



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO EN EL VALLE
DE AGUASCALIENTES: APLICACIÓN DE
TÉCNICAS DE ANÁLISIS DE DISTORSIÓN**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

JORGE ESCOBEDO MOLINA

DIRECTOR DE TESIS: DRA. CLAUDIA ARANGO GALVAN



CIUDAD UNIVERSITARIA. MÉXICO, D.F., JUNIO 2013



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.

INDICE

Introducción	i
Objetivos generales	iii
Objetivos Particulares	iii
I Fundamentos teóricos del método.	1
I.1 Teoría electromagnética.	1
I.1.1 <i>Ecuaciones de Maxwell.</i>	1
I.1.2 <i>Relaciones constitutivas.</i>	3
I.2 Fundamentos del método magnetotelúrico.	5
I.2.1 Clasificación y Variantes.	5
I.2.2 Fuentes de campo MT.	6
I.2.3 Modelos Simplificados.	7
Modelo Estacionario	7
Modelo Ondulatorio	7
Modelo Cuasi-Estacionario	8
I.2.4 <i>Asunciones teóricas.</i>	8
I.2.5 <i>Tensor de Impedancias.</i>	9
I.2.6 <i>Skin Depth.</i>	12
I.2.7 <i>Implementación en campo.</i>	13
I.2.8 <i>Proceso de datos.</i>	15
Consideraciones previas	15
Estimación del tensor de impedancias	19
II Teoría del Análisis de Datos.	24
II.1 Dimensionalidad geoelectrica	24
II.2 Análisis de dimensionalidad y direccionalidad	25
II.2.1 <i>Análisis de dimensionalidad.</i>	25
1D	25
2D	26
3D	28

II.2.2	<i>Tipos de distorsión.</i>	28
	Efectos Galvánicos.	29
	Efectos Inductivos	30
II.2.3	<i>Análisis de distorsión.</i>	31
	Técnicas clásicas de análisis	32
	Esquemas de descomposición	34
	Invariantes rotacionales	35
	Tensor de fases	37
II.3	<i>Inversión de datos.</i>	39
II.3.1	<i>Modelo 1D.</i>	40
II.3.2	<i>Modelo 2D.</i>	40
II.3.3	<i>Modelo 3D.</i>	41
II.3.4	<i>Inversión de datos.</i>	42
II.3.5	<i>Método de Inversión REBOCC.</i>	45
III	Antecedentes de la zona de estudio.	47
III.1	<i>Geología de la zona de estudio.</i>	47
III.1.1	<i>Geomorfología.</i>	48
	La Mesa Central	48
	La Sierra Madre Occidental	49
	La Sierra Madre Oriental	50
III.1.2	<i>Estratigrafía.</i>	50
	Triásico	50
	Jurásico	50
	Cretácico	51
	El Valle de Aguascalientes	52
III.1.3	<i>Análisis Estructural.</i>	53
	Estructuras, pliegues y fallas.	53
III.2	<i>Estudios Previos.</i>	56
III.2.1	<i>Estudios Geofísicos.</i>	56

IV	Implementación de Campo y Adquisición de Datos.	57
IV.1	Diseño y planeación de la campaña	57
IV.1.1	<i>Equipos de medición.</i>	58
IV.1.2	<i>Instrumentos empleados.</i>	58
IV.2	Características de la adquisición	62
V	Procesado de Datos.	64
V.1	Análisis de datos	64
V.1.1	<i>Análisis Direccional y Dimensional.</i>	64
V.1.2	<i>WALDIM.</i>	64
V.1.3	<i>Modelos geoelectricos.</i>	71
VI	Discusión de Resultados.	76
	Referencias	77

INTRODUCCIÓN.

La aplicación de los métodos geoelectricos se inicia alrededor del año 1830, pero fue hasta la época de 1920 a 1930, que los métodos geoelectricos tuvieron su apogeo, para después continuar con un desarrollo más lento hasta después de la Segunda Guerra Mundial. Sin embargo, las bases interpretativas no eran muy buenas, y no fue sino hasta finales de la década de los setentas, cuando el uso de técnicas numéricas computacionales permitió obtener soluciones directas e inversas a problemas de valores en la frontera en medios eléctricos en dos y tres dimensiones. Los equipos de campos han ido evolucionando gradualmente desde 1960 a la actualidad, lo cual ha permitido mejores adquisiciones de datos y más precisas, así como procesamiento digital de datos con mayor eficacia e interpretación in-situ con buenas aproximaciones (Ward, 1966).

La aplicación de herramientas electromagnéticas en la geofísica de exploración se ha convertido en una parte muy importante en la prospección de recursos naturales, particularmente en lugares donde la adquisición de información con otras técnicas se vuelve más complicada, como los métodos sísmicos. Los métodos electromagnéticos surgen en principio, con sistemas electromagnéticos que trabajan en el dominio del tiempo, como los métodos transitorios (TEM), hasta las técnicas que trabajan sobre el dominio de las frecuencias como el método magnetotelúrico (MT). El método MT de fuente natural es una alternativa comúnmente aplicada, particularmente en la búsqueda de recursos a niveles profundos.

Históricamente, las bases fundamentales del método MT se le atribuyen a Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), siendo este último el que mayor crédito recibe. El método MT es la conjunción de dos métodos geofísicos preexistentes, el Sondeo Geomagnético Profundo (o GDS por sus siglas en inglés) y Método Telúrico (TS).

El GDS funciona en términos de la conductividad eléctrica utilizando variaciones momentáneas geomagnéticas naturales. La deducción de la distribución de la conductividad interna se basa a partir de 3 componentes del campo geomagnético variables con el tiempo, el norte geográfico (X), el este (Y) y la componente vertical (Z) tradicionalmente, que tienen su origen en el sistema de corrientes eléctricas que fluyen por la ionósfera y la magnetosfera lejana. Estas corrientes actúan como una fuente natural de campos electromagnéticos (EM). Así, el GDS ha tenido un uso extenso en la detección y mapeo de contrastes laterales de conductividad eléctrica tanto en la corteza como en el manto superior.

El Método Telúrico, o Sondeo Telúrico (TS), hace uso de un fenómeno electromagnético natural conocido como micropulsaciones geomagnéticas para obtener un registro "crudo" de resistividades desde la superficie hasta grandes profundidades. Es un método en el cual se miden corrientes eléctricas de ocurrencia natural de baja frecuencia (corrientes telúricas) en una estación base y posteriormente dichas mediciones se comparan con las obtenidas en otras estaciones remotas. Después de realizar muchas mediciones en estaciones remotas, se puede encontrar un patrón que revele la distorsión de corrientes eléctricas regionales alrededor de estructuras geológicas locales de interés.

Las mediciones normalizadas (o promedios) de corrientes telúricas aportan información sobre la dirección del flujo de la corriente y la conductancia en el área de estudio. Las corrientes telúricas con frecuencias extremadamente bajas (periodos de días o meses) aportan información sobre la conductividad en la profundidad de la tierra.

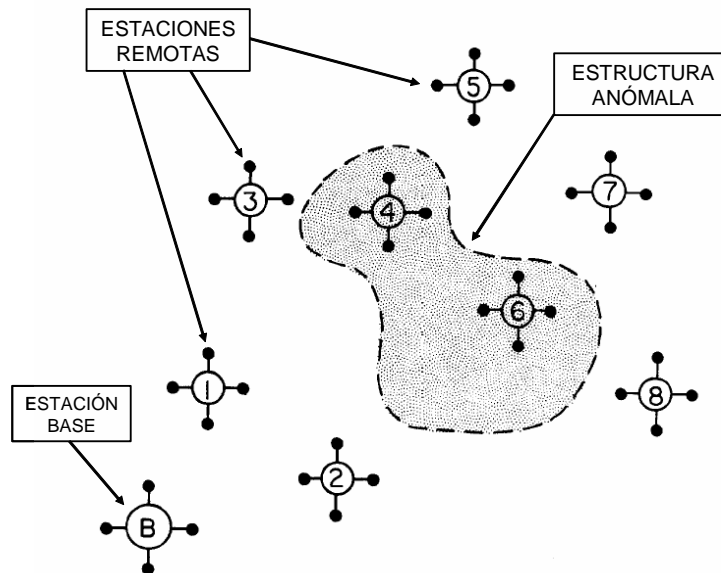


Fig. 1 – Localización relativa a una supuesta estructura anómala de una estación base magnetotelúrica y estaciones remotas telúricas (Hermance, 1975).

El método MT trabaja sobre el dominio de las frecuencias y utiliza como fuente los campos naturales eléctrico y magnético de la Tierra (Vozzof, 1972), para obtener una imagen de la distribución de resistividades en el subsuelo y así poder determinar un modelo geoelectrico a partir de las mediciones en superficie de las variaciones de los campos naturales Eléctrico (**E**) y Magnético (**H**). Dichos campos se encuentran relacionados mediante una relación lineal denominada Tensor de Impedancias (**Z**). Se ha podido establecer que el método magnetotelúrico es altamente sensitivo a las variaciones laterales de la resistividad, principalmente a través de la porción de campo eléctrico de las mediciones (Swift, 1971).

Una variante del método MT para investigaciones semi-profundas, alrededor de 1 o 2 km, es el método MT de audiofrecuencias (AMT), el cual al trabajar con un rango de frecuencias mayor al de MT normal, logra una buena resolución de datos a niveles más someros, con respecto al alcance de un estudio normal de MT.

El sondeo Audiomagnetotelúrico (AMT) tiene como base los mismos principios físicos que el método MT tradicional a excepción de que el rango de frecuencias en el que opera es más alto, aunque tienen un traslape en el intervalo entre 1 y 100 Hz. El método AMT presenta una muy buena resolución vertical y lateral con profundidades menores de 1 km. El método ATM es útil para investigar la distribución de la resistividad en el subsuelo a partir de mediciones de las variaciones naturales en superficie de los campos eléctrico y magnético sobre un rango de altas frecuencias.

Dentro de los alcances del método MT encontramos el uso de herramientas útiles en la realización de análisis que permiten determinar características geoestructurales a partir del uso de información contenida en la fase del conjunto de datos, la cual puede ser extraída del Tensor de Impedancias.

Un elemento derivado del Tensor de Impedancias, es el Tensor de Fase y aunque ambos son herramientas muy útiles en análisis de dimensionalidad y direccionalidad, el Tensor de Fase presenta una pequeña ventaja sobre el Tensor de Impedancias, dicha ventaja es que la información proveniente de dicho tensor no se ve afectada por efectos de distorsión galvánica, entre otros. Además el análisis realizado a partir de la fase representa una alternativa al trabajo clásico que se hace con la impedancia.

Objetivos Generales

Por medio del empleo de sondeos MT se pretende detectar características geoeléctricas relacionadas con estructuras tectónicas de desplazamiento lateral a lo largo de una estructura localizada en el valle de Aguascalientes.

Objetivos Particulares

- Aplicar diversas técnicas para llevar a cabo análisis de distorsión en datos magnetotelúricos.
- Realizar el análisis de dirección y dimensionalidad de estructuras tectónicas en la zona del valle de Aguascalientes.
- Obtener un modelo geoeléctrico a partir del análisis previo.
- Correlacionar la información del modelo con los antecedentes geológicos.

I. FUNDAMENTOS DE TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA

I.1 Teoría Electromagnética

Dentro del abanico de los métodos geofísicos, los métodos electromagnéticos son herramientas muy importantes en la detección de estructuras como fallas y fracturas, así como en la búsqueda de recursos, como acuíferos o yacimientos minerales. Esto hace necesario el conocimiento y entendimiento de los efectos causados por los fenómenos relacionados con la interacción del campo eléctrico y campo magnético terrestres.

Como todos los métodos electromagnéticos, el método MT depende de la respuesta de la Tierra a la penetración de energía electromagnética hacia el subsuelo, por lo mismo es de suma importancia conocer las bases de la teoría electromagnética y su aplicación bajo las condiciones de los métodos geofísicos.

La teoría clásica electromagnética tiene como base las leyes de Ampère, de Faraday, de Gauss y de Lorentz. Dichas leyes ayudan a explicar la relación causa-efecto de los fenómenos electromagnéticos, como la inducción electromagnética que produce una fuerza electromotriz debido a la variación del flujo magnético (ley de Faraday), o la relación entre el campo magnético con la densidad de corriente que lo genera (ley de Ampère).

James Clerk Maxwell tomó como base las leyes de la teoría electromagnética clásica y estableció un conjunto de cuatro ecuaciones diferenciales parciales que describen las propiedades del campo eléctrico y del campo magnético, así como su relación con su fuente, densidad de carga y densidad de corriente, las cuales reciben el nombre de ecuaciones de Maxwell.

Aunque Maxwell no fue el creador de las ecuaciones que llevan su nombre, él derivó tres de ellas nuevamente de forma independiente en conjunción con su modelo de vórtice molecular de “líneas de fuerza” de Faraday, y la versión completa de la ley de inducción de Faraday.

El término *Ecuaciones de Maxwell* siempre ha estado rodeado de controversia sobre que tanto el mismo Maxwell estuvo involucrado en estas ecuaciones. En estos tiempos el término *Ecuaciones de Maxwell* se aplica a un conjunto de cuatro ecuaciones que fueron agrupadas con un conjunto distinto en 1884 por Oliver Heaviside, junto con Willard Gibbs.

I.1.1 Ecuaciones de Maxwell

El comportamiento de los campos electromagnéticos en cualquier rango de frecuencias puede ser descrito a partir de las ecuaciones de Maxwell y se aplican, generalmente, a escalas macroscópicas, ya que, a escalas cercanas al tamaño atómico, varían significativamente.

Estas expresiones tienen la característica de poseer dependencia tanto del tiempo (t) como del espacio (r), y se pueden expresar de la siguiente forma para medios polarizables y magnetizables:

$$\begin{array}{l|l} \nabla \times \mathbf{E}(r,t) = -\frac{\partial \mathbf{B}(r,t)}{\partial t} & 1.1 \\ \nabla \cdot \mathbf{B}(r,t) = 0 & 1.3 \end{array} \quad \left| \quad \begin{array}{l|l} \nabla \times \mathbf{H}(r,t) = \mathbf{j}_f(r,t) + \frac{\partial \mathbf{D}(r,t)}{\partial t} & 1.2 \\ \nabla \cdot \mathbf{D}(r,t) = \eta_f(r,t) & 1.4 \end{array} \right.$$

En donde

\mathbf{E} es el vector de campo eléctrico [V/m]

\mathbf{B} es el vector de inducción magnética [T]

\mathbf{H} es el vector de intensidad magnética [A/m]

\mathbf{D} es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

\mathbf{j}_f es la densidad de corriente eléctrica [A/m²] debida a cargas libres y

η_f es la densidad de carga eléctrica [C/m³] debido a cargas libres.

La primera ecuación 1.1 básicamente es la ley de Faraday y establece que las variaciones temporales en el campo magnético inducen fluctuaciones correspondientes en el campo eléctrico, es decir, que a partir del campo eléctrico podemos deducir los campos magnéticos.

La ecuación 1.2 es la representación de la ley de Ampère, la cual dice que cualquier espira cerrada de corriente eléctrica tendrá un campo magnético asociado de magnitud proporcional al flujo total de corriente, es decir, las corrientes de desplazamiento están para explicar la conducción en materiales dieléctricos. Si se asume que las corrientes de desplazamiento son invariantes con el tiempo, la ley de Ampère se reduce a la expresión:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f$$

Las ecuaciones 1.3 y 1.4 son la ley de Gauss para campo magnético y campo eléctrico respectivamente. En ellas se menciona que no existen cargas magnéticas libres, es decir, no existe un monopolo magnético.

En estudios de MT, variaciones en la permitividad eléctrica (ϵ) y permeabilidad magnética (μ) de las rocas son despreciables comparado con variaciones en la conductividad, y se asumen valores del vacío.

Las soluciones generales de las ecuaciones de Maxwell son campos vectoriales expresados en el dominio del tiempo, donde operaciones aritméticas entre los campos son complicadas, sin embargo, es posible hacer más sencillo el tratamiento de estas soluciones si se trabaja en el dominio de la frecuencia.

Así, las ecuaciones de Maxwell pueden expresarse en términos del dominio espectral aplicando a los campos que las integran, la transformada de Fourier, que básicamente se expresa como:

$$f(r,t) \Rightarrow F(r,\omega) \quad 1.5$$

La transformada de Fourier se puede definir a partir de funciones complejas, por lo que se tendrían componentes real e imaginaria y queda definida como (Hsu, 1987):

$$F(r,\omega) = \mathbf{R}(r,\omega) + i \cdot \mathbf{I}(r,\omega) \quad 1.6$$

Donde ω es la frecuencia angular y es equivalente a $2\pi f$, donde f representa la frecuencia. También, se cumple la condición $\frac{\partial f(r,t)}{\partial t} \Leftrightarrow i\omega F(r,\omega)$. Así entonces, las ecuaciones de Maxwell transformadas al dominio espectral quedan expresadas como:

$$\nabla \times \mathbf{E}(r,\omega) + i\omega \mathbf{B}(r,\omega) = 0 \quad 1.7$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r,\omega) - i\omega \mathbf{D}(r,\omega) = \mathbf{j}_f(r,\omega) \quad 1.8$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r,\omega) = 0 \quad 1.9$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r,\omega) = \eta_f(r,\omega) \quad 1.10$$

1.1.2 Relaciones Constitutivas

Si bien es cierto que las ecuaciones de Maxwell describen el comportamiento de los campos electromagnéticos, también es cierto que se necesitan expresiones que particularicen las ecuaciones originales para establecer una relación del comportamiento de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas particulares del medio de propagación.

A dichas expresiones se les llama Relaciones o Leyes Constitutivas y su función es relacionar dos campos vectoriales por medio de parámetros, que en general, son tensores dependientes de la posición y de la dirección, para medios no homogéneos y anisotrópicos respectivamente, mientras que para medios homogéneos e isotrópicos estos parámetros resultan escalares dependientes de la frecuencia.

Entonces si consideramos una Tierra con características homogéneas e isotrópicas, podemos aplicar estas relaciones a las ecuaciones de Maxwell y obtener un conjunto de ecuaciones simplificado, en donde las constantes de campo magnético, eléctrico y de conducción son:

$$\sigma(\omega) = \text{conductividad eléctrica [S/m]}$$

$$\epsilon(\omega) = \text{permitividad eléctrica [F/m]}$$

$$\mu(\omega) = \text{permeabilidad magnética [H/m]}$$

Y que en un medio homogéneo isotrópico son constantes reales, además de que existe paralelismo entre el vector de desplazamiento eléctrico con el campo eléctrico ($\mathbf{D} // \mathbf{E}$), el vector de inducción magnética con el vector de intensidad magnética ($\mathbf{B} // \mathbf{H}$), y el campo eléctrico con la densidad de corriente eléctrica ($\mathbf{E} // \mathbf{J}$).

1ª Relación Constitutiva

$$\mathbf{J} = \sigma(\omega)\mathbf{E}$$

Esta ley constitutiva relaciona linealmente la densidad de corriente eléctrica con la intensidad del campo eléctrico, la cual se le conoce también como ley de Ohm. Aquí la conductividad eléctrica es una medida de la respuesta de las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

Debido al carácter vectorial del campo eléctrico y de la densidad de corriente eléctrica, la conductividad debe expresarse como un tensor de la siguiente forma

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Este tensor cuenta con la característica de dependencia con el sistema de referencia, sin embargo, los elementos fuera de la diagonal principal conservan una simetría a pesar de la posición aleatoria del sistema de referencia, tal que $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$.

2ª Relación Constitutiva

$$\mathbf{D} = \varepsilon(\omega)\mathbf{E}$$

Esta ecuación relaciona el campo eléctrico con la constante de permitividad eléctrica, definida como la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a la aplicación de un campo eléctrico, y así, prácticamente anular el campo interno del material. Al igual que la permeabilidad, la permitividad puede expresarse en función de la permitividad del vacío, $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} [Farad/m]$, de tal forma que $\varepsilon(\omega) = \varepsilon_r \varepsilon_0$, en donde ε_r es la permitividad relativa ó constante dieléctrica del material, que generalmente tiende a uno excepto para materiales que se comporten como dieléctricos.

3ª Relación Constitutiva

$$\mathbf{B} = \mu(\omega)\mathbf{H}$$

Aquí μ se define como la permeabilidad magnética, una constante de proporcionalidad entre la intensidad del campo magnético externo y la inducción magnética y al igual que la conductividad eléctrica puede expresarse como un tensor.

Esta constante, al igual que la permitividad se expresa en términos de la permeabilidad del vacío, es decir, $\mu(\omega) = \mu_r \mu_0$, en donde μ_r es la permeabilidad magnética del medio, que por lo general tiene un valor aproximado de 1, y $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ [H/m].

Es importante mencionar que los valores relativos de la permitividad eléctrica y permeabilidad magnética tienden a un valor cercano a 1 para la mayoría de los materiales que se encuentran en el subsuelo, a excepción de materiales altamente magnéticos por lo que se puede asumir que $\mu(\omega) \approx \mu_0$ y $\varepsilon(\omega) \approx \varepsilon_0$.

I.2 Fundamentos del método magnetoteléxico

El método MT se encuentra englobado dentro del contexto de los métodos electromagnéticos de exploración geofísica. Dichos métodos tienen la capacidad de caracterizar las propiedades eléctricas del suelo, especialmente la conductividad eléctrica, la cual tiene un amplio rango de variación con los distintos materiales que conforman el subsuelo. El principio físico de estos métodos se basa en el fenómeno de inducción, es decir, si una fuente EM o campo primario induce corrientes secundarias en el subsuelo, dichas corrientes generan campos secundarios, los cuales se pueden medir en superficie con sensores adecuados. En general la intención de emplear métodos EM es analizar la interacción de los campos con el subsuelo para deducir sus propiedades eléctricas.

I.2.1 Clasificación y Variantes

Los métodos electromagnéticos tienen diversas formas de ser clasificados, ya sea por el tipo de fuente que utilicen o por el rango de frecuencias adquiridas. En la tabla 1.1 se presenta un ejemplo de clasificación de los diferentes métodos EM dependiendo del tipo de fuente incluyendo una estimación de la profundidad de investigación de cada método.

Fuente	Método	Profundidad
Natural	GDS (Sondeo Geomagnético Vertical)	10 – 1000 km
	Magnetoteléxico	
	<ul style="list-style-type: none"> ▫ <i>MT (magnetoteléxico)</i> ▫ <i>AMT (audiomagnetoteléxico)</i> 	1 – 250 km 0.1 – 5 km
Controlada	VLF (muy bajas Frecuencias)	0 – 5 km
	DC (corriente directa)	
	<ul style="list-style-type: none"> ▫ <i>VES (sondeo eléctrico vertical)</i> ▫ <i>ERT (tomografía de resistividad eléctrica)</i> 	0 – 5 km
	CSAMT (Audiomagnetoteléxico con fuente artificial)	0.01 – 5 km
	TEM (electromagnéticos en el dominio del tiempo)	0.01 – 5 km
	FEM (electromagnéticos en el dominio de la frecuencia)	0.01 – 5 km

Tabla 1.1 – Clasificación de métodos electromagnéticos de acuerdo al tipo de fuente empleada y profundidad de investigación.

En base a la tabla anterior, se puede deducir que el método magnetotelúrico posee algunas variantes en función del rango de frecuencias adquiridas y analizadas. Entonces se puede realizar una clasificación en particular para los métodos magnetotelúricos representados en la siguiente tabla.

Variante	Rango de Frecuencias	Rango de Periodos	Tipo de Fuente
MT	$10^{-4} \text{ Hz} - 10 \text{ Hz}$	$10^{-1} \text{ s} - 10^4 \text{ s}$	Natural
AMT	$10 \text{ Hz} - 10^4 \text{ Hz}$	$10^{-4} \text{ s} - 10^{-1} \text{ s}$	Natural
CSAMT	$10^4 \text{ Hz} - 10^5 \text{ Hz}$	$10^{-5} \text{ s} - 10^{-4} \text{ s}$	Controlada
RMT	$10^5 \text{ Hz} - 10^6 \text{ Hz}$	$10^{-6} \text{ s} - 10^{-5} \text{ s}$	Controlada

Tabla 1.2 – Variantes del método magnetotelúrico.

De acuerdo con los datos de la tabla 1.2 para cada una de las variantes del método MT, se ilustra de forma gráfica en la siguiente figura, la cobertura de frecuencias útiles para cada una de las variantes ya mencionadas.

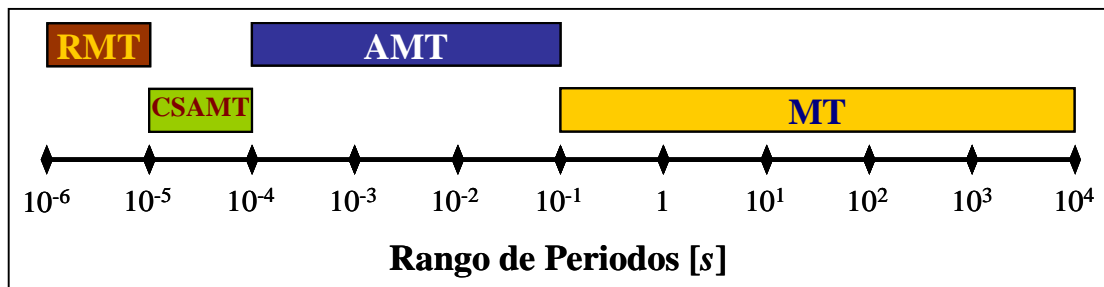


Figura 1.1 – Rango de periodos [s] de trabajo para el método MT.

1.2.2 Fuentes de Campo MT

Los sondeos MT se basan en la medición de campos eléctricos y magnéticos naturales que fluyen en el subsuelo a diferente profundidad, dichas mediciones son dependientes de la frecuencia. Dicho esto, en el método MT los campos eléctrico y magnético estudiados son producidos por fuentes de origen natural que varían en el tiempo. Al tener una fuente de origen natural el método MT se vuelve versátil y práctico, sobre todo en la parte de adquisición de datos, debido a que no es necesario enormes longitudes de cable ni potentes fuentes de energía.

Los campos EM naturales inducidos en el subsuelo tienen diversos orígenes que están mayormente asociados a fenómenos como la interacción entre el viento solar y la magnetosfera y las tormentas ocurridas en la atmósfera de la Tierra.

La atmósfera es la principal fuente de campos dentro del rango de frecuencias de $1-10^3 \text{ Hz}$, cuyo origen se encuentra en las tormentas eléctricas. Los campos con frecuencias menores a 1 Hz se originan principalmente por ondas hidromagnéticas en la magnetosfera.

Los campos producidos dentro del rango de frecuencias entre 10^{-4} – 10^3 Hz tienen un principal interés en exploración a nivel regional y local. Sin embargo, las frecuencias menores a 1 Hz resultan de mayor interés debido a su gran profundidad de investigación.

1.2.3 Modelos Simplificados

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

Modelo Estacionario

En este modelo, los campos y las fuentes son invariantes tiempo ya que las corrientes son continuas o *estacionarias* y se tiene una distribución de cargas en reposo. De esta forma, las ecuaciones de Maxwell (1.1 a 1.4), quedan simplificadas como:

$$\nabla \times \mathbf{E}(r) = 0 \quad 1.11$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r) = \mathbf{j}_f(r) \quad 1.12$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r) = \eta_f(r) \quad 1.13$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r) = 0 \quad 1.14$$

En estas expresiones se puede ver que el campo electrostático depende solamente de la distribución de cargas y el magnetostático únicamente de la distribución de las corrientes estacionarias o continuas, por lo mismo, el campo magnético y el campo eléctrico no son dependientes el uno del otro. Y la ecuación de continuidad queda expresada como:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad 1.15$$

Modelo Ondulatorio

El modelo considera que las ondas electromagnéticas se propagan a través de un medio aislante. En un medio aislante, la conductividad eléctrica es nula y por lo tanto, las corrientes de conducción son despreciables en comparación con las corrientes de desplazamiento (Orellana, 1974). Entonces la Ley de Ampere (ecuación 1.2) queda expresada como:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad 1.16$$

Debido a que la conductividad eléctrica es nula, es decir $\sigma(\omega)=0$, las ondas electromagnéticas no sufren atenuación al propagarse en el medio y la profundidad de penetración tiende a un valor infinito, $\delta = 0$. Además la velocidad de fase es independiente de la frecuencia.

Modelo Cuasi-Estacionario

La descripción de las condiciones de aplicación de este modelo es de suma importancia, debido a que la adaptación de las ecuaciones de Maxwell a este modelo expresan características fundamentales de fenómenos de interés para el método MT.

El modelo considera fenómenos de variación temporal, donde la aproximación cuasi-estática es válida únicamente para bajas frecuencias. Ya que, se asume que el comportamiento del sistema, para frecuencias muy bajas, se aproxima al comportamiento de frecuencias cero (caso de corriente continua). También se asume que el cambio de un comportamiento estacionario a uno cuasi-estacionario (en el que existen fenómenos de radiación) debe ser gradual y paulatino conforme aumenta la frecuencia.

Es posible aplicar la aproximación cuasi-estática de las ecuaciones del electromagnetismo cuando la mínima longitud de onda significativa del espectro de Fourier de los campos involucrados es muy grande respecto a las dimensiones de la fuente, $\lambda_{\min} \gg d$, en donde λ es la longitud de onda y d es la dimensión de la fuente.

Entonces, las ecuaciones de Maxwell se aproximan a las ya establecidas para el modelo estacionario, con la diferencia de conservar su dependencia temporal:

$$\nabla \times \mathbf{E}(r, t) \approx 0 \quad 1.17$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r, t) \approx \mathbf{j}_f(r, t) \quad 1.18$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r, t) = \eta_f(r, t) \quad 1.19$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r, t) = 0 \quad 1.20$$

Y la ecuación de continuidad queda como $\nabla \cdot \mathbf{J} \approx 0$. Es importante notar que para este caso no existen corrientes de desplazamiento por lo que se asume que el medio es conductor.

1.2.4 Asunciones Teóricas

Para una mejor implementación de las bases teóricas a los principios de aplicación del método MT, se hace necesario emplear algunas premisas, las cuales podrán conducir a una solución particular de las ecuaciones de Maxwell, con lo cual se podrán desarrollar algoritmos más eficientes para el tratamiento de los datos y así poder obtener de resultados más rápidos y confiables. Para llegar a este objetivo, Bahr y Karsten (2005) proponen una serie de asunciones, que se enuncian a continuación:

- Se cumplen las ecuaciones electromagnéticas generales de Maxwell.
- La Tierra no genera energía electromagnética, solo la absorbe o la disipa, es decir, se trata como un medio pasivo.
- Todos los campos deben ser tratados como conservativos y se trabaja en el dominio del campo lejano.
- El campo electromagnético natural que funciona como fuente, se genera por grandes corrientes ionosféricas y se encuentra muy alejado, relativamente, de la superficie terrestre, debe considerarse uniforme y el comportamiento de ondas electromagnéticas como ondas planas. Esta asunción no es válida en regiones polares o ecuatoriales.
- En una Tierra estratificada no se asume ninguna acumulación de cargas libres, es decir, $\eta_f = 0$. En una Tierra multidimensional, las cargas se pueden acumular a lo largo de las discontinuidades. Esto genera un fenómeno no inductivo conocido como *static shift*.
- La carga se conserva, y la Tierra se comporta como un conductor ohmico, regido bajo la ecuación $\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}$, donde \mathbf{j} es la densidad de corriente eléctrica total, σ es la conductividad del medio y \mathbf{E} es el campo eléctrico.
- El campo de desplazamiento eléctrico se considera cuasiestático para las frecuencias que se manejan en MT. Por lo que, las corrientes de desplazamiento variantes en el tiempo, son nulas comparadas con las corrientes de conducción.
- Cualquier variación en las propiedades electromagnéticas se asumen nulas respecto a la variación de la conductividad de las rocas.

1.2.5 Tensor de Impedancias

Mientras que en los primeros trabajos suponían a la Tierra como un medio homogéneo o un medio isotrópico de capas planas horizontales, Cantwell (1960) reconoció la importancia de la anisotropía en la resistividad (o bidimensionalidad), de ahí introdujo el concepto de tensor de impedancias el cual fue útil para la determinación de la resistividad aparente como una función de la orientación angular. Un excelente resumen del procesamiento del tensor de datos MT y de las funciones de respuesta de la Tierra que se pueden derivar del tensor de impedancias fue escrito por Vozoff (1972).

El tensor de impedancias es una magnitud compleja a partir de la cual se puede definir la resistividad aparente y la fase de cada elemento del tensor y que matemáticamente se define como la matriz de coeficientes de acoplamiento lineales que relacionan las componentes horizontales del campo magnético en un punto con las componentes horizontales del campo eléctrico en el mismo punto. El tensor \mathbf{Z} es una matriz cuadrada de 2x2 elementos. En la aplicación para datos de MT, para campos de onda plana, las componentes horizontales del campo eléctrico (\mathbf{E}) y magnético (\mathbf{M}) se relacionan de forma lineal con la siguiente ecuación matricial:

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z}\mathbf{H} \quad 1.20$$

La cual se puede expandir como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \bullet \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad 1.21$$

De esta ecuación matricial podemos obtener el siguiente sistema de ecuaciones:

$$E_x = Z_{xy}H_y + Z_{xx}H_x \quad 1.22$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad 1.23$$

Primero para encontrar Z_{ij} tenemos un sistema de 2 ecuaciones y 4 incógnitas. Esta discrepancia aparente se puede resolver calculando Z_{ij} como promedios sobre bandas de frecuencias (Vozoff, 1972). Entonces empleando el método de mínimos cuadrados, explicado a detalle más adelante, cada ecuación se reescribe:

$$\langle E_x A^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x A^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y A^* \rangle \quad 1.24$$

$$y \quad \langle E_x B^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x B^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y B^* \rangle \quad 1.25$$

donde A^* y B^* son los complejos conjugados de cualquier par de componentes, ya sea H_x , H_y , E_x o E_y , y $\langle \rangle$ es el promedio del espectro cruzado alrededor de una frecuencia dada.

Las componentes que se usan comúnmente son las de campo magnético, H_x y H_y , ya que se espera que tengan un mayor grado de independencia que cualquier otro par. Después de aplicar algunas multiplicaciones y resolver las ecuaciones llegamos a las siguientes expresiones:

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle + \langle E_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle + \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle} \quad 1.26$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle + \langle E_x B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle}{\langle H_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle + \langle H_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle} \quad 1.27$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle + \langle E_y B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle}{\langle H_x A^* \rangle \langle H_y B^* \rangle + \langle H_x B^* \rangle \langle H_y A^* \rangle} \quad 1.28$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle + \langle E_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle}{\langle H_y A^* \rangle \langle H_x B^* \rangle + \langle H_y B^* \rangle \langle H_x A^* \rangle} \quad 1.29$$

Cuando la conductividad de la Tierra sólo varía en función de la profundidad (Tierra unidimensional o de capas planas), los elementos de la diagonal principal son igual a cero ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$) y los elementos de la antidiagonal tienen valores iguales de amplitud pero con signo opuesto ($Z_{xy} = -Z_{yx}$). En forma general tendríamos un tensor de la siguiente forma:

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} 0 & z \\ -z & 0 \end{bmatrix} = Z_{1D} \quad 1.30$$

Cuando la conductividad varía también a lo largo de una dirección lateral, se dice que tenemos una Tierra bidimensional. Cuando uno de los ejes del sistema coordenado (x ó y) es paralelo a la dirección de cambio de la conductividad, los elementos de la diagonal principal serán igual a cero, y los elementos de la antidiagonal resultan diferentes, (Krivochieva, 2003), y el tensor adopta la siguiente forma:

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = Z_{2D} \quad 1.31$$

Las componentes del tensor de impedancia (\mathbf{Z}) también se utilizan para calcular las funciones de resistividad aparente (ρ_{ij}), y las funciones de fase (φ_{ij}), las cuales para un medio 2D (x, y) se pueden definir como:

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{1}{(\omega\mu_0)} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad 1.32 \quad \varphi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{xy}\}}{\text{Re}\{Z_{xy}\}} \right) \quad 1.36$$

$$\rho_{yx}(\omega) = \frac{1}{(\omega\mu_0)} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad 1.33 \quad \varphi_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{yx}\}}{\text{Re}\{Z_{yx}\}} \right) \quad 1.37$$

$$\rho_{xx}(\omega) = \frac{1}{(\omega\mu_0)} |Z_{xx}(\omega)|^2 \quad 1.34 \quad \varphi_{xx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{xx}\}}{\text{Re}\{Z_{xx}\}} \right) \quad 1.38$$

$$\rho_{yy}(\omega) = \frac{1}{(\omega\mu_0)} |Z_{yy}(\omega)|^2 \quad 1.35 \quad \varphi_{yy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{yy}\}}{\text{Re}\{Z_{yy}\}} \right) \quad 1.39$$

Donde ω representa la frecuencia angular [rad/s] y μ_0 la permeabilidad magnética [H/m] del vacío.

Ahora, si no hay una coincidencia entre los ejes de medición y la dirección de cambio de la conductividad, tendremos que $Z_{xx} \neq Z_{yy}$ y $Z_{xy} \neq Z_{yx}$, lo cual es la forma general, también llamado caso de tierra tridimensional.

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = Z_{3D} \quad 1.40$$

En este caso las expresiones para calcular la resistividad aparente y la fase de forma independiente al sistema de referencia, se pueden generalizar con las expresiones:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{(\omega\mu_0)} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad 1.41 \quad \varphi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad 1.42$$

1.2.6 Skin Depth

La profundidad de penetración de los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} en la Tierra está relacionada de forma inversa a la conductividad de las rocas y si la Tierra fuera un medio uniforme el decaimiento de estos campos se daría de forma exponencial en relación a la profundidad.

La profundidad de un sondeo se puede relacionar también con las frecuencias usando el concepto de *skin depth*, el cual ha sido ampliamente usado como un estimador de la profundidad de penetración. Rigurosamente se puede definir como la distancia en un medio homogéneo sobre la cual la amplitud de un onda plana es atenuada por un factor de $1/e$ o de cerca de un 37% de la amplitud original en superficie.

El *skin depth* se puede empezar a definir en términos de la constante de atenuación β , parte imaginaria de la constante de propagación γ . Dicha constante de propagación se puede definir como:

$$\gamma = a + ib \quad 1.43$$

Siendo a la constante de fase y b la constante de atenuación, entonces:

$$b = 1/\delta \quad 1.44$$

En el caso particular del modelo cuasiestacionario, para un medio conductor donde las corrientes de desplazamiento (J_D) son casi nulas, la constante de atenuación se puede expresar como $b = \sqrt{\mu\omega\sigma/2}$ y al sustituir este término en (1.44), podemos obtener la siguiente expresión para el *skin depth*:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \quad 1.45$$

Donde δ es el skin depth [m]

ω es la frecuencia angular [rad/s]

σ es la conductividad [mhos/m]

μ es la permeabilidad magnética [henries/m]

Ahora si sustituimos $\omega = 2\pi f$ y $\rho = 1/\sigma$, podremos manejar el término en función de parámetros de interés y controlables como la resistividad y la frecuencia, y así entonces tendremos una expresión mucho más sencilla:

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} = 0.503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad 1.46$$

En donde ρ es la resistividad [$\Omega \cdot m$] y f es la frecuencia [Hz].

1.2.7 Implementación en Campo

Los procedimientos en el trabajo de campo, aunque sean básicamente simples, requieren de un gran esfuerzo en la planeación y atención a los detalles. El cuidado que se debe tener para obtener buenos resultados es casi igual al que se debe tener con cualquier otro método electromagnético, además que la sensibilidad de las mediciones hacen al trabajo de campo vulnerable a perturbaciones en los sitios de medición, ya que existen diversos tipos de situaciones que los equipos de medición no pueden controlar, tales como tránsito vehicular y peatonal, los cuales pudieran actuar como una fuente local generadora de campos, y que provocan que la impedancia sea diferente del valor para una onda plana.

Esencialmente, el método MT mide las componentes de los campos eléctrico (E) y magnético (H) naturales terrestres para inferir los valores de conductividad eléctrica en el subsuelo. La estabilidad de las componentes del campo magnético es mejor que la estabilidad de las componentes del campo eléctrico, y si tomamos un sistema de referencia tridimensional (X, Y, Z), tendríamos seis componentes con las cuales trabajar, pero la componente vertical del campo eléctrico, E_z , presenta una alta inestabilidad (Vozzof, 1972). Por lo tanto, se pueden medir hasta cinco componentes, H_x, H_y, H_z, E_x y E_y .

Para medir estas componentes, en cada sitio de medición se necesita colocar dos pares de electrodos alineados en ángulo recto, los cuales pretenden medir componentes verticales del campo eléctrico en cada sitio, así también deben colocarse 3 magnetómetros o bobinas perpendiculares entre sí para medir el campo magnético, dos que miden componentes horizontales y uno que mide componente vertical. Para la medición del campo eléctrico, los electrodos proveen una conexión eléctrica de baja resistencia y bajo ruido con la Tierra.

Para una mejor calidad en la adquisición de los datos es recomendable alinear los sistemas de electrodos y bobinas respecto a la dirección principal de la estructura geoelectrónica. Un diagrama en la figura 1.2 describe gráficamente una configuración de campo del método MT.

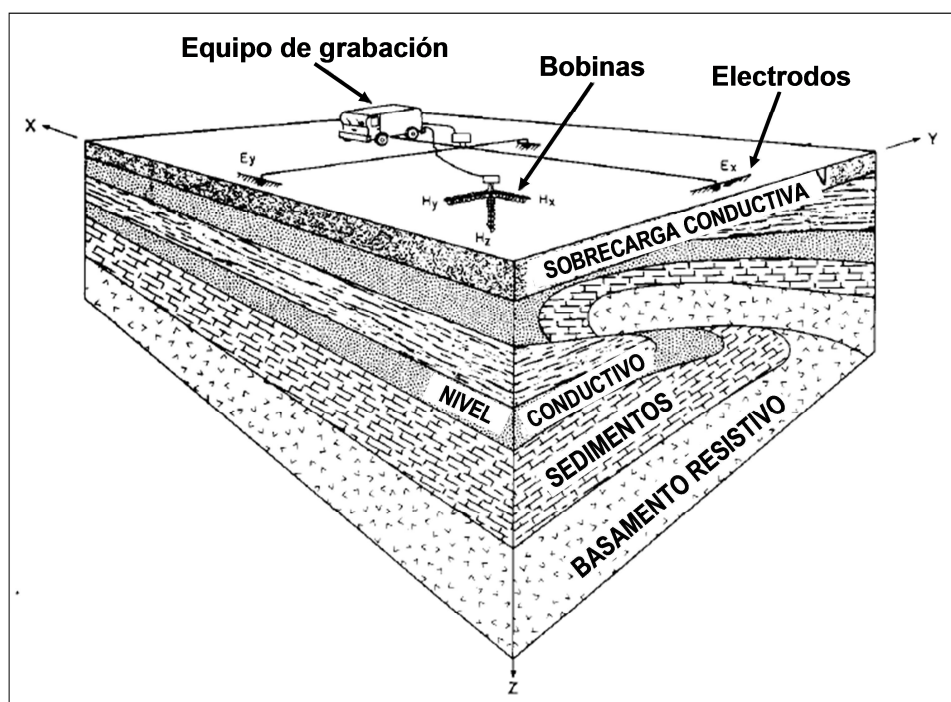


Figura 1.2 – Arreglo esquemático de la implementación de campo (Vozzof, 1972).

Para las mediciones del campo eléctrico se pueden utilizar electrodos impolarizables, ya que proveen una baja resistencia y minimizan el ruido generado por las conexiones eléctricas (Vozzof, 1972). Si se sabe que la señal de entrada es la diferencia de potencial entre cada par de electrodos, entre más alejados estén los pares de electrodos, más grande será la señal del voltaje medido, así que es deseable poner los electrodos tan lejos como sea posible, siempre y cuando el ruido sea permisible, porque si la fuente de ruido es grande, en ese caso, al abrir la apertura electródica también están incluyendo una señal de ruidos más grande, disminuyendo sustancialmente la relación señal/ruido. En esos casos lo que se hace es cerrar la apertura electródica.

Dado que los cables no deben moverse sobre el campo magnético principal de la Tierra, ya que esto puede inducir ruido, es recomendable cubrir los cables cada algunos metros, lo más factible es usar tierra, para restringir el ruido.

A veces puede ser posible que el campo eléctrico en la superficie cambie tanto en dirección como en intensidad en distancias muy cortas, esto debido a grandes cambios laterales de resistividad cercanos a la superficie. Para un mejor control de estas variaciones, deben emplearse grandes espaciamientos entre electrodos. También es muy importante que los pares de electrodos formen una cruz cuyos lados sean, lo más posible, iguales en longitud.

Los relieves topográficos también pueden causar distorsiones similares a aquellas originadas por heterogeneidades resistivas. Estas distorsiones bien pueden ser modeladas, sin embargo, lo mejor es tratar de evitarlas lo más que se pueda, especialmente si el relieve topográfico es mayor al 10 % del espaciamiento entre electrodos.

Los magnetómetros o bobinas de inducción son aún más sensibles que los cables de conexión de los electrodos. Para prevenir el movimiento o vibración debido al viento, las dos bobinas que miden componente vertical se entierran en zanjas someras. La bobina vertical también se coloca en agujero que se excava en el suelo.

Las bobinas son niveladas dentro del rango de un grado, esto mediante burbujas de nivel. El azimuth horizontal es ajustado con precisión similar utilizando un simple tránsito. Si las bobinas tuvieran núcleos permeables deben separarse una de otra varias veces la longitud donde están colocadas, esto para evitar en cada bobina, los efectos de distorsión del campo local que rodea a las otras.

En general, los sitios se deben escoger con sumo cuidado, para evitar en lo posible fuentes de distorsión tales como circuitos de protección catódica, líneas de energía eléctrica y tránsito peatonal y vehicular. Para una mejor eficiencia, el registro de datos puede ser programado para evitar ruido anticipado o desconocido (Vozzof, 1972).

1.2.1 Proceso de Datos

El propósito primordial en el procesamiento de datos magnetoteléuricos es extraer valores confiables de impedancias (Z), resistividades aparentes (ρ_a), fases (ϕ), además de otras funciones de respuesta terrestre a partir de las mediciones de campo. A continuación se hace una descripción del proceso para transformar series temporales a los parámetros a analizar.

El registro superficial de las componentes de campo eléctrico y magnético se realiza en forma de series de tiempo individuales que se transforman al dominio de las frecuencias utilizando análisis de Fourier, lo que implica manejar una parte real y una imaginaria.

Consideraciones Previas

Tenemos dos aspectos que son necesarios a considerar cuando se parte de los registros temporales almacenados por los equipos de medición para calcular las funciones de respuesta magnetoteléurica. El primer aspecto es el efecto que causan los equipos sobre los registros, es decir, minimizar los efectos de instrumentación en los registros. El segundo es el preproceso o acondicionamiento de la señal temporal previo a la transformada de

Fourier, es decir, reducir la aparición de artefactos al transformar los registros al dominio de las frecuencias. A continuación se detallan estos aspectos.

Efectos de la instrumentación

Las series temporales de los datos o registros obtenidos se encuentran afectadas no sólo por factores dependientes de las condiciones del ruido y de la fuente natural, sino también por las características del equipo y de la adquisición, tales como:

- Distancia entre electrodos
- Amplificaciones de la señal
- Funciones de transferencia de los sensores
- Filtros *antialiasing* y de atenuación del efecto de líneas de transmisión eléctrica (filtros *Notch*)

Dichas características se deben conocer para reconstruir parcialmente las series temporales originales por medio de un proceso de deconvolución. Esta etapa se denomina calibración, la cual consta de dos apartados principales, la *Calibración de los sensores* y la *Calibración por multiplexado*.

La *calibración de los sensores* se integra de dos partes, una que involucra la sensibilidad de las bobinas magnéticas y otra donde se contemplan parámetros como la distancia entre electrodos y las amplificaciones de la señal para mejorar la resolución de las mediciones. Estas partes se manejan dependiente e independiente de la frecuencia, respectivamente.

Algunos equipos por cuestiones técnicas o de diseño no miden los campos simultáneamente y se genera un desplazamiento temporal el cual se corrige con la *calibración por multiplexado*, por esta razón es necesario conocer las secuencias de específicas de muestreo y almacenaje cuando se mide cada serie temporal.

Preproceso

Como se ha indicado, la estimación de las respuestas se realiza en el dominio espectral, por lo que se hace necesario preparar las señales de manera adecuada antes de aplicar la transformada de Fourier que las cambie de dominio. Este proceso consiste en dos etapas principales, la eliminación de la tendencia o *detrending*, y la atenuación del efecto de truncamiento o *tapering*.

Así, como paso previo al cálculo de los espectros de las series temporales, es necesario eliminar o minimizar, lo más posible, cualquier desviación sistemática del eje temporal. El procedimiento habitual para la *eliminación de la tendencia* es asumir que el valor medio de la señal a lo largo de todo el segmento temporal es cero.

Así, las componentes de la señal que se desvíen de este valor son corregidas según este precepto, mediante la expresión (metronix, 1993):

$$s't = s_t - \underbrace{\frac{1}{t_n} \sum_{t=1}^{t_n} s_t}_{\text{Valor_Medio}} - \frac{t}{t_n/2} \left[\underbrace{\sum_{t=1+t_n/2}^{t_n} s_t - \sum_{t=1}^{t_n/2} s_t}_{\text{Tendencia}} \right] \quad 1.47$$

Donde st es la serie registrada, $s't$ es la serie corregida por la tendencia y $t \in [1..t_n]$.

Cuando se aplica la transformación al dominio espectral a señales temporales finitas aparece el *efecto de truncamiento*. Para reducir estos efectos y después de la eliminación de la tendencia se multiplica la serie temporal por una ventana, la cual atenúa gradualmente las amplitudes de los extremos (Brigham, 1974). Esta atenuación presenta un problema pues involucra una penalización sobre la resolución espectral, es decir, sobre la precisión del contenido de frecuencias.

Para realizar esta operación existen diversas ventanas que reducen el efecto de truncamiento en la señal temporal. Un ejemplo es la ventana de Hanning que se describe mediante la expresión:

$$hanning(t) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \cos \frac{\pi \cdot t}{T_0} \quad 1.48$$

donde T_0 es el intervalo de truncamiento y $|t| \leq T_0$.

Transformación al Dominio Espectral

Una vez hechas las calibraciones y el preproceso se aplica la transformada de Fourier, que pasa la señal temporal al dominio espectral. Dicha transformación representa una secuencia de datos como una combinación lineal y compleja de funciones seno y coseno. Es decir, permite identificar el contenido de frecuencias de la señal en un determinado intervalo espacial o temporal. Su expresión matemática es:

$$F\{s(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad 1.49$$

donde $s(t)$ es una señal continua en el dominio temporal, la cual debe cumplir con la condición que $\int_{-\infty}^{\infty} |s(t)| dt < \infty$. Esta función $F\{s(t)\}$ es la transformada de Fourier de $s(t)$, que resulta ser una magnitud compleja.

Si consideramos que $F\{s(t)\} = S(f)$, entonces existe la expresión:

$$F^{-1}\{S(f)\} = \int_{-\infty}^{\infty} S(f)e^{i2\pi ft} df \quad 1.50$$

denominada Transformada Inversa de Fourier, que generalmente se expresa como $F^{-1}\{S(f)\} = s(t)$, y esto permite reconstruir la señal $s(t)$ a partir de su transformada $S(f)$.

Para el caso de una señal discreta s_k , como es el caso de las señales registradas, se tiene que $s_k = s(k\Delta t)$, donde Δt representa el intervalo de muestreo. Se puede proceder de una manera equivalente al caso de una señal continua y la expresión 1.49 se convierte en:

$$S_n = \sum_{k=0}^{N-1} s_k e^{-i2\pi nk/N}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1 \quad 1.51$$

donde N es el número de muestras de la señal sk y toma la forma $S_n = S(n\Delta f)$, donde $\Delta f = 1/N\Delta t$. Así, la expresión 1.51 se denomina la Transformada de Fourier Discreta (DFT).

De forma análoga a la expresión 1.50, la Transformada Inversa de Fourier Discreta se expresa como:

$$S_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} s_n e^{i2\pi nk/N}, \quad n = 0, 1, \dots, N-1 \quad 1.52$$

Numéricamente, la implementación de la Transformada de Fourier Discreta resulta costosa, ya que requiere de $2N^2$ operaciones complejas. Existen dos procedimientos para acelerar este cálculo. Uno consiste en la utilización del algoritmo FFT (*Fast Fourier Transform*), en donde es necesario que el número de muestras de la señal sea potencia de 2. El otro procedimiento la Decimación en Cascada (*Cascade Decimation*), introducida por Wight y Bostick (1980). Esta técnica se basa en la DFT y consiste en el cálculo de dicha transformada de segmentos de la serie temporal, y posee la ventaja de realizarse en tiempo real. Como resultado, las contribuciones armónicas elegidas de cada uno de los segmentos transformados conforman gradualmente los coeficientes de la transformada en el dominio espectral.

A manera de compendio se presenta en la figura 1.3 un esquema resumido acerca de los pasos principales de preparación de la señal antes de estimar las funciones de respuesta magnetotelúrica.

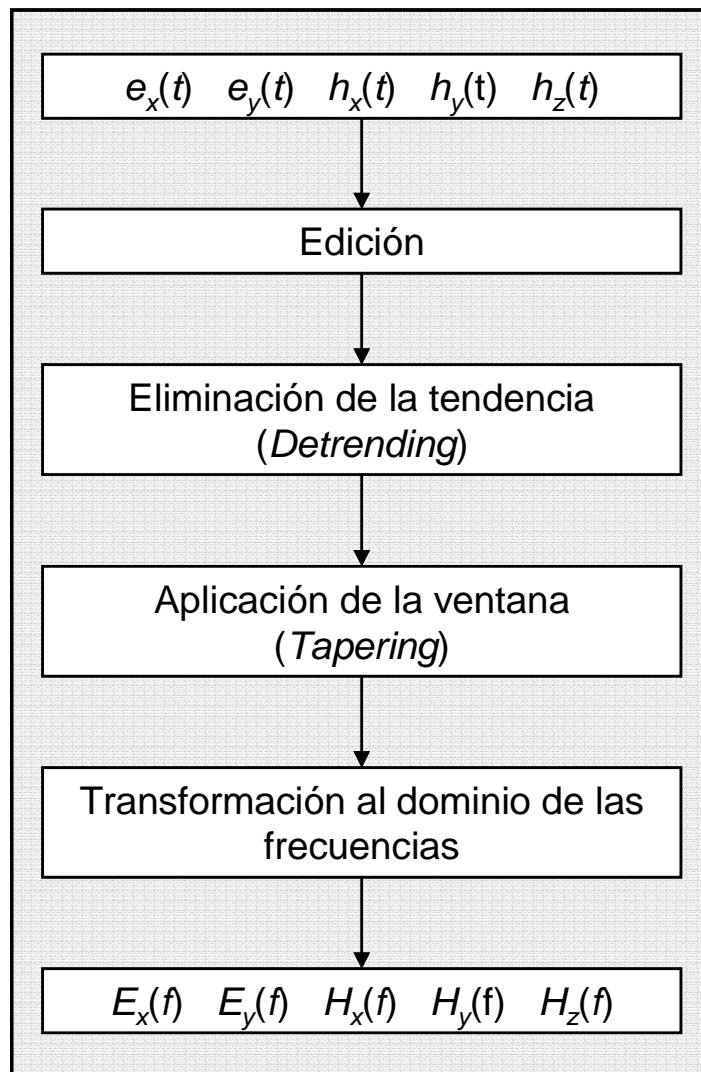


Figura 1.3. – Preparación de la señal hasta su transformación al dominio espectral.

Estimación del Tensor de Impedancias.

Como ya se había explicado anteriormente en la sección 1.2.5, en un medio homogéneo, la impedancia es la magnitud que relaciona linealmente las componentes ortogonales de los campos eléctrico y magnético terrestres medidos en superficie. Dependiendo de la dimensionalidad del medio le corresponde una expresión simplificada o compleja de la expresión general para calcular esta relación, (ecuación 1.40).

Derivadas de esta relación, se pueden calcular resistividades aparentes y fases, y como ya se había mencionado mediante las expresiones 1.41 y 1.42 se pueden calcular, de forma general, estos parámetros.

El cálculo de las respuestas magnetotélúricas se realiza a través de estimaciones estadísticas, ya que estas permiten reducir, bajo ciertas condiciones, errores en las series temporales. Dichos errores se pueden deber a ruido electrónico propio del equipo de medición o el ruido antropogénico si las mediciones se realizan cerca de infraestructuras urbanas. Si este ruido se considera como no correlacionado, la expresión lineal 1.21 puede escribirse como:

$$\bar{E}(f) = Z(f)\bar{H}(f) + \bar{\epsilon}(f) \quad 1.53$$

donde el término $\bar{\epsilon}(f)$ contempla este error. Particularizando esta última expresión para cada una de las direcciones de medición, las expresiones para el cálculo de las componentes del tensor de impedancias consisten en dos ecuaciones con cuatro incógnitas también complejas, $Z_{ij}(f)$, haciendo el sistema sea indeterminado.

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y + \epsilon_x \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y + \epsilon_y \end{aligned} \quad 1.54$$

Es posible obtener una solución a este problema porque se pueden obtener varias estimaciones independientes de $E(f)$ y $H(f)$, resolviendo el sistema como un problema de regresión lineal divariada.

Mínimos Cuadrados

La técnica más habitual para realizar la estimación estadística es la de los *mínimos cuadrados* (*Least Squares*, *LS*). En este tipo de solución se asume que la función de errores $\bar{\epsilon}(f)$ tiene una distribución normal de media cero, es decir, la técnica *LS* procura que se minimice la varianza de los errores o residuales.

En el dominio espectral, el estimador de mínimos cuadrados que calcula la función de respuesta o impedancia está dado por la expresión:

$$\hat{Z} = \bar{E}\bar{H}^h (\bar{H}\bar{H}^h)^{-1} \quad 1.55$$

donde la superficie h indica la transpuesta conjugada y las matrices $\bar{E}\bar{H}^h$ y $\bar{H}\bar{H}^h$ representan las matrices de espectros cruzados. El camino convencional para resolver la impedancia asume que Z es constante a lo largo de una ventana espectral (Vozoff, 1989).

La indeterminación de la ecuación 1.53 también se puede superar si se generan los espectros cruzados con alguna de las componentes H_x , H_y , E_x o E_y , tal como se describieron en las ecuaciones 1.24 y 1.25.

Así, si se asume que la impedancia es constante en un intervalo de frecuencia alrededor de la frecuencia f_1 , entonces la operación matemática $\langle CD^* \rangle$ representa el promedio del espectro cruzado entre las componentes C y D^* en dicho intervalo, es decir,

$$\langle CD^* \rangle(f_1) = \frac{1}{\Delta f} \int_{-\infty}^{\infty} [C(f)D(f)^*] \cdot [W(f, f_1)] df \quad 1.56$$

donde $\Delta f = |f - f_1|$ y $W(f, f_1)$ es la ventana espectral que permite calcular el promedio alrededor de la frecuencia objetivo f_1 . Las frecuencias específicas se escogen de manera que se encuentren equiespaciadas en la representación logarítmica de la frecuencia.

Una vez calculados los espectros cruzados, es posible hallar la parte real e imaginaria de las impedancias, resolviendo el par de ecuaciones simultáneas mostradas en la expresión anterior. Explícitamente la solución por LS queda:

$$Z_{ij} = \frac{\begin{vmatrix} \langle E_i H_i^* \rangle & \langle H_j H_i^* \rangle \\ \langle E_i H_j^* \rangle & \langle H_j H_j^* \rangle \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \langle H_i H_i^* \rangle & \langle H_j H_i^* \rangle \\ \langle H_i H_j^* \rangle & \langle H_j H_j^* \rangle \end{vmatrix}} \quad 1.57$$

que resulta ser la estimación de Z_{ij} por mínimos cuadrados sobre la banda de frecuencias elegida, asignada a la frecuencia f_1 .

Una vez aplicada la ventana de promedios espectrales a los autoespectros y a los espectros cruzados es posible estimar las componentes del tensor de impedancias a partir de la ecuación 1.54.

Evaluación de las respuestas

Al procesar datos en el dominio de las frecuencias podemos establecer de forma simple las relaciones lineales que vinculan las componentes de campo electromagnético y así obtener las funciones de respuesta necesarias para la interpretación. Las funciones más utilizadas en la prospección geoelectrica son el tensor de impedancias, Z , y la función de transferencia geomagnética o *tipper*.

Dado que las técnicas de estimación de respuestas se basan en métodos estadísticos, al realizarse múltiples estimaciones de resistividad aparente y de fase es factible tener una medida de dispersión de los datos, lo que proporciona una idea de la medida del error descrito en la ecuación 1.53.

Existen varias metodologías para calcular este valor y las consideraciones pueden ser bastante complejas, por ejemplo las empleadas por Chave y Thomson (1989) y Larsen *et al* (1996).

Una forma sencilla de realizar esta estimación es considerar que los residuales se distribuyen mediante una distribución normal de media cero. Si se cumple esta premisa, se puede calcular el error empleando la desviación estándar sd , cuya expresión es la siguiente:

$$sd = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (s_i - \bar{s})^2} \quad 1.58$$

donde $\bar{s} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n s_i$.

Hay otros estimadores que utilizan un análisis de la varianza de mayor complejidad para determinar la calidad de la señal y que mejoran sensiblemente los intervalos de confianza. Un ejemplo de la estimación del error en la amplitud y en la fase de una función de respuesta lineal en el dominio de la frecuencia con múltiples entradas se encuentra detallado en el trabajo de Bendat y Piersol (1971). En el mismo sentido, Thomson y Chave (1991) proponen la estimación de los errores mediante el método de Jackkife (p. ej., Millar, 1974). Cuya aplicación no requiere suposición alguna de la distribución.

De manera paralela se puede hacer una verificación de la calidad de las respuestas al calcular los campos eléctricos a partir de la expresión 1.54 y compararlos con los campos originalmente medidos. La relación se puede calcular con la expresión:

$$coh^2(A, B) = \frac{\langle AB^* \rangle \langle BA^* \rangle}{\langle AA^* \rangle \langle BB^* \rangle} \quad 1.59$$

donde A es la señal original y B es la señal calculada. Esta cantidad se denomina coherencia y es un indicador del grado de relación entre las señales eléctricas y magnéticas debido al fenómeno de inducción. La coherencia tendrá un valor de 1 si la relación entre los campos está perfectamente estimada o será nula si ocurre el caso contrario. En la práctica estos valores deben estar cercanos a la unidad, sin embargo debe tomarse con cautela este criterio ya que se pueden presentar situaciones donde el ruido presente una alta coherencia (ruido coherente).

Función de Transferencia Geomagnética

Existe otra función de respuesta magnetotelúrica, la cual fue introducida por Parkinson y Weise (1962), la cual se denomina Función de Transferencia Geomagnética o *Tipper*. Esta función explica la variación de los campos magnéticos inducidos asociados a anomalías conductoras (Arango, 2006). Sin embargo fue hasta 1970 cuando se propuso su definición como tal en el dominio de las frecuencias.

Esta función relaciona las componentes horizontales del campo magnético con su componente vertical y resulta una herramienta útil en la resolución de ambigüedades en la determinación de la direccionalidad de estructuras geoelectricas. Su expresión es:

$$H_z = [T_x \quad T_y] \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_z \end{bmatrix} \quad 1.60$$

la representación del vector T sobre un mapa se conoce como vector de inducción y es coincidente con la dirección de máximo gradiente de conductividad horizontal. Si hablamos de un medio 2D, esta dirección es perpendicular a la dirección de la estructura.

El procesado de datos magnetotelúricos implica el conocimiento sobre teoría electromagnética, análisis de series temporales y teoría de sistemas lineales, sobre todo para reducir las variaciones de los campos naturales medidos a formas mas adecuadas para el estudio de las propiedades geoelectricas del subsuelo. Esta reducción es lo que se llama procesado de datos. Una sola serie temporal puede contener información de varios periodos, lo cual aporta también información a diferentes profundidades y el primer paso para este proceso es emplear una función de transferencia entre el dominio del tiempo y el dominio de las frecuencias

Las funciones de respuesta son el punto de partida en el proceso de creación de modelo geoelectricos y se pueden obtener a partir de los registros de las señales en campo.

Así, en resumen, en este apartado se introducen las etapas y los conceptos principales para el proceso de datos magnetotelúricos relativos a instrumentación, tratamiento de señales y estimación de respuestas.

II. TEORÍA DEL ANÁLISIS DE DATOS

II.1 Dimensionalidad Geoeléctrica

Los datos magnetoteléuticos comprenden valores del tensor de impedancias que corresponden a los sitios de adquisición, durante los periodos de medición. Sin embargo, antes de llevar a cabo una interpretación de estos datos, es importante obtener información acerca de la dimensionalidad de estructuras geoeléctricas y acerca de la existencia de fenómenos tales como la distorsión galvánica (Martí et al, 2004).

Un análisis de dimensionalidad resulta ser una herramienta poderosa, la cual puede brindar información como la variación de la dirección del *strike* respecto a la profundidad, y dicha variación se puede correlacionar con diferentes estructuras y procesos que ocurren en la corteza y manto (Marquis et al. 1995). Los resultados de este tipo de análisis también permiten hacer interpretaciones para medios 1D, 2D y 3D, ejemplificados, estructuralmente en la figura 2.1

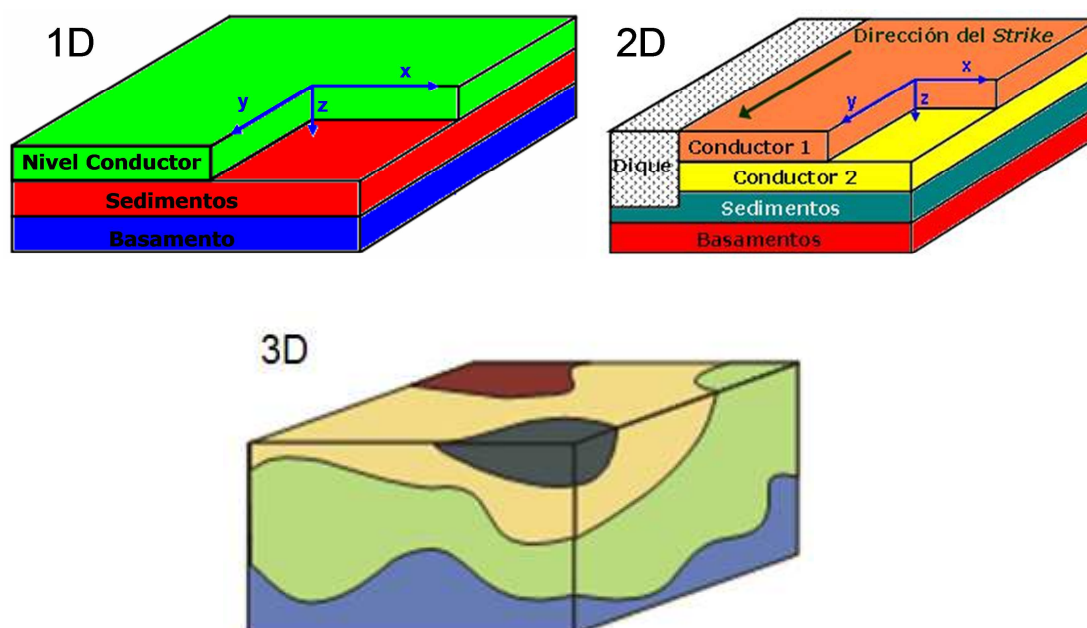


Figura 2.1 – Dimensionalidad de medios 1D, 2D y 3D.

Una herramienta para obtener información referente a la dimensionalidad de estructuras se basa en el análisis de invariantes rotacionales. Varios autores han propuesto diversos sistemas de invariantes (Swift, 1967; Barh, 1988; Lilley, 1993). Avances en los trabajos de Weaver *et. al* (2000), brindan un método con el cual la dimensionalidad asociada a un tensor de impedancias se caracteriza en términos de la anulación de algunos de los siete invariantes independientes, de los cuales se hablará más adelante

II.2 Análisis de dimensionalidad y direccionalidad

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

En los sondeos MT, pueden presentarse dificultades de interpretación de los datos debido a efectos de distorsión galvánica causados por heterogeneidades conductivas someras. Aún así, si la distorsión de los campos, sobre todo el eléctrico, es drástica, la relación de fase entre los vectores de campo eléctrico y magnético (horizontal) no será virtualmente afectada siempre y cuando la distorsión sea galvánica

Como consecuencia de la distorsión galvánica, el tensor de impedancias medido puede arrojar resultados que sugieran una estructura 3D, a pesar de que se pueda extraer información de estructuras regionales 1D o 2D. Para obtener resultados confiables existen métodos para corregir o remover los efectos de distorsión, como el *static shift*, la descomposición tensorial y los parámetros invariantes.

La relación de fase, contenida dentro del tensor de impedancias, demuestra ser también un tensor de segundo orden. En general, este tensor expresa el cambio entre las relaciones de fase respecto a la polarización. El cálculo de este tensor no requiere asunciones sobre la dimensionalidad del medio, y puede ser manejado gráficamente como una elipse que puede aportar un método de visualización de la variación de la conductividad regional de alguna estructura.

El análisis direccional se lleva a cabo cuando, de acuerdo al análisis dimensional, el medio se comporta en general como un medio 2D y se desea conocer la dirección principal de la estructura geoelectrica. La forma más común de obtener la dirección de la estructura geoelectrica es la propuesta por Swift (1971) y consiste en aplicar una rotación que lleve a las componentes de los campos a la dirección preferencial de la estructura o *strike*.

II.2.1 Análisis de dimensionalidad

Dado el carácter tensorial de la impedancia, esto nos permite determinar la dimensionalidad de estructuras geoelectricas en el subsuelo, es decir, si la estructura es 1D, 2D o 3D. Esta cuestión es indispensable para una buena interpretación de los registros.

1D

Así cuando la resistividad tiene variaciones únicamente a profundidad, se dice que tenemos un medio *unidimensional*, en el que el tensor no dependerá de la orientación en la que se realice la medición de los campos.

Cuando se tiene un comportamiento unidimensional, se puede considerar que la conductividad eléctrica no varía lateralmente, debido a que las variaciones son prácticamente despreciables, entonces, sólo variará a profundidad, y el tensor de impedancias estará expresado por medio de la relación:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} \approx 0 & Z \\ -Z & Z_{yy} \approx 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad 2.1$$

Donde Z será un valor escalar y se cumple que $|Z_{xy}| = |Z_{yx}|$, garantizando la isotropía y homogeneidad lateral, además, las componentes principales son nulas o muy pequeñas en comparación con los valores de las antidiagonales.

2D

Para el caso de estructuras bidimensionales, cuya dirección coincida con uno de los ejes del sistema de referencia, las ecuaciones de Maxwell se desacoplan en dos modos independientes, donde cada uno representa una descomposición o polarización diferente.

El *Modo TE* (Transverso Eléctrico), se tiene cuando el campo eléctrico es paralelo a la estructura y las componentes del campo electromagnético no nulas, en un sistema de referencia (x y z) son E_x , H_y y H_z , por lo que, las corrientes magnéticas fluirán transversalmente a la estructura principal.

Para el *Modo TM* (Transverso Magnético), es ahora el campo magnético el que se encuentra paralelo a la dirección de la estructura y las componentes no nulas son E_y y H_x (Kaufman y Keller, 1981). Por lo que, el modo dependerá de si las corrientes de campo electromagnético fluyen paralelas o a través de la estructura principal.

En la figura 2.2 se ilustra un ejemplo donde la dirección de la estructura, o *strike*, está orientada respecto al eje x .

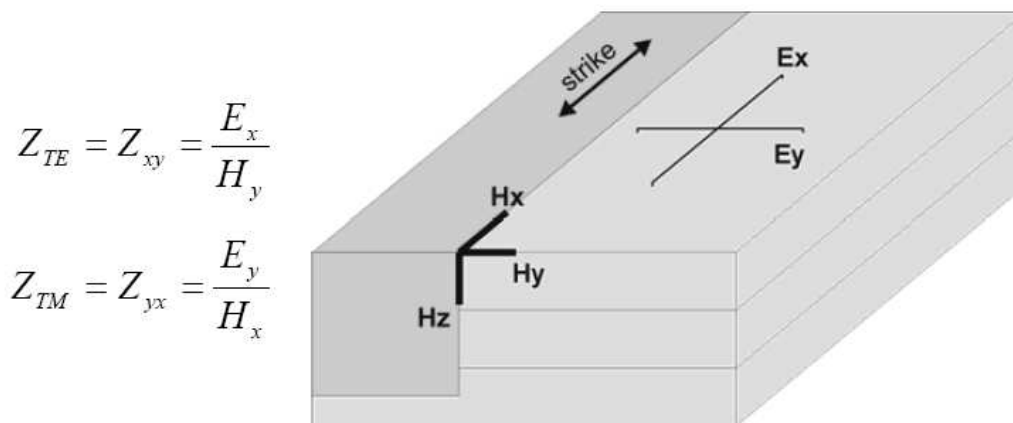


Figura 2.2 – Modos o Polarizaciones.

En ambos casos, sólo se tiene una componente horizontal del campo eléctrico y magnético diferente de cero, por lo que el tensor de impedancias se reduce a la expresión:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad 2.2$$

En el caso de que los ejes del sistema de medición no coincidan con la dirección de la estructura, es decir, que Z_{xx} y Z_{yy} sean diferentes de cero, es posible encontrar una dirección para que el tensor de impedancias tenga la forma de la expresión anterior. Así, las expresiones que definen el tensor de impedancias para cada uno de los modos son:

$$\text{Modo TE} \quad \begin{cases} Z_{xy} = Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 2.3$$

$$\text{Modo TM} \quad \begin{cases} Z_{yx} = Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x} \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 2.4$$

En la figura 2.3 se muestran las principales características de los modos de polarización de acuerdo a la resistividad aparente y a la diferencia de fase. En ella se explica el comportamiento general de la resistividad aparente en un perfil AB con base en la ubicación del contacto (strike) y la frecuencia; así como la diferencia de fases con respecto a la distribución de las propiedades eléctricas para cada uno de los modos.

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

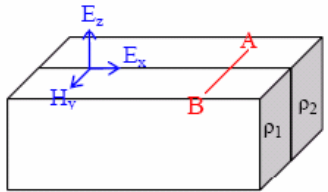
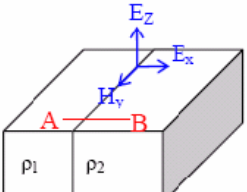
	Modo TE o polarización E	Modo TM o polarización H								
Resistividad Aparente	Decae de forma continua sobre el contacto. Este decaimiento se hace más rápido si la frecuencia aumenta.	Decae de forma abrupta sobre el contacto. La tasa de decaimiento se determina por el skin-depth								
Diferencia de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

Figura 2.3 - Características de los modos TE y TM (Persson, 2001).

3D

Sin embargo, no es común conocer la dirección del strike cuando se están haciendo las mediciones de campo y por tal, es difícil coincidir con alguno de los modos de polarización antes citados. En este caso, también las componentes Z_{xx} y Z_{yy} adquieren cierto valor en el tensor de impedancias (Acosta, 2006).

Esto nos lleva a concluir que el medio tiene un comportamiento 3D o *tridimensional*, entonces, $Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy}$. Quedando expresado el tensor de impedancia, en forma general, como:

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad 2.5$$

II.2.2 Tipos de distorsión

Los principios físicos que dominan las distorsiones electromagnéticas, causadas por heterogeneidades someras y la topografía del lugar, han sido estudiadas por décadas, sin embargo, hasta hace poco menos de 20 años, no había surgido un método comprensivo para corregir estas distorsiones.

Berdichevsky *et al.* (1989) propusieron una clasificar de forma simplificada y aproximada, las distorsiones de campos electromagnéticos en *distorsiones inductivas* y *distorsiones galvánicas*.

La discusión de estas técnicas de corrección se debe formular en términos de la física del fenómeno. Estos conceptos se basan en la respuesta de una Tierra estratificada “normal”, la cual es distorsionada.

Las distorsiones que afectan a los campos electromagnéticos ‘normales’ de la tierra se les pueden llamar campos ‘anómalos’. Sin embargo Jiracek (1990) propone el uso de los términos de *campo primario* para la componente ‘normal’ (Tierra estratificada) y *campos secundarios* para la componente ‘anómala’ de los campos totales.

Las distorsiones inductivas se rigen por la ley de Faraday, en donde la derivada temporal del campo magnético *primario* induce corrientes excesivas. Este flujo de corrientes en loops cerrados produce campos magnéticos *secundarios* que se suman vectorialmente al campo magnético *primario*.

Esta clasificación de distorsiones de campos Electromagnéticos, aún con algunos inconvenientes como efectos inductivo-galvánicos (Berdichevsky *et al*, 1989), sigue dando una enorme y práctica simplificación.

Efectos Galvánicos

De forma resumida, se puede explicar que las distorsiones galvánicas son causadas por el campo eléctrico *primario* produciendo cargas eléctricas en donde se presenten variaciones de conductividad. Estas cargas dan como resultado campos eléctricos *secundarios* que se suman vectorialmente al campo eléctrico *primario*.

Físicamente la distorsión galvánica se puede explicar como la presencia de cargas eléctricas en discontinuidades o gradientes en la conductividad eléctrica asociados a estructuras superficiales de pequeña escala. Estas cargas tendrán influencia en el campo eléctrico observado cuasiestáticamente en todos los periodos y pudieran también alterar el campo magnético observado cuando las cargas desvíen corrientes eléctricas regionales (Chave y Smith, 1994).

De forma clara se ha demostrado que la causa subyacente de las redistribuciones galvánicas del campo eléctrico (y por lo tanto, de las corrientes) es el aumento de las cargas (Price, 1973; Kaufman, 1985). El efecto de este aumento de cargas se manifiesta como una reducción o una ampliación de los campos eléctricos totales en diferentes ubicaciones. Por lo tanto, las curvas de resistividad obtenidas tienen un desplazamiento ascendente cuando la medición se hace directamente sobre cuerpos resistivos superficiales. A lo largo de cuerpos conductores las curvas de resistividad tienen un desplazamiento descendente. A este fenómeno de desplazamiento se le conoce como *static shift* o desplazamiento estático.

Estas conclusiones se basan enteramente en las distorsiones de los campos eléctricos, a pesar de que la estimación de la resistividad aparente es una función de la relación entre el campo eléctrico y el campo magnético ortogonal. La figura 2.4 brinda un ejemplo de curvas de resistividad aparente que están desplazadas verticalmente debido a heterogeneidades superficiales.

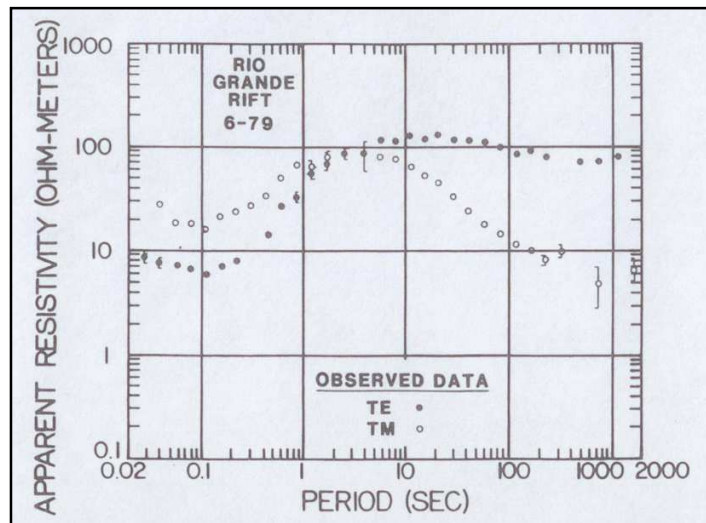


Figura 2.4 – *Static Shifts* observados en curvas TE y TM de resistividad aparente, donde se muestran desplazamientos estáticos magnetotélúricos de corto y largo periodo (Jiracek, 1990).

El uso del término *static shift* para el desplazamiento de las curvas probablemente proviene de la asociación con las correcciones estáticas sísmicas. El efecto es asintóticamente un desplazamiento constante (de ahí llamado *estático*) independiente de la frecuencia. Esto sucede cuando el campo eléctrico *primario* es uniforme sobre la extensión de la estructura. Sin embargo, esto no es válido en rangos de altas frecuencias.

Cuando en un rango determinado de periodos, el efecto galvánico se desarrolla completamente, no ocurre ninguna distorsión en las curvas de fase de la impedancia. Esto se ha descrito como un hecho notable. Sin embargo, se puede entender simplemente el campo eléctrico galvánico secundario debido a una heterogeneidad. Además, por lo general, el campo magnético secundario es inconsecuencial, así que la fase de la impedancia no es afectada.

Efectos Inductivos

La derivada temporal del flujo magnético en la Ley de Faraday resulta en una respuesta inductiva que es una función explícita de la frecuencia. La función de respuesta es, adicionalmente, una función de las propiedades eléctricas y la geometría. La dependencia global para cuerpos de forma simple en un espacio libre es expresada mediante una cantidad adimensional llamada *número de inducción*.

En el fenómeno de inducción, la variación del campo magnético primario produce un voltaje, el cual induce corrientes de vórtice que fluyen en un cuerpo cerrado. La relación espacial y el campo magnético secundario resultante H_s se pueden describir en la figura 2.5, donde también se incluyen las cargas galvánicas formadas a las orillas del plano vertical de la placa.

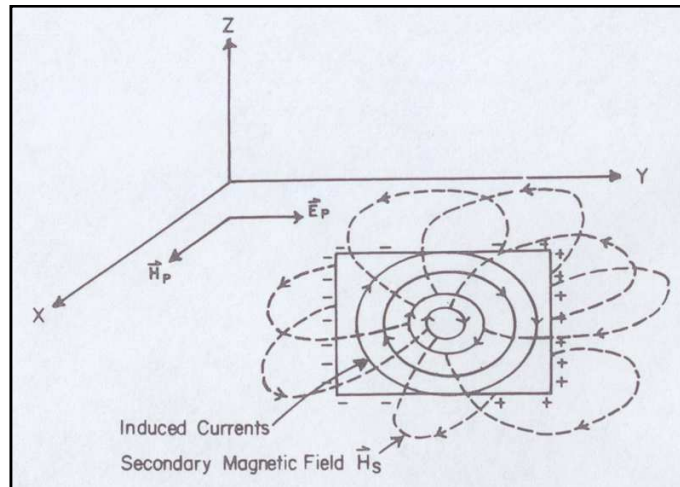


Figura 2.5 – Efecto Inductivo. Corrientes de vórtice inducidas en una placa conductora vertical que producen un patrón de campo magnético dipolar secundario (Jiracek, 1990).

En el efecto inductivo, al contrario del efecto galvánico, el campo eléctrico secundario está en fase con el campo eléctrico primario. De hecho la fase del campo magnético secundario tiene una variación relativa con el campo magnético primario entre 0 y $\pi/2$. Esta respuesta inductiva conocida se puede expresar como una función del número de inducción.

La magnitud del efecto inductivo aumenta la saturación mientras aumenta la frecuencia. Con el efecto galvánico pasa lo contrario, cuando aumenta la saturación mientras disminuye la frecuencia. Otra gran diferencia entre estos efectos es el papel fundamental del campo eléctrico en el caso galvánico en contraste al del campo magnético en el caso inductivo.

La orientación espacial de las líneas del campo magnético secundario en conjunción con el campo magnético primario (figura 2.5) se pueden utilizar para estimar el efecto del campo magnético total, así como se usan los campos eléctricos para el caso galvánico. Así, la distorsión del campo eléctrico en el caso inductivo debe ser evaluada. Sin embargo, los efectos inductivos superficiales no son tan problemáticos en sondeos profundos como lo son las distorsiones galvánicas ya que desaparecen al disminuir la frecuencia. Los efectos inductivos son disminuidos para números de inducción reducidos para que tanto las bajas frecuencias o cuerpos pequeños, resulten en la disipación de dichos efectos.

II.2.3 Análisis de distorsión

Las configuraciones de campo, por lo general, se escogen para presentar peculiaridades básicas de los campos electromagnéticos. Por lo tanto, la distancia que existe entre los puntos de observación es, casi como una regla, más pequeña que la profundidad del sondeo. Las heterogeneidades son también pequeñas, en comparación con la profundidad de penetración, y tienen dimensiones típicas de hasta unos pocos kilómetros como máximo.

Heterogeneidades en el subsuelo se pueden clasificar en tres categorías dependiendo de la comparación de sus dimensiones con la profundidad de penetración efectiva y la “distancia de ajuste”. Estas categorías son el ruido geológico, y inhomogeneidades locales y regionales (Singer, 1991)

Debido a su naturaleza caótica, el ruido geológico conduce a distorsiones incontrolables del campo magnetoteléurico. Existen métodos que pueden ser utilizados efectivamente para corregir el *static shift* ocasionado por las distorsiones causadas por estas heterogeneidades, tales métodos son el desplazamiento de curvas (*curve shifting*), técnicas de tensor de distorsión, descomposición, filtros espaciales y modelado.

El análisis dimensional del tensor de impedancias se puede realizar llevando a cabo análisis de parámetros que involucran operaciones entre las componentes del tensor. Los parámetros que son usados con mayor frecuencia son la asimetría (o *skew*), la elipticidad, los diagramas polares, esquemas de descomposición, invariantes y tensor de fases, algunos de ellos también son empleados para estimar la direccionalidad, e caso de estructuras 2D. Cada una de estas técnicas nos aporta diferente información a cerca de la dimensionalidad del medio y por lo general, se emplea más de uno para la obtención de mejores resultados.

A continuación se desglosan las características de cada uno de los parámetros de análisis dimensional y direccional.

Técnicas Clásicas de Análisis

Por medio de la condición de *asimetría* del tensor de impedancias es posible determinar la bidimensionalidad de un medio o estructura. Esta condición establece que en un medio 2D se cumple que la asimetría (A) es mucho menor que la unidad ($A \ll 1$) y la expresión se encuentra dada por (Orellana, 1974):

$$A = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \ll 1 \quad 2.6$$

De acuerdo a Barh y Groom (1990) si $A < 0.1$ no existe distorsión en el tensor de impedancias por lo que un modelo 1D sería una interpretación apropiada. Cuando A varía de forma errática de una frecuencia a otra, significa que las componentes del tensor de impedancias Z_{xy} y Z_{yx} , con lo cual A tendería a un valor infinito indicando también un comportamiento 1D. Sin embargo, si los valores de A son estables y no mayores a 0.4, es un indicador de un posible modelado 2D para ese medio.

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

$$Z_{.xx} + Z_{.yy} = c_1 \quad 2.7$$

$$Z_{.xy} + Z_{.yx} = c_2 \quad 2.8$$

$$Z_{.xx}Z_{.yy} - Z_{.xy}Z_{.yx} = c_3 \quad 2.9$$

Donde c_1 y c_2 corresponden al numerador y al denominador de la ecuación de asimetría (2.6) respectivamente.

Otro parámetro definido por los elementos de la ecuación de asimetría es el *sesgo* de la impedancia, el cual se expresa en función de c_1 y c_2 como:

$$\alpha = \frac{c_1}{c_2} \quad 2.10$$

En donde c_1 será nulo en los casos donde los modelos se comporten como medios 1D o 2D libres de ruido. Sin embargo, el sesgo es un parámetro usado para medir el grado de tridimensionalidad de un modelo.

La *elipticidad* de la impedancia es otro parámetro de interés, el cual es un valor que varía con la dirección de los ejes de medición. Este valor es nulo para casos unidimensionales con datos libres de ruido y cuando en casos 2D los ejes x y y coinciden con el *strike*. Al igual que el sesgo, este parámetro es utilizado para determinar si el comportamiento general del medio es 3D y se define como:

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{.xx}(\theta) - Z_{.yy}(\theta)}{Z_{.xy}(\theta) - Z_{.yx}(\theta)} \quad 2.11$$

Una técnica utilizada son los *diagramas polares*, útiles en el estudio de dimensionalidad de los datos a distintas frecuencias. También sirven para llevar a cabo un análisis direccional y de distorsión de los datos.

Dichos diagramas representan el módulo de las componentes de la impedancia en función del ángulo de rotación (Reddy *et al.*, 1977) y se describen con las expresiones:

$$Z_{.xy}(\theta) = Z_{.xy} \cos^2(\theta) + (Z_{.yy} - Z_{.xx}) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_{.yx} \sin^2(\theta) \quad 2.12$$

$$Z_{.xx}(\theta) = Z_{.xx} \cos^2(\theta) + (Z_{.xy} - Z_{.yx}) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_{.yy} \sin^2(\theta) \quad 2.13$$

Como se puede observar las componentes Z_{xx} y Z_{xy} dependen del ángulo θ que al variar un ciclo completo, desde 0 hasta 2π , describen formas para poder interpretarse y realizar el análisis dimensional. Visualmente cuando se tiene un medio unidimensional (figura 2.6a) las componentes Z_{xx} y Z_{yy} degenerarán en un punto y las componentes Z_{xy} y Z_{yx} tendrán el mismo valor y se describirá una circunferencia.

Cuando se tiene un modelo general 2D (figura 2.6b) las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generarán curvas en forma de trébol y las componentes Z_{xy} y Z_{yx} tendrán formas elípticas, donde el eje mayor de la elipse coincidirá con la dirección principal de la estructura.

En el caso de un medio complejo o tridimensional (figura 2.6c) se observará que las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generarán figuras en forma de hélices, al igual que las componentes Z_{xy} y Z_{yx} .

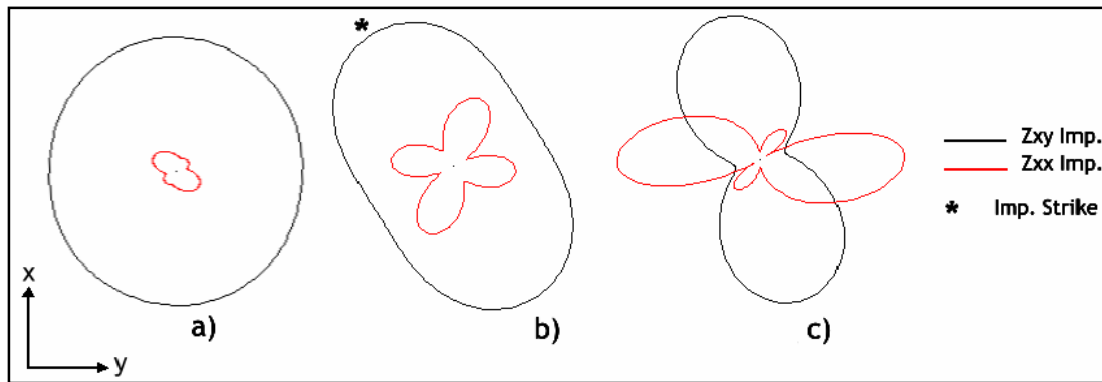


Figura 2.6 – Diagramas para diferentes medios o estructuras: a) 1D, b) 2D y c) 3D (Acosta, 2006).

Sin embargo, no en todos los casos se puede discriminar entre un medio general 2D o 3D empleando los diagramas polares, esto debido a la distorsión causada por los datos y la complejidad de la estructura o medio.

Otra utilidad de los diagramas polares es la estimación del *strike* y analizar la variación que tiene con respecto a la profundidad. En la figura 2.6b, el caso de un medio 2D, hay una marca (*) la cual coincide con el eje mayor de la elipse formada por Z_{xy} y Z_{yx} , dicha alineación en esta dirección o en su perpendicular se puede tomar como una primera aproximación a la dirección del *strike*.

Esquemas de Descomposición

Durante la década de los 90s, el análisis de descomposición tensorial se volvió parte integral de la interpretación de datos MT para estructuras regionales unidimensionales y bidimensionales. El objetivo de realizar este análisis es remover efectos de distorsiones galvánicas causadas por heterogeneidades en conductividad, y también para determinar las impedancias y la dirección (también llamado *strike*) de las estructuras geoelectricas 2D regionales.

La dirección (*strike*) regional es a menudo uno de los parámetros con más pobre resolución recuperados durante el análisis de descomposición. Además de este problema, está la inestabilidad inherente en la determinación del *strike* regional en presencia de ruido o distorsión galvánica, que lleva a una inestabilidad en el proceso de descomposición basado en la rotación del tensor de impedancias como el de Barh (1988). Estimaciones superiores de parámetros regionales de MT y distorsión se obtienen ajustando un modelo de distorsión al tensor de impedancias observado.

Los métodos de descomposición originalmente fueron vistas como pruebas hipotéticas para la idea de que una estructura geoelectrónica, profunda y regional pudiera ser manejada como una 2D. En la práctica, los métodos de descomposición se han vuelto ampliamente utilizados más como una “caja negra” para establecer una dirección media de *strike* electromagnético a lo largo de un perfil de sondeos MT, ya que el fin de muchos usuarios de este método es la inversión en 2D de los datos. Sin embargo, el reconocer la dependencia frecuencial del *strike* electromagnético puede brindarnos, potencialmente, un importante parámetro complementario que pueda relacionarse con profundidades o desplazamientos laterales.

Cuando el método se aplica como una prueba de hipótesis, la descomposición del tensor de impedancias puede facilitar el desacoplamiento de estructuras que por una parte, yacen más someras o lateralmente cerca, y por otra parte se ubican profundas o alejadas lateralmente. El potencial que tienen los datos MT para brindar información sólida acerca de la dirección estructural es una fortaleza del método MT. Algunas aplicaciones del *strike* electromagnético como herramienta de diagnóstico incluyen el mapeo de fallas y estudios de flujo en el manto.

El análisis de descomposición es una herramienta útil si se emplea de forma correcta, como una prueba de hipótesis, sin embargo no va a convertir los datos en 2D si estos no lo son en realidad.

Invariantes rotacionales

Como se había mencionado al principio, muchos autores han propuesto conjuntos de parámetros, denominados *invariantes* del tensor de impedancias para manejar el análisis dimensional de un medio o estructura. Los parámetros invariantes de un tensor son parámetros que mantienen un valor constante y no se ven afectados por efectos como la distorsión galvánica y la rotación del tensor. Dichos parámetros permiten la caracterización de propiedades tensoriales, especialmente aquellas referentes a aspectos de dimensionalidad.

El análisis dimensional del tensor de impedancia puede realizarse con diversos métodos que se basan en el uso de parámetros invariantes tensoriales. Dos de los más importantes son los propuestos por Barh (1991) y por Weaver *et al.* (2000). Barh se basa en el uso de cuatro parámetros: k , μ , η , Σ los cuales relacionan la unidimensionalidad, la diferencia de fases, la tridimensionalidad y la bidimensionalidad respectivamente. Mientras que WAL define un conjunto de 7 parámetros invariantes ($I_k, k = 1..7$), además de un valor Q .

Barh (1991) fue el primero en presentar una clasificación de tipos de distorsión que afectan estructuras regionales cuantificando los valores de 4 parámetros invariantes: κ , μ , η y Σ . Estos parámetros son adimensionales, μ y η son normalizados a la unidad mientras que κ y Σ pueden tener valores superiores a 1 en la presencia de distorsión galvánica (Martí *et al.*, 2005). El invariante κ se relaciona con la unidimensionalidad de un medio, μ es una medida de la diferencia de fase del tensor, η es un indicador de tridimensionalidad, y Σ se relaciona con la bidimensionalidad. Martí *et al.* (2005)

Las expresiones de invariantes propuestos por Weaver *et al.* (2000) (conocidas también como WAL) descomponen y separan las componentes del tensor en su parte real e imaginaria. Weaver *et al.* (2000) definió un conjunto de siete parámetros invariantes independientes ($I_1 - I_7$). También define un octavo parámetro, dependiente de los primeros siete, Q , el cual controla el valor de I_7 . Mientras Q se aproxime a cero, entonces I_7 se aproxima al infinito, esto es para datos libres de error y distorsión.

Los invariantes I_1 e I_2 se relacionan con la unidimensionalidad del medio. El resto de los invariantes caracterizan la dimensionalidad de un medio de acuerdo a si sus valores son nulos o no. Martí *et al.* (2005) elaboraron una tabla donde se compara de manera resumida la diferencia entre las dos técnicas basadas en el análisis del tensor de impedancia, donde dependiendo del valor del invariante se puede asignar una dimensión u otra (Tabla 2.1).

DIMENSIONALIDAD	BARH	WAL
1D	$\kappa < 0.1$ $\Sigma < 0.1$	$I_k = 0$ ($k = 3-6$) $I_7 = 0$; $Q = 0$
2D	$\kappa < 0.1$ $\Sigma > 0.1$	$I_3 \neq 0$; $I_4 \neq 0$, $I_7 = 0$; $Q = 0$
WAL: -3D / 2D twist ($I_7 = 0$) -3D / 2D - 1D ($I_7 =$ indefinido) BAHR: -3D / 1D	$\kappa > 0.1$ $\mu = 0$	$I_3 \neq 0$ $I_4 \neq 0$ $I_5 \neq 0$
3D / 2D	$\kappa > 0.1$; $\mu \neq 0$ $\eta < 0.05$	$I_6 \neq 0$
3D	$\kappa > 0.1$; $\mu \neq 0$ $\eta > 0.3$	$I_7 \neq 0$

Tabla 2.1 – Comparación de casos de dimensionalidad de acuerdo al método de parámetros rotacionales invariantes de Barh y WAL.

El emplear solamente cuatro parámetros en el método de Bahr (1991) (mientras WAL emplea siete) es una limitación importante para el análisis dimensional y comparado con el método de WAL, no aporta interpretaciones de dimensionalidad completas. Por esto, el método de WAL parece ser el más adecuado para llevar a cabo un análisis con parámetros

invariantes. Sin embargo, El método de WAL presenta un problema y es que al usar datos reales los valores de los invariantes, en general, nunca son precisamente cero. Así que para enfrentar esta problemática, se introduce un valor llamado *umbral*, o *threshold*, con el cual los invariantes se llevan a ser nulos.

Tensor de Fases

Una alternativa al análisis de la dimensionalidad y direccionalidad basada en el tensor de impedancias es el análisis del tensor de fase, presentado formalmente por Caldwell *et al.* (2004). Por definición la fase se obtiene del cociente de la parte imaginaria entre la parte real, en este caso, del tensor de impedancias (Z) y que se expresa como:

$$\Phi = X^{-1}Y \quad 2.14$$

Donde los tensores X^{-1} y Y , son el inverso de la parte real y la parte imaginaria del tensor de impedancias, respectivamente. La relación del tensor de fase entre el observado (Φ) y el regional (Φ_R) se puede derivar a partir de la expresión $X=DX_R$, en donde D es una matriz de distorsión, y quedar expresado como:

$$\Phi = \Phi_R \quad 2.15$$

Así entonces, los tensores de fases observado y regional son idénticos e independientes del tensor de distorsión. Hay que notar que ninguna asunción acerca de la naturaleza o dimensionalidad de la estructura conductiva regional es necesaria y la ecuación 2.10 es aplicable cuando la estructura es tridimensional.

Si se describe el tensor de fases en términos de las componentes real e imaginaria del tensor de impedancias dentro de un sistema coordinado ($x1, x2$), el tensor Φ se puede escribir como la matriz:

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12}} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad 2.16$$

Donde en general, el tensor de fases Φ no será simétrico y sus componentes no son solo funciones de los argumentos del tensor de impedancias (componentes de fase), es decir, $\Phi_{ij} \neq f(\arg[Z_{kl}])$ (Caldwell *et al.*, 2004). Cuando existe simetría en el tensor de fase, esta se relaciona con la dimensionalidad de las estructuras, es decir, si se conserva la simetría del tensor se habla de casos 1D o 2D, y en caso de que el tensor no tenga simetría alguna, se hace uso de un tercer invariante, llamado *skew* (β), relacionado con la tridimensionalidad de la estructura definido por la expresión:

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad 2.17$$

Al manejar de forma tensorial la fase de la impedancia, esta puede ser representada gráficamente por una elipse, donde la longitud de los ejes de la elipse (Φ_{max} y Φ_{min}) son proporcionales a los valores principales del tensor y la dirección de Φ_{max} define la relación entre el tensor y el marco de referencia del observador (x_1, x_2) (figura 2.7).

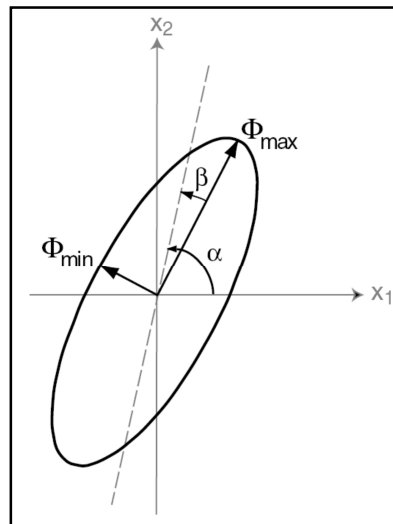


Figura 2.7 – Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell *et al.*, 2004).

La longitud de los ejes de la elipse, que representan los ejes principales del tensor, son proporcionales a los valores principales (o singulares) del tensor. La dirección del eje mayor de la elipse (Φ_{max}), dada por el ángulo $\alpha - \beta$, define la relación entre el tensor y el sistema coordenado o marco de referencia de observación (x_1, x_2)

Así entonces, el tensor de fases Φ es una herramienta que nos permite determinar la dimensionalidad de las estructuras geoelectricas regionales, y en el caso 2D también permite hacer un análisis de la dirección preferencial de dicha estructura. Las propiedades para cada caso de dimensionalidad y direccionalidad para cada caso son las siguientes:

Para el caso de una estructura unidimensional, como una tierra plana estratificada en donde la conductividad solo varía con la profundidad, la representación gráfica es un círculo de radio unitario que representa el tensor en todos los periodos, el *skew* es nulo ($\beta = 0$) y los ejes principales son iguales ($\Phi_{max} = \Phi_{min}$) (figura 2.8a).

En el caso 2D cuando se tiene una dirección preferencial de una estructura geoelectrica, el valor del *skew* es cero y el eje principal de la elipse (Φ_{max}) está alineado, de forma paralela o perpendicular, a la dirección preferencial de la distribución regional de conductividad y de esa forma se puede llevar a cabo el análisis de direccionalidad de dicha estructura (figura 2.8b).

En el último caso, en donde se presentan estructuras geoelectricas complejas o 3D, como se mencionó anteriormente, el tensor de fases Φ no es simétrico y tiene un tercer invariante (β) que es una medida libre de distorsión de la asimetría de la respuesta regional y en ese sentido se puede tomar como una medida de tridimensionalidad.

Para este caso tenemos una elipse donde los ejes no están alineados con el sistema de referencia y por lo tanto no hay posibilidad de obtener alguna dirección preferencial de estructuras (figura 2.8c), el valor del *skew* es diferente de cero ($\beta \neq 0$) y los ejes principales de la elipse son diferentes ($\Phi_{\max} \neq \Phi_{\min}$). Además, la respuesta 3D para periodos largos puede presentar una asimetría entre Φ_{\max} y β .

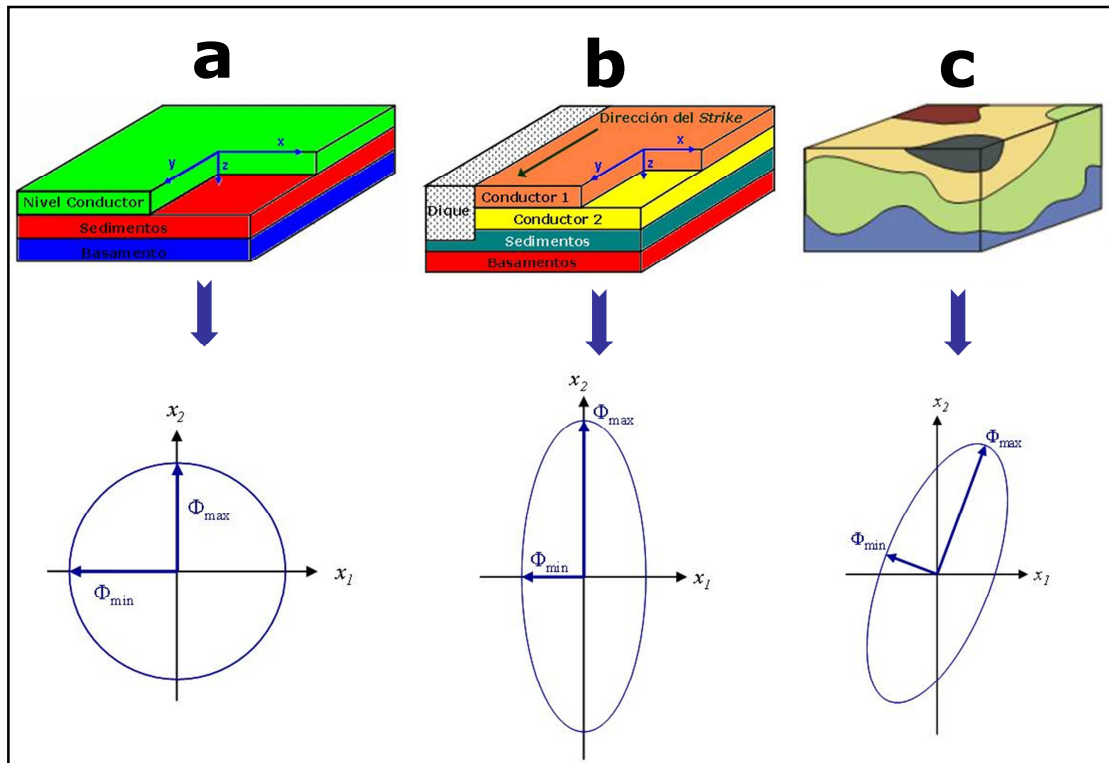


Figura 2.8 – Comportamiento detallado de la elipse del tensor de fases para los casos: a) 1D, b) 2D y c) 3D.

II.3 Inversión de Datos

Los datos magnetoteléuricos son invertidos para encontrar una superficie que sea isotrópica y continua en función de la profundidad. El problema de la inversión es calcular la respuesta para un sistema con determinado modelo inicial y determinadas condiciones de frontera. Generalmente, el problema es no lineal e implica la solución de ecuaciones diferenciales parciales y para casos 2D ó 3D el problema se resuelve usando diferencias finitas o métodos con elementos finitos.

El primer paso en este proceso es transformar las series temporales de los datos adquiridos a su forma espectral donde se estiman los productos cruzados entre las componentes H_x y E_y y entre las componentes H_y y E_x . A partir de estas componentes se calculan las impedancias en los ejes principales (Z_{xy} y Z_{yx}) de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a esta.

II.3.1 Modelo 1D

Si el medio es 1D, entonces las curvas de resistividades coinciden y las de fase son idénticas con excepción de una diferencia de 180° .

En los modelos 1D, es común usar alguna propiedad escalar del tensor de impedancias para hacer la inversión. Para generar un modelo 1D es necesario hacer una inversión de cada uno de los sondeos y, a partir de estos, construir las secciones requeridas (Pedersen y Engels, 2005). Sin embargo, es muy difícil encontrarse con situaciones en donde los datos adquiridos obedecen estrictamente a condiciones solamente unidimensionales.

Aunque, por otro lado, es posible generar un modelo unidimensional a partir de datos 2D (1D/2D) y también a partir de datos 3D (1D/3D), esto bajo ciertas consideraciones y siempre tomando en cuenta las características particulares de la zona.

Para llevar a cabo una mejor interpretación es necesario conocer la profundidad efectiva de cada sondeo. Este valor no es lo mismo que la *skin depth*, ya que gracias a la disipación de la energía y la distancia entre fuente y receptor, en el caso de las fuentes controladas. La penetración efectiva se puede calcular con la expresión:

$$D = 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [m] \quad 2.18$$

II.3.2 Modelo 2D

Existen fenómenos como la anisotropía y la heterogeneidad que se relacionan con la estructura del medio que están relacionados con la distorsión EM y por lo tanto con la dimensionalidad del mismo (Corbo, 2006). Un medio se considera anisotrópico cuando la corriente fluye en una o varias direcciones preferenciales. Cuando una estructura geoelectrica se encuentra cercana a un punto de medición, en un caso 2D se pueden definir dos resistividades y dos fases, una paralela a la estructura regional y otra perpendicular. Esto determina dos modos de polarización, uno cuando el flujo de corriente máximo es paralelo a la estructura (Modo TE) y otro perpendicular a la misma y que hace al campo magnético paralelo a la estructura (Modo TM).

Existen varias técnicas de inversión para generar un modelo bidimensional de datos 2D. La tendencia general es invertir cada uno de los modos de polarización (TE y TM) para tratar de unificar un modelo 2D haciendo uso simultáneo de los resultados de la inversión de ambos modos. Sin embargo, lograr la unificación de la información resulta bastante complejo, debido a la variación de la frecuencia en cada uno de los modos (Pedersen y Engels, 2005).

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

Rodi y Mackie (2001) en su trabajo mencionan los procedimientos para realizar la inversión de datos 2D, en donde describen tres tipos de algoritmos para minimizar la ecuación de Tikhonov y Arsenin (1977) y obtener lo que se denomina una solución regularizada, estos algoritmos son el método Gauss-Newton, el Método de Mackie-Madden y el Método de los Gradientes Conjugados No Lineales. Una descripción más extensa en cuanto al desarrollo matemático de estos algoritmos está planteado en el trabajo de Corbo (2006).

II.3.3 Modelo 3D

Es importante mencionar que la modelación 2D no sólo es aplicable a datos que tienen una dimensión generalizada 2D, ya que es posible generar un modelo 2D de datos 3D ó cuasi-2D (3D/2D). Ledo (2005) muestra situaciones muy generales que ayudan a comprender las bases de la interpretación bidimensional de datos 3D, además de hacer un análisis desde dos perspectivas: en la primera considera que existe una estructura regional 2D que contiene cuerpos 3D de menor escala, que afecta los datos de forma regional, por lo que se pueden considerar ruido geológico; en el segundo caso, los objetivos de estudio son cuerpos 3D de escala media.

También concluye que la afectación por efectos tridimensionales depende de la posición del cuerpo 3D con respecto a la dirección del *strike* regional. Cuando la estructura 3D es perpendicular al *strike*, el modo *TE* tiene afectación principalmente por efectos galvánicos y el modo *TM* tanto por efectos galvánicos como inductivos. En el caso de una estructura 3D paralela al *strike*, la afectación principal solo por efectos galvánicos la tiene el modo *TE* y el modo *TM* se ve afectado por efectos galvánicos e inductivos.

Por lo tanto, la afectación de cada uno de los modos depende de la distribución de las estructuras en el subsuelo, de la distancia entre el sitio de medición y la estructura y de la posición del sondeo respecto de la estructura (Ledo, 2005). Entonces, se hace evidente que la validez de la interpretación bidimensional de un medio predominantemente 3D depende tanto de las propiedades conductivas del medio como de la distribución de de las estructuras en el subsuelo.

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

II.3.4 *Inversión de datos*

El proceso de asociar una profundidad específica con valores de resistividad y fase que varían en función de la frecuencia forma parte de la interpretación de los datos y se realiza comparando datos teóricos obtenidos de un modelo preestablecido con los datos obtenidos en campo.

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

Los modos de polarización realzan las variaciones laterales de conductividad de diferente forma; generalmente, el modo TE acopla mejor los conductores, mientras que el modo TM acopla mejor los cuerpos resistivos (Pedersen y Engels, 2005).

La inversión de los modos de polarización requiere una descomposición del tensor de impedancias para obtener una variación de la forma Z_{2D} y rotarlo para que la dirección de medición coincida con la de los ejes principales. Además, se debe tomar en cuenta que, por lo general, los datos no obedecen estrictamente a un medio bidimensional. Por lo tanto, se hace imprescindible la aplicación de herramientas de procesamiento robusto que permita una fácil interpretación de los datos magnetotelúricos (Acosta, 2006).

Una opción es invertir algún invariante del tensor de impedancias, ya que ahorra los pasos de descomposición del tensor de impedancias, la rotación del tensor y la información queda unificada para así ser interpretada.

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

En seguida, se muestran los resultados de uno de los modelos obtenidos por Pedersen y Engels (2005), con la finalidad de mostrar la ventaja de usar el determinante. En la figura 2.9 se muestra:

- a) Modelo con un cuerpo conductor de 100 [Ohm·m] a la izquierda y un cuerpo resistivo de 1000[Ohm·m] a la derecha dentro de un semiespacio homogéneo.
- b) Inversión del modo TE.
- c) Inversión del modo TM.
- d) Inversión de los modos TE+TM.
- e) Inversión del determinante del tensor de impedancias.

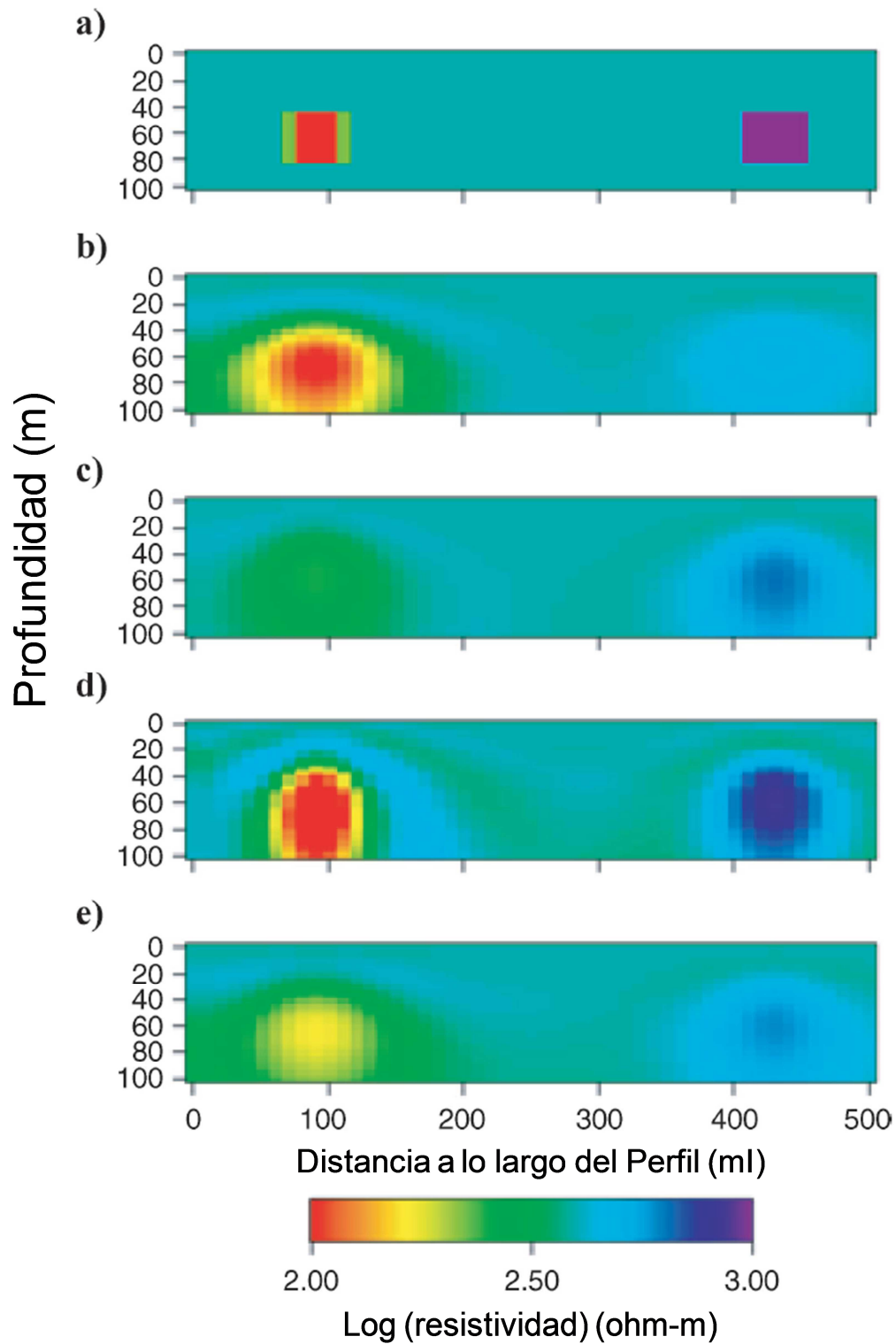


Figura 2.9 - Comparación de la inversión de cada uno de los modos de polarización (TE y TM) contra la inversión del determinante. Modelo de prueba y modelos de inversión ajustados a un error de predicción RMS del 1% de las impedancias correspondientes (Pedersen y Engels, 2005).

Como ya se ha mencionado, el modo *TE* acopla muy bien al cuerpo conductor y el modo *TM* al cuerpo resistivo. Con respecto al determinante, el modelo generado es similar al que se obtiene al unificar la información de la inversión de ambos modos (*TE* + *TM*).

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

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

$$Z_{DET} = |Z_{DET}| \exp[i\phi_{DET}] = \sqrt{Z_{TE}(-Z_{TM})} = \sqrt{|Z_{TE}||Z_{TM}|} \exp\left[\frac{1}{2}i(\phi_{TE} + \phi_{TM})\right] \quad 2.19$$

Donde ϕ_{TM} está definida como el negativo del tensor *TM*, para que las fases para un medio 1D sean positivas. Transformando a variables logarítmicas la resistividad aparente y la fase, tenemos que:

$$\log \rho_{DET}^{app} = \frac{1}{2} (\log \rho_{TE}^{app} + \log \rho_{TM}^{app}) \quad 2.20$$

$$\phi_{DET} = \frac{1}{2} (\phi_{TE} + \phi_{TM}) \quad 2.21$$

De ahí que, el determinante 2D puede ser considera como el promedio aritmético de los modos *TE* y *TM* (Pedersen y Engels, 2005). Es importante mencionar que la modelación 2D no sólo es aplicable a datos que tienen una dimensión generalizada 2D, ya que es posible generar un modelo 2D de datos 3D ó cuasi-2D (3D/2D).

El principal objetivo de la interpretación de datos cuasi-2D con técnicas 2D es recuperar la mayor cantidad de características de la estructura regional 2D sin introducir rasgos debidos a estructuras 3D. De acuerdo con Ledo (2005), la afectación, por efectos tridimensionales, de cada uno de los modos depende de la posición de la estructura tridimensional con respecto de la dirección del *strike* regional, es decir, cuando la estructura 3D es perpendicular al *strike*, el modo *TE* es afectado principalmente por efectos galvánicos, mientras que el modo *TM* es afectado por efectos galvánicos e inductivos; en el caso cuando la estructura es paralela al *strike*, ocurre lo contrario, el modo *SE TE* ve afectado por efectos galvánicos e inductivos y el modo *TM* principalmente por efectos galvánicos.

Por lo tanto, la afectación de cada uno de los modos depende de la distribución de las estructuras en el subsuelo, de la distancia entre el sitio de medición y las estructuras y de la posición del sondeo con respecto de la estructura (Ledo, 2005).

Entonces, se hace evidente que la validez de la interpretación bidimensional de un medio predominante tridimensional depende tanto de las propiedades conductoras del medio como de la distribución de las estructuras en el subsuelo.

Cuando se interpretan estructuras complejas, se debe buscar es una herramienta que integre la mayor cantidad de información aportada por ambos modos, es decir, invertir un parámetro que pueda unificar dicha información, como por ejemplo, el determinante del tensor de impedancias (Acosta, 2006).

II.3.5 Método de Inversión REBOCC

En este trabajo, después de determinar que el medio se comportó principalmente como un medio bidimensional, se procedió a la generación de los modelos geoelectricos que fueran compatibles con las respuestas medidas en campo.

Para tal efecto se procedió a utilizar el algoritmo desarrollado por Siripunvaraporn y Egbert (2000), denominado REBOCC (**RE**duce **B**asis **OCC**am's Inversion), por basarse en el esquema de OCCAM de Groot-Hedlin y Constable (1990) para la inversión de datos magnetotelúricos 2D.

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

El método considera que la Tierra esta discretizada en una serie de M bloques de resistividad constante, $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_M]$., que aumentan su tamaño en forma logarítmica con respecto de la profundidad, por lo que, la resolución del modelo decrece con la misma.

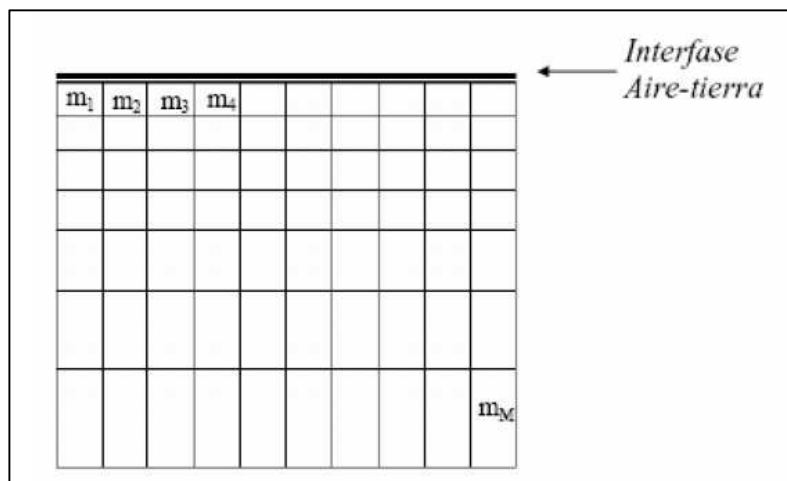


Figura 2.10 - Discretización del subsuelo (Berbesi, 2005).

También se considera que existen N grupos de datos registrados, $\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]$. El ajuste de las respuestas teóricas del modelo, $\mathbf{F}[\mathbf{m}]$ (modelo inicial), a los datos se basa en la minimización de la norma del modelo y se puede expresar como:

$$X_d^2 = (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}])^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}]) \quad 2.22$$

Donde \mathbf{T} representa la matriz transpuesta y \mathbf{C}_d es la matriz de covarianza del modelo, la cual prácticamente es diagonal (Siripunvaraporn y Egbert, 2000). Debido a la no unicidad del problema inverso, un número infinito de modelos pueden producir el mismo ajuste

La mayoría de esquemas de inversión MT modernos resuelven este problema al buscar modelos que tengan la mínima estructura posible para un dado nivel de ajuste (Parker, 1994). Esto hace la inversión estable con modelos resultantes con menos probabilidad de contener características no reales. Para cuantificar la “estructura del modelo”, se considera un modelo normalizado de la forma general:

$$X_m^2 = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad 2.23$$

Donde \mathbf{m}_0 es un modelo base (o previo), y \mathbf{C}_m es un modelo de la matriz de covarianza la cual caracteriza la magnitud y suavizamiento esperados de variaciones de resistividad relativas a \mathbf{m}_0 y la norma X_m^2 es minimizada bajo la condición de que $X_m^2 = X_*^2$, donde X_*^2 es el nivel de ajuste deseado. Para resolver el problema de minimización, un multiplicador de Lagrange λ^{-1} , puede ser introducido, dando como resultado una función sin restricciones $U(\mathbf{m}, \lambda)$:

$$U(\mathbf{m}, \lambda) = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \lambda^{-1} \{ (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}])^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}]) - X_*^2 \} \quad 2.24$$

O simplificada como:
$$U(\mathbf{m}, \lambda) = X_m^2 + \lambda^{-1} \{ X_d^2 - X_*^2 \} \quad 2.25$$

Esto reduce el sistema de ecuaciones a resolver haciendo las siguientes consideraciones:

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

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

III. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO.

El estudio sobre la problemática del fracturamiento del Valle de Aguascalientes vinculado a la Geohidrología ha registrado numerosos casos de análisis, pero pocos resultados prácticos. El Valle de Aguascalientes cuenta con innumerables estudios geológicos y geofísicos. De los primeros antecedentes de estudios sobre las condiciones geológicas del estado se dieron alrededor de 1981, por parte de la Universidad Autónoma Metropolitana, y a partir de ese año, los estudios fueron tomando relevancia por la participación de instancias del gobierno federal y de otras universidades. Existen zonas de interés conectadas al Valle de Aguascalientes fundamentales para la entidad en materia de Geohidrología.

La ciudad de Aguascalientes se localiza sobre una estructura tectónica conocida como el valle de Aguascalientes. La estructura, orientada Norte-Sur, divide en dos partes al estado de Aguascalientes. Morfológicamente la cuenca del valle es una depresión topográfica que conforma una estructura similar a un graben de alrededor de 20 km. de ancho y de 10 km en su sector central. Los límites geográficos son los meridianos 102° 10' y 102° 30' oeste de longitud y los paralelos 21° 45' y 22° 00' norte de latitud (Martínez y Arzate, 2002).

III.1 Geología de la zona de estudio.

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

El estado de Aguascalientes está comprendido dentro de tres grandes provincias geológicas que son: La Sierra Madre Oriental, La Mesa Central y El Eje Neovolcánico.

Dentro del estado existen afloramientos de rocas sedimentarias marinas del cretácico. Además, existen rocas metamórficas del triásico y del jurásico, aunque solamente constituyen pequeños afloramientos.

Las referencias geológicas del estado de Aguascalientes son relativamente numerosas, sin embargo, el conocimiento geológico de la entidad en general y del Valle de Aguascalientes en particular, es escaso. Existen estudios de carácter local que están enfocados principalmente a la actividad Minera y a la Geohidrología (Martínez y Arzate, 2002).



Fig 3.1 – Geología regional del Estado de Aguascalientes. (INEGI)

III.1.1 Geomorfología

El estudio de las formas superficiales de la Tierra como un conjunto de formas debido a procesos endógenos y exógenos es ocupación de la geomorfología. Entonces, la geomorfología puede comenzar el estudio geológico ubicando la zona de interés dentro del marco de las grandes provincias fisiográficas mexicanas que confluyen en el Valle de Aguascalientes.

En los siguientes párrafos se llevara a cabo una descripción general de estas unidades fisiográficas.

La Mesa Central

La Mesa Central (MC) fue reconocida como provincia fisiográfica por Raisz (1959). Se describe como una planicie localizada en la zona central de la Republica Mexicana, cuyas elevaciones en más de la mitad de su superficie, superan los 2000 msnm y las elevaciones topográficas en su interior son moderadas, la mayoría forman desniveles por debajo de los 600 m. La MC se encuentra limitada por la Sierra Madre Oriental (SMOr) y al norte y oriente, por la Sierra Madre Occidental (SMOc) al poniente, y por la depresión conocida como El Bajío hacia el sur.

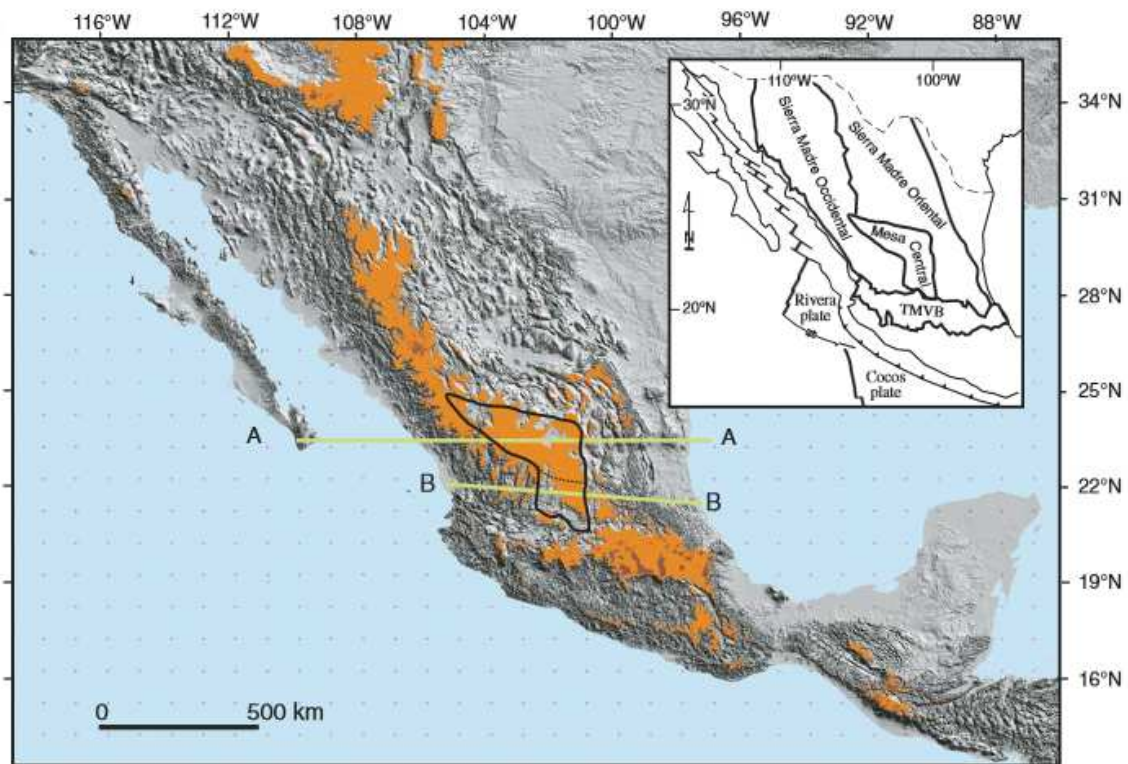


Figura 3.2 – Modelo de elevación digital de la Republica Mexicana indicando la ubicación de la Mesa Central. (Nieto-Samaniego et al., 2005).

La Sierra Madre Occidental (SMOc)

La cima amplia de la Sierra Madre Occidental se eleva a más de 3000 m. La parte superior está cubierta por gruesas capas de lava, la vertiente occidental forma cañones escarpados y cordilleras estrechas que descienden a la Planicie costera del Pacífico.

En la SMOc se registra la existencia de dos grandes secuencias de rocas ígneas, ambas calco-alcalinas con presencia de ignimbritas, pero diferentes en otros aspectos. La secuencia inferior contiene abundantes rocas batolíticas y volcánicas principalmente de composición intermedia. La secuencia superior está formada predominantemente por ignimbritas riolíticas originadas a partir de calderas numerosas y grandes. Estas extrusiones cineríticas estuvieron acompañadas por pequeñas emanaciones de lava basáltica y raramente pocas rocas intermedias (McDowell et al, 1981).

La Sierra Madre Occidental separa las dos principales zonas áridas de México: el Desierto de Chihuahua al este y el desierto de Sonora, al oeste. El Desierto de Chihuahua corresponde a la mayor parte de la Meseta Central (Altiplano) desde el oeste de Hidalgo, al norte de Guanajuato y Aguascalientes, hasta la frontera con los EUA, que se extiende tanto a la planicie costera norte-este, en el extremo norte de Tamaulipas y áreas adyacente a Nuevo León. En esta región la precipitación anual promedio generalmente entre 200-500 mm; unas pocas áreas pequeñas registran menos de 200 mm (Rzedowski, 1973).

La Sierra Madre Oriental (SMOr)

La Sierra Madre Oriental alcanza una cima más aguda en el borde oriental de la Meseta Central, con elevaciones de hasta 4000 m. Al norte la sierra se compone de varias cordilleras irregulares, separadas por cuencas que descienden gradualmente hacia la Planicie costera del Golfo.

La SMOr es una unidad fisiográfica producto del levantamiento y deformación de rocas principalmente mesozoicas así como también de un basamento cristalino. Corresponde así a una franja de frente plegado y cabalgado durante la orogenia Laramide que ocurrió durante el Paleoceno tardío – Eoceno temprano (Eguiluz et al, 2000).

El área de estudio de esta unidad corresponde al flanco occidental del valle, siendo mayor en relieve en relación al flanco oriental. El relieve por lo general es abrupto con grandes pendientes, aunque también se encuentran extensas zonas planas.

A diferencia de *La Mesa Central*, esta unidad se caracteriza tanto por la mayor densidad del drenaje como por el grado de disección notablemente más profundo, rasgo que indica una mayor evolución del paisaje.

III.1.2 Estratigrafía

El valle de Aguascalientes corresponde a una estructura tectónica limitada por fallas orientadas N-S y está flanqueada al oriente y poniente por pilares tectónicos. El Valle por si mismo es una planicie regular donde hay afloramientos de formaciones rocosas.

En la MC se pueden apreciar afloramientos de diversas formaciones que debido a sus características naturales y temporales se pueden agrupar en dos grupos litoestratigráficos claramente definidos:

- 1) Inferior, mesozoico, origen marino (basamento).
- 2) Superior, cenozoico, origen continental (cubierta)

El segmento correspondiente al **Mesozoico** está definido de la siguiente manera:

Triásico.

Dentro de la MC se han registrado afloramientos correspondientes al Triásico Superior, cuya edad pudo ser establecida con ayuda de contenidos fósiles. Estas formaciones están conformadas principalmente de secuencias de arenisca y lutita.

Jurásico.

El conjunto de rocas más antiguo registra una etapa en la cual la MC se encontraba emergida y se encuentra conformado por rocas continentales, conglomerados y areniscas con intercalación de rocas volcánicas.

El segundo conjunto litológico jurásico está formado por rocas marinas calcáreas, cuya base está compuesta por roca caliza, mientras que la cima se compone principalmente de limolita calcárea con presencia de estratos de pedernal (Kohn, 2009).

Cretácico.

El surgimiento de un ambiente de sedimentación marina iniciado en el Jurásico tardío tiene manifestación en la MC y sus alrededores en tres ambientes marinos claramente distinguibles:

- En el flanco oriental se formó un depósito de espesores superiores a 4 km (Carrillo-Bravo, 1971). Ese depósito inició su formación sobre estratos rojos continentales, el cual se extiende hasta el Cretácico con sedimentos consistentes de evaporitas y mayormente calizas.
- Ocupando casi la totalidad de la MC, se localiza un paquete muy grueso de sedimentos marinos, depositados en mar abierto y en aguas profundas, en lo que se ha denominado Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971). Los registros estratigráficos indican una subsidencia rápida, con una acumulación superior a los 6 km de sedimentos, que inician con depósitos de caliza de plataforma del Jurásico Superior sobre estratos rojos y rocas volcánicas continentales. Hacia el Cretácico, se pasa a calizas arcillosas y lutitas calcáreas, culminando hacia la cima con rocas clásticas, principalmente areniscas con numerosos clastos de rocas volcánicas que marcan la regresión marina que dio fin a las condiciones marinas en la MC hacia el Cretácico Tardío.
- En el margen occidental y sur de la MC, aparece una secuencia vulcano sedimentaria marina, formada por un apilamiento grueso de basalto, derrames y cuerpos intrusivos de diabasa, con intercalaciones de toba, pizarra, pedernal y radiolarita. El componente sedimentario más importante consiste principalmente en lutita, arenisca y algunas calizas (Ranson et al., 1982).

El segmento correspondiente al **Cenozoico** se caracteriza por ser en su mayoría de origen volcánico, compuesto por riolitas. La estratigrafía cenozoica es abordada por áreas o sectores. En algunos casos estas áreas están separadas por estructuras tectónicas importantes o poseen pequeñas diferencias estratigráficas (Martínez y Arzate, 2002).

Por encima de las rocas mesozoicas se encuentran rocas continentales, sedimentarias y volcánicas que marcan el cambio del medio marino a uno continental, el cual perdurará en la MC hasta el presente. Dentro del registro estratigráfico se encuentra lo siguiente:

Los sedimentos continentales afloran en zonas extensas en la parte norte y noroeste de la MC y en localidades aisladas en el centro, sur y este, las cuales consisten principalmente de conglomerado y arenisca, que presentan también, aunque de solo en ciertas áreas, rocas volcánicas intercaladas.

Los espesores de esta unidad son muy variables pasando de decenas a cientos de metros en distancias cortas, lo que evidencia su depósito en una superficie con relieve topográfico abrupto, probablemente causado por el desarrollo de fosas tectónicas (Edwards, 1955). Yaciendo sobre el conglomerado del Paleoceno-Eoceno se puede apreciar la aparición de rocas volcánicas.

Entre las rocas del Eoceno medio y las rocas del Oligoceno se aprecia una discordancia angular, la cual se evidencia aun más por la posición estratigráfica de la cubierta volcánica oligocénica, la cual cubre directamente a las rocas sedimentarias del Eoceno inferior, o a las rocas mesozoicas. Esta discordancia marca un cambio en la composición de los magmas, ya que se pasa del volcanismo eocénico que presentan ambas composiciones, andesíticas y riolíticas, a un volcanismo preponderantemente riolítico en el Oligoceno (Kohn, 2009).

Las rocas volcánicas constituyen el conjunto litológico más distintivo de las áreas meridional y occidental de la MC. Este conjunto está conformado casi exclusivamente por rocas volcánicas de composición riolítica, con variaciones composicionales de latita y dacita. La parte inferior está formada en su mayoría por rocas de vulcanismo efusivo, es decir, derrames y domos, conteniendo algunas rocas piroclásticas intercaladas. Los domos y derrames forman complejos volcánicos muy grandes que constituyen los núcleos de las sierras más elevadas de la MC, formando apilamientos con espesores superiores a 400 m (Nieto-Samaniego et al., 1999).

El Valle de Aguascalientes

En la ciudad de Aguascalientes y sus alrededores la formación de grietas o fisuras en el subsuelo se ha visto acelerada desde hace más de treinta años. Anteriormente estudios hidrogeológicos, exploraciones gravimétricas y magnetométricas registraron en sus informes cartográficos rasgos geomorfológicos, características geológicas y estructuras (fallas y fracturas) conformando la región del Valle de Aguascalientes (Castañeda et al., 1993).

En el interior del Valle de Aguascalientes las diversas evidencias físicas, como cortes de arroyos, carreteras y bancos de materiales, muestran que el valle está relleno de materiales aluviales sin consolidar y suelos en la parte más superficial, descansando sobre materiales arenosos, arcillo-arenosos y conglomeráticos, burdamente estratificados. (Martínez y Arzate, 2002).

La descripción de los cortes litológicos en el Valle de Aguascalientes, permite interpretar la existencia en el subsuelo de una gruesa secuencia de sedimentos sin consolidar. Estos depósitos que rellenan el valle corresponden a los depósitos lacustres y fluviolacustres mio-pleistocénicos de la región.

III.1.3 Análisis Estructural

El Valle de Aguascalientes corresponde a una estructura tectónica cuyo elemento principal es una depresión alargada delimitada, generalmente por fallas geológicas, llamada *graben* (figura 3.3), en este caso particular, se habla del *Graben de Aguascalientes* (Martínez y Arzate, 2002). El graben de Aguascalientes visto como una estructura alargada en dirección aproximada NW-SE, ha sido objeto de numerosos estudios geológicos y geohidrológicos, la mayoría de los cuales se refiere al distrito minero de Asientos-Tepezalá y otros tantos relacionados con el estudio y localización de las tres principales cuencas geohidrológicas del estado (Castañeda et al., 1993).

La disposición del Graben de Aguascalientes es coherente con el estilo estructural de grabens–horsts que caracteriza a la región, pues es solo una de las varias estructuras tectónicas que aparecen en la parte centro–occidental del país.

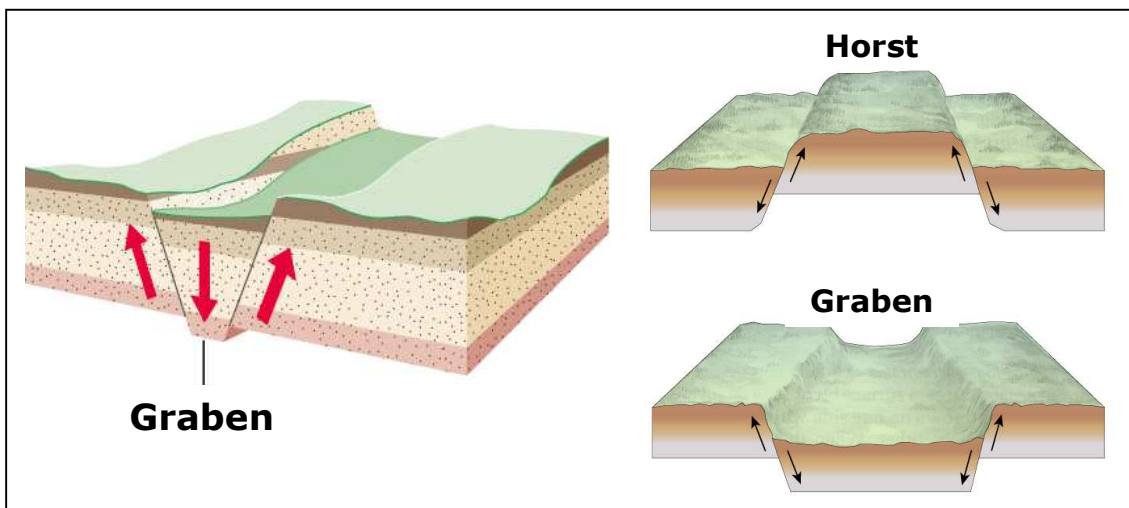


Figura 3.3. – Esquema estructural en Grabens y Horsts.

Estructuras, pliegues y fallas.

Análisis sobre el agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes indican que los abatimientos de acuíferos en el valle son la causa inmediata de dicho agrietamiento. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que algunas fracturas geológicas tengan como origen un mecanismo tectónico.

El seguimiento de fallas y fracturas, así como estudios geohidrológicos de las zonas sur y sureste del valle señalan que se localiza dentro de la provincia geológica llamada *Faja Ignimbrítica Mexicana*, y cuya estructura corresponde a una fosa tectónica asociada con el Graben de Bolaños (Jalisco) y con el graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí), los cuales se formaron por el *Sistema de fallamiento de la región Centro-Occidental de México* (Castañeda et al., 1993).

Dentro de esta fosa se depositaron gruesos paquetes de secuencias de sedimentos continentales y vulcano-sedimentarios. Se presume que esta fosa (principal acuífero del estado) es parte de una estructura regional de mayores dimensiones. El aumento en el volumen explotado de agua subterránea y la distribución desordenada de pozos ha originado un descenso en los niveles de la zona de saturación. Esta pérdida del agua contenida en las arcillas, produce una consolidación de los estratos, lo cual genera el agrietamiento y los asentamientos diferenciales por compactación (Castañeda et al., 1993).

Las formaciones litoestratigráficas del área que enmarca el Valle de Aguascalientes, han estado sometidas a diversos procesos tectónicos a lo largo de su historia geológica. Como resultado se obtiene una deformación importante que se manifiesta a través de numerosas estructuras, entre las que destacan pliegues y fallas. (Martínez y Arzate, 2002).

Pliegues. Los pliegues de origen tectónico aparecen exclusivamente en las formaciones que constituyen el basamento mesozoico del área. Sobre todo en las formaciones del flanco oriental, ya que en las formaciones del flanco occidental el plegamiento no es muy evidente, dada la naturaleza de las mismas.

En el *Flanco Oriental* los estratos están plegados intensamente. Una característica de estas unidades también es el desarrollo de una penetrativa esquistosidad. El plegamiento de estas formaciones es el resultado de esfuerzos tectónicos compresivos con componentes importantes en el sentido horizontal.

En el basamento del *Flanco Occidental* el plegamiento no es evidente por la naturaleza volcánica de las formaciones. La estratificación es detectable en los niveles de tobas y pedernales. Lo que caracteriza estructuralmente a las formaciones del basamento mesozoico de este flanco, es el intenso fracturamiento en dos direcciones, muy cerrado, lo que da como resultado pequeños bloques de material (Martínez y Arzate, 2002).

Fallas Geológicas. En la zona de estudio las fallas principales tienen una orientación general N-S. Este sistema de fallamiento da a la región un arreglo estructural muy singular. Se trata en todos los casos de fallas tipo normal, con gran ángulo de inclinación.

Al delimitar el área urbana de la ciudad de Aguascalientes, se observa claramente, como elemento orográfico, la falla oriental del valle, delimitada por una curva topográfica de elevación mayor, que separa del valle la zona llamada Lomeríos orientales. Al poniente del área se pueden observar los lineamientos principales correspondientes a fallas cartografiadas a lo largo del cauce del río San Pedro (Castañeda et al., 1993).

El sistema de fallas correspondiente al Graben de Aguascalientes consiste de un graben asimétrico (semigraben) cuya falla principal se encuentra ubicada al occidente. Dicha falla se extiende con dirección N-S. El desplazamiento de la falla mayor en Aguascalientes es de aproximadamente 900 m, fue obtenido por el desnivel de 400 m entre las rocas volcánicas que afloran en el bloque levantado (occidental) y el nivel del valle, mas el espesor de 500 m de los sedimentos que rellenan ese valle, dicho espesor fue estimado a partir de registros de pozos hidrológicos profundos (Jimenez-Nava, 1993).

La falla occidental desplaza rocas volcánicas, principalmente ignimbritas de composición félsica, cuyo alcance estratigráfico no está definido con precisión. Se tienen fechadas las rocas más antiguas al occidente de la ciudad de Aguascalientes que son de edad Eoceno medio y las ignimbritas que coronan la Sierra de Nochistlán localizada inmediatamente al occidente, de edad Oligoceno tardío (Nieto-Samaniego et al., 1999).

Adicionalmente, en los registros del pozo profundo en Aguascalientes se describen rocas basálticas intercaladas con los sedimentos cuya edad no está determinada, pero los basaltos más cercanos que yacen sobre la secuencia ignimbítica, localizados al occidente, en el graben de Tlaltenango y dentro ya de la SMOc (Nieto-Samaniego et al., 2005).

La edad de actividad de la falla principal del graben de Aguascalientes es posterior al Oligoceno temprano. La cubierta volcánica cenozoica está presente tanto en la MC como en la SMOc, sin embargo la morfología y el estilo estructural de ambas provincias fisiográficas es contrastante, la SMOc presenta en estas latitudes fosas y pilares tectónicos de rumbos variables, muy largos y paralelos y con poco relleno aluvial, mientras que la MC muestra un arreglo complejo de fallas normales con distintos rumbos, pilares tectónicos y fosas con rellenos gruesos de sedimentos continentales aluviales y lacustres que comúnmente forman arreglos romboédricos, siendo el graben de Aguascalientes la estructura que claramente limita ambas provincias (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Dentro del área urbana de la ciudad de Aguascalientes, se pueden delimitar 3 zonas o "trenes" de agrietamiento. Estos están separados por zonas relativamente angostas y a veces distinguidas por una cota promedio diferente.

Es posible distinguir dos tipos de bloques, aquellos que constituyen las partes más elevadas y los que presentan cotas más bajas. Se aprecia la coincidencia de los bloques hundidos y elevados con los respectivos de fallas normales. Se puede deducir que los bloques están limitados por discontinuidades estructurales que los hacen más o menos independientes, este comportamiento es más notable en el límite de la falla oriental, donde se ponen en contacto los sedimentos vulcano-sedimentarios y paquete de rocas ígneas (bloque elevado), con los sedimentos continentales del Valle de Aguascalientes (bloque hundido).

Desplazamientos han sido medidos de hasta cientos de metros, obtenidos a partir de cortes litológicos de pozos perforados a lo largo de la falla (Castañeda et al., 1993). El desplazamiento relativo entre ambos bloques, en el límite oriental de fallas ha tenido gran influencia sobre el relieve, esto debido a que en el límite se encuentran discontinuidades estructurales mayores o bien debido a que las discontinuidades han sufrido actividad reciente, ambas posibilidades parecen ser complementarias.

Las fallas y fracturas ubicadas al poniente del tren de alineamientos anterior, son el reflejo de fallas escalonadas paralelas a la falla oriental y con notable control estructural marcado por los cauces antiguos y actuales del Río San Pedro. Acerca de su origen, sus principales interrogantes serán resueltas con ayuda de cartas geológicas adecuadas para su cotejo.

El sistema de fracturamiento de la zona Central y zona Poniente del valle, supone reflejar de manera indirecta los sistemas de fracturamiento existentes en lugares cercanos (límite poniente del graben). Los Movimientos relativos verticales registrados en las capas de suelo superficial son ya del orden de varias decenas de centímetros (Castañeda et al., 1993).

III.2 Estudios previos.

En base a una búsqueda bibliográfica se pueden ubicar algunos documentos relacionados con estudios geológicos y geofísicos en la zona del valle de Aguascalientes. Sin embargo, reportes de estudios geofísicos son escasos, y cuando pueden encontrarse se limitan a estudios muy locales utilizando métodos eléctricos, tales como Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) por lo cual su aplicación es de carácter limitado.

Existen estudios sobre la problemática de los agrietamientos en el Valle de Aguascalientes que comprende un levantamiento gravimétrico en la parte sur del valle principalmente (Martínez y Arzate, 2002).

III.2.1 Estudios Geofísicos.

Entre la información disponible de carácter geofísico que ha sido de mayor utilidad para este trabajo están los registros de pozos. Esta información ha sido utilizada de manera directa en la calibración de unidades índice, entre las cuales se encuentra un derrame de riolita, que se puede seguir con los sondeos en lugares en donde no existen registros. En total se analizaron más de 40 registros, principalmente eléctricos, ubicados en diversas zonas del valle.

Un estudio de gravimetría se llevó a cabo en el área de estudio (Martínez y Arzate, 2002), el cual consistió del uso de estaciones gravimétricas a lo largo de perfiles E-W. Estos trabajos de gravimetría se llevaron a cabo de la siguiente forma:

En cada una de las estaciones se llevó a cabo la ubicación del sitio con GPS para referenciar las mediciones. La mayor parte de las mediciones se localizan dentro del relleno del valle.

En los resultados se puede interpretar que el valle se angosta en esta sección y que además tiene una forma simétrica. Además, esta información es útil para la localización de cuencas sedimentarias de origen tectónico en el valle, y también puede ser de gran utilidad para definir las fallas geológicas que no tienen expresión superficial.

IV. IMPLEMENTACIÓN DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE DATOS

En la sección 1.2.7. se habló brevemente sobre los procedimientos en el trabajo de campo del método magnetotelúrico. En este capítulo se describirá el diseño y planeación de la campaña, las características particulares de implementación y la adquisición de los sondeos magnetotelúricos. También se describirán los componentes del equipo empleado y su funcionamiento.

IV.1 Diseño y planeación de la campaña

El diseño y planeación de la campaña estuvo a cargo de un grupo de investigadores del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla. El objetivo global de esta campaña se enfoca en la investigación de características estructurales de la cuenca del Valle de Aguascalientes a diferentes latitudes, así como aportar información que ayude a una mejor definición de la estratigrafía regional.

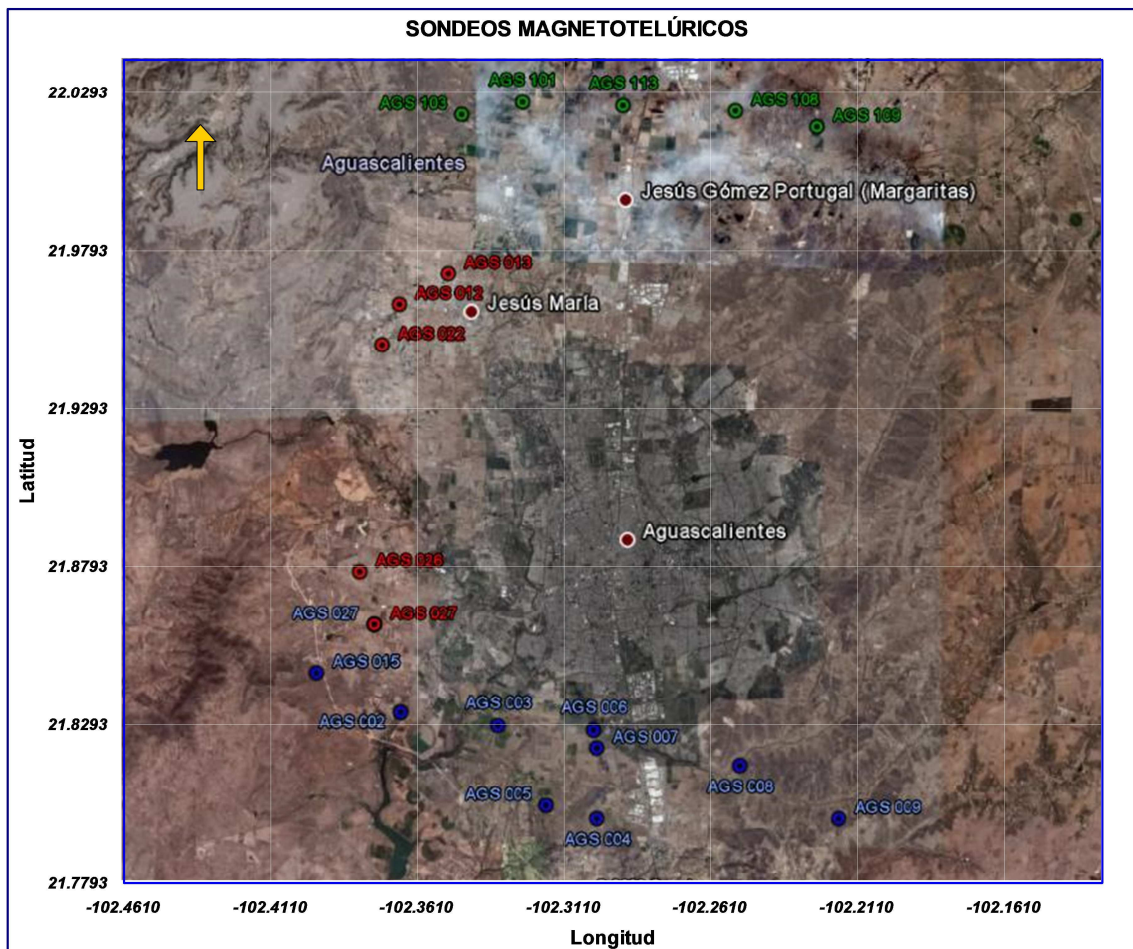


Figura 4.1 – Vista satelital de las estaciones MT empleadas que se ubican en el Valle de Aguascalientes (GoogleEarth, 2009).

Este estudio geofísico de sondeos magnetotelúricos fue un primer intento para explorar el graben de Aguascalientes como una unidad para definir las características generales de la cuenca en relación a la forma y profundidad del basamento.

Se adquirieron alrededor de 40 sondeos magnetotelúricos en total, 23 sondeos de baja frecuencia o periodo largo (MT) y 17 de alta frecuencia (AMT), éstos últimos coincidentes con las ubicaciones de un número igual de sondeos de periodo largo. La ubicación de los sondeos se hizo tratando de cubrir zonas de interés, principalmente dentro del valle, que al mismo tiempo estuvieran lejos de líneas de alta tensión y que los propietarios de los predios proporcionaran el permiso para realizar las mediciones.

El total de sondeos se distribuyen en un total de cuatro perfiles. En este trabajo se decidió trabajar solamente con tres de los cuatro perfiles. Esto obedeció a que la posición entre dos de estos perfiles era muy cercana, además, también se tomo en cuenta que la calidad de los datos de los datos obtenidos no era tan satisfactoria en un perfil como en el otro, por lo que se tomó la decisión de descartar el perfil con los datos que no tenían la mejor calidad, y así solamente trabajar con tres perfiles en total. Dos de estos perfiles tienen una orientación que va de Oeste a Este en tanto que el perfil restante tiene orientación Norte-Sur. En la figura 4.1 se muestra la ubicación de las estaciones MT y los perfiles utilizados únicamente en este trabajo, 19 sondeos y 3 perfiles, los cuales se diferencian por el color con que se representan en la imagen.

IV.1.1 Equipos de medición

Las componentes de los dispositivos receptores de estos equipos de adquisición son las bobinas (magnetómetros de inducción) y los dipolos.

Los magnetómetros tienen como función medir el campo magnético variable mediante un loop conectado a un instrumento que mide la tensión inducida en dichas bobinas. El loop (sensor) adopta la forma de solenoide recto donde el campo magnético \mathbf{B} varía sinusoidalmente con respecto a la frecuencia angular. Para medir simultáneamente las componentes \mathbf{B}_x , \mathbf{B}_y y \mathbf{B}_z , es necesario el uso de tres magnetómetros direccionales.

En cuanto a los **dipolos**, el campo eléctrico se mide con dos dipolos (electrodos que sirven como electrodos de potencial) colocados perpendicularmente entre sí en las direcciones x y y . Cada dipolo mide la resistividad del medio en una dirección al establecerse una diferencia de potencial entre los electrodos. Se debe procurar que la resistencia de contacto entre los electrodos sea mínima para asegurar una resolución suficientemente adecuada durante la adquisición.

IV.1.2 Instrumentos empleados.

Los sondeos se llevaron a cabo con dos sistemas de adquisición multifunción Phoenix V5 2000 para la primera mitad de los sondeos y dos equipos MTU-2000 Phoenix para la segunda mitad de los sondeos. Ambos equipos sincronizados con GPS vía satélite.

La adquisición de datos se llevó a cabo, en su mayoría, durante la noche hacia la mañana, sin embargo, a menudo se extendió por periodos mayores a 16 horas para lograr una mayor calidad y penetración en el sondeo. Las mediciones incluían series temporales de las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético en un rango de frecuencias entre 10,000 y cerca de 0.001 Hertz.

De acuerdo con la información proporcionada por el fabricante, el sistema V5 2000 emplea un enfoque en la adquisición de datos basado en unidades de adquisición de datos múltiples, ligeras e independientes (MTU), sincronizadas con señales de tiempo transmitidas por sistemas GPS. El uso de convertidores análogo-digital de 24-bits brinda un amplio rango dinámico, circuitos más simples y un bajo costo (figura 4.2).



Figura 4.2 – Dispositivos que conforman el Sistema V5 2000 (phoenix-geophysics.com, 2009).

Este sistema se emplea tanto para adquisiciones de datos de MT, como para sondeos AMT.

La configuración de campo y espaciamiento de las unidades MTU puede variar con una flexibilidad completa de acuerdo a las necesidades de cada sondeo. No se requieren cables de enlace entre las consolas, esto significa una importante ventaja en zonas con topografía abrupta, lagos, pantanos y otros lugares de acceso difícil. En lugares donde el acceso sea más fácil, las unidades MTU se pueden desplegar con un espaciamiento muy cercano o para sondeos continuos.

En la figura 4.3 se muestra como son desplegados en campo los dispositivos del Sistema V5 2000 empleado en el levantamiento de los sondeos MT y AMT en la zona del Valle de Aguascalientes.



Figura 4.3 – Despliegue del Sistema V5 2000 en una adquisición de campo.

Unidades de adquisición MTU

Introducido a finales de la década de los 1990, este sistema se ha empleado en miles de sondeos a nivel mundial. El Sistema V5 2000 tiene como pieza fundamental, la unidad de adquisición MTU (figura 4.4). Esta unidad brinda tres opciones de configuración, la primera, MTU-2E, mide en dos canales datos de campo eléctrico, la segunda, MTU-3H, mide tres canales de datos de campo magnético y la tercera, MTU-5, combina las dos primeras configuraciones.

Cuando se emplea un Sistema V5 2000 en la adquisición de datos MT, la medición del campo eléctrico se lleva a cabo, preferentemente, con un espaciado más cerrado que con la medición del campo magnético. Aún así, la mayoría de las unidades desplegadas utilizan, generalmente, configuraciones MTU-2E, con unas pocas MTU-H3 o MTU-5.

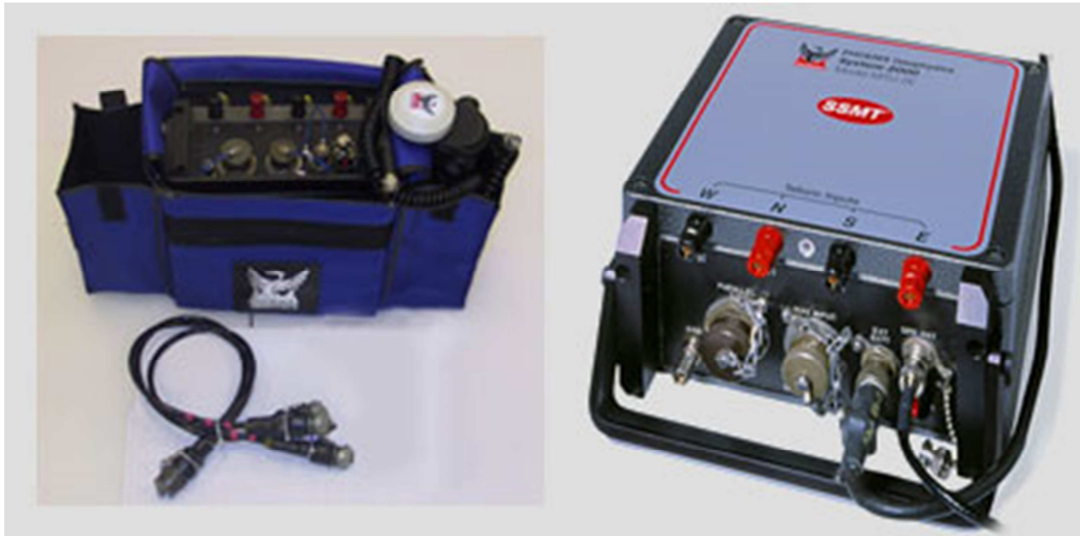


Figura 4.4 – Unidad de adquisición MTU (phoenix-geophysics.com, 2009)

Cada una de las unidades MTU está configurada con una amplia y sólida memoria, procesador integrado, antena GPS integrada y un temporizador de precisión auxiliar. Las cubiertas de aluminio sólido están equipadas con conectores de tipo militar. El peso ligero de estas unidades las hacen fácilmente transportables incluso en locaciones remotas. Así, las unidades MTU se pueden desplegar sin ninguna conexión de cables entre las consolas, brindando una gran flexibilidad en la parte logística.

La flexibilidad en el espaciamiento entre estaciones, desde decenas de metros hasta kilómetros, facilita un reconocimiento efectivo en grandes áreas y la resolución de finos detalles en una variedad de aplicaciones. El empleo de sincronización por medio de GPS permite instalar múltiples estaciones sin la necesidad de interconectarlas. El despliegue de estaciones de referencia remotas sincronizadas ofrece métodos sofisticados de reducción de ruido durante el proceso de los datos. En la tabla 4.1 se mencionan las especificaciones técnicas de esta unidad.

Modelos	MTU-2E, MTU-2EA, MTU-3H, MTU-5 (2E+3H canales), MTU-5A.
Canales	Canales eléctricos se denotan con <i>E</i> , canales magnéticos se denotan con <i>H</i> y la capacidad de AMT se denota con <i>A</i> .
Rangos de Frecuencia	MTU: 1 kHz a 0.00002 Hz (50 000s) MTU-A: 10 kHz a 0.00002 Hz (50 000s)
Rango Dinámico	130dB; ajuste de ganancia variable por factores de 4
Impedancia de Entrada	>1M Ω
Filtrado	Filtro Notch >40dB además de filtros elegibles Pasa-bajas, Pasa-altas y Pasa-bandas.
Almacenamiento de datos	Memoria flash industrial removible, 256 o 512 MB (mejorable)
Setup	Archivos de programa en memoria flash o USB, Puerto paralelo o conexión serial a PC.

ADC	Uno por canal, 24 bits. Muestras por segundo: 2,400 o 3,072 en MTU y 24,000 en MTU-A.
Precisión en tiempo	Mejor que ± 500 nanosegundos; oscilador de cristal sincronizado a un GPS.
Indicadores y Controles	Switch de encendido; Luz indicadora de estatus del instrumento vía secuencia de flashes.
Peso	Aproximadamente 4 kg.
Dimensiones	230 mm x 225 mm x 110 mm Estuche de aluminio sellado herméticamente.
Conectores	Conectores tipo militar Multi-pin para sensores de entrada, GPS, y batería de alto rendimiento.
Voltaje	12V DC.
Consumo de energía	Aproximadamente 9W.
Condiciones ambientales	Operación: entre -20°C y 50°C . Operación pasiva no causa daño ambiental

Tabla 4.1 – Especificaciones Técnicas de la unidad MTU.

IV.2 Características de la adquisición.

La adquisición de los datos es un proceso muy importante en la prospección magnetoteléfica, por lo que la forma en cómo se realiza la adquisición y la elección de los sitios de medición, es un factor determinante en la calidad de los datos resultantes. Por ello, se procura seguir una serie de lineamientos establecidos que nos servirá para que los datos obtenidos puedan ser procesados e integrados con mayor facilidad.

Existen diversos factores a considerar al momento de diseñar e implementar el tendido. Se deben cuidar aspectos como, la integridad de los equipos de recepción y transmisores, por ejemplo, colocar de forma correcta bobinas y dipolos, así como, asegurarse de que el equipo no correrá mayores riesgos físicos, otro aspecto importante es evitar posibles perturbaciones que pudiera sufrir el equipo de medición debido a agentes externos cercanos.

Tomando en cuenta estos factores mencionados, cabe recordar que para este estudio se utilizó una unidad MTU Phoenix, complementada con sensores magnéticos y tazas porosas, para conformar los dipolos eléctricos y una conexión a tierra del equipo.

La instalación de cada estación consistió en colocar dos dipolos eléctricos orientados en direcciones Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EW). Cada dipolo se conecto a tierra por medio de dos electrodos o tazas porosas que facilitan el paso de la señal al equipo de medición. Para tener una buena resistencia, en caso de ser necesario, los electrodos se humedecen con agua y se entierran para mantener estables las condiciones de medición. No es indispensable que los dipolos tengan la misma longitud.

El siguiente paso es la colocación de las bobinas, tres en total, donde cada una de ellas medirá las componentes del campo magnético.

Cada una de estas bobinas se orientó y niveló dentro de los cuadrantes que se forman con la colocación de los dipolos y separadas entre ellas por al menos dos metros para evitar interferencia entre una y otra. Las bobinas fueron enterradas ya que son muy sensibles y cualquier movimiento puede afectar las mediciones.

Tanto los dipolos como las bobinas se conectan al equipo central con sus respectivos cables y se cuida que estos guarden la horizontalidad, es decir, que no se despeguen del suelo, para evitar vibraciones por efectos de movimiento que puedan causar ruido en la señal.

La adquisición se llevó a cabo en dos partes, una para los sondeos AMT y otra para los sondeos MT. La primera corresponde a la medición de señales de alta frecuencia, un proceso que dura entre 2 y 4 horas por sondeo. Una vez concluida esta parte se procede a cambiar las bobinas para la medición de campos en frecuencias medias-bajas. La duración de esta segunda parte va a depender de la profundidad que se desee alcanzar.

El intervalo de frecuencias de medición de estos datos se encuentra entre 1000 y .005 Hz. Dicha información fue registrada y almacenada en el equipo para después descargar los datos a una computadora para posteriormente procesar e interpretar la información resultante. En la tabla 4.2 se muestran solamente los nombres de los sitios que se utilizaron en este y trabajo y sus respectivas coordenadas. Cabe mencionar que el sitio ags_027 se incluyó en dos perfiles, el 1 y el 3.

Perfil	Sondeo	Coordenadas Geográficas	
1	ags_015	N 21°50'45	W 102°23'43
1	ags_027	N 21°51'40	W 102°22'32
1	ags_002	N 21°50'00	W 102°22'00
1	ags_003	N 21°49'45	W 102°20'01
1	ags_005	N 21°48'15	W 102°19'02
1	ags_006	N 21°49'40	W 102°18'04
1	ags_004	N 21°48'00	W 102°18'00
1	ags_007	N 21°49'20	W 102°18'00
1	ags_008	N 21°49'00	W 102°15'05
1	ags_009	N 21°48'00	W 102°13'04
2	ags_103	N 22°01'22	W 102°20'46
2	ags_101	N 22°01'36	W 102°19'31
2	ags_113	N 22°01'32	W 102°17'28
2	ags_108	N 22°01'26	W 102°15'10
2	ags_109	N 22°01'08	W 102°13'30
3	ags_027	N 21°51'40	W 102°22'32
3	ags_026	N 21°52'40	W 102°22'50
3	ags_022	N 21°56'59	W 102°22'23
3	ags_012	N 21°57'45	W 102°22'02
3	ags_013	N 21°58'20	W 102°21'02

Tabla 4.2 – Ubicación de los sondeos del área de estudio.

V. PROCESADO DE DATOS.

El método magnetotelúrico involucra el determinar las propiedades geoelectricas del interior de la Tierra a través del análisis de la variación de los campos naturales magnéticos y telúricos (eléctricos) en superficie (Hermance, 1973). Para tal efecto, es necesario hacer un análisis detallado de la información adquirida, a partir de las funciones de respuesta magnetotelúricas, para realizar un análisis direccional y dimensional que ayude en la obtención de un modelo geoelectrico final que describa con precisión la distribución de resistividad eléctrica del medio estudiado.

V.1 Análisis de datos.

Como se mencionó detalladamente en el capítulo II, mediante un análisis basado en las propiedades del tensor de impedancias magnetotelúrico y su variación en espacio y frecuencia, es posible determinar la variación espacial, o dimensionalidad, de la variación de la resistividad (Ranganayaki, 1984). Dentro del método MT es de suma importancia el conocer las dimensiones de la variación de la resistividad ya que un modelado cuantitativo empleando modelos que tengan una dimensionalidad incorrecta puede llevar a grandes errores en los valores de resistividad pronosticados (Ting y Hohmann, 1981).

La variación en la resistividad afecta a los registros a una mayor distancia de la variación mientras la frecuencia decrece. Así entonces, un efecto de baja frecuencia medido en cualquier punto puede ser debido tanto a una variación resistiva lateral como a una variación resistiva a profundidad. Así, se puede mostrar que la resistividad aparente y la fase derivadas del tensor de impedancias pueden indicar las variaciones relativas de resistividad tanto verticales como laterales.

V.1.1 *Análisis dimensional y direccional*

Como se muestra en el capítulo 2, el marco general para estudiar la dimensionalidad geoelectrica a partir de los datos es el estudio de los invariantes (Swift, 1967; Berdichevsky y Dmitriev, 1976; Bahr, 1988; Szarka y Menvielle, 1997; Weaver, et al., 2000), que corresponden a unas magnitudes que no dependen de la dirección en la que se han registrado las componentes de los campos. En este trabajo se utilizó la técnica propuesta por Weaver et al. (2000) e implementada por Martí et al. (2004) para la determinación de la dimensionalidad del medio.

V.1.2 *WALDIM*

Cuando el análisis de dimensionalidad arroja como resultado una estructura regional bidimensional, es posible determinar la dirección que sigue dicha estructura imponiendo una rotación que anule las diagonales del tensor Z . Sin embargo la determinación de la direccionalidad de esta forma no es posible normalmente, ya que pueden existir efectos de carácter local que distorsionen los registros y no sea posible conseguir anular los elementos diagonales del tensor.

Se utilizó el algoritmo de Martí et al. (2004) denominado WALDIM, basado en el análisis propuesto por Weaver et al. (2000) con algunas modificaciones estadísticas, el cual se describe de forma extensa en el capítulo II.

Los resultados se muestran en la figuras 5.1 a 5.6, donde se integra la información tanto del análisis dimensional como direccional, para diversos rangos de frecuencia.

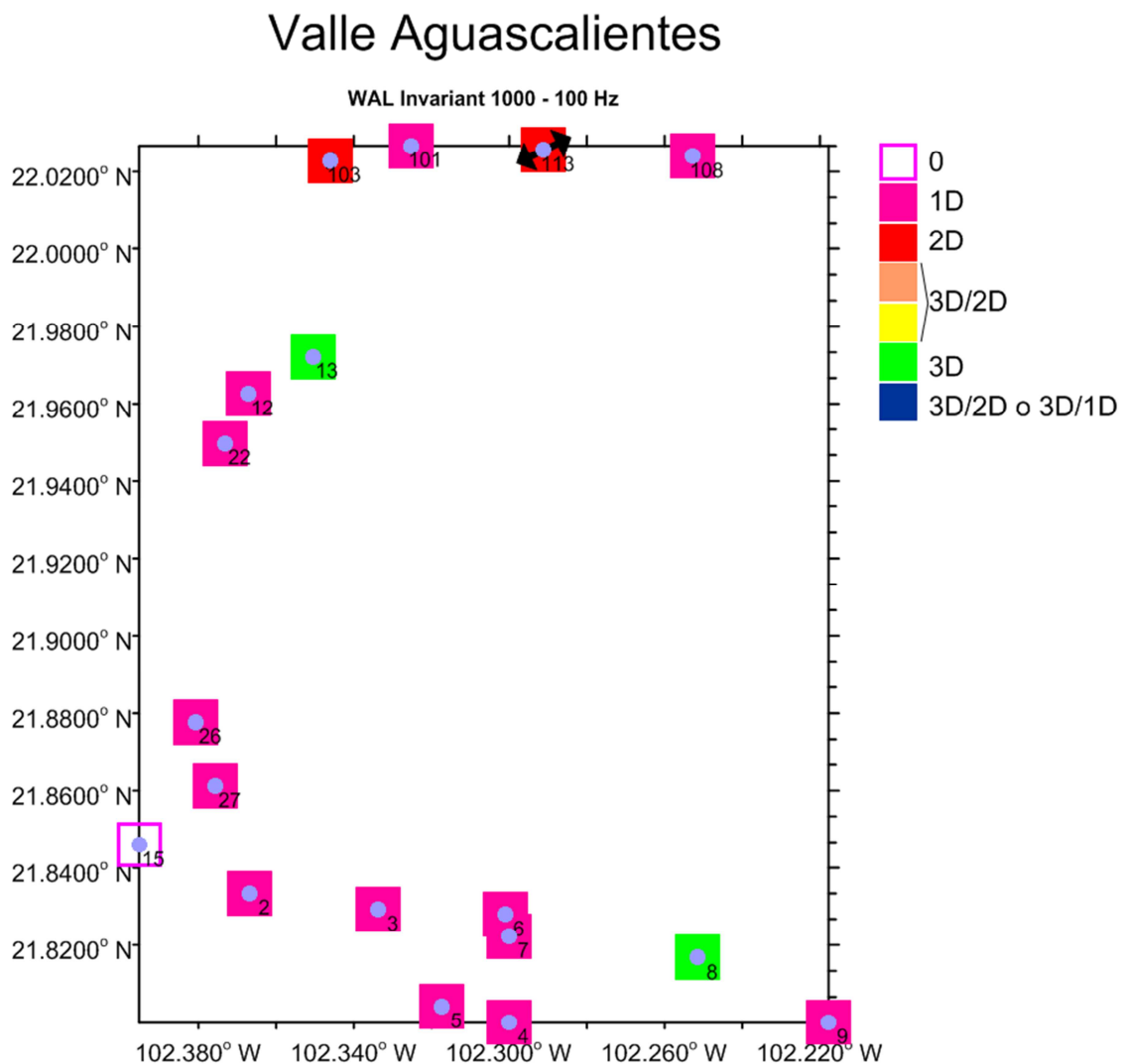


Figura 5.1 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 100 – 1000 Hz.

Valle Aguascalientes

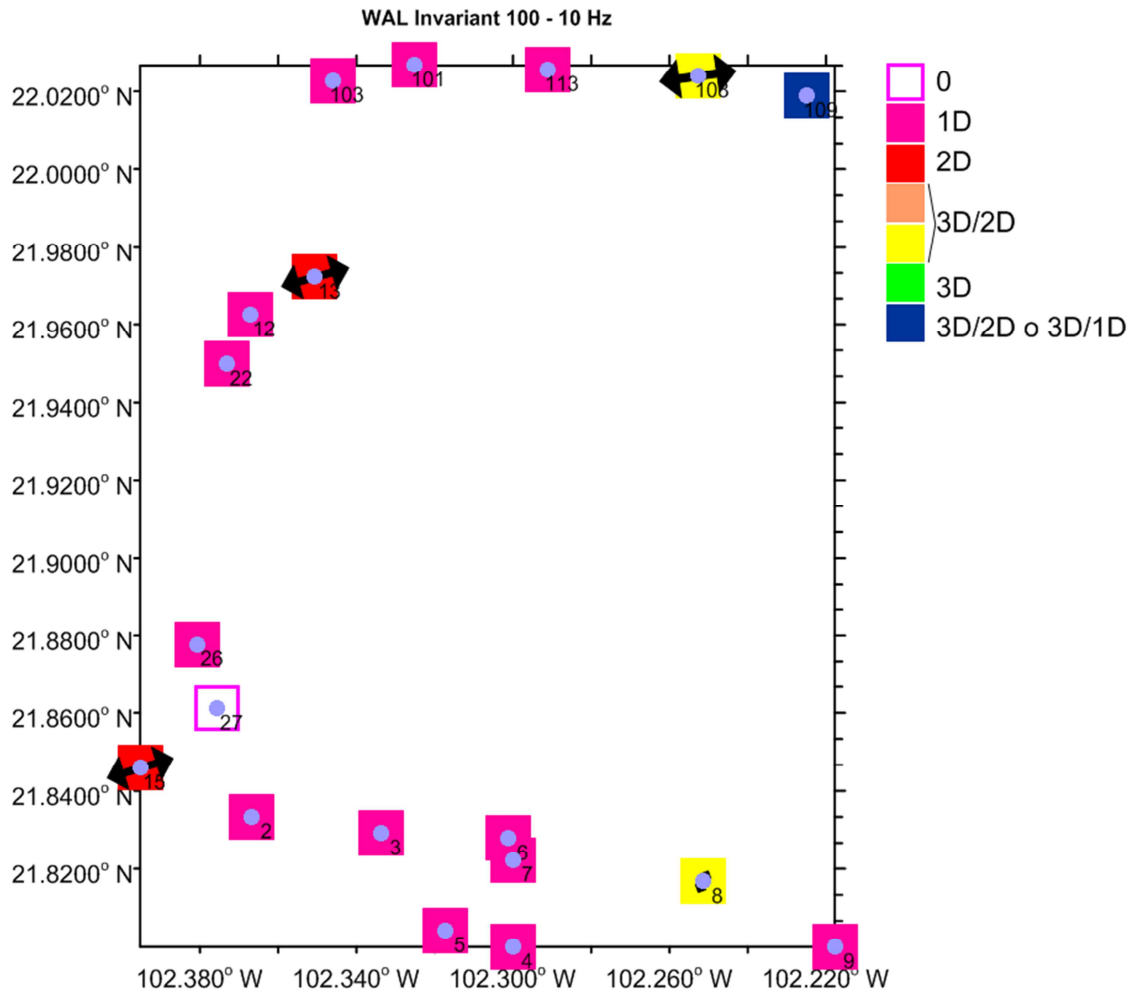


Figura 5.2 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 10 – 100 Hz.

Valle Aguascalientes

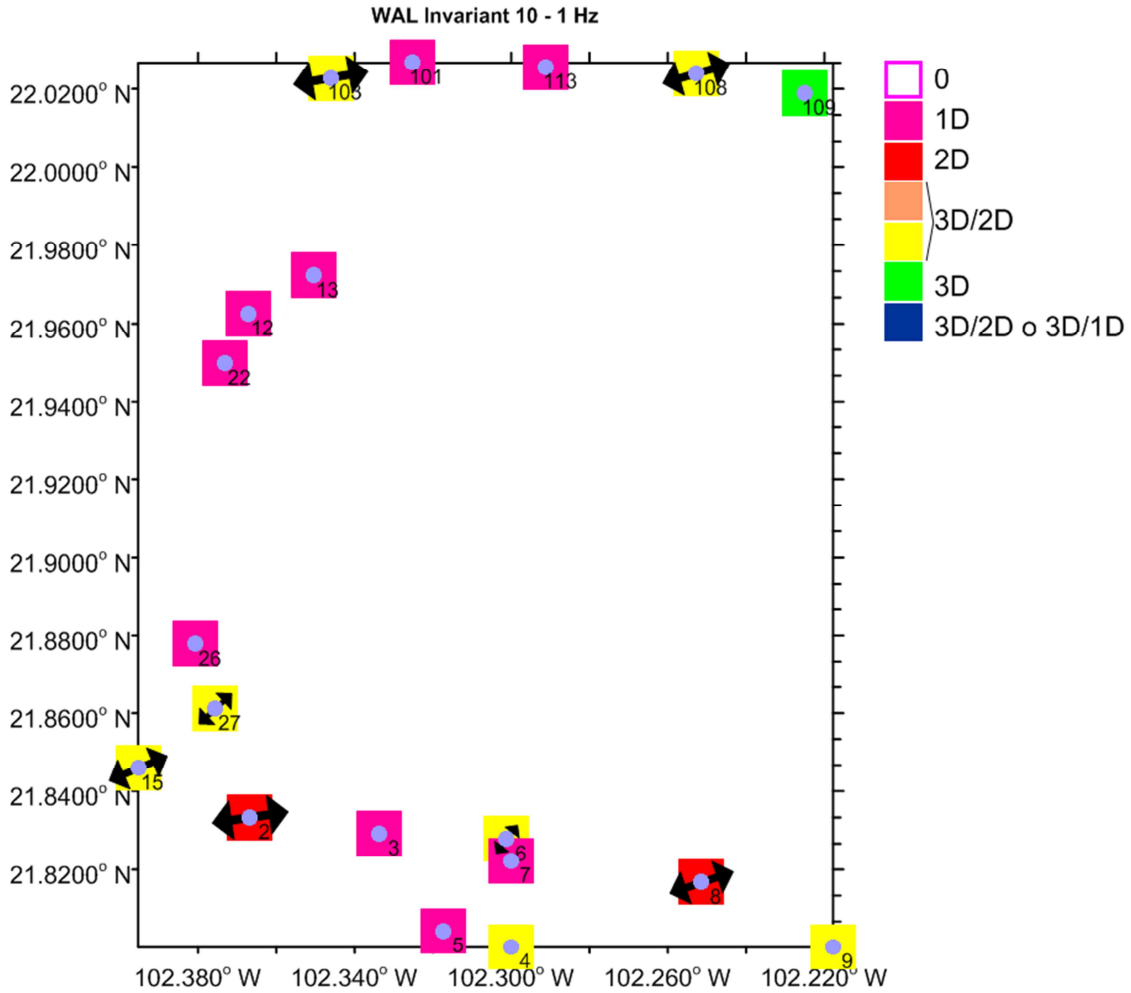


Figura 5.3 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 1 – 10 Hz.

Valle Aguascalientes

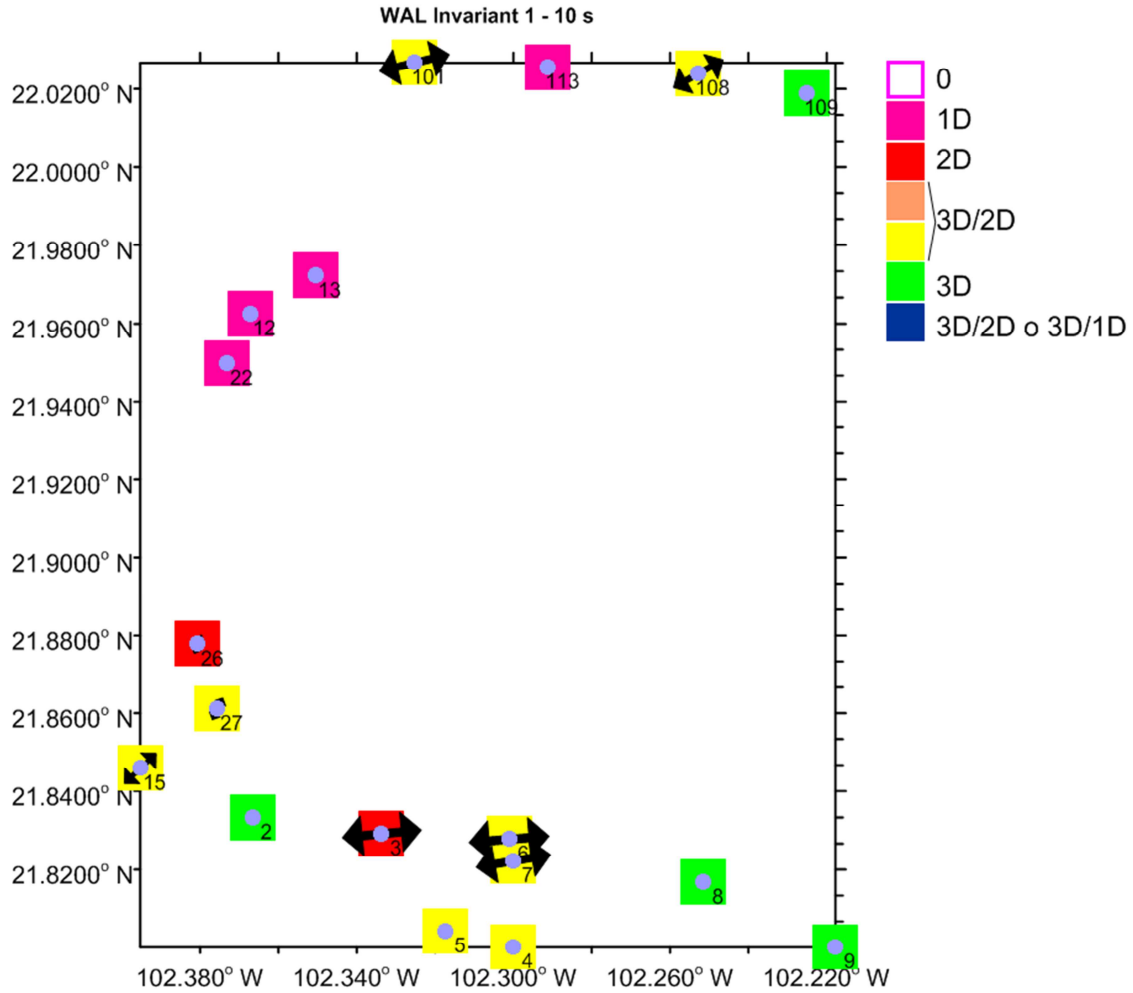


Figura 5.4 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 1 – 10 Seg.

Valle Aguascalientes

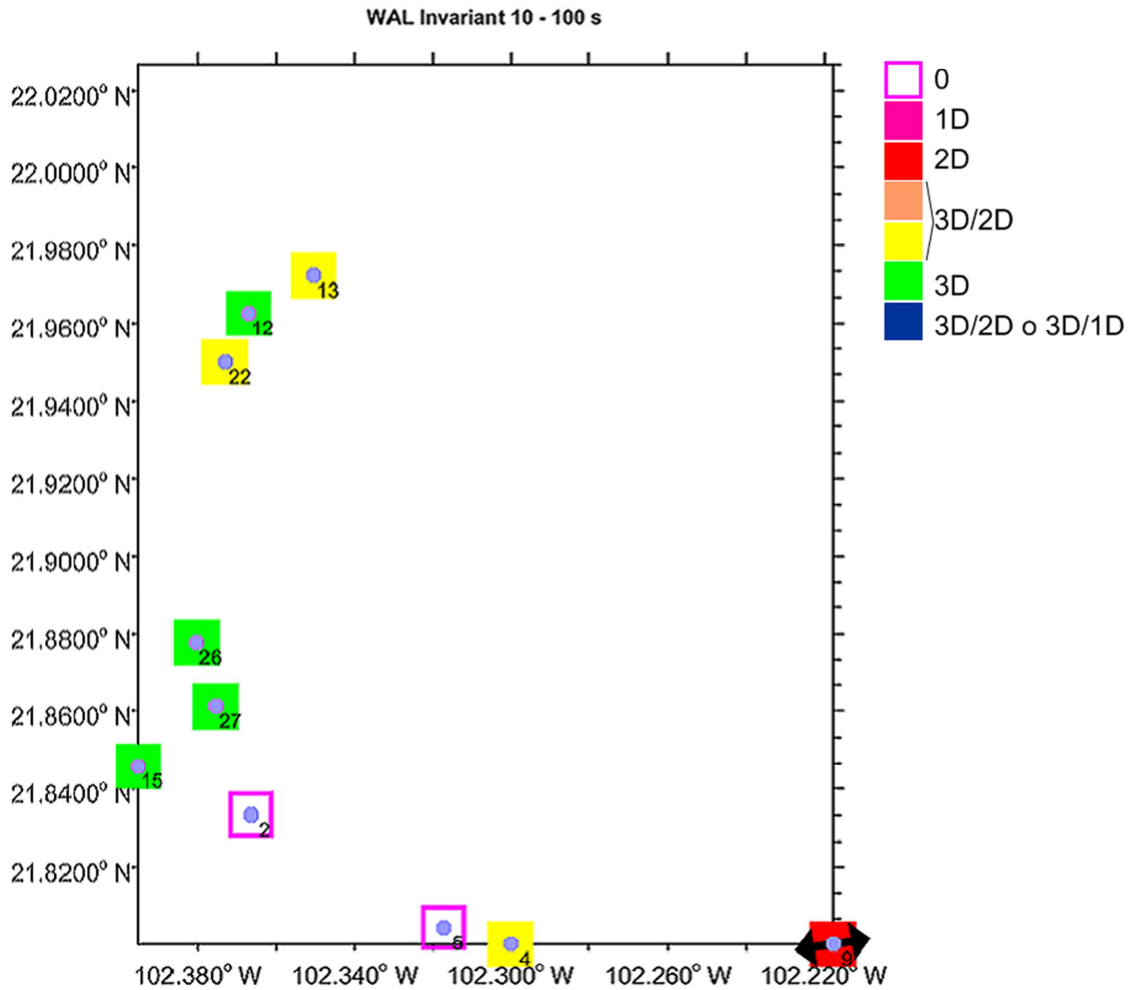


Figura 5.5 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 10 – 100 Seg.

Valle Aguascalientes

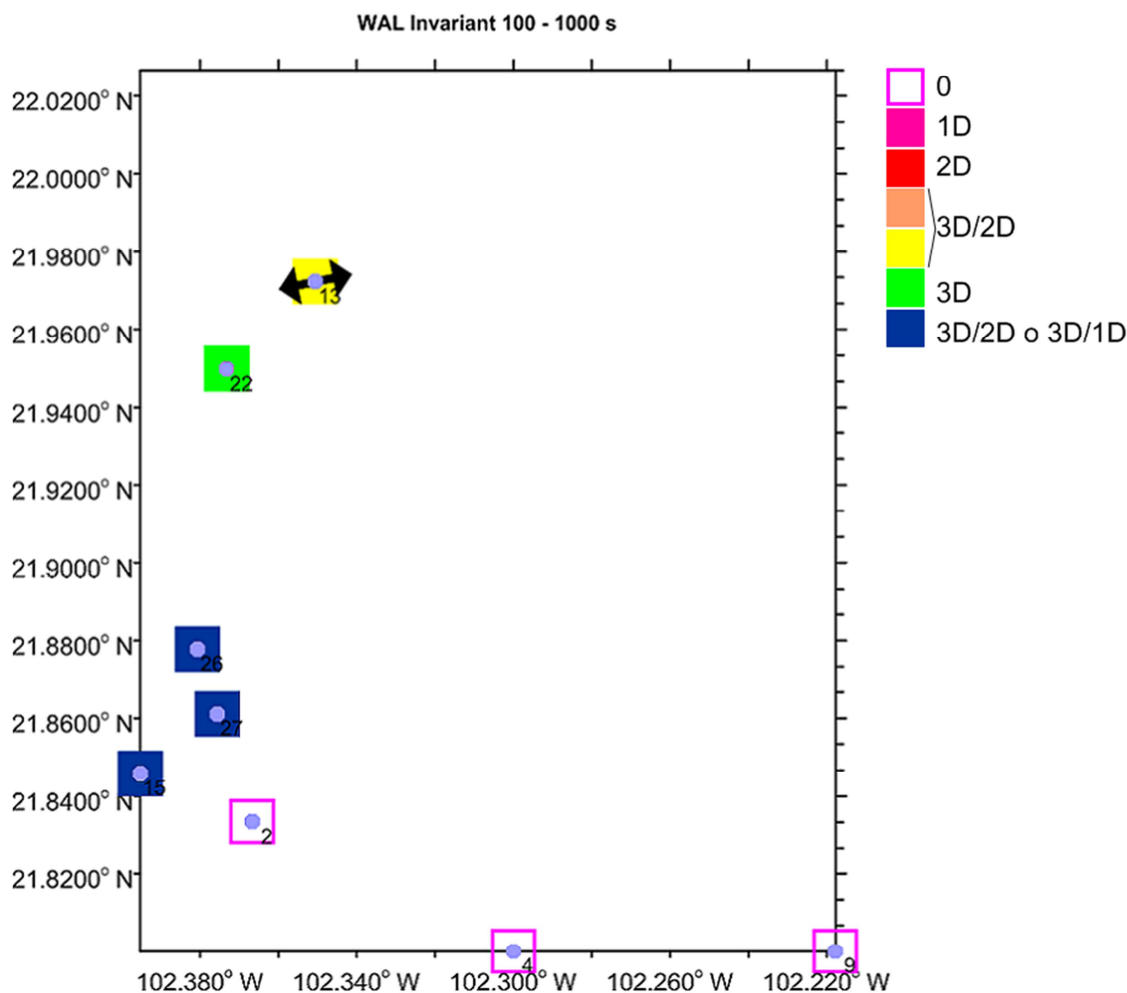


Figura 5.6 – Resultados de Dimensionalidad efectuado con el algoritmo desarrollado por Martí et al. (2004) basado en el análisis de invariantes propuesto por Weaver et al., (2000). Rango 100 – 1000 Seg.

Los resultados de dimensionalidad se sintetizaron en cinco con el siguiente código de colores:

- Color rosa indica unidimensionalidad.
- Color rojo indica bidimensionalidad.
- Colores carne y amarillo indican un medio bidimensional afectado por distorsión galvánica (un 3D sobre un 2D).
- Color verde indica que el medio es tridimensional.
- Color azul corresponde a un caso especial en el que el medio se encuentra afectado por distorsión galvánica, por lo que no se puede definir alguna dirección de *strike* (un 3D sobre un 2D ó un 3D sobre un 1D).
- Color blanco con marco rosa indica los casos en donde no se pudo calcular alguna dimensionalidad.

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

Para este estudio se decidieron hacer pruebas con un umbral de error desde 0.1 hasta 0.25. En las pruebas con un umbrales más bajos se observó que prácticamente todos los sitios y a todas las frecuencias se interpreta que los datos son tridimensionales; con umbrales medios los sitios se muestran como tridimensionales ó 3D/2D - 3D/1D en su mayoría, aunque se pueden observar varios sitios bidimensionales con distorsión galvánica a altas frecuencias; para umbrales más altos se observa que en las bajas frecuencias el medio se interpreta como un 3D/2D ó 3D/1D en casi todos los sitios, pero en las altas frecuencias, aunque existen varios sitios tridimensionales, se encuentran algunos bidimensionales con distorsión galvánica con una dirección de strike bien definida e incluso sitios bidimensionales sin distorsión.

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

V.1.3 Modelos geoelectricos

En este trabajo, después de determinar que el medio se comportó principalmente como un medio bidimensional, se procedió a la generación de los modelos geoelectricos que fueran compatibles con las respuestas medidas en campo. Para tal efecto se procedió a utilizar el algoritmo desarrollado por Siripunvaraporn y Egbert (2000), denominado REBOCC.

El método de inversión REBOCC, descrito en el capítulo II, está diseñado para llevar a cabo la inversión de la resistividad aparente y la fase de los modos TE y TM simultáneamente. Sin embargo, Pedersen y Engels (2005) lo modificaron de tal forma que, para hacer la inversión del invariante determinante fueron ingresados los datos como si fueran los modos (resistividad aparente y fase del determinante).

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

Mediante el uso del método, se realizo la inversión de los datos de 19 sondeos y se calcularon las curvas de resistividad y fase para un amplio rango de frecuencias.

En la figura 5.9 se muestra las posiciones de cada una de las estaciones utilizadas para generar tres perfiles, dos con una orientación E-W y uno con orientación N-S.

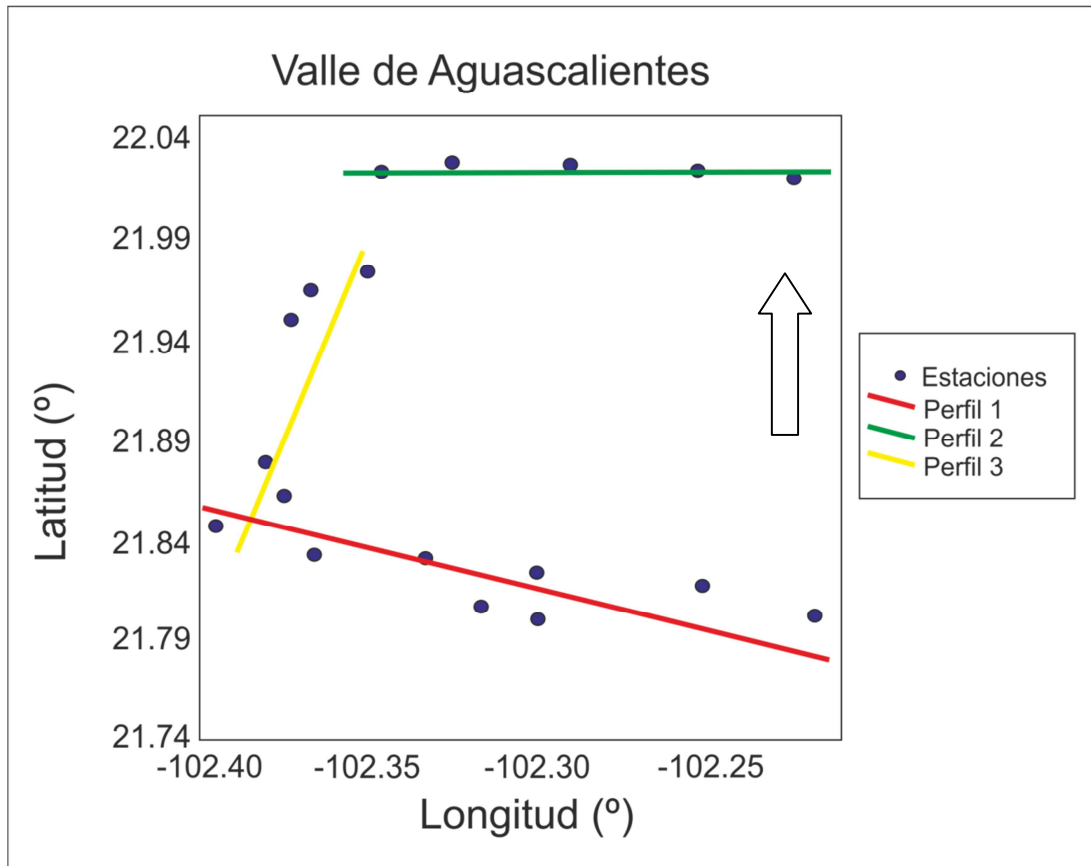


Figura 5.9 – Localización de las 19 estaciones para los 3 perfiles.

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

Los modelo geoelectricos bidimensionales generados al invertir el determinante (figuras 5.10 a 5.12), cuentan con un valor RMS de error, el cual es un parámetro que sirve para evaluar la validez del modelo, ya que es deseado que el error en la respuesta sea mínimo.

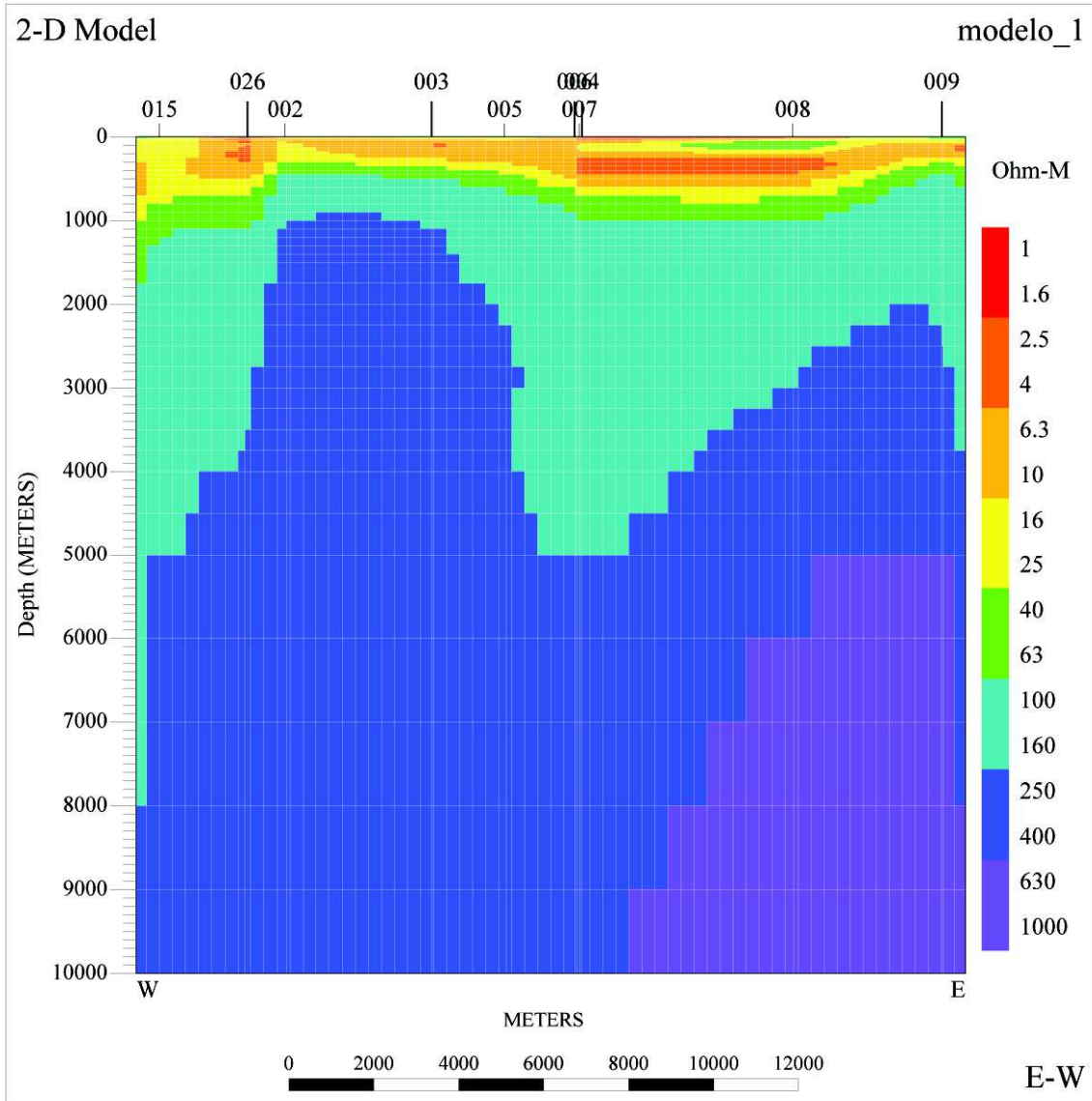


Figura 5.10 - Modelo generado con el REBOCC. Perfil 1.

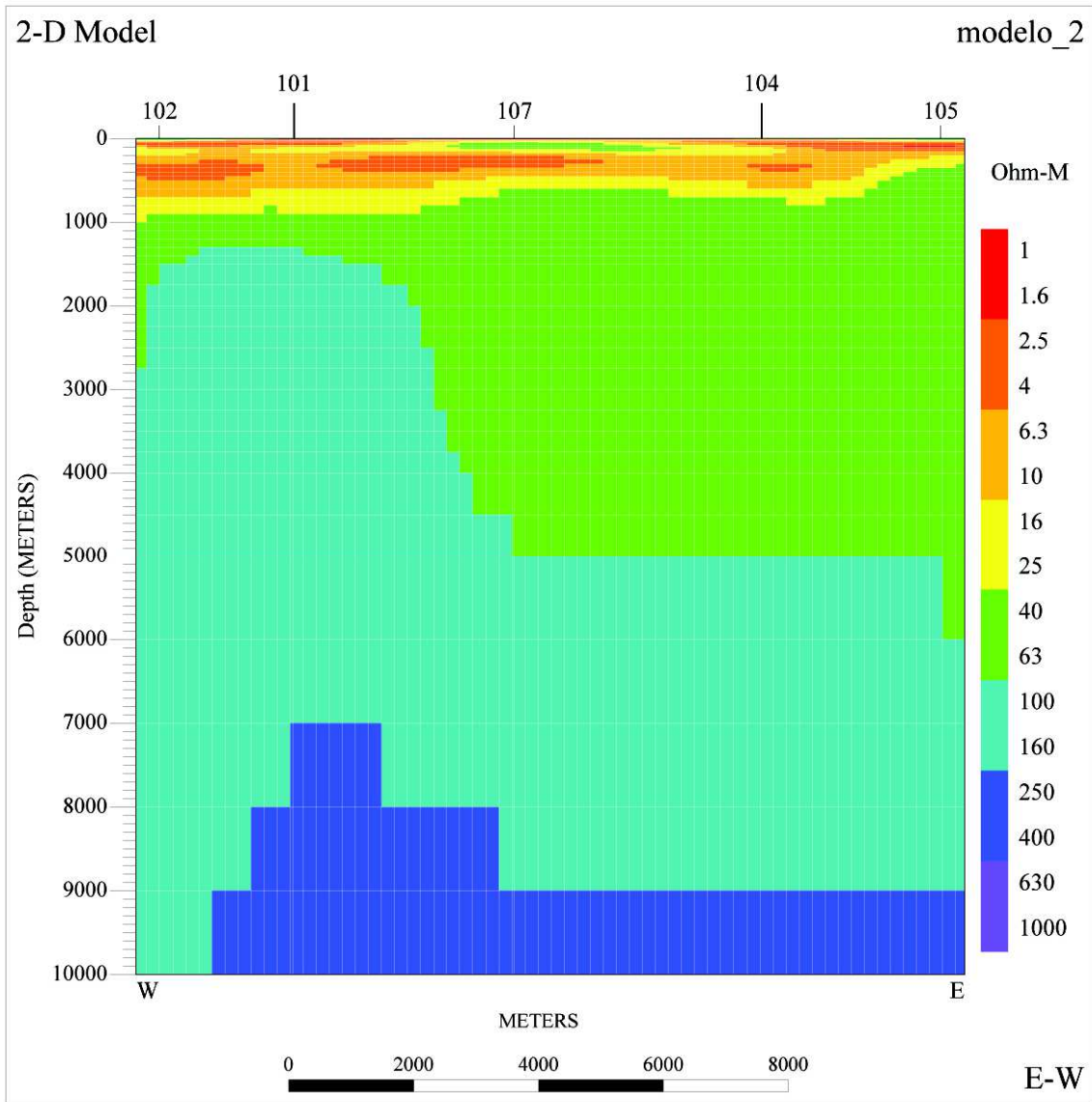


Figura 5.11 - Modelo generado con el REBOCC. Perfil 2.

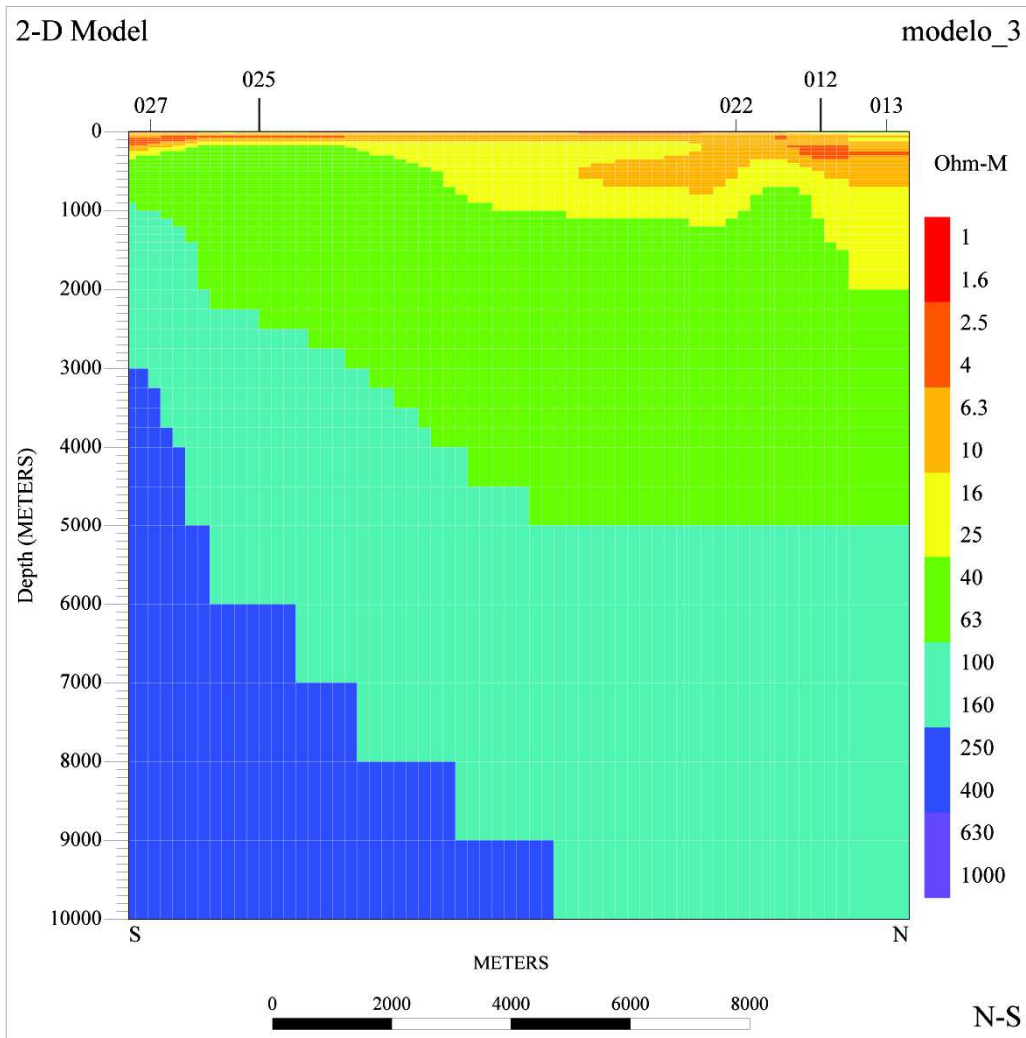


Figura 5.12 - Modelo generado con el REBOCC. Perfil 3.

En los modelos generados pueden observarse límites de interfaces; por lo tanto, con base en la distribución de resistividad, se muestra se que existen zonas conductoras en los primeros 1000 metros, y que hacia zonas más profundas se encuentran cuerpos resistivos.

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

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

VI. DISCUSION Y CONCLUSIONES.

Los objetivos generales y particulares de este trabajo quedan englobados en el análisis de dirección y dimensionalidad, así como la generación del modelo geoelectrico que caracteriza el Valle de Aguascalientes.

En el sentido metodológico, el modelo obtenido con el algoritmo del programa REBOCC mostro buenos resultados, ya que con la información brindada por dicho esquema de inversión se pudo delimitar geoelectricamente las estructuras presentes en la zona de estudio.

Un punto de discusión es la respuesta que se invierte para la generación de una imagen geoelectrica. Invertir el determinante constituye una aproximación robusta al problema debido a que incluye la información de las cuatro componentes del tensor de impedancias, obteniendo un modelo simple y suave. El algoritmo REBOCC se caracteriza por ser rápido, estable, de fácil uso y tener moderados requerimientos de memoria. Por lo tanto, se concluye que los modelos 2D basados en la inversión del determinante del tensor de impedancias llega a ser una razonable aproximación de reales estructuras 3D. Sin embargo, es pertinente realizar estudios de distorsión y direccionalidad para corroborar qué tipo de estructuras se encuentran afectando la respuesta del medio.

Al emplear el método de WALDIM se produce una interpretación de dimensionalidad más compleja que con el método de Bahr, el cual solamente utiliza 4 parámetros, y porque los valores sugeridos de umbrales llevan a ambigüedades o situaciones donde la dimensionalidad no puede ser determinada o, en todo caso, condicionada. El uso del tensor de fase, los cuales son funciones de las componentes del tensor de impedancias observado, proveen una forma simple para obtener la dirección preferencial de las corrientes de inducción regionales y así, visualizar cambios laterales en las estructuras regionales conductivas a diferentes profundidades.

En el aspecto aplicado, el método magnetotelúrico mostró ser una herramienta de gran utilidad en la caracterización de estructuras. Su rápida implementación así como su facilidad para operar en campo hacen de esta técnica una herramienta de alta aplicabilidad.

En cuanto a la generación de los modelos geoelectricos, los tres perfiles creados a partir de las 19 estaciones elegidas pueden correlacionarse con los mapas de dimensionalidad de WALDIM, en donde se puede observar dentro del rango de frecuencias medias y altas se define un comportamiento predominante 2D con una dirección de *strike* E-W aproximada, la cual concuerda con la información geológica de zonas someras.

En conclusión, la imagen geoelectrica final se correlaciona bien con la sección geológica de la zona, confirmando la presencia de las fallas y estructuras reportadas con antelación.

Se recomienda extender la prospección haciendo sondeos de MT de baja frecuencia para estudiar a profundidad la falla normal inferida y las fallas asociadas a la estructura geológica.

REFERENCIAS

- Acosta, T., 2006. *El método MT para la prospección de estructuras superficiales*. Tesis Licenciatura, Fac. Ingeniería UNAM, 109 pp.
- Aranda-Gómez, J.J., 1989. *Geología preliminar del Graben de Aguascalientes*. UNAM, Instituto de Geología, Revista, vol. 8, p. 22-32.
- Arango, C., 2005. *Estudio magnetotélurico de la zona de Llucmajor (Mallorca): avance en el proceso de datos y modelo tridimensional*. Tesis doctoral. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
- Arango, C., 2006. *Método magnetotélurico, adquisición, proceso e interpretación básica*.
- Arora B.R. et al, 1999. *Overview of Geomagnetic Deep Sounding (GDS) as applied in the Parnaíba basin, north-northeast Brazil*. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 17, p. 43-65.
- Bahr, K., 1988. *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion*. Journal of Geophysics, vol. 62, p. 119–127.
- Bahr, K. y Groom, R.W., 1990. *Corrections for near surface effects: Tutorial paper, 10th Workshop on EM Induction in the Earth*, IAGA WG-I2.
- Bahr, K., 1991. *Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 66, p. 24-38.
- Bendat, J. S. y Piersol, A. G., 1971. *Random data: Analysis and measurement procedures*. John Wiley and Sons, New York, 4007 pp.
- Berbesi, A., 2005. *Comparación entre inversión SB e inversión REBOCC para una medición 2-D RMT+CSTMT en Skediga, Suecia*. Tesis de Licenciatura. Ilustre Universidad Simón Bolívar, 65 pp.
- Berdichevsky, M.N., Vanyan, L.L. and Dmitriev, V.1., 1989. *Methods used in the U.S.S.R. to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 53, p. 194-206.
- Brigham, E. O., 1974. *The Fast Fourier Transform*. Prentice may, Inc. Englewoods Cliffs, 252 pp.

- Cagniard, L. 1953. *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting*. Geophysics, vol 18, p. 605-635
- Carrilo-Bravo, J., 1971. *La plataforma de Valles-San Luis Potosí*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 23, 110pp.
- Castañeda-Molina H., Murillo-Méndez, M.A., Fuentes-López, J.A. y Monsiváis Santoyo, J.P., 1993. *Levantamiento cartográfico de las fallas y fracturas geológicas de la ciudad de Aguascalientes*. Revista Investigación y Ciencia, Universidad Autónoma de Aguascalientes, Revista No. 9, p. 43-47.
- Chamalaun, F.H., 1985. *Geomagnetic Deep Sounding experiment in the central Flinder Ranges of South Australia*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 37, p. 174-182.
- Chave, A.D., y Thomson, D.J., 1989. *Some comments on magnetotelluric response function estimation*. Journal of Geophysical Research, vol. 94, p. 14214-14225.
- Chave, A.D. y Smith, J.T., 1994. *On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions*. Journal of Geophysical Research, vol. 99, p. 4669-4682.
- Corbo, F., 2006. *Modelo Geofísico del Acuífero Guarani: Zona comprendida entre Uruguay y Argentina*. Tesis Maestría, Centro de Geociencias, UNAM.
- Edwards, J.D., 1955. *Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico*. US Geological Survey, 264, 183pp.
- Eguiluz, S. Aranda, M. y Marrett, R., 2000. *Tectónica de la Sierra Madre Oriental*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIII, p. 1-26
- Goldstein, M.A., 1975. *Audio-frequency Magnetotellurics with a Grounded Electric Dipole Source*. Geophysics, vol. 40, p. 669-683.
- Groom, R. W. y Bailey, R. C., 1989. *Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensor in the Presence of Local 3-D Galvanic Distortion*. Journal of Geophysical Research, vol. 94, p. 1913- 1925.

- Hermance, J.F., 1973. *Processing of Magnetotelluric data*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 7, p. 349-364.
- Hermance, J.F. & Thayer, R.E., 1975. *The Telluric-Magnetotelluric Method*. Geophysics, vol. 40, p. 664-668.
- Hsu, P., 1987. *Análisis de Fourier*. Adisson-Wesley Iberoamericana, 274 pp.
- Huang, H., 2005. *Depth of investigation for small broadband electromagnetic sensors*. Geophysics, vol. 70, p. G135-G142.
- Jimenez-Nava, F.J., 1993. *Aportes a la estratigrafía de Aguascalientes mediante la exploración geohidrológica a profundidad*. Simposio sobre la geología del Centro de México, resúmenes y guía de excursión. Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Extensión Minera, 1, 93.
- Jiracek, G. R., 1990, *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. Surveys in Geophysics, vol. 11, p. 163-203.
- Jupp, D. L. B, and Vozoff, K., 1977, *Two-dimensional magnetotelluric inversion*: Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, vol. 5, p. 333-352.
- Kaufman, A. A. y Keller, G. V., 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method*. Elsevier, Amsterdam, 596 pp.
- Klein Johannes, 1974. *Diccionario de Geologia y Mineralogia*. Ediciones Rioduero.
- Kohn, I.A., 2009. *Modelo de Flujo del Acuífero de San Luis Potosí, SLP*. Tesis Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 118 pp.
- Krivochieva S. & Chouteau M., 2003. *Integrating TDEM and MT methods for characterization delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico)*. Journal of Applied Geophysics, vol 52, p 23-43.
- Larsen, J.C., Mackie, R.L., Manzella, A., Fiordelisi, A., Rieven, S., 1996. *Robust smooth magnetotelluric transfer functions*. Geophysical Journal International. vol. 124. p. 801-819.
- Ledo, J., 2005. *2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation*. Surveys in Geophysics, vol. 26, p. 511-543.
- Lilley, F.E.M., 1993. *Magnetotelluric analysis using Mohr circles*. Geophysics, vol. 58 (10), p. 1498–1506.

- Marquis, G., Jones, A.G. & Hyndman, R.D., 1995. *Coincident conductive & reflective lower crust across a thermal boundary in southern British Columbia, Canada*, Geophysical Journal International, vol. 120, p. 111–131.
- Martí, A., Queralt, P. y Roca, E., 2004. *Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain*. Geophysical Journal International, vol. 157, p. 961-974.
- Martínez J. y Arzate J., 2002. *Estructura Geológica del Valle de Aguascalientes*. Centro de Geociencias, UNAM.
- McDowell, F. y Clabaugh, S., 1981. *The Igneous History of the Sierra Madre Occidental*". Revista mexicana de ciencias geológicas vol. 5 num. 2, p 195–206.
- Metronix, 1993. *PROCMT User's Guide: Offline processing Software for Magnetotellurics Time Series*. Metronix GMBH, Braunschweig.
- Miller, R., 1974. The Jackkife - a review. Biometrika, 61 (1): 1-15.
- Monteiro Santos, F.A., et al, 2006. *An Audio-Magnetotelluric Investigation in Terceira Island (Azores)*. Journal of Applied Geophysics, vol. 59, p 314-323.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernandez, G., Rosas-Elguera, J., 1999. *Variation of Cenozoic extensión and volcanism across the sothern Sierra Madre Occidental volcanic province*. Geological Society of America Bulletin. 111, p. 347-363.
- Nieto-Samaniego, L., Alaniz-Álvarez, S. A. y Camprubí-Cano, A., 2005. *La Mesa Central: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVII, p. 285-318.
- Orellana, E., 1974. *Prospección Geoeléctrica (por campos variables)*. Paraninfo, Madrid, 571 pp.
- Parker, R. L., 1994. *Geophysical Inverse Theory*. Princeton University Press.
- Pedersen, L.B. y Engels, M., 2005. *Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor*. Geophysics, vol. 70, p. 33-41.
- Persson, L., 2001. *Plane wave electromagnetic measurements for imaging fracture zones*. Ph. D. Tesis. ISBN 91-554-5028-8. Uppsala University.

- Raisz, E., 1959. *Landforms of Mexico, scale ca. 1:3 000 000*. Cambridge Mass, US Office of Naval Research, Geography branch, 1 mapa.
- Ranson, W.A., Fernandez, L.A., Simmons, W.B. y Enciso-de la Vega, S., 1982. *Petrology of the metamorphic rocks of Zacatecas, Mexico*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 41, p. 37-59.
- Reddy, I., Rankin, D. y Phillips, R.J., 1977. *Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding*. Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, vol. 51, p. 313-325.
- Rzedowski, J., 1973. *Geographical relationships of the flora of Mexican dry regions*. Vegetation and vegetational history of northern Latin America. Elsevier, New York, p 61-72.
- Simpson, F & Karsten B., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Singer, B., 1992. *Correction for distortions of MT fields: limits of validity of the static approach*. Surveys in Geophysics, vol. 13, p. 309-340.
- Siripunvaraporn, W. y Egbert, G., 2000. *An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data*. Geophysics, vol. 65, p. 791-803.
- Spies, B., 1975. *The dual loop configuration of the transient electromagnetic method*. Geophysics, vol. 40, p. 1051-1057.
- Strangway, D.W. et al, 1973. *The application of audio frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration*. Geophysics, vol. 38, p. 1159-1175.
- Swift, C.M., 1971, *Theoretical Magnetotelluric and Turam response from two-dimensional inhomogeneities*. Geophysics, vol 36, p. 38-52.
- Szarka, L. & Menvielle, M., 1997. *Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor*. Geophysical Journal International, vol. 129, p. 133-142.
- Ting, S. C. y Hohmann, G. W., 1981. *Integral equation modeling of three-dimensional magnetotelluric response*. Geophysics vol. 46 (2), p. 182-197.
- Unsworth, M.J. et al, 2000. *CSAMT exploration at Sellafield: Characterization of a potential radioactive waste disposal site*. Geophysics, vol 65, p. 1070-1079.

- Vozoff, K., 1972. *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. Geophysics, vol 37, p. 98-41.
- Vozoff, K., 1989. *The Magnetotelluric method*. En: Nabighian, M. N. (ed). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. vol 2. SEG, p. 641-711.
- Ward, S.H., 1980. *Electrical, electromagnetic, and magnetotelluric methods*. Geophysics, vol 45, p 1659-1666.
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K. & Lilley, F.E.M., 2000. *Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants*, Geophysical Journal International, vol. 141, p. 321–336.
- Wight, D. E. y Bostick, F. X., 1980. *Cascade decimation - A Technique for real time estimation of power spectra*. En: Vozoff, K. (ed.) Magnetotellurics Methods. SEG Geophysics Reprint Series No 5, p. 215-218.
- Yungul, S.H., 1966. *Telluric Sounding - A Magnetotelluric Method without magnetic measurements*. Geophysics, vol. 31, p. 185-191.
- Zhang, P., Roberts, R. G. y Pedersen, L. B., 1987. *Magnetotelluric Strike Rules*. Geophysics, vol. 52 (3), p. 267-278.
- Sistema Nacional de Información Estadística y Geográfica, Geología de Aguascalientes. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/ags/geolo.cfm?c=444&e=25>
- Graben. The American Heritage. (graben) <http://www.bartleby.com/61/imagepages/A4graben.html>
- Geologic Development of California. Sierra College Geography (graben horst 2) http://geography.sierra.cc.ca.us/Booth/California/1_lithosphere/graben_horst.jpg
- MEXICO REGIONAL OVERVIEW <http://botany.si.edu/projects/cpd/ma/mamexico.htm>