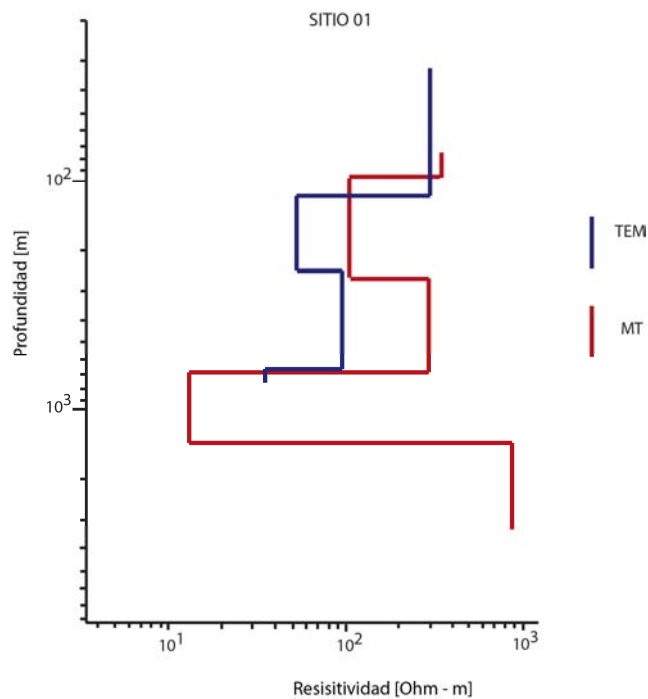


Figura 5-5. Comparación de los modelos 1D para el TEM01 y el MT01.

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de los resultados mostrados, se puede constatar la correlación y consistencia de los tres métodos aplicados en el área de estudio, y queda de manifiesto que la aplicabilidad de cada técnica dependerá de las escalas de estudio. Por consiguiente, los objetivos quedan definidos en términos de la caracterización de la propiedad física, en este caso la resistividad eléctrica, y el nivel de detalle requerido en el estudio implementado.

En la escala más regional (AMT) se decidió dividir el modelo 2D en 3 unidades geoelectricas principales (U1, U2 y U3), así como algunas subunidades (U1a, U1b, U3a, U3b) para poder hacer una mejor descripción y luego una correlación con los materiales geológicos presentes en la zona (Ver tabla 4).

La unidad U1a corresponde a las ignimbritas derramadas hacia esa zona de la caldera, por lo que se tienen características resistivas, aunque en esta zona tenemos emplazado un acuífero, este medio es fracturado razón por la cual no tenemos valores bajos de resistividad.

Al centro de la zona de estudio y que es donde tenemos la caldera, se observa la unidad U1b que nos muestra un cuerpo de resistividad similar a la U1a pero de dimensiones significativas embebido en una resistividad de fondo de valores más bajos, esta unidad se puede asociar a los materiales volcánicos arrojados por la caldera y que se encuentran sepultados por el derrumbe de la misma.

Luego aparece la unidad U2 que subyace a la U1a con valores bajos de resistividad y que puede estar asociada a una unidad pre Caldera que no necesariamente representa un horizonte saturado de agua.

Se encuentra después la unidad U3a que se asocia con el acuífero principal, emplazado en un ambiente granular en un graben limitado al norte por la falla Epitafio Huerta y que tiene una firma de resistividades bajas, es en esta zona donde se encuentra la mayor cantidad de pozos perforados y en explotación.

Por debajo de esta unidad se tiene una intercalación de cuerpos de resistividades contrastantes (U3b), similares a la unidad U3a, pero que muy seguramente están asociados también a los materiales existentes en la zona antes de la existencia de la caldera y que, de no haber ocurrido el colapso de la misma ni la separación por la falla, estas unidades serían la misma, no se descarta la posibilidad que en alguno de estos horizontes exista un acuífero profundo.

Para el caso del TEM, la definición de las unidades geoelectricas mejora sustancialmente en los primeros 600 m. Así, unidad geoelectrica U1a, definida para el AMT puede ser dividida en dos, la capa más somera puede asociarse a las ignimbritas derramadas producto de la explosión de la caldera, con cierto grado de fracturamiento y que emplaza en su parte basal un acuífero fracturado (U1a-a), y por debajo de esta capa encontramos la unidad geoelectrica U1a-b que muestra valores de resistividad más altos, probablemente asociados a una zona de transición entre los materiales precaldera y los derrames volcánicos, con cierto grado de fracturamiento. Es evidente que en esta sección la unidad U2, no se alcanza observar debido a la profundidad máxima del método.

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la parte central se observa una intercalación de cuerpos de resistividades variables y geometrías irregulares que podrían corresponden a la caldera derrumbada (U1b).

Por último, en la zona sur, parte somera, se tiene un cuerpo conductor bien definido asociado al acuífero emplazado en un ambiente granular gobernado por un graben que permitió la acumulación de estos materiales de relleno y que es donde se encuentra la mayor cantidad de pozos en explotación.

Debajo de este cuerpo se tiene, con características de resistivas similares, un horizonte que puede asumirse como un posible acuífero profundo (U3a-b).

Con referencia a la ERT, se observan 4 capas con valores de resistividad distintos que se correlacionan con la columna estratigráfica tipo de la toba Amealco que está constituida por una intercalación de Ignimbritas y capas de Lapilli. En la zona central de la tomografía los valores de resistividad correlacionan con los que se presentan en la sección de TEM, dándole de esta manera más certidumbre a las metodologías (Figura 41).

Tabla 6-1. Tablas de unidades geoeléctricas y su posible asociación litológica.

Unidad (Definida con AMT)		Unidad (Definida con TEM)	Intervalo de resistividad [Ohm-m]	Posible asociación litológica
U1	U1a	U1a-a	80 – 500	Ignimbritas fracturadas-acuífero fracturado
		U1a-b		Ignimbritas - Unidades pre caldera
	U1b	U1b		Materiales volcánicos, derrumbe de caldera
U2		x	10 – 100	Unidades pre caldera
U3	U3a	U3a-a	10 – 50	Acuífero granular
		U3a-b		Posible acuífero profundo
	U3b			Materiales pre caldera

Unidad (Definida con TEM)	Unidad (Definida con TRE)	Intervalo de resistividad [Ohm-m]	Posible asociación litológica
U1a-a	U1a-a_a	80 – 500	Intercalación de Ignimbritas y capas de Lapilli
	U1a-a_b		
	U1a-a_c		
	U1a-a_d		

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

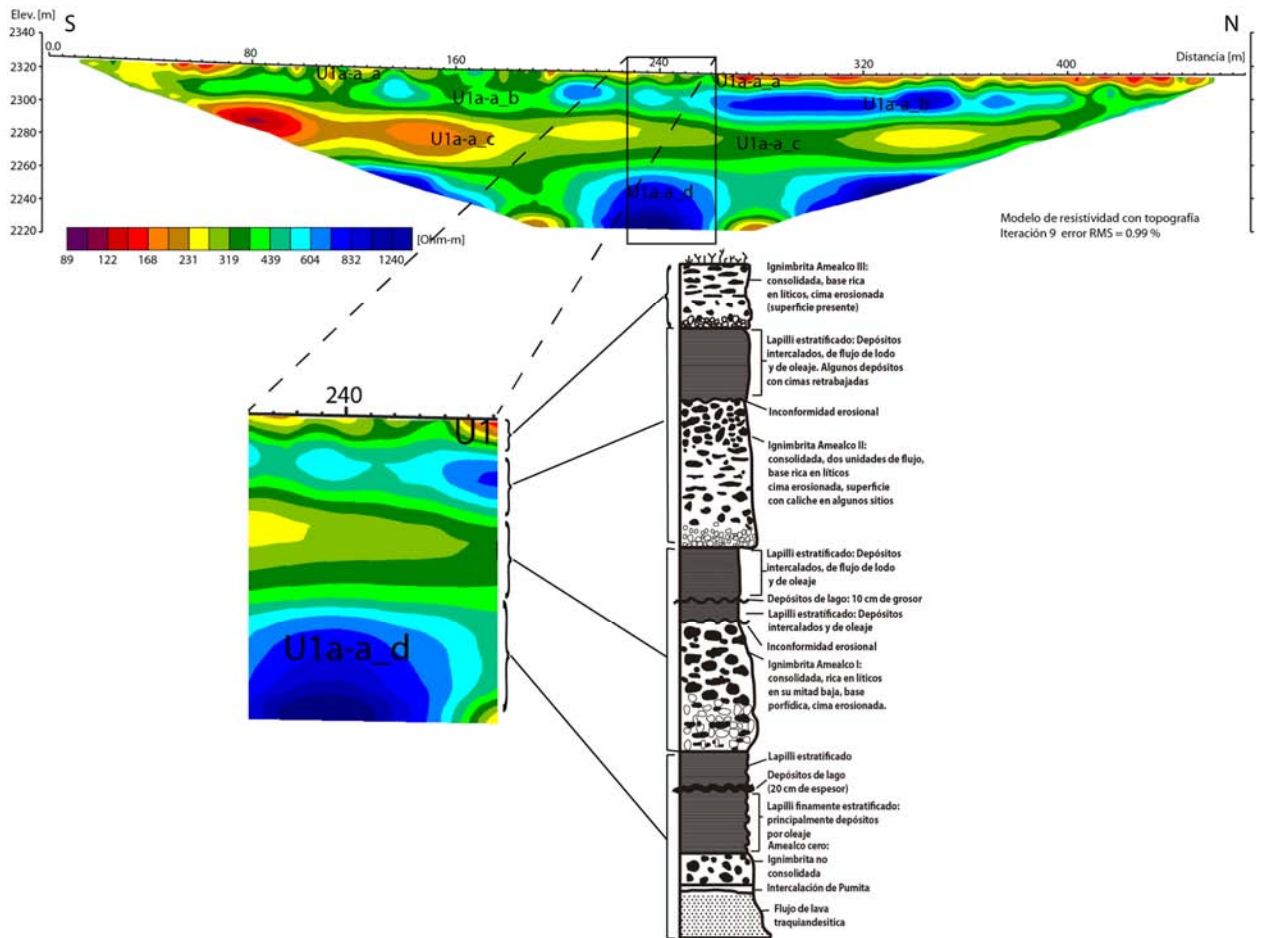


Figura 6-1. Sección de TRE y columna estratigráfica tipo de las ignimbritas Amealco.

Con base en el análisis anterior es posible ubicar el parteaguas continental en profundidad, que se puede considerar como el límite entre los dos sistemas de acuíferos presentes en la zona de estudio.

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

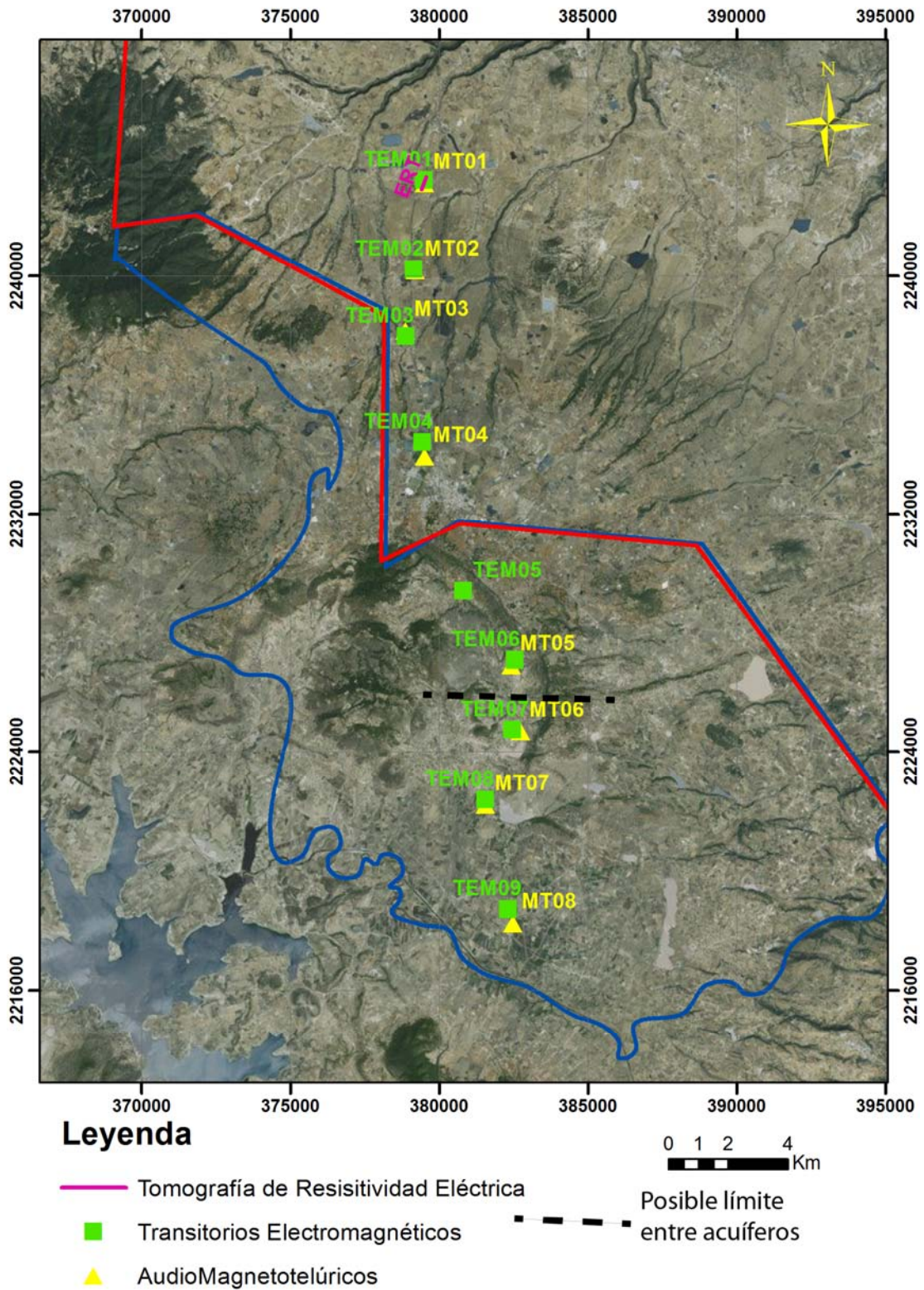


Figura 6-2. Posible límite entre acuíferos definido por la integración de la información de este trabajo.

7. CONCLUSIONES

Después del análisis de los resultados es posible enunciar algunas conclusiones que validan el cumplimiento de los objetivos planteados en un inicio.

Con los datos de AMT se pudo caracterizar la zona más profunda, que, por el enfoque hidrogeológico, se limitó la interpretación a los dos primeros km. Por otro lado, los sondeos TEM otorgaron la distribución de resistividad en los primeros 600 m y, por último, con la técnica de TRE se obtuvo con mayor detalle la información del subsuelo, en los primeros 100 m.

Con respecto a la correlación hidrogeológica, en la parte sur del perfil se observa un cuerpo superficial de resistividades bajas asociado al acuífero emplazado en un ambiente granular mientras que, en la zona norte del perfil, también en los primeros 200 m, es posible observar un horizonte de resistividades altas asociado al acuífero emplazado en rocas volcánicas fracturadas. Con lo anterior, resulta evidente que la firma resistiva de un acuífero depende directamente de las características del mismo, y es posible encontrar un acuífero donde la resistividad es alta.

En el centro del modelo se ve un cuerpo resistivo asociado a la estructura de la caldera derrumbada y que posiblemente funciona como una barrera impermeable entre los dos sistemas de acuíferos, impidiendo una conexión entre ellos y que puede verse como el límite entre ellos (Figura6-2).

En los primeros 100 m de profundidad se pudo definir con claridad la intercalación de ignimbritas y lapilli que constituyen la Toba Amealco y que forman parte de la zona vadosa correspondiente al acuífero fracturado, esta conclusión fue alcanzada con la metodología de la TRE que demostró su utilidad en esta escala de profundidades.

Como es posible destacar a partir de las conclusiones descritas, la elección del método geofísico a implementar para un estudio hidrogeológico, depende de varios factores dentro de los principales se encuentran la escala de estudio requerida (profundidad de investigación) y la resolución deseada.

La consistencia, en cuanto a valores de resistividad se refiere, que muestran las tres metodologías aplicadas en este proyecto para las profundidades que permiten la comparación, le dan certidumbre a los modelos obtenidos toda vez que el principio físico utilizado en cada una es distinto.

Es importante destacar que el potencial que tienen estas técnicas geofísicas para la generación de información del subsuelo que contribuya a la mejor evaluación de un acuífero es considerable ya que con estos datos, la elaboración de un modelo conceptual hidrogeológico tendrá mayor certidumbre lo que, invariablemente, contribuirá a que la explotación del recurso hídrico sea de la manera más eficiente y permita seguir satisfaciendo esta necesidad humana por más generaciones.

8. Apéndice A

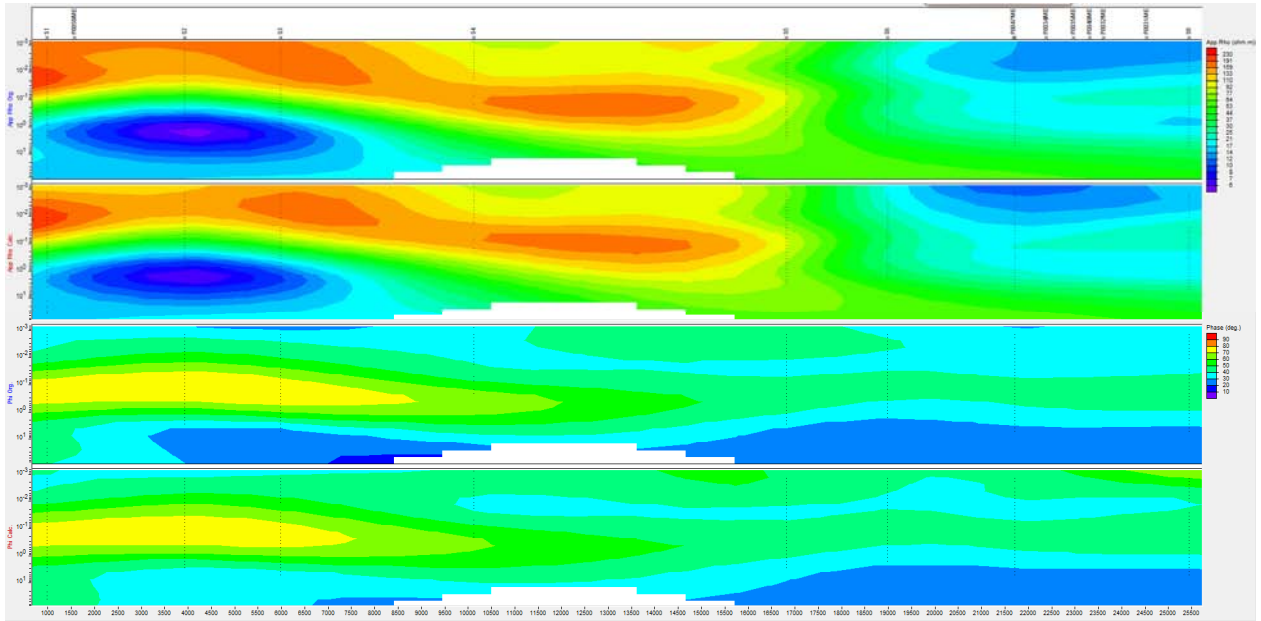


Fig. 1. Pseudosección medida y calculada para AMT modo TE

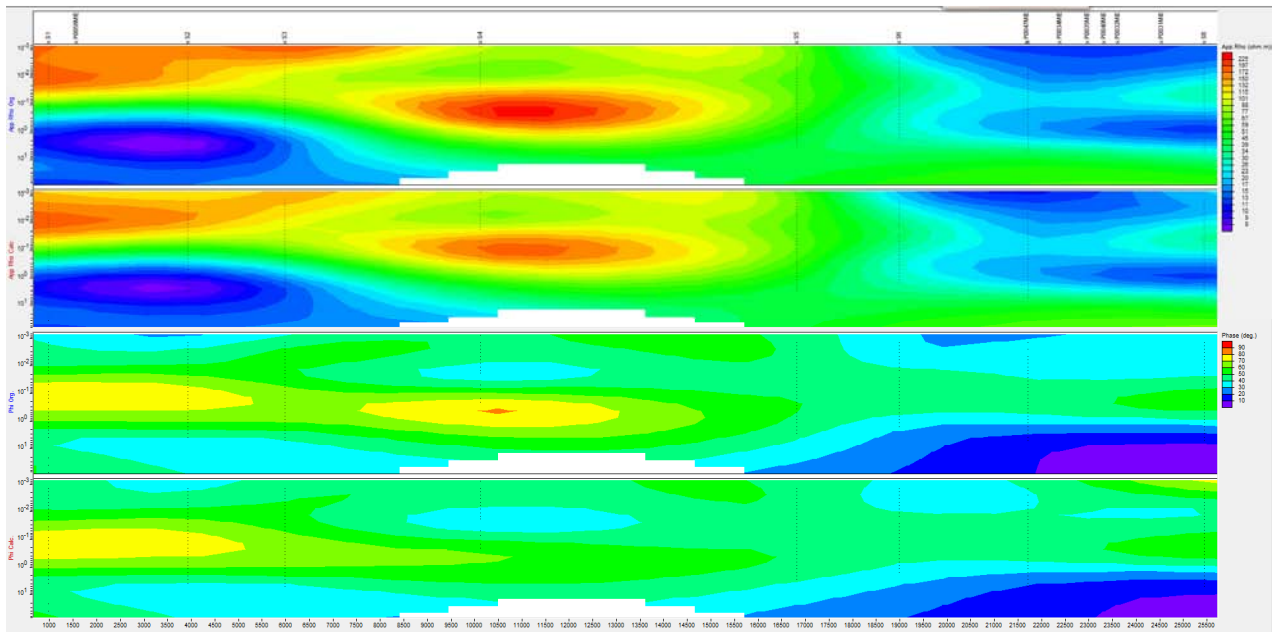


Fig. 2. Pseudosección medida y calculada para AMT modo TM

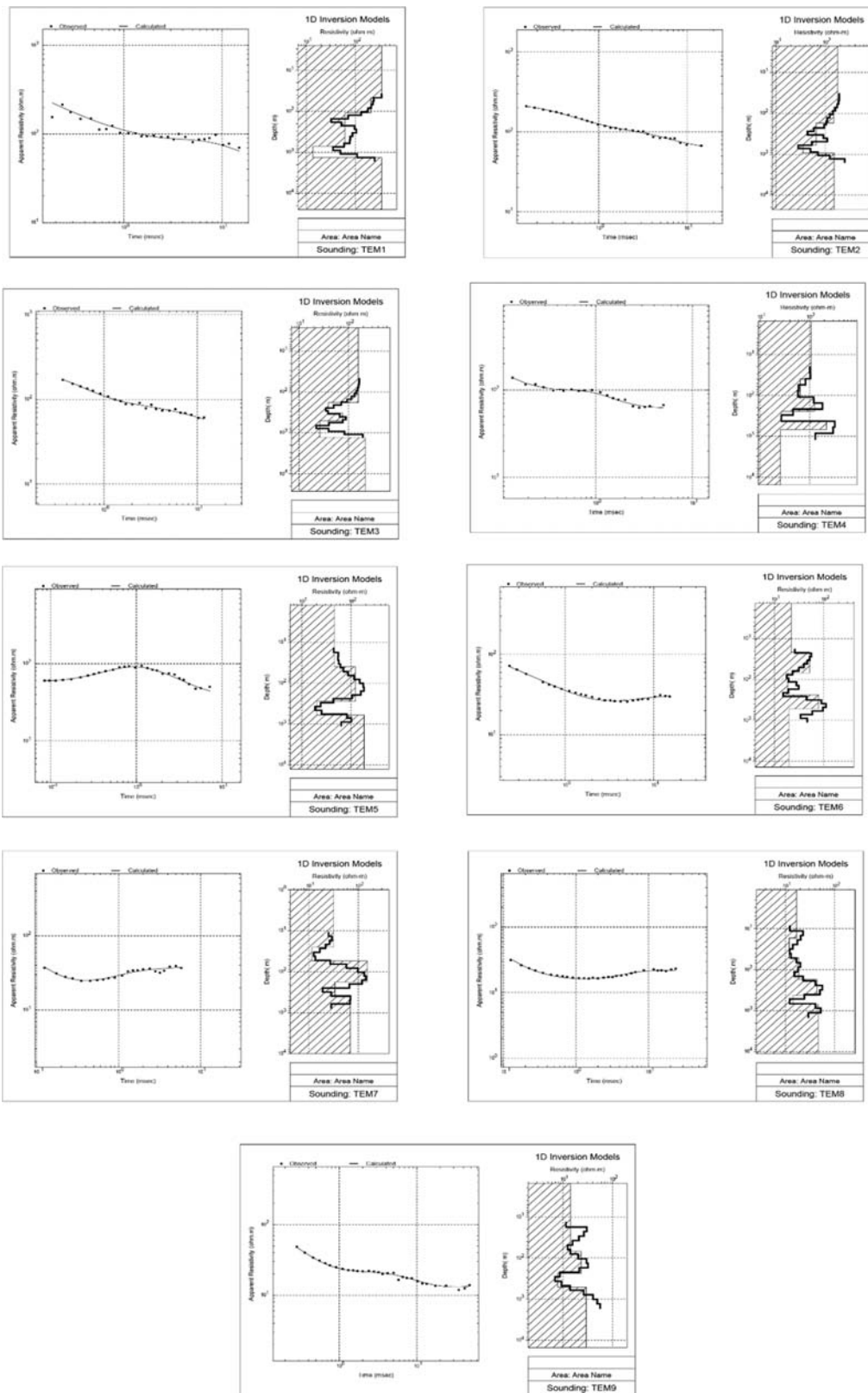


Fig. 3. Modelos 1D para TEM

8. Apéndice A

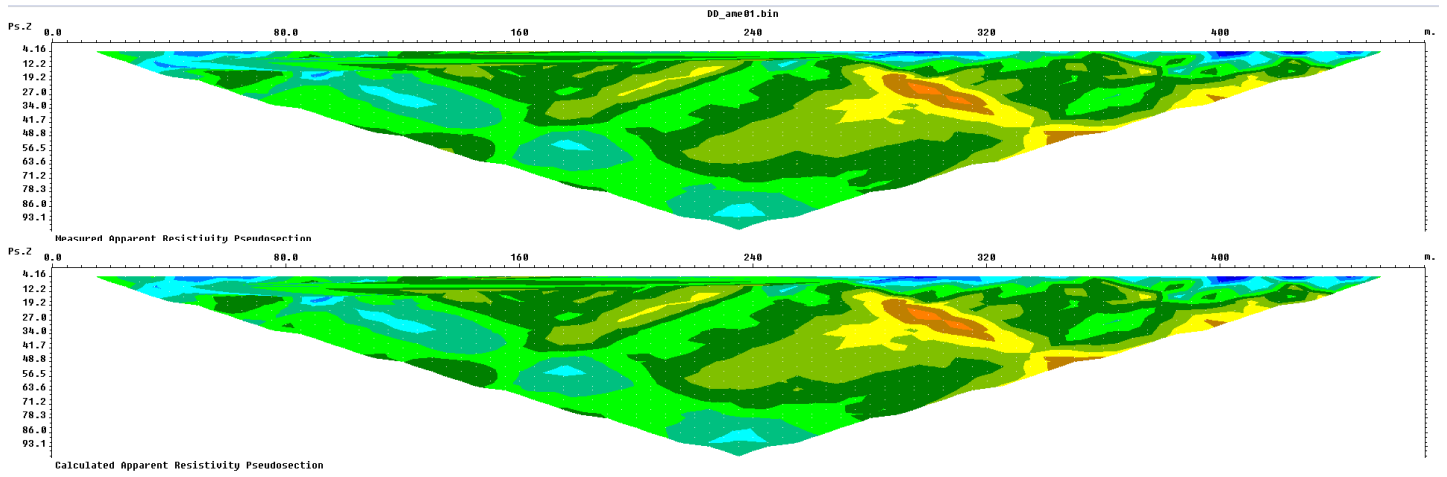


Fig. 4. Pseudosección medida y calculada para la TRE.

8. Apéndice A

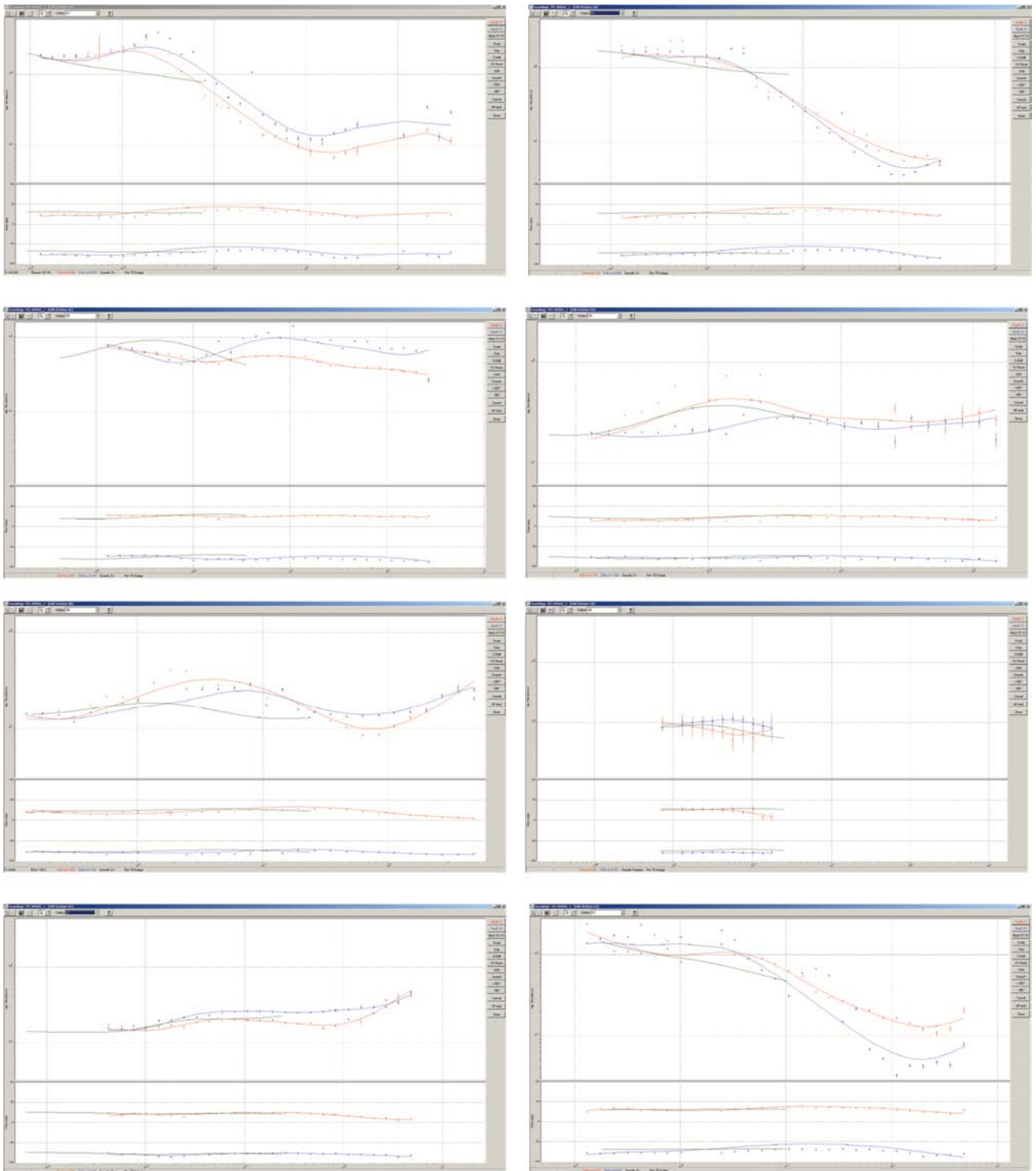


Figura 5. Corrección por corrimiento estático con TEM.

9. Referencias

Aguirre-Díaz, G.J., 2001, Recurrent magma mingling in successive ignimbrites from Amealco caldera, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 63, p. 238-251.

Aguirre-Díaz, G.J., and McDowell, F.W., 2000, Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico. In: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G.J., eds., "Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico". Geological Society of America Special Paper 334, p. 167-178.

Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 10-51.

Aizebeokhai AP, Olayinka AI, Singh VS (2010). Application of 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging for engineering site investigation in a crystalline basement terrain, southwestern Nigeria. *Journ. Environ. Earth Scien.*, DOI: 10.1007/s12665-010-0474-z, p. 1481.

Anderson, W. L., 1979, Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering: *Geophysics*, v. 44. p. 1287-1305.

Bibby, H.M., 1986. Analysis of multiple source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. *Geophysics*, 51 (4): 972-983.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469.

Christensen, N.B., Sørensen, K.I., Christiansen, A.V., Rasmussen, T.M., and Poulsen, L.H., 2000. The use of airborne electromagnetic systems for hydrological investigations, in *Proceedings for SAGEEP*, Washington D.C., pp. 73–82.

Chukwudi C. EZEH, 2011. "Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria." *International Journal of Physical Sciences* 6, no. 14: 3319-3329.

CONAGUA, 2008. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero 2209 valle de Amealco, estado de Querétaro. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. México, D.F., mayo de 2009

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

Dey y Morrison, 1979. Resistivity Modelling for arbitrarily Shaped two-dimensional structures: *Geophysics*, 44, 753-780.

9. Referencias

Fitterman, David V. and Stewart, Mark T., 1986. "Transient Electromagnetic Sounding for Groundwater". *Geology Faculty Publications*. Paper 1.

Flores Luna, C. F. (2000). La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios. *GEOS*, 20(2), 70-88. (ID: 5244).

Flores Luna, C. F., Romo Jones, J. M., & Vega Aguilar, M. E. (2013). On the estimation of the maximum depth of investigation of transient electromagnetic soundings: The case of the Vizcaino transect, Mexico. *Geofísica Internacional*, 52(2), 159-172. (ID: 14347)

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

G.D. Naidu. 2012. *Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India*, Springer, Berlin (2012), pp. 13–35.

Hasbrouck, R. Gp and Tony Morgan, R.G, C.Hg, 2003. *Deep Groundwater Exploration Using Geophysics*, Southwest Hydrology.

Jones, A.G., 2012. Distortion of magnetotelluric data: its identification and removal, In: *The Magnetotelluric Method*, edited by Alan D. Chave and Alan G. Jones, published by Cambridge University Press, Chapter 6, pp. 219-302,

Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys: Geotomo Software, 12p,. URL www.geoelectrical.com.

Martí i Castells, Anna, 2066. *Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure*, A. Universitat de Barcelona. Departament de Geodinàmica i Geofísica.

McNeill, J.D., 1994. *Principal and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding: Technical Note TN-27*. GEONICS LIMITED. Ontario, Canada, 15 p.

Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. En: Nabighian M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*. Society of Explotation Geophysicists, 2(part A). EUA, pp. 427-509.

Nathan Ida Joao P.A. Bastos, 1992. *Electromagnetics and Calculation of Fields*. Springer-Verlag New York, Inc.

Nwankwoala, GJ Udom, 2008. Groundwater Protection as Viable Option for Sustainable Water Supply in Nigeria. *Global Journal of Geological Sciences* Vol. 6 (2): pp. 153-156.

9. Referencias

- Orellana Ernesto, 1992. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua (Primera Edición)*, Paraninfo, Madrid, 574 pág.
- Orellana, E. 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Biblioteca Técnica Philips, Paraninfo, Madrid, España.
- Parkinson, W.D., 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophysical Journal International*, 6(4), 441-449.
- 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 pp
- Pellerin, L., Hohmann, G.W., 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 55(9), 1242-1250.
- Pellerin, L. 2002, *Applications of Electrical and Electromagnetic Methods for Environmental and Geotechnical Investigations: Surveys in Geophysics*, 23, 101-132.
- Rodi, W., Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Rowland B., 2002 *Time-Domain Electromagnetic Exploration*. Northwest Geophysical Associates, Inc.
- Ryu, J., Morrison, F. H., and Ward, S. H., 1970, Electromagnetic fields about a loop source of current: *Geophysics*, 35, 862–896.
- Schmucker, U., 1973. Regional induction studies: a review of methods and results. *Phys. Earth Planet. Inter.* 7: 365–378.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 254 p.
- Spies, B. R. and Eggers, D. E., 1986, The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods: *Geophysics*, 51, 1462–1471.
- Spies (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *GEOPHYSICS*, VOL. 54, NO.7 (JULY 1989); P. 872-888, 11 FIGS., 1 TABLE.
- Thiel, 2008. *Modelling and inversion of magnetotelluric data for 2-D and 3-D lithospheric structure, with application to obducted and subducted terranes*. School of Earth and Environmental Sciences: Geology and Geophysics, University of Adelaide.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1), 98-141.

9. Referencias

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M.N., "Electromagnetic Methods in Applied Geophysics". Vol. 2: 641-707 pp.

Ward, S.H., and Hohmann, G.W., 1988, Electromagnetic theory for geophysical applications, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics: Tulsa, Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, p. 131–312.

Weidelt, P., 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. Z. Geophys. 38: 257–289.