

5  
2 ej.



---

---

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO**  
**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ANÁLISIS DE DISTORSIÓN DEL PERFIL MT**  
**IXTEPEJI, OAX-TALCOTALPAN, VER.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE**

**INGENIERO GEOFÍSICO**

**PRESENTA**

**ERIKA RIONDA MORFÍN**

México, D. F.

1999

269501

**TESIS CON**  
**FALTA DE PAGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-014

**SRITA. ERIKA RIONDA MORFIN**  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Jorge Arturo Arzate Flores y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico :

**ANALISIS DE DISTORSION DEL PERFIL MT IXTEPEJI, OAX. - TLACOTALPAN,  
VER.**

|            |  |
|------------|--|
|            | <b>RESUMEN</b>                                   |
| <b>I</b>   | <b>INTRODUCCION</b>                              |
| <b>II</b>  | <b>FUNDAMENTOS TEORICOS DEL METODO MT</b>        |
| <b>III</b> | <b>PERFIL IXTEPEJI, OAX. - TLACOTALPAN, VER.</b> |
| <b>IV</b>  | <b>RESULTADOS Y CONCLUSIONES</b>                 |
|            | <b>BIBLIOGRAFIA</b>                              |

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

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

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 13 de marzo de 1998  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS\*RLR\*gtg

# INDICE

|   |           |
|---|-----------|
| Lista de figuras y tablas.....                          | ii        |
| <b>Resumen.....</b>                                     | <b>1</b>  |
| <b>1. Introducción.....</b>                             | <b>2</b>  |
| <b>2. Fundamentos teóricos del método MT.....</b>       | <b>6</b>  |
| 2.1 Generalidades.....                                  | 6         |
| 2.1.1 Fuentes de energía EM.....                        | 6         |
| 2.1.2 Onda plana.....                                   | 10        |
| 2.1.3 Anisotropía y heterogeneidad.....                 | 11        |
| 2.2 Tensor de impedancia (Z).....                       | 16        |
| 2.2.1 Definición de impedancia.....                     | 16        |
| 2.2.2 Unidimensional (1D).....                          | 17        |
| 2.2.3 Bidimensional (2D).....                           | 18        |
| 2.2.4 Tridimensional (3D).....                          | 20        |
| 2.3 Inversión unidimensional.....                       | 21        |
| 2.4 Métodos de análisis de distorsión.....              | 23        |
| 2.4.1 Rotación de Z.....                                | 25        |
| 2.4.2 Parámetros de Bahr.....                           | 28        |
| <b>3. Perfil Ixtepeji, Oax. - Tlacotalpan, Ver.....</b> | <b>32</b> |
| 3.1 Introducción.....                                   | 32        |
| 3.2 Marco geológico.....                                | 34        |
| 3.3 Corrección estática.....                            | 39        |
| 3.4 Pseudosecciones.....                                | 42        |
| 3.5 Inversión 1D.....                                   | 46        |
| 3.6 Análisis de distorsión del perfil MT.....           | 48        |
| 3.6.1 Análisis de rotación.....                         | 48        |
| 3.6.2 Análisis de Bahr.....                             | 52        |
| <b>4. Conclusiones.....</b>                             | <b>56</b> |
| Referencias.....  | 58        |
| Anexo.....  | 63        |

## LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

|  |    |
|--|----|
| <b>Fig. 1</b> Regiones de fuentes EM en la magnetósfera.....   | 8  |
| <b>Fig. 2</b> Frontera lateral de resistividad.....  | 13 |
| <b>Fig. 3</b> Respuesta a un contacto vertical, gráfica de distancia<br>contra resistividad.....   | 15 |
| <b>Fig. 4</b> Representación de un medio unidimensional y bidimensional,<br>curvas de resistividad y fase del tensor de impedancias.....                 | 19 |
| <b>Fig. 5</b> Modelo que representa los efectos del corrimiento estático.....  | 24 |
| <b>Fig. 6</b> Mapa de localización de las estaciones del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan...33  |    |
| <b>Fig. 7</b> División de los terrenos tectono-estratigráficos y<br>localización de las estaciones del perfil.....                                       | 37 |
| <b>Fig. 8</b> Resultado de la corrección estática para la componente $y_x$ .....   | 41 |
| <b>Fig. 9</b> Pseudosecciones de resistividad y fase de la componente $x_y$ .....  | 43 |
| <b>Fig. 10</b> Pseudosecciones de resistividad y fase de la componente $y_x$ .....   | 45 |
| <b>Fig. 11</b> Inversión unidimensional del determinante de Z para el perfil.....  | 47 |
| <b>Fig. 12</b> Análisis de rotación de la estación IXTE.....   | 50 |
| <b>Fig. 13</b> Análisis de rotación de la estación ESPE.....   | 51 |
| <b>Fig. 14</b> Pseudosección de asimetría de Swift y asimetría regional de Bahr.....   | 54 |
| <b>Fig. 15</b> Comparación entre los resultados MT y geología de los límites<br>entre terrenos.....  | 57 |
| <br>   |    |
| <b>Tabla 1</b> Correlación estratigráfica de los terrenos tectono-estratigráficos<br>en los que se encuentran localizadas las estaciones del perfil..... | 35 |

## Resumen

La propagación de ondas electromagnéticas en el interior de la Tierra se encuentra influenciada por los contrastes que existen entre las propiedades eléctricas de las estructuras geológicas formadas en épocas o en condiciones diferentes. Con el objeto de evaluar estos efectos de distorsión de corrientes se han desarrollado varias técnicas de análisis de distorsión del tensor de impedancia  $Z_m$  para problemas bidimensionales.

En el presente trabajo se realiza el análisis de rotación del tensor  $Z_m$ . Además se aplica el método de análisis de distorsión cuantitativa de Bahr (1991), que sintetiza varios elementos de otras técnicas a un perfil MT que consta de diez estaciones, el cual va de Santa Catarina Ixtepeji, Oax. a Tlacotalpan, Ver. con el objeto de clasificarlos dimensionalmente e interpretarlos en términos de las estructuras tectónicas regionales.

## 1. - INTRODUCCIÓN

Los campos electromagnéticos (EM) por lo general se ven afectados por la presencia de discontinuidades en el medio en que se propagan. En particular, la propagación de 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.

En geofísica, los métodos electromagnéticos se utilizan tanto para estudios superficiales como para estudios profundos. Los estudios superficiales (de 0 a 500 m aproximadamente) utilizan un rango de frecuencias, denominadas "altas", que oscila entre  $10^6$  y  $10^1$  Hz. Las distorsiones del campo electromagnético son en sí mismas objeto de interpretación de los métodos superficiales de exploración. Sin embargo, la distorsión sufrida por las ondas electromagnéticas en o cerca de la superficie debidas a las heterogeneidades existentes, representan un obstáculo para la interpretación adecuada de estructuras profundas (corteza y manto) cuando se realizan estudios utilizando un rango de frecuencias "bajas" (entre  $10^0$  y  $10^{-5}$  Hz).

El método magnetotelúrico (MT) es un método geofísico basado en la medición de la amplitud y fase de los campos eléctrico y magnético naturales en el rango de frecuencias bajas que opera entre  $10^3$  y  $10^{-5}$  Hz, a partir de las cuales se determina la estructura geológica de discontinuidades regionales hasta profundidades de corteza inferior-manto superior. Por esta razón, este método se utiliza frecuentemente para realizar estudios tectónicos regionales que alcanzan profundidades de 50 a 100 kilómetros con una buena resolución.

La distribución geométrica de los cuerpos superficiales que provocan distorsiones, tanto como su tamaño y profundidad a la que se localizan, determinan el rango de frecuencias a las que los campos EM se ven distorsionados, mientras que el contraste de la conductividad eléctrica entre estos cuerpos superficiales y el medio

que los rodea determina que tan intensa es la distorsión. En principio se asume que, aunque el campo magnético es susceptible de distorsión, es el campo eléctrico el que se ve mas afectado por la presencia de discontinuidades estructurales en la superficie. Por esta razón se habla frecuentemente de la distorsión telúrica, que se refiere tanto a desviaciones angulares como a cambios significativos en la magnitud del campo eléctrico.

En general, la presencia de un buen conductor puede producir dos tipos de distorsión: la primera debida a la acumulación de cargas en la interfase del conductor con el medio que lo rodea, llamada distorsión galvánica y la segunda debida a la circulación de cargas dentro y en la periferia del conductor (corrientes Eddy) que lo hace parecer como una fuente de energía que distorsiona localmente el campo primario. Este último caso de distorsión se conoce como inducción EM y es el fenómeno que permite la detección de las estructuras someras o de carácter regional a partir de la medición de los campos eléctrico y magnético en la superficie.

El tensor de impedancia medido en el campo ( $Z_m$ ), el cual se conoce también como "función respuesta" del medio, se puede representar como el producto de dos tensores de orden dos: el tensor  $T$  conocido como matriz de transferencia telúrica, que contiene los factores de la distorsión galvánica, y el tensor  $Z$  que representa la impedancia del medio en la dirección de los ejes principales (ejes de la estructura regional (Chakridi et. al., 1992). Es decir:

$$Z_m = TZ \quad (1.1)$$

El efecto de  $T$  es escalar las curvas de resistividad de cada uno de los elementos del tensor  $Z$ . Aunque el tipo de estructuras que produce esta distorsión es de origen local superficial, su efecto se observa también a bajas frecuencias. Este tipo de distorsión, llamada también corrimiento o distorsión estática, por su analogía con su homólogo sísmico, es la más simple y puede ser corregida si se



conoce la resistividad del cuerpo superficial que la produce. Para llevar a cabo una interpretación adecuada de los datos MT es necesario realizar la corrección de esta distorsión previamente.

No sólo el efecto estático es importante cuando se interpretan datos MT, las estructuras regionales o la topografía de una región pueden inducir también distorsiones en los registros de los campos electromagnéticos de tal suerte que oscurezcan las estructuras profundas, que son usualmente el objetivo principal del método magnetotelúrico. Por ejemplo, los relieves topográficos pueden forzar a las corrientes eléctricas a fluir en patrones diferentes a aquellos que prevalecerían si la superficie fuera menos accidentada. Asimismo, los efectos regionales pueden orientar los flujos de corriente en direcciones preferenciales de acuerdo al propio rumbo de los lineamientos tectónicos para lo cual se haría necesario utilizar un criterio bidimensional para interpretar adecuadamente los datos. Con el objeto de evaluar los efectos de canalización de corrientes debidas a la presencia de estructuras regionales, se han desarrollado varias técnicas de análisis de distorsión del tensor de impedancia  $Z_m$  principalmente para problemas bidimensionales y cuasi-tridimensionales (Chakridi et. al., 1992, Eggers, 1982, Bahr, , Groom y Bailey, ).

En el presente trabajo se utiliza el análisis de rotación del tensor  $Z_m$ , el cual en su forma más general está dado por:

$$Z_m = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (1.2)$$

y consiste en observar la similitud de las curvas de resistividad y fase de cada uno de sus elementos a intervalos de 10 grados con objeto de establecer la complejidad del medio.

También se utiliza el método de Bahr (1991) para mostrar como se realiza un análisis de distorsión cuantitativo por ser un método que sintetiza varios elementos de otras técnicas (Groom y Bailey, 1992, Chakridi et. al, 1992, Swift, 1971) además de que proporciona los llamados parámetros de distorsión, para el análisis de zonas tectónicamente complicadas. Existen otros métodos de análisis más abstractos (e.g. La Torraca et. al., 1986; Yee y Paulson, 1987) cuyos resultados se relacionan de una forma más compleja al subsuelo en términos de parámetros que no se pueden asociar directamente a la geología del medio como los parámetros de Swift (1971) y Bahr (1988).

Debido a la importancia que tiene el determinar el grado de distorsión al que están sujetas las mediciones de campo, el objetivo del presente trabajo de tesis es el proporcionar las bases de análisis de la distorsión que afecta las mediciones de datos magnetotelúricos. Se pretende mostrar, seleccionando los datos mas afectados, la metodología para la clasificación de sondeos MT en regiones tectónicamente complicadas. Para ello, se utilizan dos métodos de análisis de distorsión del tensor de impedancia, uno de los cuales es cualitativo (Chakridi et al., 1992) mientras que el otro es de tipo cuantitativo (Bahr, 1991).

Al mismo tiempo, se analizan los sondeos MT a lo largo del perfil que va de Santa Catarina Ixtepeji, Oax. a Tlacotalpan, Ver. con el objeto de clasificarlos dimensionalmente e interpretarlos en términos de las estructuras tectónicas regionales.

Finalmente se lleva a cabo la inversión unidimensional de la impedancia promedio, con la finalidad de definir los rasgos estructurales más importantes a lo largo del perfil mencionado.

## 2. - FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MT

### 2.1. - Generalidades

#### 2.1.1. - Fuentes de energía EM

En la exploración con el método magnetoteléutico (MT) la fuente de energía utilizada es de origen natural. Los campos electromagnéticos (EM) naturales inducidos en el subsuelo provienen de una enorme variedad de procesos y fuentes, pero los que se encuentran dentro del rango de interés en exploración regional y local son aquellos cuyas frecuencias oscilan entre 0.0001 Hz y 10 kHz. Sin embargo, resultan de mayor interés aquellas menores a 1 Hz, debido a su mayor profundidad de investigación.

Las señales naturales son generadas principalmente a partir de dos fuentes: la atmósfera y la magnetosfera (Figura 1). La atmósfera es la principal causa de los campos entre 1 Hz y 10 kHz, que tienen su origen en las tormentas eléctricas. Las descargas eléctricas que tocan tierra durante las tormentas inducen corrientes y campos magnéticos que están en este rango de frecuencias. Las señales provenientes de las tormentas son denominadas "esféricas". Estas señales son de mayor intensidad en las tardes de verano en los trópicos.

Las tormentas eléctricas generalmente consisten en secuencias de descargas llamadas rayos. La primera secuencia, llamada "*flashes*", incluye tres o cuatro rayos en promedio y dura de 200 a 300 ms. La primera de estas descargas es la guía nube-Tierra la cual ioniza un canal para corrientes subsecuentes. Después sigue el retorno del suelo de un rayo, el cual es el mayor radiador de energía EM. Se estima que la ocurrencia de los rayos "*flashes*" alrededor del mundo varía entre 100 y 1000 por segundo. El campo EM generado depende de la potencia, longitud de la trayectoria, ocurrencia de frecuencias y distancia de las descargas.

Por otro lado se han observado esféricos muy grandes que viajan más de una vez alrededor de la Tierra, lo que indica que la energía es canalizada en la superficie terrestre, aparentemente, en la forma de una onda guía que atrapa parcialmente los campos en el medio aislante entre la Tierra conductiva y la ionosfera. La respuesta de la onda guía depende de la frecuencia, de la forma y dimensiones de la ruta que sigue y de la naturaleza de sus fronteras. Los campos EM son atrapados en forma de ondas guía en el sistema Tierra-ionosfera porque en cada frontera son reflejados y refractados, de acuerdo con la ley de Snell. Sin embargo, las refracciones causan una pérdida de energía. También existe una pérdida de energía en forma de calor el cual es absorbido por la Tierra.

Las señales EM de frecuencias menores a 1 Hz son originadas principalmente por ondas hidromagnéticas en la magnetosfera. La magnetosfera es la región del espacio en la que se manifiesta el campo geomagnético terrestre. Esta región presenta fenómenos que pueden ser observados en la Tierra tales como las auroras, las variaciones ionosféricas y la actividad geomagnética.

La ionosfera es la región de la atmósfera que está expuesta a radiación y bombardeo de partículas solares, razón por la cual existe una gran cantidad de iones, cuya trayectoria es afectada por el campo geomagnético. Esta es una región que actúa como un conductor eléctrico anisótropo porque, debido a la influencia del Sol, existe una ionización que provoca un desplazamiento horizontal de las líneas de campo magnético terrestre al ser deformadas por partículas cargadas que provienen del Sol lo que genera corrientes eléctricas. Las corrientes generadas perturban a la Tierra, la cual se comporta como un conductor, por lo que se inducen en ella corrientes en las mismas frecuencias.

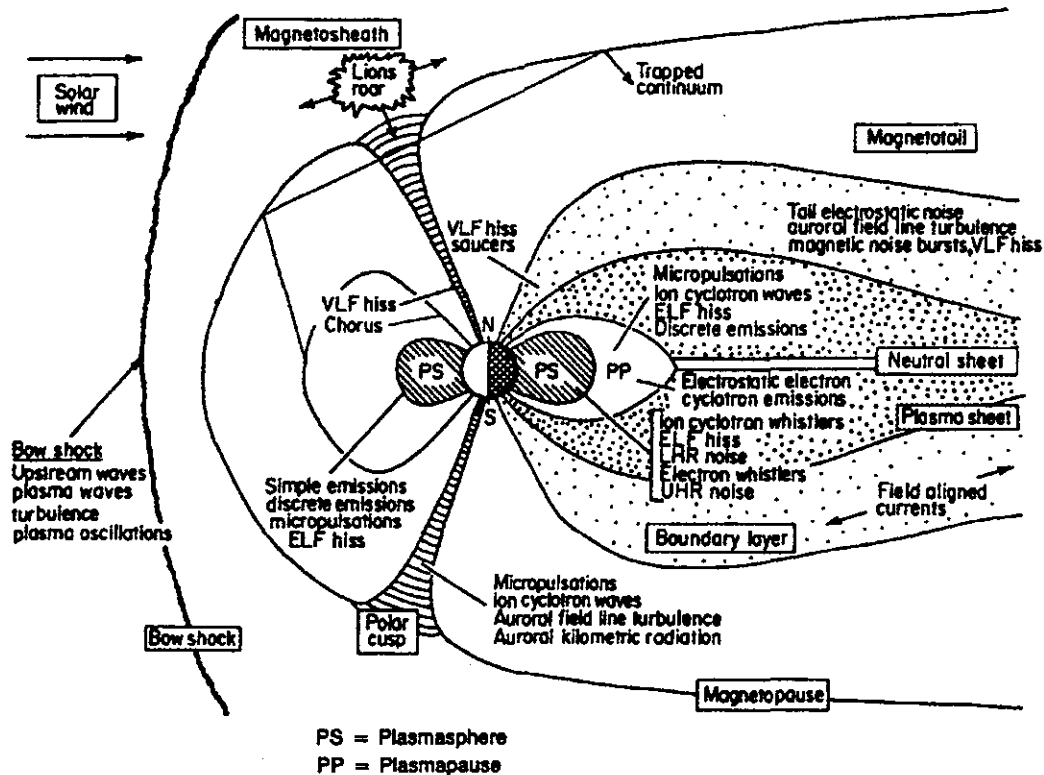


Figura 1. Regiones de fuentes EM en la magnetosfera (Shawan, 1979).

Otras ondas EM importantes son las llamadas hidromagnéticas las cuales se transmiten en fluidos conductivos magnetizados. Estas ondas tienen su origen en la interacción de fuerzas magnéticas e inerciales como consecuencia del comportamiento del plasma solar y consisten de ondas eléctricas y mecánicas acopladas en la ionosfera. Las ondas hidromagnéticas están relacionadas con el desarrollo de micropulsaciones en el plasma magnético, así como en procesos de resonancia dentro de la magnetósfera debido a que viajan a velocidades relativamente bajas.

Las micropulsaciones originadas en el plasma magnético son de gran utilidad para obtener información a profundidades medias de la corteza terrestre. Existen tres tipos: las micropulsaciones continuas (Pc), las micropulsaciones irregulares (Pi) y las micropulsaciones *pearls* (Pp). Las primeras tienen un comportamiento

periódico y aparecen comúnmente durante periodos de mínima actividad solar, mientras que las segundas presentan un comportamiento de forma irregular en el espectro de frecuencias y son más comunes durante periodos de máxima actividad solar.

A su vez, las anteriores divisiones se subdividen dependiendo del rango de frecuencias (periodos) que abarcan. Las Pc se subdividen en: Pc1 con periodos de 0.2 s, Pc2 con periodos de 5 a 10 s, Pc3 con periodos de 10 a 45 s, Pc4 con periodos de 45 a 150 s, Pc5 con periodos de 150 a 600 s y Pc6 con periodos mayores a 600 s. Las Pi se subdividen en: Pi1 con periodos de 1 a 40 s, Pi2 con periodos de 40 a 150 s y Pi3 con periodos mayores a 150 s.

Las micropulsaciones Pp están relacionadas con fenómenos aurorales, son ondas con periodos de 0.3 a 3s. Aparecen al amanecer y al anochecer indicando su asociación con una condición transitoria cerca de la frontera "día-noche" de la ionosfera. Las auroras son originadas debido a la precipitación de partículas de la magnetosfera en la atmósfera, por lo que los átomos atmosféricos resultan excitados y pasan a niveles superiores de energía. Estos átomos después de un determinado tiempo tienden a regresar a su estado original. Durante este proceso emiten el exceso de energía en forma de luz. Existe una corriente auroral, en la cual también participa la ionosfera y es originada por la convección magnetosférica junto con un campo eléctrico originado por el viento solar. La dirección de esta corriente es del lado "día" al lado "noche" de la Tierra. En todo el planeta se generan este tipo de corrientes, pero debido al lugar donde se origina la corriente auroral recibe ese nombre.

En general, los campos deben viajar a través de la atmósfera y de la ionosfera para poder alcanzar la superficie de la Tierra desde la magnetosfera. Las componentes verticales de los campos eléctrico **E** y magnético **H** no penetran la ionosfera y las componentes horizontales son fuertemente modificadas. La componente vertical es importante en la interpretación de los datos MT. Sin

embargo, los campos magnéticos verticales generalmente son pequeños debido a que la Tierra tiende a suprimirlos. Algunas componentes verticales alcanzan la superficie de la Tierra aunque en su mayor parte son canceladas por la inducción terrestre. Sin embargo, modelos calculados en un periodo de 50 a 60 s indican que la componente vertical primaria de  $H$  puede tener una magnitud del 20% de la magnitud de la componente horizontal en la superficie (Vozoff, 1972). Debido a esto se puede crear una confusión en la interpretación, puesto que normalmente se asume que la componente vertical del campo magnético externo es igual a cero, es decir, que la componente  $z$  de  $H$  que se observa en la Tierra es debida exclusivamente a un fenómeno local de inducción.

### 2.1.2. - Onda plana

En los estudios que se han realizado para conocer las características de la fuente de energía electromagnética natural se acepta generalmente el considerar que sobre la superficie de la Tierra las fuentes naturales generan ondas electromagnéticas planas y su naturaleza es aproximadamente estacionaria (Cagniard, 1953). La importancia de este concepto radica en que las ecuaciones que describen la propagación de este tipo de onda son simples en comparación con las que describen la propagación de ondas esféricas, y en consecuencia el procesado y la interpretación de los datos en términos de estructuras también se simplifica.

Debido al gran contraste de resistividad entre la tierra conductiva y el aire, las ondas electromagnéticas planas penetran verticalmente dentro de la tierra. La validez de esta consideración ha sido estudiada en numerosos trabajos. Por ejemplo, Maden y Nelson (1964) demostraron que esta consideración es válida para frecuencias mayores de  $10^{-3}$  Hz en latitudes medias. Hermance y Peltier (1970) estudiaron los efectos de las corrientes de chorro aureolares y ecuatoriales y concluyeron que generalmente en medios conductivos la hipótesis básica de la

fuente tiene cabida para frecuencias entre  $10^{-4}$  y 1 Hz. Para la parte de altas frecuencias del espectro de la fuente, por arriba de 1 Hz, la hipótesis de la onda plana ha sido estudiada por Bannister (1969), quien calculó el campo de un dipolo eléctrico en la atmósfera sobre un medio homogéneo y concluyó que la consideración de la onda plana puede ser válida todavía a una distancia igual al poder de penetración de 7 profundidades peculiares (*skin depths*) desde la fuente. Esto quiere decir que en el rango de altas frecuencias la consideración de onda plana es válida para distancias relativamente cortas entre la fuente y las estructuras geológicas conductoras, mientras que en un terreno resistivo se debe tener una separación mayor.

### 2.1.3. - Anisotropía y heterogeneidad

Al hacer mediciones geofísicas frecuentemente surgen dos fenómenos relacionados con la estructura y distribución de las rocas llamados la anisotropía y la heterogeneidad y que están intrínsecamente relacionados con el fenómeno de distorsión EM. De hecho, estos conceptos constituyen el tipo de deformación de los campos EM prevista en las ecuaciones de Maxwell (Patra y Mallick, 1980). En un medio anisotrópico la conductividad varía con la dirección del campo eléctrico  $E$  aplicado. Una roca se considera anisotrópica cuando la corriente fluye en una o varias direcciones preferencialmente. Por ejemplo, en un medio estratificado el flujo principal de corriente es horizontal y ocurre a lo largo de las capas conductoras, mientras que, en la dirección perpendicular a éstas, es decir verticalmente, la corriente puede ser significativamente menor.

Si se aplica un campo eléctrico  $E$  a lo largo de un estrato el resultado será un determinado valor de densidad de corriente  $j$ , pero si se aplica perpendicular al estrato, entonces resultará en un valor mas pequeño de conductividad  $\sigma$ . En el caso en el que  $E$  sea aplicado en una dirección que no es paralela ni



perpendicular al estrato, entonces  $\mathbf{j}$  generalmente tendrá componentes en ambas direcciones y no será paralela a  $\mathbf{E}$ .

En cierto grado, todos los cuerpos de roca son anisotrópicos. En el caso más general esta anisotropía se puede representar de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} j_x \\ j_y \\ j_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

en donde  $j_i$  es el flujo de corriente en la dirección  $i$ ,  $\sigma_{ij}$  es un elemento del tensor de conductividad eléctrica y  $E_j$  la componente  $j$ -ésima del campo eléctrico, lo cual en forma sintética se escribe como

$$\mathbf{j} = \boldsymbol{\sigma} \mathbf{E} \quad (2.2)$$

Si se aplica un campo en una sola dirección, por ejemplo  $\mathbf{E} = E_x$  ( $E_y = E_z = 0$ ), la corriente y por lo tanto el campo eléctrico, de acuerdo con la ecuación (2.1) tendrá componentes de corriente a lo largo de las direcciones  $x$ ,  $y$  y  $z$ .

El efecto de la anisotropía sobre la resistividad se observa como si existieran variaciones laterales aún cuando se trate de una capa horizontal, por lo que la conductividad  $\sigma$  dependerá de la dirección de medición. Sin embargo, a diferencia de las variaciones laterales,  $\rho_a$  es la misma en cualquier parte sobre la superficie y además no se induce un campo magnético vertical.

En el caso de que una unidad geológica tenga diferentes valores de resistividad horizontal y vertical, lo cual es común en sedimentos, el método MT responde sólo al valor de resistividad horizontal, la cual se define como el inverso de la conductividad. Esto es debido a que el campo eléctrico  $\mathbf{E}$  es preferencialmente horizontal.

Si se tienen fronteras laterales de resistividad sobre las corrientes y el campo eléctrico, esto es, cuando la corriente encuentra una región de cambio rápido de resistividad, se establece y mantiene una distribución de carga en la región (Figura 2). Estas cargas producen sus propios campos eléctricos, los cuales son precisamente aquellos que se necesitaron para satisfacer las condiciones de frontera y que modifican a  $E$  y  $j$  en la vecindad. Por ejemplo, en el caso del modelo 2-D del contacto vertical de la figura con diferentes valores de resistividad a ambos lados de la discontinuidad, se puede suponer que para una determinada intensidad del campo magnético la corriente inducida será diferente dependiendo de si fluye en dirección paralela o perpendicular al contacto.

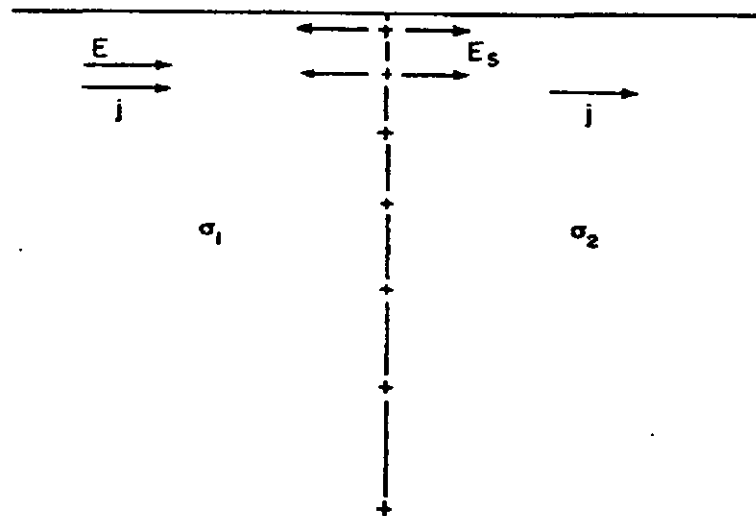


Figura 2. – Frontera lateral de resistividad. En este caso la dirección del campo eléctrico y de la densidad de corriente son perpendiculares a la frontera (Vozoff, 1972).

En el caso en el que el campo eléctrico es perpendicular al contacto, lo que se conoce como polarización H, una de las condiciones de frontera es que la densidad de corriente normal debe ser continua a través de ésta. El campo eléctrico resultante de la distribución de cargas se suma vectorialmente a los campos inducidos por  $H$  en cada uno de los medios. Esto reduce la densidad de corriente sobre el lado conductivo (Figura 3). De acuerdo con  $j_x = \sigma E_x$ , el campo

eléctrico (y la impedancia, la cual será definida mas adelante) también se reduce, por lo que el conductor parece más conductivo. Por otra parte, sobre el lado resistivo se suma el campo inicial, haciendo que la región parezca más resistiva. Estas cargas inducidas hacen posible localizar contactos geológicos y son responsables de muchas de las características de la respuesta de cuerpos en 2 y 3 dimensiones. El efecto de la acumulación de cargas desaparece cuando el receptor se encuentra a una distancia de alrededor de una profundidad pelicular  $\delta$ , cuya expresión está dada por:

$$\delta = 503\sqrt{\rho T} \quad (2.3)$$

en donde  $T = 1/f$  y  $\rho = 1/\sigma$ , por lo que la distancia es mayor para el medio resistivo como se puede deducir de esta ecuación.

En la expresión anterior  $\delta$  se refiere a la profundidad peculiar, en metros,  $\rho$  es la resistividad del medio en ohm-m y  $T$  el periodo en segundos. La profundidad peculiar es la profundidad de penetración a la frecuencia  $f$  cuando el medio es homogéneo y tiene una resistividad  $\rho$ .

Cuando  $\mathbf{H}$  es perpendicular al rumbo (lo que se conoce como polarización E), entonces  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{j}$  son paralelos a éste con el resultado de que no se acumula carga sobre el contacto. La condición de frontera sólo requiere que  $\mathbf{E}$  sea continuo a través de la misma y que se ajuste a las diferentes penetraciones ( $\delta$ ) en ambos lados del contacto. Otra diferencia mayor entre las dos polarizaciones radica en que las corrientes están más comprimidas cerca de la superficie sobre el lado conductivo porque la penetración  $\delta$  es mas pequeña ahí. Por esta razón, el modo de polarización H es el más apropiado para detectar e interpretar discontinuidades laterales de este tipo.

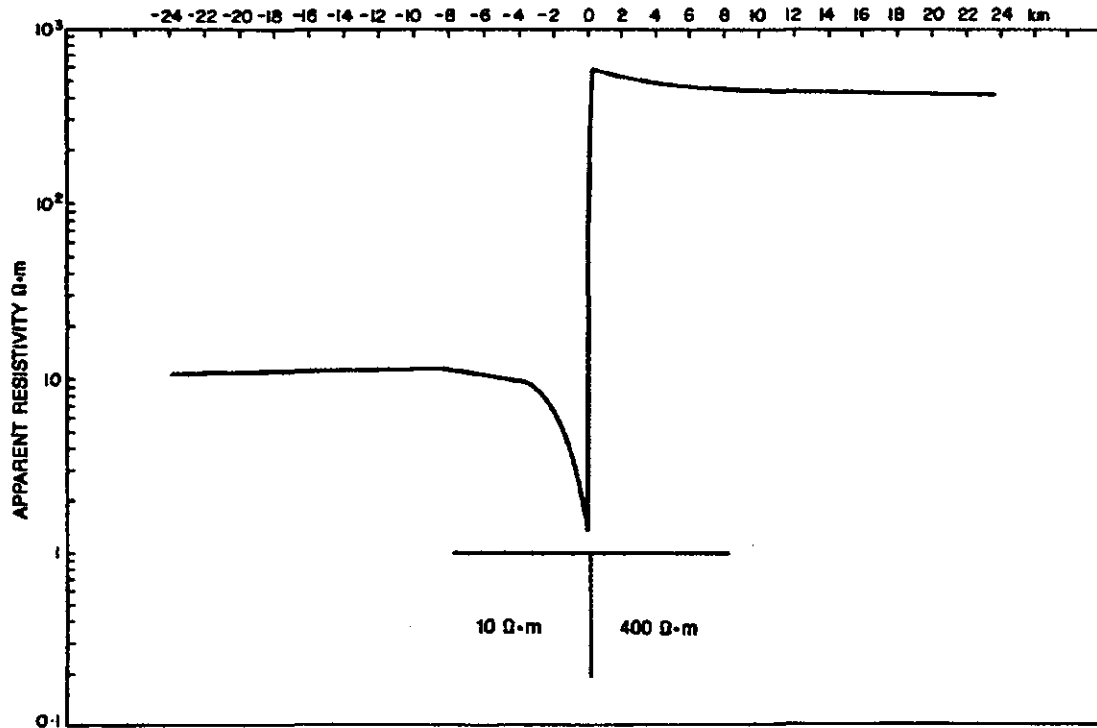


Figura 3. – Gráfica de distancia contra resistividad aparente de un contacto vertical, respuesta a 0.1 Hz. (Vozoff, 1972).

De acuerdo a la ecuación vectorial :

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu (\partial \mathbf{H} / \partial t) \quad (2.4)$$

conocida como ley de Faraday, una componente vertical de  $\mathbf{H}$  aparece cuando  $\nabla \times \mathbf{E}$  tiene una componente vertical, esto es, cuando existe un cambio lateral en la densidad de corriente horizontal, de tal modo que tanto  $\frac{\partial j_y}{\partial x}$  como  $\frac{\partial j_x}{\partial y}$  son diferentes de cero. Esta componente  $H_z$  debe decaer con respecto a la distancia del contacto. Cuando la componente  $H_z$  se normaliza con respecto al campo magnético horizontal se le llama vector de inducción o *tipper*. La magnitud del vector de inducción en el modelo del contacto vertical varía con respecto a la posición así como a la frecuencia. Si el contacto no está presente desde la

superficie sino que está enterrado bajo un estrato, entonces sus efectos se verán suavizados. Esto dependerá del espesor y de la conductividad del estrato que sobreyace al contacto y también de la frecuencia. Para frecuencias lo suficientemente altas, cuando  $\delta$  es mucho menor que su espesor, el contacto no será detectado. En estas condiciones, únicamente será visto el estrato y la respuesta será independiente de la posición del sensor y la dirección de medición. En el límite de las bajas frecuencias, cuando  $\delta$  es mucho más grande que el espesor del estrato, éste será casi invisible y el contacto aparecerá como si estuviera aflorando. Por otro lado, el tipper será máximo con  $\delta$  equivalentes a la posición del contacto.

## 2.2. - Tensor de impedancia

### 2.2.1. - Definición de impedancia

Al operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo magnético y las componentes horizontales del campo eléctrico medidas en un medio estratificado horizontalmente se le llama impedancia  $Z(\omega)$ . La impedancia es un tensor complejo cuyos elementos contienen información acerca de la amplitud y de la fase entre las componentes de los dos campos. A  $Z(\omega)$  se le conoce como función respuesta y depende tanto de la frecuencia como de la dirección en la cual son medidos los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$ . En el caso mas general la relación lineal entre las componentes de los campos está dada por

$$\mathbf{E} = \mathbf{ZH} \quad (2.5)$$

En donde

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

es el tensor de impedancias con sus elementos complejos. Los vectores  $\mathbf{E} = (E_x, E_y)$  y  $\mathbf{H} = (H_x, H_y)$  son las transformadas de Fourier de las series de tiempo  $(e_x, e_y)$  y  $(h_x, h_y)$  medidas en la superficie del terreno.

Las impedancias  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  son llamadas impedancias principales y a partir de ellas pueden ser calculadas las resistividades aparentes ( $\rho_a$ ) y las fases ( $\phi$ ) para las dos direcciones principales usando las siguientes ecuaciones (Vozoff, 1989):

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad \phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im } Z_{xy}(\omega)}{\text{Re } Z_{xy}(\omega)} \right] \quad (2.7.a)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad \phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im } Z_{yx}(\omega)}{\text{Re } Z_{yx}(\omega)} \right] \quad (2.7.b)$$

En donde  $\mu_0$  es la permeabilidad magnética en el vacío cuyo valor numérico es  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  H/m y  $\omega$  es la frecuencia angular.

### 2.2.2. - Impedancia unidimensional (1D)

Para el caso unidimensional, que se refiere a un medio uniforme o estratificado horizontalmente, la resistividad únicamente está en función de la profundidad (dirección z). En este caso las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  del tensor de impedancias son igual a cero, y las componentes  $Z_{yx}$  y  $Z_{xy}$  son iguales entre sí ( $Z_{yx} = Z_{xy} = Z$ ), por lo que el sistema de ecuaciones (2.5) se reduce a:

$$E_x = ZH_y \quad (2.8)$$

$$E_y = -ZH_x \quad (2.9)$$

o en forma matricial:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

El signo negativo es una convención e indica que las fases están desplazadas 180°. En la Figura 4a se esquematizan  $\rho$  y  $\phi$  para este caso. Algunos ambientes geológicos en donde es común la obtención de impedancias unidimensionales son, por ejemplo, cuencas sedimentarias, plataformas marinas y en general regiones tectónicamente estables.

### 2.2.3 .- Impedancia bidimensional (2D)

Un medio bidimensional es aquel en el que la resistividad está en función de la profundidad (dirección z) y de alguna de las direcciones horizontales (dirección x o dirección y). Un ejemplo práctico es el que se encuentra representado en la Figura 2. En este caso, si el marco de referencia está orientado a lo largo del rumbo de la estructura, las componentes del tensor de impedancias  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  serán iguales a cero y las componentes  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  serán diferentes y de signo contrario ( $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$ ), por lo que el tensor de impedancias se representa de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

Cuando la orientación del marco de referencia no coincide con el rumbo de la estructura, entonces todas las curvas de resistividades aparentes y fases son diferentes entre sí. En este caso es necesario rotar el tensor de impedancias un ángulo  $\theta$  para hacer coincidir el marco de referencia de la medición con el rumbo de la estructura.

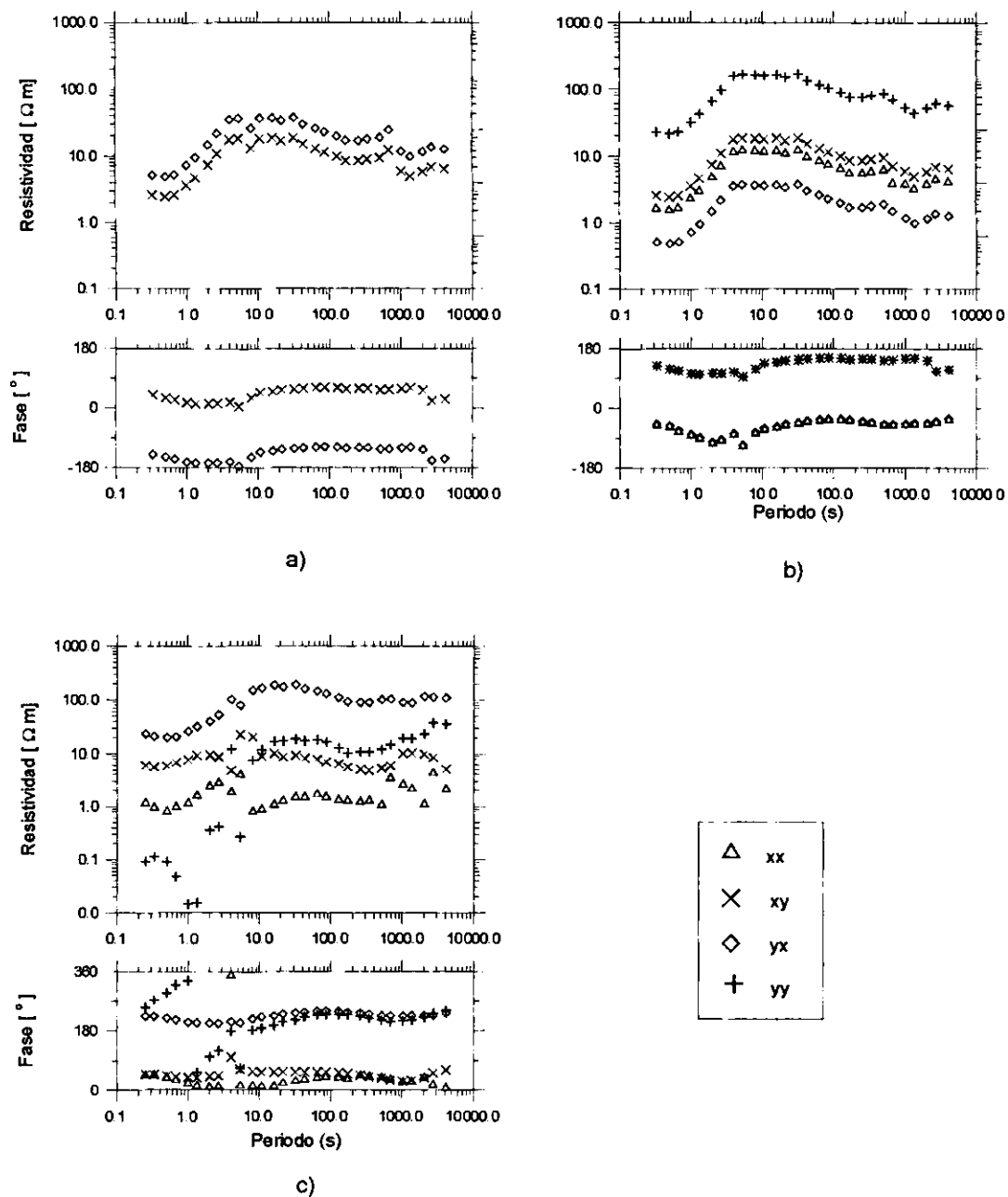


Figura 4- Representación de las curvas de resistividad y fase del tensor de impedancias para los casos unidimensional y bidimensional. La figura a) muestra el caso de un medio unidimensional en el cual las componentes xx y yy son igual a cero y las componentes xy y yx son idénticas, en el caso de las curvas de resistividad éstas pueden estar afectadas por algún factor que las distorsione provocando un desplazamiento de las curvas de resistividad. La figura b) muestra el caso bidimensional cuando los ejes de medición son paralelos a la estructura regional. La figura c) muestra el caso de un medio bidimensional cuando los ejes de medición no son paralelos a la estructura regional.



Las Figuras 4b y 4c muestran las curvas de  $\rho_a$  y  $\phi$  para el caso bidimensional. Se pueden mencionar varios ambientes geológicos que emulan condiciones bidimensionales tales como fallamientos regionales, zonas de subducción, contactos entre terrenos alóctonos, etc.

#### 2.2.4 .- Impedancia tridimensional (3D)

En el caso de un medio tridimensional la resistividad está en función de las tres direcciones (x, y, z) por lo que todas las componentes del tensor de impedancias son diferentes entre sí y ninguna es igual a cero. Para un medio 3D el tensor de impedancias esta representado de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

En este caso no existe rotación alguna que permita la simplificación del tensor. En la práctica los casos de medios tridimensionales van desde pequeñas anomalías en la conductividad aisladas (distorsión tridimensional local), hasta estructuras a gran escala.

Cuando después de una rotación, las curvas coinciden únicamente para periodos largos, esto indica una distorsión tridimensional local cercana a la superficie y bidimensional a escala regional.

La dimensionalidad del tensor puede variar con la frecuencia (y por lo tanto con la profundidad) por lo cual es necesario definir los rangos de frecuencias para los cuales  $Z$  responde a diferentes tipos de estructura. Ésto permite tomar las decisiones apropiadas para la interpretación de los datos.

Así por ejemplo, no sería adecuado utilizar un algoritmo unidimensional para interpretar datos que muestran un comportamiento bidimensional para un ancho de banda entre  $10^2$  y  $10^{-2}$  Hz si la profundidad de inducción del objeto de estudio se encuentra en este rango de frecuencias.

Por esta razón es cada vez más común realizar un análisis de distorsión previo al modelado de los datos con el fin de definir cual es el tratamiento mas adecuado para los mismos. En algunas ocasiones, cuando  $Z$  es claramente unidimensional, este ejercicio puede pasarse por alto, sin embargo, para aquellas estaciones MT en las que no está claramente definida su dimensionalidad es recomendable cuantificar el grado de distorsión de  $Z$ . Con este propósito se desarrolla la sección 2.4.

### 2.3. - Inversión unidimensional

En la interpretación de perfiles magnetotelúricos es común aplicar la inversión unidimensional previa a cualquier análisis mas elaborado, con el fin de observar las posibles variaciones regionales del subsuelo a lo largo de los mismos.

Entre los varios algoritmos existentes para la inversión unidimensional de datos magnetotelúricos se encuentra el algoritmo de Occam (Constable et. al., 1987), cuya principal ventaja radica en la obtención de modelos suavizados, con el fin de evitar una sobreinterpretación de los datos. Esto se hace a partir de la definición de "aspereza"  $R$ , la cual está dada para datos discretos de la siguiente forma:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2, \quad R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1}) \quad (2.24)$$

Si suponemos que  $M$  son datos de campo ( $d_1, d_2, \dots, d_M$ ), entonces se puede asumir que hay un error asociado con cada dato. La calidad del ajuste a los datos de campo se hace a partir del criterio de mínimos cuadrados:

$$X^2 = \|Wd - WF[m]\|^2 \quad (2.25)$$

Se debe minimizar  $R_1$  sujeto a la condición de que  $X^2$ , ecuación (2.25), es igual a  $X^2$ .

El procedimiento para llevar a cabo la optimización es de la siguiente forma. Para minimizar un funcional a una restricción se usa el método de los multiplicadores de Lagrange (Smith, 1974). La ecuación de restricción se reacomoda para obtener una expresión igual a cero la cual es multiplicada por el multiplicador de Lagrange y agregado al funcional para ser minimizado.

Es conveniente llamar a los multiplicadores de Lagrange  $\mu^{-1}$ . Entonces el funcional sin restricción es:

$$U = \|\partial m\|^2 + \mu^{-1} \{ \|Wd - WF[m]\|^2 - X^2 \} \quad (2.26)$$

Los valores extremos de  $R_1$  estarán dados en los puntos estacionarios de  $U$  y aplicando el gradiente:

$$\mu^{-1}(WJ)^T WJm - \mu^{-1}(WJ)^T Wd + \partial^T \partial m = 0 \quad (2.27)$$

donde la matriz  $J$  de orden  $M \times N$  es el jacobiano o matriz gradiente:

$$J = \nabla_m F$$

Ahora hay que resolver un sistema no lineal simultáneo para  $m$ . La forma de resolverlo es la siguiente. Suponiendo que la  $k$ -ésima iteración ha sido calculada, entonces se define el siguiente vector:

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T W \ell_k \quad (2.28)$$

en donde  $\ell_k = d - F[m_k] + J_k m_k$

El verdadero valor del error del modelo  $m_{k+1}(\mu)$  es:

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\|$$

En la fase inicial de cálculos, la principal cuestión es reducir el error, porque la suposición original generalmente cae lejos de cualquier modelo que coincida con las observaciones y cualquier valor de  $\mu$  seleccionado,  $X_k(\mu)$  es más grande que  $X_0$ . Una forma obvia de proceder es escoger  $\mu$  para minimizar  $X_k(\mu)$ . Aunque no hay garantía de que el modelo minimizado  $X_k$  ajuste mejor que  $m_k$ , se ha encontrado un esquema muy satisfactorio. Después de un número de iteraciones,  $\mu$  puede ser seleccionada para hacer  $X_k$  exactamente igual a  $X_0$ . De hecho, es muy probable que habrá mas de un valor como tal.

## 2.4. - Métodos de análisis de distorsión

El tipo más conocido de distorsión es la desviación o corrimiento estático conocido también como distorsión galvánica, que se debe a la acumulación de cargas en la interfase de la capa superficial. Éste corrimiento se puede observar como un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad en una gráfica logarítmica de resistividad ( $\log \rho$ ) contra periodo ( $\log T$ ) (Figura 5) y es un problema relativamente simple de solucionar cuando se dispone de información independiente de la resistividad de la capa más somera. La corrección del desplazamiento vertical consiste en desplazar las curvas afectadas al nivel de  $\rho$  previamente conocido. Si se desconoce este parámetro, es posible hacer la

corrección determinando un nivel promedio de  $\rho$  a partir de un conjunto de valores de diferentes estaciones, una vez hecho lo anterior, se procede a desplazar el conjunto de curvas al nivel de  $\rho^*$ .

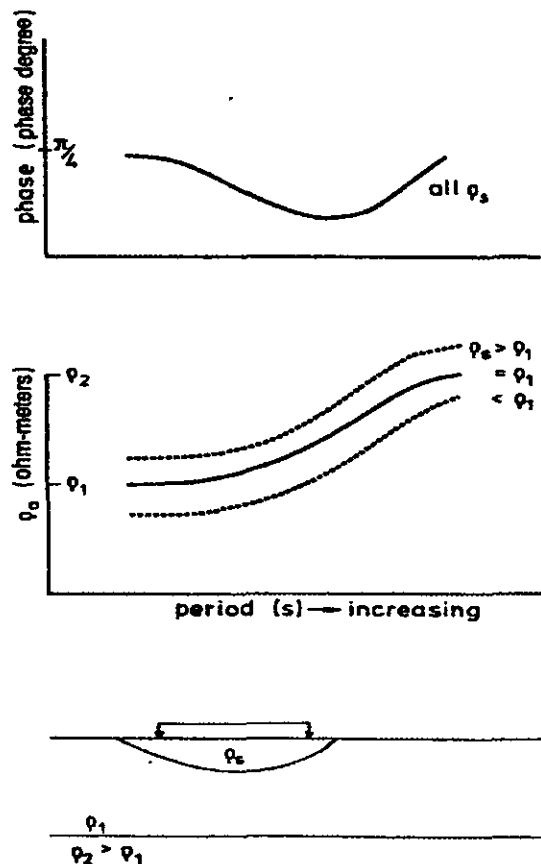


Figura 5.- Modelo que muestra los efectos del corrimiento estático. En la gráfica de resistividad aparente, la curva de en medio sería la respuesta en el caso de que no hubiera heterogeneidades locales. La gráfica de fase muestra que ésta no es afectada (Stemberg, 1985).

Otro tipo de "distorsión" es la debida al efecto de inducción electromagnética y que constituye en sí misma el fenómeno físico a interpretar en términos de las estructuras del subsuelo. En los casos de ambientes geológicos relativamente simples (casos 1D y 2D) es posible establecer la forma de inducción del tensor de impedancia y reducirla a su expresión más simple, ya sea realizando la corrección

estática (casos 1D y 2D) y/o rotando a los ejes principales (caso 2D). En otras ocasiones, concretamente en ambientes geológicos complicados, el fenómeno de inducción involucra fases y resistividades mezcladas (caso 3D), es decir, que no es posible reducir a una forma simplificada el tensor de impedancia.

Como se mencionó anteriormente, la dimensionalidad de  $Z$  puede variar con la profundidad y esto puede ser observable a simple vista, por lo que se hace necesario, en estos casos, analizar cuidadosamente las componentes de  $Z$  en función de la frecuencia.

### 2.4.1 Rotación de $Z$

La observación de cada una de las componentes del tensor de impedancia regional por separado puede dar una rápida visión de la dimensión de la estructura regional, si ésta no es extremadamente complicada, de acuerdo al planteamiento esquemático del párrafo anterior. Esto es importante ya que en un medio unidimensional o bidimensional es posible reducir los efectos de distorsión a sus formas más simples corrigiendo la desviación estática o rotando a los ejes principales, como se acaba de mencionar. El método de rotación (Chakridi et al., 1992) consiste precisamente en analizar las componentes individuales de la función respuesta  $Z$ , evaluando resistividades y fases y rotándolas a intervalos fijos para observar su comportamiento.

En el caso de un medio regional unidimensional, la presencia de fuentes de distorsión someras puede ser expresada en términos de un operador  $A$ , de la siguiente forma (Larsen, 1977):

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{AZ}_{1D} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a_{12}Z & a_{11}Z \\ -a_{22}Z & a_{21}Z \end{pmatrix} \quad (2.13)$$

En este caso los elementos de la matriz  $\mathbf{A}$  son independientes de la frecuencia,  $\mathbf{Z}_m$  es el tensor medido a partir de los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$  observados en superficie y el tensor  $\mathbf{Z}_{1D}$  representa un medio unidimensional sin distorsión. Como se puede deducir de esta forma del tensor, las curvas de resistividad aparente presentan un corrimiento por diferentes factores  $a_{ij}$  ( $i,j=1,2$ ), pero mantienen esencialmente la misma forma, mientras que las fases individuales son todas idénticas, es decir

$$\rho_{11} = C_1 \rho_{12} = C_2 \rho_{22} = C_3 \rho_{21} \quad (2.14.a)$$

$$\text{con } C_1 = -\frac{a_{12}}{a_{11}}, \quad C_2 = -\frac{a_{22}}{a_{11}} \quad \text{y} \quad C_3 = -\frac{a_{21}}{a_{11}}$$

$$\text{y } \phi_{11} = \phi_{12} = \phi_{22} = \phi_{21} = \phi = \tan^{-1} \frac{\text{Im } Z(\omega)}{\text{Re } Z(\omega)} \quad (2.14.b)$$

Aquí  $C_1$ ,  $C_2$  y  $C_3$  son factores escalares que desplazan verticalmente las curvas de resistividad pero que no modifican su forma.

Como se puede observar, la fase no se ve afectada por el corrimiento estático, por esta razón es un parámetro mas confiable para la interpretación, aunque tiene la desventaja de proporcionar menos resolución que  $\rho$ .

En el caso bidimensional, existen dos posibilidades, dependiendo de sí los ejes de medición (dados por los dipolos eléctricos) coinciden o no con los ejes de las estructuras regionales. En el caso de que estos coincidan,  $\mathbf{Z}_m$  se expresa de la siguiente forma (Bahr, 1988):

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{AZ}_{2D} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_1 \\ -Z_2 & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a_{12}Z_2 & a_{11}Z_1 \\ -a_{22}Z_2 & a_{21}Z_1 \end{pmatrix} \quad (2.15)$$

En este caso, las curvas de resistividad definida por los elementos de la primera columna del tensor ( $-a_{12}Z_2$  y  $-a_{22}Z_2$ ) son idénticas excepto por el factor  $a_{12}/a_{22}$  que las desplaza verticalmente una respecto de la otra. De la misma forma, las curvas

de resistividad definidas por los elementos de la otra columna ( $a_{11}Z_1$  y  $a_{21}Z_1$ ) son idénticas entre sí (pero diferentes de las anteriores) aunque desplazadas por un factor  $a_{11} / a_{21}$ . Las fases son idénticas para los elementos de una misma columna y corresponden a las fases verdaderas para un medio bidimensional.

Por otro lado, cuando los ejes tienen otra orientación que la de la estructura regional 2D, todas las curvas de resistividad aparente y fase difieren unas con respecto a otras y en este caso la rotación de  $Z$  a los ejes principales proporcionará el ángulo  $\theta$  al cual el tensor es bidimensional, es decir, se puede llevar a partir de una rotación a la forma de la ecuación 2.15. Esto se hace a partir de la expresión

$$Z_m' = R^T Z_m R, \quad (2.16)$$

en donde  $Z_m'$  es el tensor  $Z$  rotado,  $R$  es el operador de rotación dado por

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen} \theta \\ -\text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

y  $R^T$  es la transpuesta de  $R$ , necesaria para no intercambiar renglones por columnas. Si la orientación de los dipolos eléctricos (y sensores magnéticos) coincide con el sistema de medición geográfico, es decir que están orientadas N-S y E-W, entonces  $\theta$  corresponde al azimuth de la estructura a una frecuencia o banda de frecuencias específicas.

Si no existe un ángulo de rotación  $\theta$  para el cual  $Z_m$  pueda ser representado por medio de la ecuación 2.15, entonces la estructura regional es 3D. En este caso  $Z_m$  se escribe como:



$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{AZ}_{3D} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_1 & Z_2 \\ Z_3 & Z_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11}Z_1 + a_{12}Z_3 & a_{11}Z_2 + a_{12}Z_4 \\ a_{21}Z_1 + a_{22}Z_3 & a_{21}Z_2 + a_{22}Z_4 \end{pmatrix} \quad (2.18)$$

Aquí, todas las curvas de las fases y resistividades aparentes son el resultado de una combinación de los elementos de distorsión y de las componentes del tensor de impedancia. En este caso, aún después de cualquier rotación es imposible recuperar individualmente cualquier elemento del tensor regional 3D.

La identificación de impedancias que tengan carácter tridimensional ya sea para una o mas bandas de frecuencia en una estación MT, constituye en sí misma parte del proceso de interpretación del sondeo. Sin embargo, la interpretación cuantitativa de la estructura del subsuelo en estas condiciones requiere no solo del algoritmo apropiado para un modelado, sino de mayor densidad de estaciones que cubran apropiadamente su extensión.

### 2.4.2 Parámetros de Bahr

El modelo de la ecuación 2.15 representa un medio regional 2D con una anomalía local 3D, la cual se localiza en la superficie. La ecuación 2.15 también se conoce como el "modelo de superposición". En este modelo los elementos del tensor de distorsión  $\mathbf{A}$  son independientes de la frecuencia a periodos para los cuales las dimensiones de la estructura 3D son pequeñas comparadas con la profundidad peculiar  $\delta$ .

Bahr (1988) definió un parámetro rotacionalmente invariante, que mide la diferencia de fases en el tensor de impedancias para evaluar la desviación del modelo de la ecuación 2.15 y que por lo tanto es una medición de asimetría del medio. Este parámetro de distorsión está dado por:

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| + |[S_1, D_2]|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|} \quad (2.19)$$

donde  $S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}$ ,  $S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}$ ,  $D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}$ ,  $D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$ , y donde  $[D_1, S_2] = (\text{Re } D_1 \text{ Im } S_2) - (\text{Re } S_2 \text{ Im } D_1)$  y de forma similar para  $[S_1, D_2]$ . Este parámetro ( $\mu$ ) es un indicador de unidimensionalidad del subsuelo. Si  $\mu \cong 0$  entonces el medio se puede considerar homogéneo.

Con base en la condición de que dos elementos de la misma columna del tensor de impedancias 2D tienen la misma fase, es posible determinar el ángulo del rumbo de una estructura regional, el cual está dado por (Bahr, 1991):

$$\tan 2\theta = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]} \quad (2.20)$$

en donde  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $D_1$  y  $D_2$  representan las sumas y diferencias de los elementos del tensor, como se explicó anteriormente.

Otra medición de la diferencia de fase resultante de la desviación del modelo de superposición está dado por el parámetro rotacionalmente invariante  $\eta$  o asimetría regional (*regional skew*) (Bahr, 1991), que también parte de la condición de que en el sistema coordenado de la estructura regional bidimensional los dos elementos del tensor en cada columna tienen la misma fase. Cualquier desviación implica que  $\eta > 0$ , por lo que este parámetro puede ser utilizado como una medición de la bidimensionalidad del medio. Su forma explícita está dada por:

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|} \quad (2.21)$$

En el caso de que el modelo se desvíe del modelo de superposición, entonces no hay ningún sistema coordinado para el cual el tensor de impedancia tome la forma de la ecuación 2.15. Si esta desviación es moderada, entonces puede ser introducida una desviación de fase, de tal forma que las fases de cada columna del tensor difieran en forma mínima. Así, al tensor de impedancia del modelo principal en el marco del rumbo regional, se le puede introducir la perturbación de fase  $e^{\pm i\delta}$  es decir:

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{AZ}_{2D} = \begin{pmatrix} -a_{11}Z_2e^{i\delta} & a_{11}Z_1 \\ -a_{22}Z_2 & a_{21}Z_1e^{-i\delta} \end{pmatrix} \quad (2.22)$$

En el sistema coordinado del rumbo regional se puede probar (Bahr, 1991) que la transformación de los elementos del tensor de impedancias modificados, usando una expresión de la forma de la ecuación (2.15) cuando las mediciones toman una orientación arbitraria, produce la siguiente ecuación para  $\theta$ :

$$\tan 2\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{(B_1A_2 + A_1B_2 + C_1E_2)}{(A_1A_2 - C_1C_2)} \pm \left[ \frac{1}{4} \frac{(B_1A_2 + A_1B_2 + C_1E_2)^2}{(A_1A_2 - C_1C_2)^2} - \frac{(B_1B_2 - C_1C_2)}{(A_1A_2 - C_1C_2)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.23)$$

Donde los coeficientes  $A_1$ ,  $B_1$ ,  $C_1$ ,  $E_1, \dots$ , etc., son combinaciones de las impedancias modificadas en las ecuaciones que definen a  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $D_1$  y  $D_2$ .

Esta ecuación representa el método robusto de Bahr para calcular el rumbo  $\theta$  cuando existe una desviación moderada del caso bidimensional. Describe dos diferentes sistemas coordinados en los cuales  $\eta$  (ec. 2.21) es convertida en una desviación de fase mínima o máxima. Por razones físicas se escoge la  $\eta$  mínima, aunque ambas son igualmente válidas como solución.

Por otro lado la magnitud de  $\eta$  determina si un sondeo está o no en un medio 2D. Si  $\eta=0$ , entonces el tensor de impedancias puede ser representado por la ecuación (2.15). Las desviaciones moderadas de este modelo se considera que están dentro del rango de  $0 < \eta < 0.4$ , valores más grandes de 0.4 se considera que corresponden a un medio regional tridimensional.

### **3. PERFIL IXTEPEJI, OAX.-TLACOTALPAN, VER.**

#### **3.1 Introducción**

Los datos de este perfil fueron adquiridos como parte de un proyecto conjunto entre la UNAM y la Universidad de Münster, Alemania, el cual tiene como objetivo principal el mapeo del segmento subducido de la Placa de Cocos en el centro y sur de México. Como parte de este proyecto fueron realizados sondeos magnetotéluricos (MT) ubicados entre las costas de Oaxaca y Tlacotalpan, Veracruz. En el presente trabajo se analiza la información recolectada a lo largo de un perfil que comienza en la población de Santa Catarina Ixtepeji, Oax. y termina en las cercanías de Tlacotalpan, Ver., con el fin de determinar la dimensionalidad de esta zona.

El perfil Ixtepeji-Tlacotalpan se encuentra integrado por diez estaciones MT llamadas: IXTE, MALC, ESPE, JATA, SEBA, OTAT, NOPA, COSA, ACUL y TLAC, las cuales están localizadas en los estados de Oaxaca y Veracruz (Fig. 6). El perfil comienza con la estación IXTE, que se ubica en las cercanías del pueblo de Santa Catarina Ixtepeji, Oaxaca. Las estaciones IXTE, MALC, ESPE, JATA y SEBA se ubican al noreste del estado de Oaxaca. Las cinco estaciones restantes se localizan en el estado de Veracruz, finalizando el perfil con la estación TLAC, la cual está próxima a Tlacotalpan.

Las mediciones del campo electromagnético fueron hechas con un sistema magnetotélurico modular MMS 02E, modelo EMF-863 de Metronix, que opera en un rango de frecuencias entre los 4 y  $2.4414 \times 10^{-4}$  Hz. El tiempo que se requirió para la adquisición de esta información fue de tres semanas utilizando en promedio 48 horas de medición continua en cada estación. Las componentes del campo eléctrico fueron medidas con dipolos eléctricos de 50 m de largo con una orientación norte-sur para la componente Ex y este-oeste para la componente

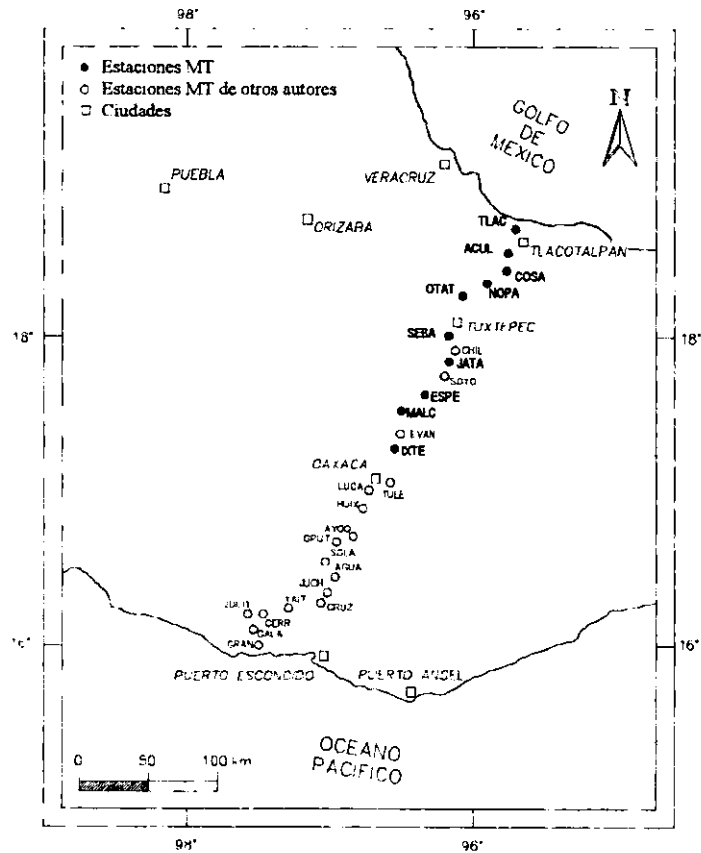


Figura 6. – Localización de las estaciones MT del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan, las cuales están representadas con puntos negros.

Ey. Las componentes del campo magnético fueron medidas usando bobinas de inducción KIM 863 también de Metronix.

### **3. 2 Marco geológico**

Existe una clasificación geológica en términos de terrenos tectono-estratigráficos, los cuales son áreas que poseen un basamento lito-tectónico que tiene la misma génesis y que puede ser internamente homogéneo o no dentro de sus fronteras (Campa y Coney, 1983). Los terrenos tectono-estratigráficos son unidades geológicas regionales que no pueden ser asociadas a la geología de las unidades adyacentes. Cada terreno cuenta con un basamento distinto y sus límites han sido interpretados generalmente como límites tectónicos.

De acuerdo con la división hecha por Campa y Conney (1983), el perfil Ixtepeji-Tlacotalpan cruza dos terrenos tectono-estratigráficos: el terreno Juárez, en el que se ubican las estaciones IXTE, MALC y ESPE; y el terreno Maya, en el que se encuentran las estaciones JATA, SEBA, OTAT, NOPA, COSA , ACUL y TLAC (Figura 7). Existe otra división hecha por Sedlock et al. (1993). Para la zona del país donde se encuentra localizado el perfil, ambas divisiones son muy similares y en este caso cruza los terrenos Cuicateco (que corresponde al terreno Juárez de Campa y Coney) y el terreno Maya. La Tabla 1 (Alarcón y Mora, 1984) muestra la correlación estratigráfica de los terrenos en los cuales estuvieron localizadas las estaciones del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan, además del terreno Oaxaca (Campa y Coney, 1983) el cual se encuentra localizado al SW del terreno Juárez.

El terreno con el basamento más antiguo es el Terreno Oaxaca que ocupa la parte central del estado homónimo y cuenta con secuencias Cámbrico-Ordovícicas y Missisipico-Pensilvánicas sin metamorfismo. La base metamórfica, formada por el Complejo Oaxaqueño del Precámbrico (900-1100 millones de años) ha sido interpretada como el resultado de la evolución de un "rift" con sedimentación en

| ERA  | DIVISIÓN     |                | OAXACA                      | JUÁREZ                     | MAYA                                      |
|--|--------------|----------------|-----------------------------|----------------------------|---|
| C<br>E<br>N<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O      | Cuaternario  | Reciente       |                             |                            |   |
|  |              | Pleistoceno    | Andesitas                   |                            |   |
|  | Terciario    | Plioceno       | Fm Sosola                   |                            |   |
|  |              | Mioceno        | Fm Yanhuitlán               |                            | Paraje Solo, Encanto, Concepción, La Laja |
|  |              | Oligoceno      | Fm Tecomatlán               |                            | Fms Horcones, Chapopote                   |
|  |              | Eoceno         | Tecomatlán                  |                            | Guayabal, Aragón                          |
| Paleoceno                                      |              |                |                             | Velasco, Atoyac            |   |
| M<br>E<br>S<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O      | Cretácico    | Maestrichtiano |                             | S. Flysch                  | Fm Atoyac                                 |
|  |              | Senoniano      |                             |                            | Fm Guzmantla                              |
|  |              | Turoniano      |                             |                            | Fm Guzmantla                              |
|  |              | Cenomaniano    |                             |                            | Fm Orizaba                                |
|  |              | Albiano        | Teposcolula                 |                            | Fm Orizaba                                |
|  |              | Aptiano        | Gpo. Puebla                 |                            | Orizaba, Xonamanca                        |
|  |              | Neocomiano     |                             | Secuencia de Arco y Cuenca | Fm San Pedro                              |
|  | Jurásico     | Superior       |                             |                            | Todos los Santos                          |
|  |              | Medio          | Fm Etlatongo                | Ofiolitas                  | Todos los Santos                          |
|  |              | Inferior       |                             | Ofiolitas                  | Todos los Santo                           |
|  | Triásico     | Superior       |                             | Ofiolitas                  | Todos los Santos                          |
|  |              | Medio          |                             |                            | Todos los Santos                          |
|  |              | Inferior       |                             |                            | C Metamórfico I.                          |
| P<br>A<br>L<br>E<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O | Pérmico      |                | Fm Yododefe                 |                            | C. Metamórfico I.                         |
|  | Pensilvánico |                | Fm Ixaltepec<br>Fm Matzitzi |                            | C. Metamórfico Indiferenciado             |
|  | Missisipico  |                | Fm Santiago                 |                            | C. Metamórfico Indiferenciado             |
|  | Devónico     |                |                             |                            |   |
|  | Silúrico     |                |                             |                            |   |
|  | Ordovícico   |                |                             |                            |   |
|  | Cámbrico     |                | Fm Tifú                     |                            |   |
|  | PRECAMBRICO  |                |                             | Complejo Oaxaqueño         |   |

Tabla 1. Correlación estratigráfica de los terrenos en los que están localizadas las estaciones del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan.



la corteza continental antigua y el posterior metamorfismo a facies de granulita en una evolución por colisión continental (Ortega, 1981).

Al occidente del Terreno Oaxaca se encuentra el Terreno Mixteco que tiene como basamento el Complejo Acatlán del Paleozoico Inferior (Campa y Coney, 1983). La época de acreción entre estos dos terrenos no ha sido todavía confirmada, pero se han sugerido como probables el Devónico (Ortega, op.cit.) y el intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Ramírez, 1984). Al suroeste, el Terreno Oaxaca está limitado por un contacto tectónico con el Complejo Xolapa, en el cual se evidencia un extensivo magmatismo del Oligoceno con el cinturón de batolitos a lo largo del arco del terreno Xolapa, el cual no se ajusta muy bien con la mayoría de los cuerpos intrusivos del Cretácico Inferior y con la carencia de rocas magmáticas del Oligoceno en el norte del bloque Chortis. Esto implica que este bloque y la mayor parte del terreno Xolapa no fueron yuxtapuestos en el tiempo del plutonismo del Oligoceno. El emplazamiento de muchos de los intrusivos en el terreno Xolapa ocurrieron después del desplazamiento Chortis. (Schaaf et al., 1995).

El Terreno Juárez es el más oriental de los conjuntos sedimentario y volcánico submarinos del Mesozoico. De hecho, se encuentra a 200 km de la costa del Golfo de México donde el borde este que se introduce en la Sierra de Juárez ha atravesado sobre el Terreno Maya y la Planicie Costera del Golfo. El Terreno Juárez yace hacia el este del Terreno Oaxaca. La deformación es muy severa, pero una columna estratigráfica provisional es la siguiente (Charleston, 1980; Carfantan, 1981): lutita calcárea y areniscas del Jurásico Superior, estratos de limonitas del Neocomiano, rocas andesíticas, y algunas ocurrencias ultramáficas. A lo largo del margen oeste del terreno, la base del conjunto parece formada de un gneiss milonítico muy grueso que buza al este. Este complejo milonítico de la Sierra de Juárez fue interpretado como la zona de yuxtaposición de los terrenos Zapoteco (Oaxaca) y Cuicateco (Juárez) (Ortega-Gutiérrez et al., 1990), lo que le

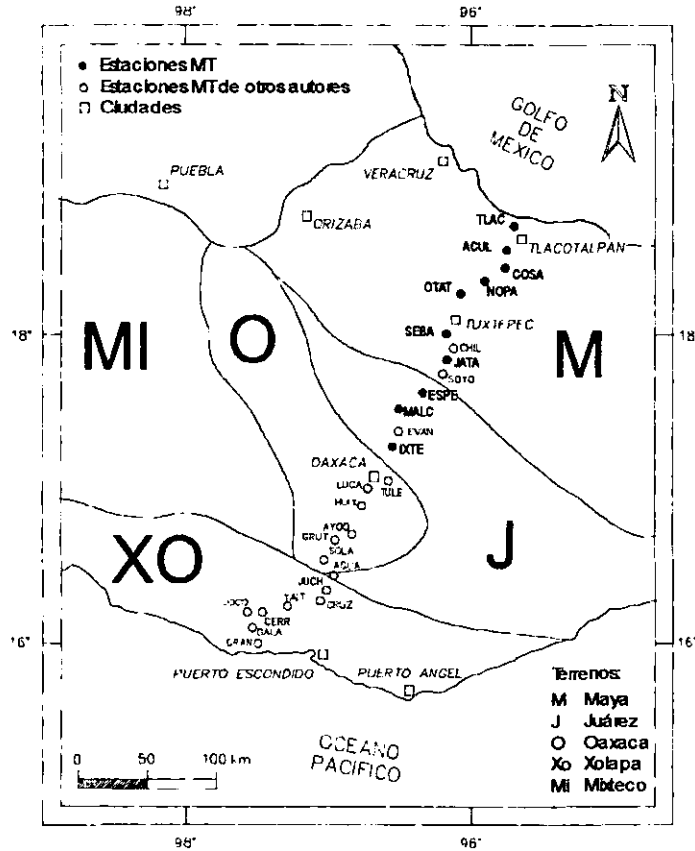


Figura 7. – División de los terrenos tectono-estratigráficos de acuerdo a Campa y Coney (1983). De acuerdo a esta división las estaciones del perfil cruzan dos terrenos: el terreno Juárez y el terreno Maya.

confiere una geometría de cabalgadura con dirección de transporte hacia el oriente (Alaniz-Alvárez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994). La larga historia de deformación del complejo milonítico de la Sierra de Juárez revela que una mayor discontinuidad a escala de corteza con dirección nor-noroeste fue reactivada en episodios durante los principales eventos tectónicos que afectaron el sureste de México. Alaniz-Alvarez et al., (1996) proponen que la reactivación de las estructuras nor-noroeste pre-existentes acomodaron la deformación impuesta por la abertura del Golfo de México.

En el extremo oriental de la porción central meridional de México se reconocen secuencias Mesozoicas marinas deformadas que revelan una paleogeografía de bajos y altos fondos marinos, desarrollados sobre un basamento Paleozoico y que ha sido tradicionalmente considerado como Apalachiano. Estos conjuntos forman parte del Terreno Maya que se extiende hacia el sur y sureste de México (Campa y Coney, 1983). Un complejo metaplutónico, al menos en parte de la era Permo-Triásica, está expuesta en Chiapas (Damon et. al 1981, Webber y Ojeda Rivera, 1957), y hay secuencias Flysch Paleozoicas fuertemente deformadas y metamorfoseadas (Hernández, 1973).

Las rocas oceánicas Mesozoicas del terreno Cuicateco se distinguen fácilmente de las rocas continentales del Precámbrico y Paleozoico de los terrenos Zapoteco y Maya. La frontera Zapoteco-Cuicateco ha sido modificada por desplazamientos normales y laterales derechos del Cenozoico en varias zonas de la falla de Oaxaca. En la frontera Cuicateco-Maya, el terreno Cuicateco es atravesado hacia el este sobre rocas metamórficas del Paleozoico ( $\zeta$ ) y estratos rojos Jurásicos del terreno Maya a lo largo de la falla de Vista Hermosa. Atravesando estas fallas de frontera, la deformación interna del terreno Cuicateco y la deformación interna del terreno Maya adyacente probablemente ocurre mas o menos al mismo tiempo durante el Cretácico Inferior (Sedlock et al., 1993).

### 3.3 Corrección Estática

La medición de las componentes eléctricas  $E_x$  y  $E_y$  así como las magnéticas  $H_x$ ,  $H_y$  y  $H_z$  se hace en forma de series de tiempo de manera simultánea. En condiciones ideales, las señales varían en amplitud y fase de forma conjugada, por lo cual son fácilmente correlacionables. Sin embargo, en condiciones normales, la señal de cada componente tiene asociada una cantidad de ruido que depende de factores diversos. Esta circunstancia hace que no toda la serie de tiempo pueda ser utilizada para realizar un cálculo adecuado de la función respuesta. Por esta razón es necesario seleccionar la parte útil de las señales de tiempo eliminando las porciones con mayor contenido de ruido o que estén saturadas.

Una vez que se obtiene la función respuesta  $Z$  y se calculan las curvas de resistividad de acuerdo a las ecuaciones 2.7, es necesario corregir por efecto del corrimiento estático (Fig. 5) antes de analizar visualmente todos los datos en su conjunto para analizar su tendencia general. Como se mencionó con anterioridad, la fase no se ve afectada por este efecto. Por esta razón, en principio es posible analizar la tendencia general de las estructuras a partir de las pseudosecciones de fase (ver sección 3.4) antes de realizar la corrección estática. Sin embargo, a veces es preferible realizar la corrección estática de las curvas de resistividad para preparar pseudosecciones de ambos parámetros ( $\rho$  y  $\phi$ ) y analizarlas simultáneamente, lo cual facilita sustancialmente la visualización de posibles anomalías regionales.

Existen varias formas de llevar a cabo la corrección estática (p.e. Warner et al, 1983; Torres Verdín, 1985; Bostik, 1986; Stenberg et al, 1985). En nuestro caso para corregir las estaciones afectadas se utilizó como referencia la estación IXTE la cual forma parte de otro perfil previamente corregido (Arzate, 1994) por este efecto. La corrección consiste en encontrar un factor a una determinada frecuencia y multiplicar por éste las curvas de resistividad desplazadas para llevarlas al

mismo nivel que las de la estación de referencia. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 8.

La corrección se hizo únicamente a las estaciones MALC, ESPE, JATA y SEBA. Con el resto de las estaciones no fue necesaria debido a que los desplazamientos verticales de  $\rho$  entre estaciones contiguas resulta mínimo.

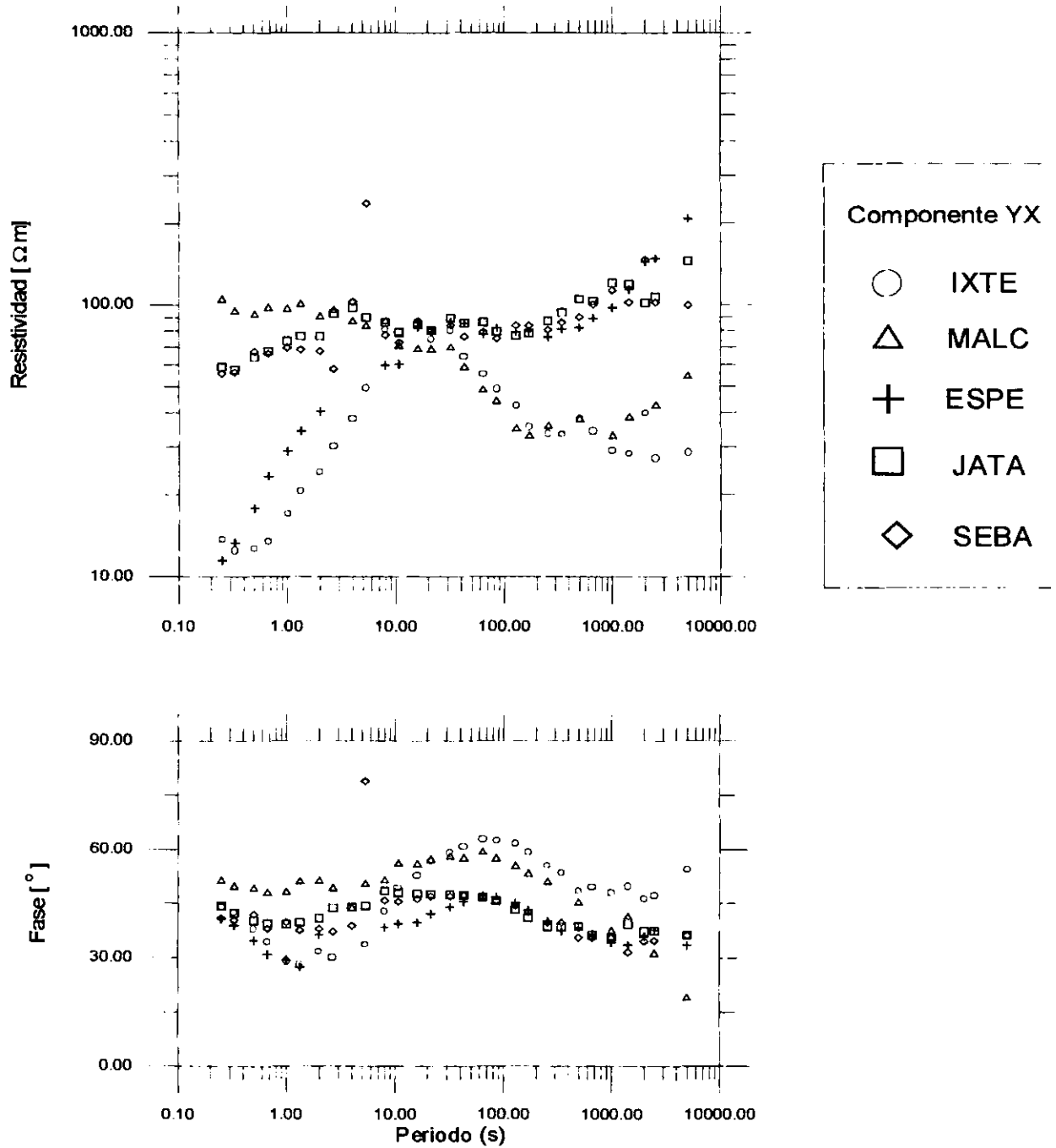


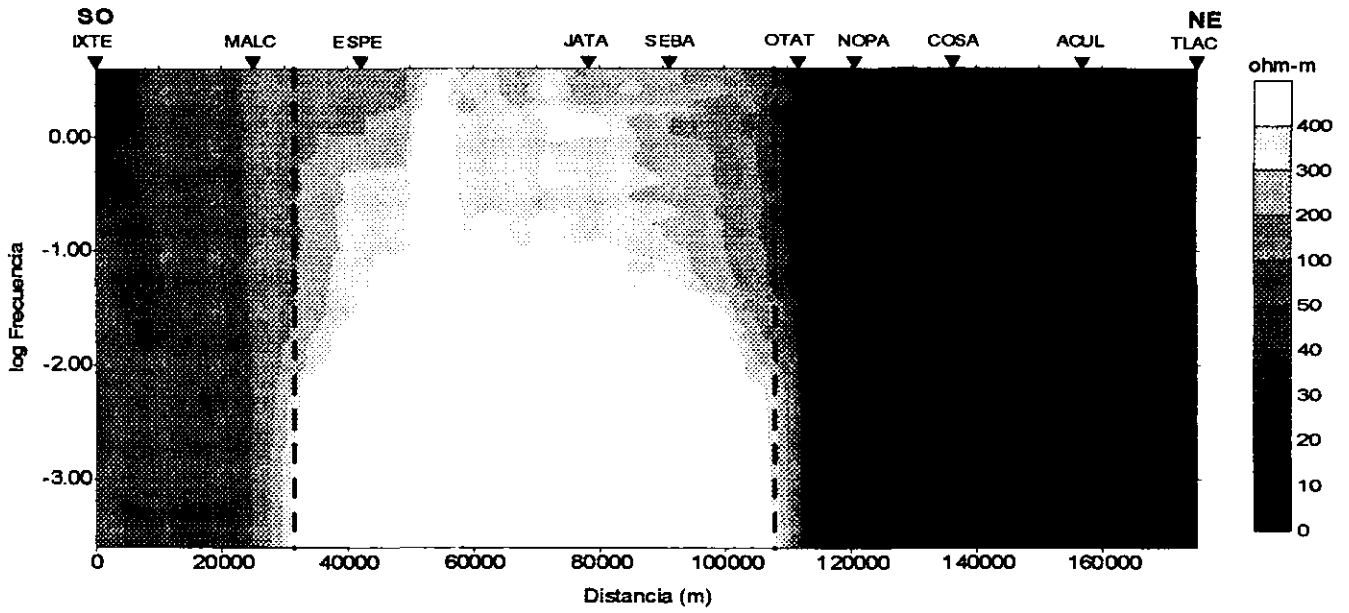
Figura 8 .- Resultado de la corrección estática para la componente yx. En la gráfica se observa que las curvas de resistividad y fase de las estaciones JATA Y SEBA se agrupan para todos los periodos, con ESPE se agrupan a partir de los 10 segundos. Lo anterior no sucede con las estaciones IXTE y MALC.

### 3.5 Pseudosecciones

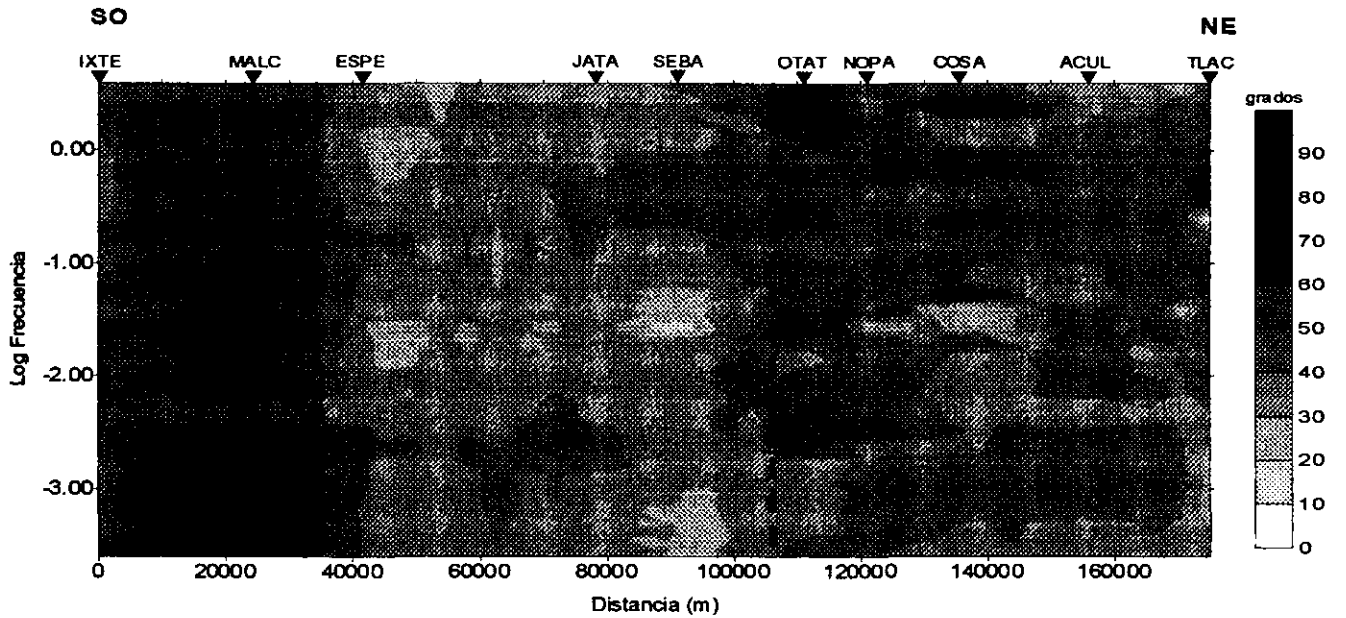
Se conoce como pseudosección a una figura en la cual el eje horizontal corresponde a la posición de las estaciones geofísicas y el eje vertical, en vez de representar la profundidad real de la sección representa algún parámetro relacionado con ésta (espaciamiento entre electrodos, frecuencia, etc.). En el caso particular de mediciones EM en el dominio de la frecuencia, la resistividad o fase (o ambos) se grafican en función de la frecuencia (o su inverso, el periodo) en la dirección vertical considerando su localización. Así, una pseudosección proporciona elementos de análisis previos a un procesamiento más elaborado y permite tomar decisiones adecuadas en cuanto al tipo de tratamiento de los datos. Los resultados de las pseudosecciones del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan se muestran en las figuras 9 y 10.

En la pseudosección de resistividad  $xy$  (Fig. 9a), la cual corresponde a la polarización transversa eléctrica (TE), se observan tres zonas con características eléctricas diferentes. Éstas pueden estar relacionadas con los terrenos tectono-estratigráficos que cruza el perfil MT. Las estaciones IXTE y MALC, de valores intermedios de resistividad ( $10 - 60 \Omega\text{-m}$ ), parecen definir el primero de los terrenos, en este caso el Oaxaca. Las tres estaciones siguientes (ESPE, JATA y SEBA) muestran características diferentes a las anteriores. El rasgo principal consiste en la presencia de un cuerpo resistivo a frecuencias de medias a bajas ( $0.1 - 0.01 \text{ Hz}$ ) que no se observa en las estaciones restantes (OTAT, NOPA, COSA, ACUL y TLAC). Ambos grupos parecen definir dos zonas con características tectónicas diferentes asociadas a los terrenos Juárez y Maya.

Por otro lado, la pseudosección de fase  $xy$  (Fig. 9b) parece confirmar la descripción anterior. Los cambios de fase laterales muestran también, aunque con menor claridad, dos interfases que coinciden aproximadamente con las definidas a partir de las pseudosecciones de resistividad  $xy$  y que se pueden asociar a los contactos entre los terrenos Oaxaca-Juárez y Juárez-Maya respectivamente



a)



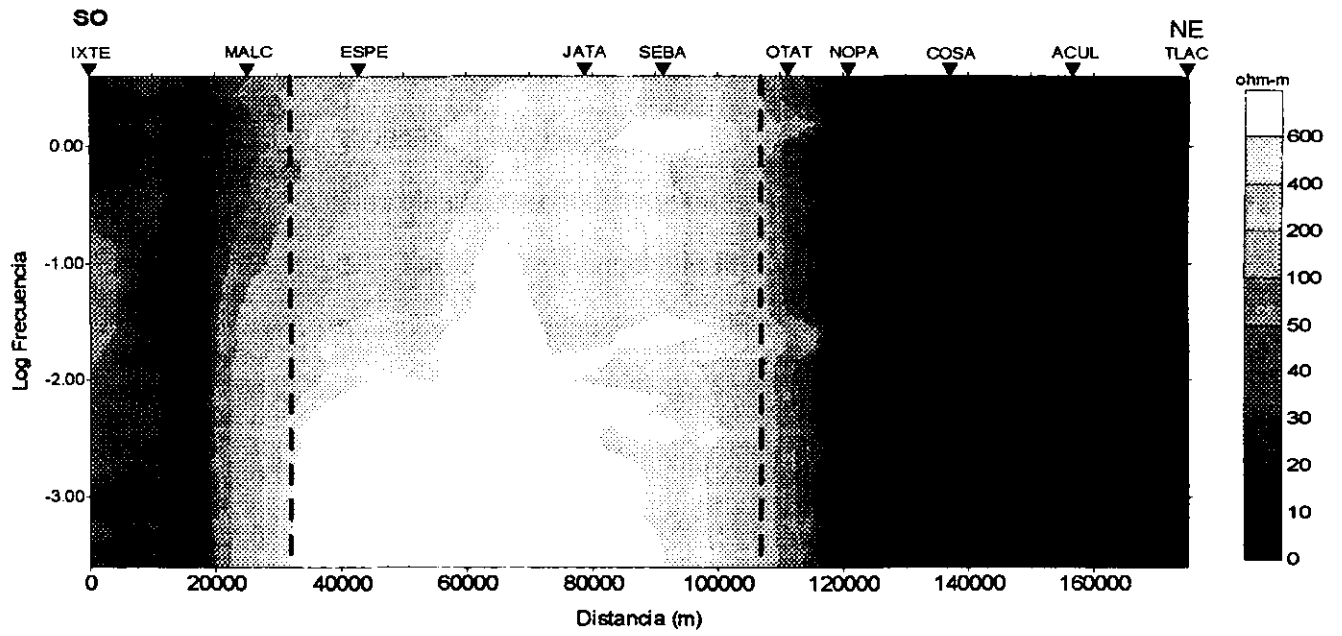
b)

Figura 9. – Pseudosecciones de resistividad (a) y fase (b) de la componente xy.

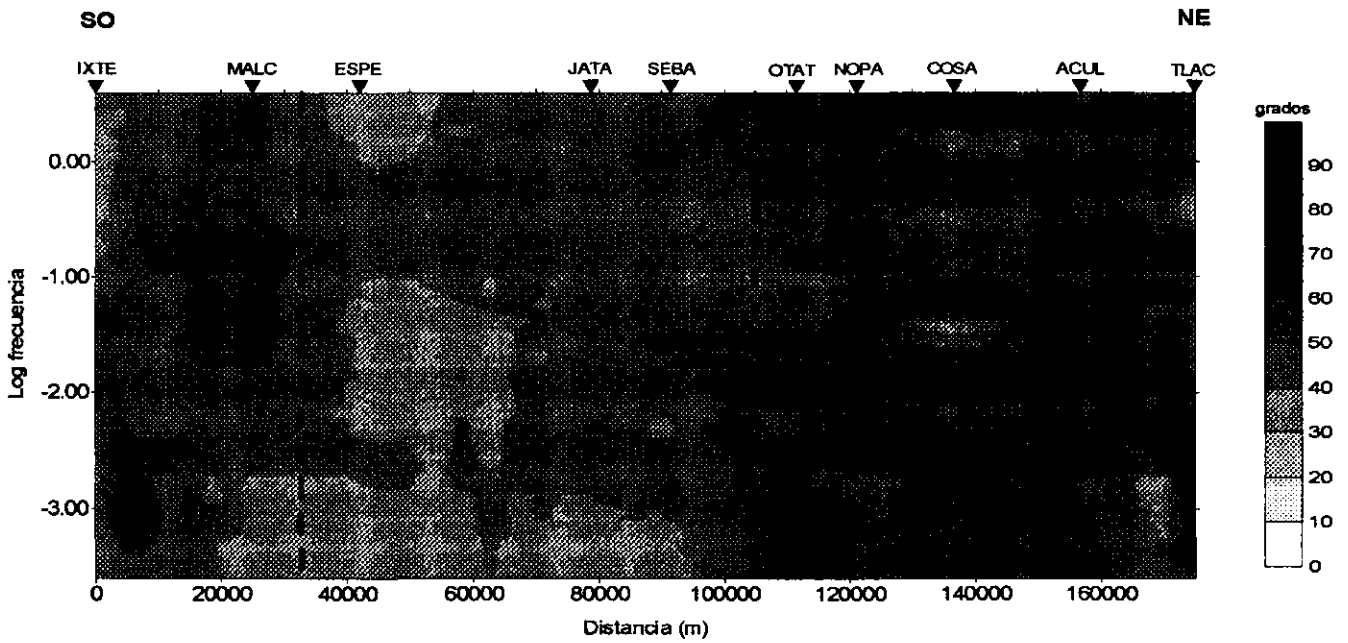


Las pseudosecciones de resistividad y fase (Fig 10) que corresponden al modo transversal magnético (TM) dejan ver también los límites entre los terrenos tectónicos, aunque con menor detalle en el caso de la pseudosección de fase (Fig 10a). Estos resultados parecen confirmar la existencia de terrenos con características geológicas diversas que se refleja en una respuesta eléctrica característica a partir de la cual se pueden ubicar con mayor precisión.

La razón por la cual el modo de polarización TE es más sensible en este caso a la presencia de los terrenos parece radicar en el hecho de que el campo eléctrico en este modo es perpendicular a la dirección del rumbo de los contactos, lo cual hace que sea discontinuo en estas zonas. En el modo TM el campo eléctrico sufre cambios más suaves al pasar de un terreno a otro debido a que es paralelo a los contactos. Esto se manifiesta en un contraste conductivo menor.



a)



b)

Figura 10. - Pseudosecciones de resistividad (a) y fase (b) de la componente yx.

### **3.5 Inversión unidimensional**

A pesar de que el análisis de distorsión muestra en su mayor parte un medio bidimensional, como una primera aproximación, se realizó una inversión unidimensional del determinante de Z utilizando el algoritmo de OCCAM (Constable, et. al., 1987 ) (Figura 14). Esto fue con el objeto de visualizar de forma regional las estructuras que cruza el perfil Ixtepeji-Tlacotalpan.

Los resultados obtenidos muestran nuevamente que el perfil puede dividirse en tres diferentes zonas con diferentes características eléctricas, probablemente relacionadas con cambios litológicos. La primera incluye a las estaciones IXTE y MALC, la segunda a ESPE, JATA, y SEBA y la tercera a las estaciones restantes: OTAT, NOPA, COSA, ACUL y TLAC.

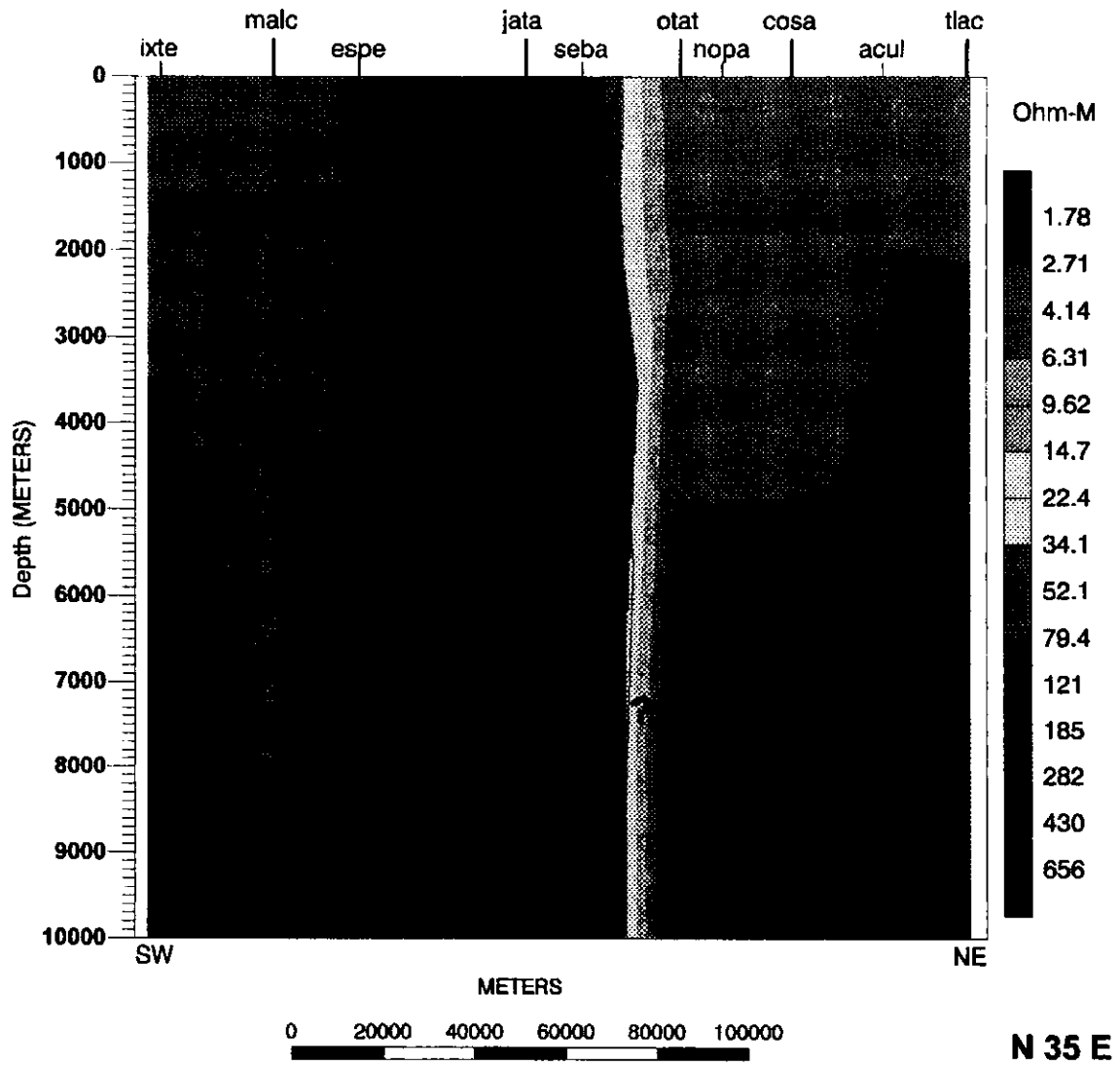


Figura 11. - Inversión unidimensional del determinante de Z para el perfil Ixtepeji-Tlacotalpan.

## **3.6 Análisis de distorsión del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan**

### **3.6.1 Análisis de rotación**

El análisis de rotación consiste en rotar las curvas de resistividad y fase de cada una de las componentes del tensor de impedancias (Ec. 2.16), con el fin de determinar si prevalece un ángulo de la estructura regional en el rango de bajas frecuencias y con base a esto determinar la complejidad del medio.

Con el fin de llevar a cabo este análisis fue necesario elaborar el programa "ROTATE". Con este programa, escrito en FORTRAN77, es posible rotar los tensores de impedancia continuamente en un cierto rango, para obtener una impresión de la dimensionalidad de los datos. Para correr este programa es necesario que los archivos de entrada tengan el formato del programa "OMNIBUS" (\*.ung). Al inicio del programa es posible decidir que clase de datos se requieren: un nuevo tensor de impedancias o la resistividad aparente y la fase, ambos rotados. El programa requiere el ángulo a ser rotado el tensor de impedancias. Los archivos de salida generados llevan el nombre de la estación y los grados a los que fueron rotados.

Para ejemplificar el procedimiento las estaciones IXTE y ESPE fueron rotadas con la ayuda de este programa cada diez grados en un intervalo de cero a ochenta grados. Los resultados son mostrados en las figuras 12 y 13.

En la estación IXTE (Figura 12) fue posible determinar un ángulo en cual el comportamiento es bidimensional. Esto se observa cuando las curvas son rotadas 80 grados y sólo entre periodos de 10 y 100 segundos.

En este rango, en el caso de las fases, las curvas XX y YX presentan idéntica fase, lo que sucede de igual forma para las curvas YY y XY. En cuanto a las curvas de resistividad, éstas varían unas con respecto a otras por un factor, pero

presentan la misma forma. Existe un factor para cada una de ellas, el cual es independiente del periodo (Chakridi, et. al., 1992).

En el caso de ESPE (Fig 13) no se encontró ningún ángulo en el cual se presente un comportamiento uni o bidimensional.

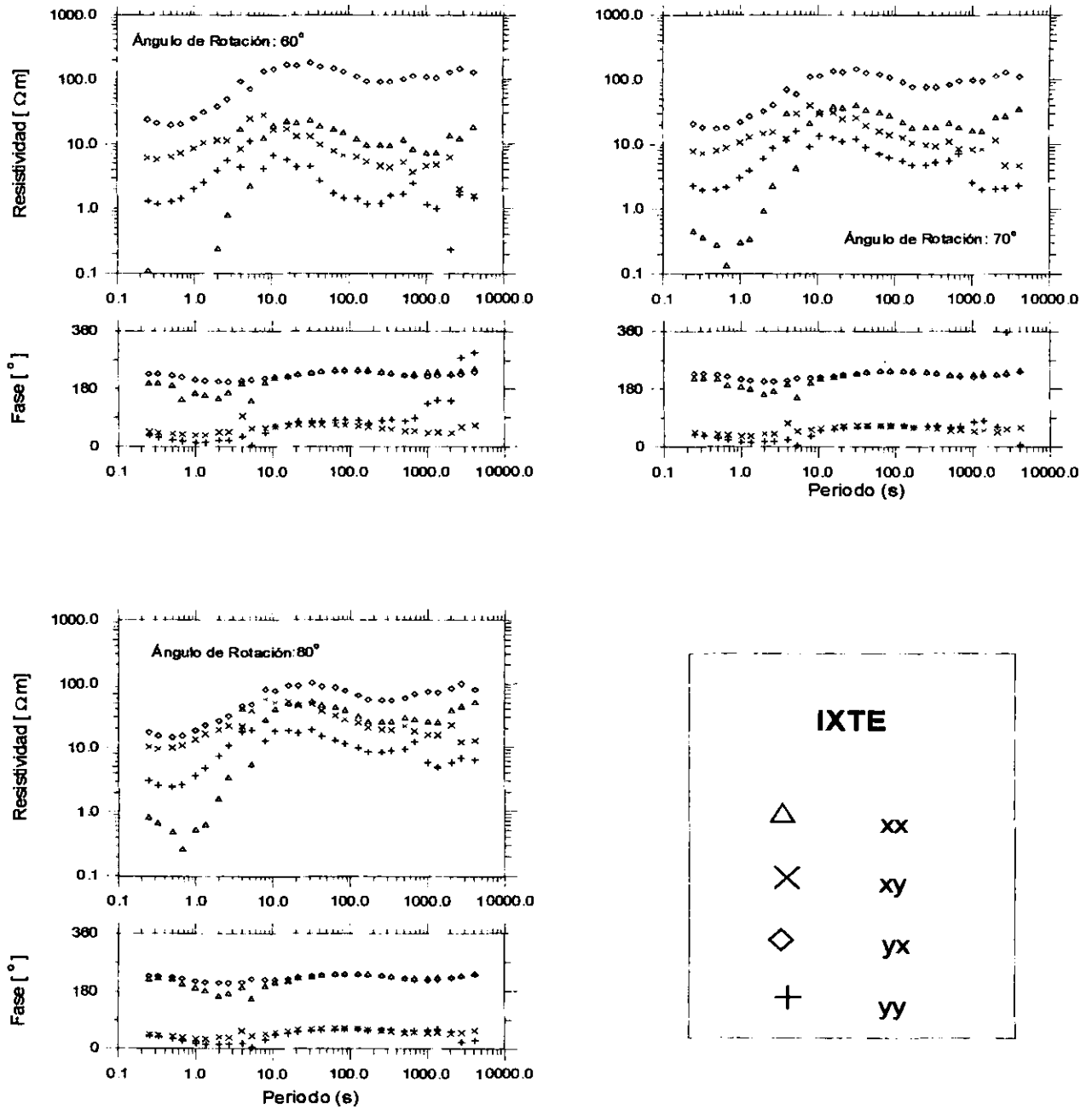


Figura 12. - Análisis de rotación de la estación IXTE. La Figura muestra un ejemplo de un medio bidimensional ya que entre los 60 y 80 grados las curvas de fase de elementos de la misma columna son idénticas y las curvas de resistividad presentan la misma forma, aunque varían por factores independientes de la frecuencia ( $a_{ij}$ ).

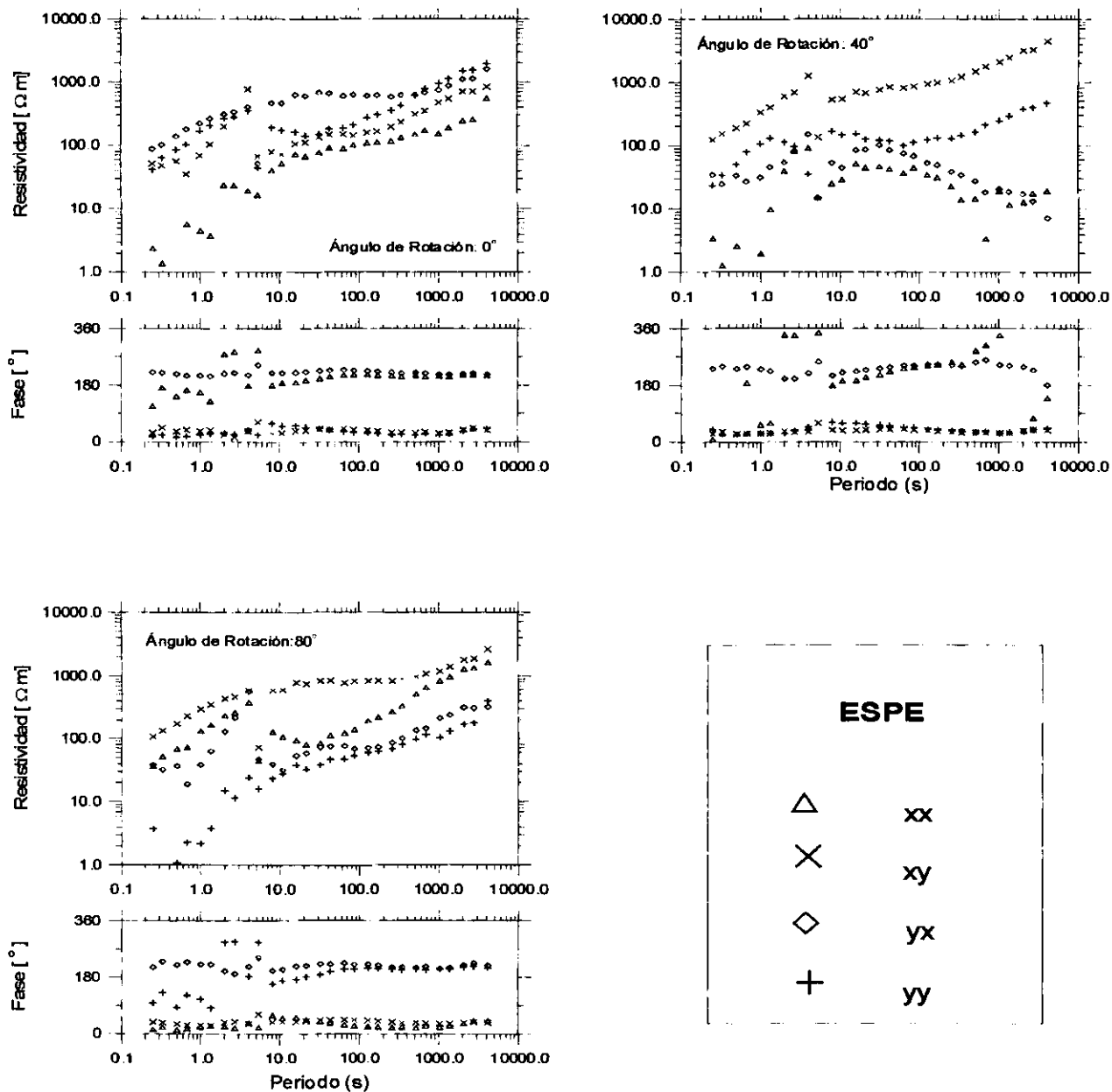


Figura 13. - Análisis de rotación de la estación ESPE. No se encontró un ángulo para el cual este sondeo se comporte de forma bidimensional.



### 3.6.2 Análisis de Bahr

El análisis de distorsión usando los parámetros de Bahr es un análisis cuantitativo, en el cual son utilizados parámetros rotacionalmente invariantes que son obtenidos a partir del tensor de impedancias, lo que nos permite determinar la verdadera dimensión de un medio en particular.

Los parámetros usados fueron la asimetría del tensor (skew) de Swift, la cual se calcula con la siguiente ecuación:

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (3.1)$$

y la anisotropía regional (skew regional, ec. 2.21). Estos parámetros son de ayuda en la determinación de la dimensionalidad del medio.

La obtención de los parámetros se hizo de la siguiente forma. Fueron utilizados los programas "SPEKOMP", "OMNIBUS" y "T" (tensor). Estos programas son utilizados por el grupo de trabajo de la universidad de Münster, Alemania, para el procesamiento de datos magnetotelúricos. El programa "SPEKOMP" fue utilizado para comprimir los archivos \*.spe (obtenidos a partir del programa Analys38 y los cuales contienen la información acerca de la función de transferencia) y darles el formato requerido por el programa "OMNIBUS". El siguiente paso fue el uso del programa "OMNIBUS", el cual genera los tensores de impedancia. Una vez obtenidos se utilizó el programa "T" con el fin de realizar el análisis de distorsión.

El programa "T", basado en un trabajo de Bahr (1991) proporciona los parámetros invariantes antes mencionados. Para la determinación de la dimensionalidad con base al skew y al skew regional se tomaron los siguientes límites:

Parámetros de Bahr (Medio bidimensional con distorsión superficial tridimensional):

- Medio unidimensional si  $\eta < 0.1$
- Medio bidimensional si  $0.1 < \eta < 0.4$
- Medio tridimensional si  $\eta > 0.4$

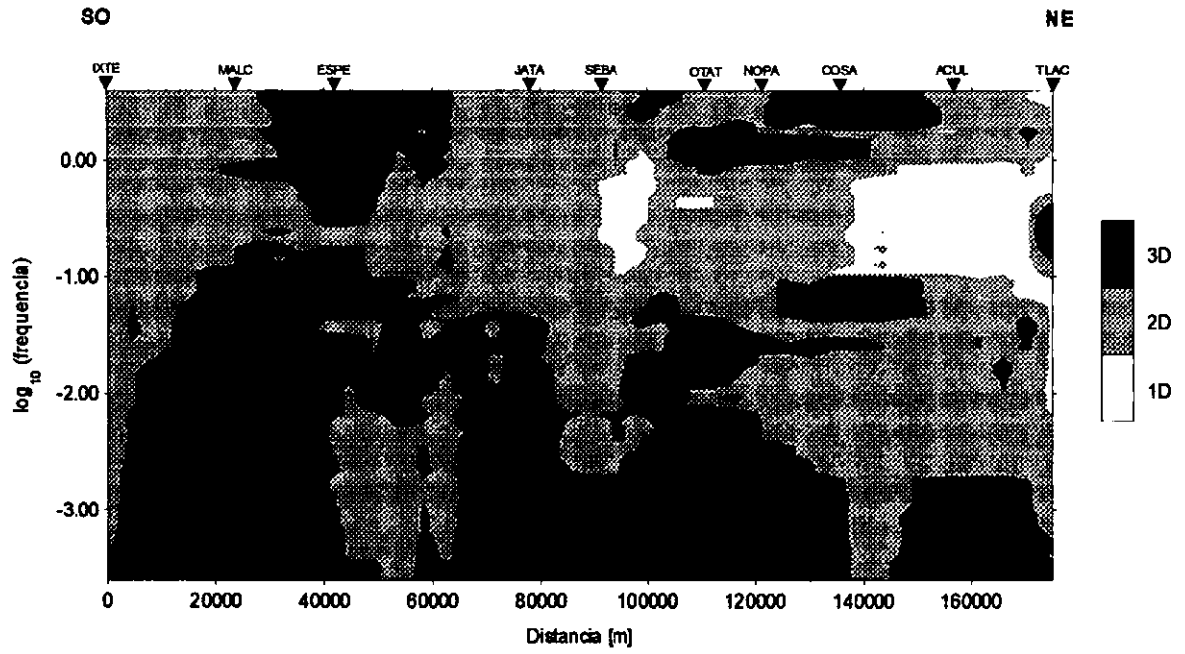
Parámetros de Swift (Medio puramente bidimensional):

- Medio unidimensional si  $S < 0.05$
- Medio bidimensional si  $0.05 < S < 0.3$
- Medio tridimensional si  $S > 0.3$

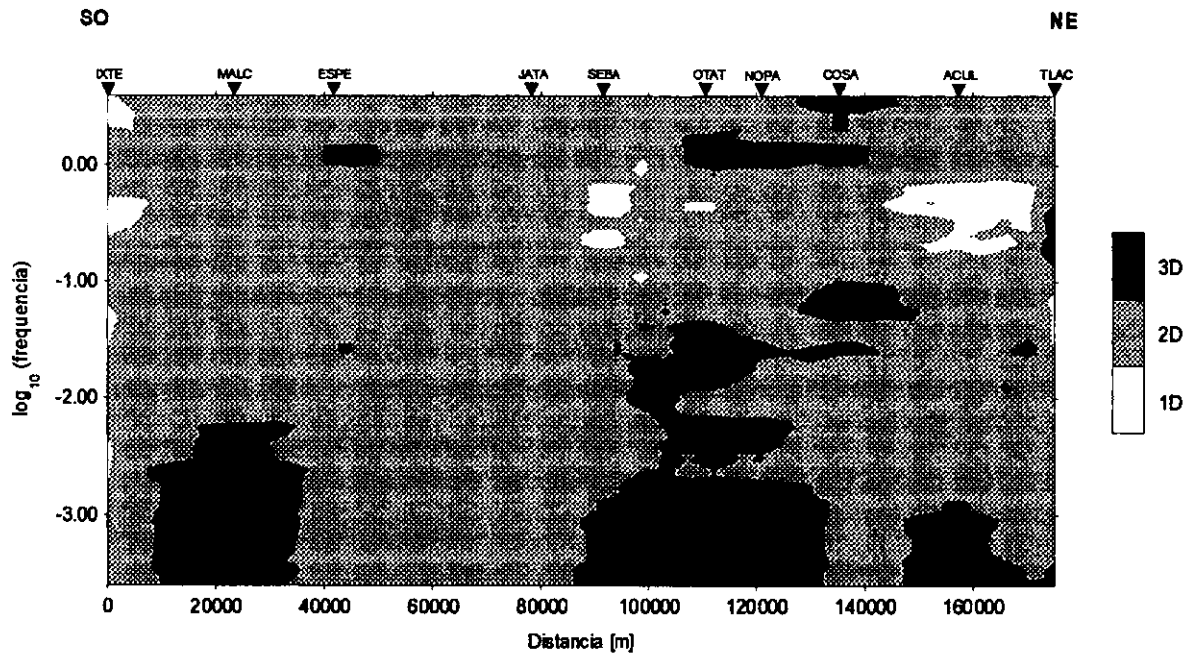
Con los datos del análisis de distorsión se construyeron dos pseudosecciones, una mostrando la asimetría de Swift (Figura 14a) y la otra con la asimetría regional de Bahr (Figura 14b).

La pseudosección de asimetría de Swift nos muestra un medio bidimensional y tridimensional en su mayor parte, con tan sólo algunas zonas unidimensionales. El perfil cruza zonas geológicamente complicadas, especialmente las primeras tres estaciones las cuales se encuentran ubicadas en la Sierra de Juárez, lo que se refleja en los resultados obtenidos para las estaciones MALC y ESPE. Esta zona tridimensional, especialmente cerca de ESPE, coincide con la estructura de resistividades altas que se muestra en las pseudosecciones de resistividades. Otra cosa a notar es que la mayor parte de las zonas unidimensionales se dan en estaciones cercanas a la costa.

3.6 Análisis de Distorsión del Perfil Ixtepeji-Tlacotalpan



a)



b)

Figura 14. – Pseudosección que muestra el comportamiento de la asimetría de Swift (a) y la asimetría regional de Bahr a lo largo del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan.

Por otro lado, la pseudosección de asimetría regional de Bahr muestra un medio bidimensional para casi todas las estaciones del perfil. Sin embargo, las zonas tridimensionales en esta pseudosección coinciden con algunas de las zonas tridimensionales de la pseudosección de asimetría de Swift, esto también ocurre con algunas de las zonas unidimensionales.

Los diferentes resultados obtenidos con la asimetría de Swift y la asimetría regional de Bahr se debe a los diferentes modelos utilizados para generar estos parámetros. Los resultados parecen indicar que el modelo de Bahr responde mejor que el modelo de Swift en el caso de medios geológicos complejos ya que el modelo de Bahr toma en cuenta los efectos que produce la distorsión superficial en el tensor de impedancia. Es decir, la mayor parte de la distorsión 3D observada con el modelo de Swift parece deberse a heterogeneidades cercanas a la superficie.

## 4. - Conclusiones

Existen muchos factores que pueden causar distorsiones en los campos EM debidas a heterogeneidades en el medio. Probablemente no existe una fórmula que pueda aplicarse en todos los casos para poder definir las contribuciones locales y regionales de un tensor medido, pero los parámetros definidos por Swift, y Bahr, así como el análisis de rotación pueden ser de gran ayuda para acotar los límites de dimensionalidad del tensor y por lo tanto de mucha utilidad para la interpretación adecuada del mismo.

En el caso particular del perfil Ixtepeji-Tlacotalpan los resultados muestran que en su mayor parte el medio es bidimensional con algunas zonas tridimensionales y otras pequeñas zonas unidimensionales, indicando con esto que el tratamiento a los datos debe ser bidimensional.

Por otro lado, las gráficas de resistividad y fase (Anexo 1), así como las pseudosecciones y los resultados de la inversión unidimensional, sugieren la presencia de tres zonas con características eléctricas diferentes. Esto podría interpretarse como los terrenos tectono-estratigráficos que posiblemente cruza el perfil (Figura 15). Sin embargo, debido a los resultados obtenidos mediante el análisis de distorsión, el cual indica un medio mayormente bidimensional, sería necesario realizar una inversión bidimensional, con el fin de obtener resultados mas confiables con base al tipo de medio del que se trata, lo cual llevaría a una interpretación más precisa de las tres zonas encontradas. Lo anterior sería también con la ayuda de otras técnicas, tanto geofísicas como geológicas.

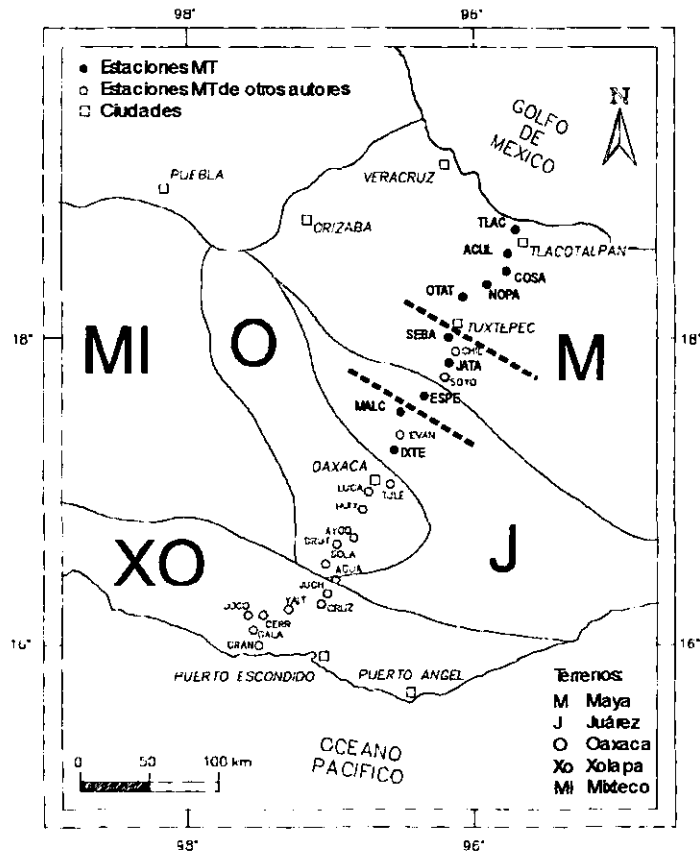


Figura 15.- Distribución de terrenos tectono-estratigráficos de acuerdo a Campa y Coney (1983) en donde se muestra, con líneas discontinuas gruesas, los límites entre los terrenos Oaxaca-Juárez Juárez-Maya de acuerdo a la estructura eléctrica del subsuelo.

## Referencias

- Alaniz-Alvaréz, S. A.; Nieto-Samaniego, A.F.; y Ortega-Gutérrez, Fernando, 1994. *Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 11, pp. 174-156.
- Alaniz-Alvaréz, S. A.; Nieto-Samaniego, A.F.; y Ortega-Gutérrez, Fernando, 1996. *Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico*. Geology. V.24, p. 443-446.
- Arzate, J. A., 1994. *MT interpretation of the subducting Cocos Plate in Oaxaca's Continental Margin*. Ph. D. Thesis. Montréal, Canada, Ecole Polytechnique.
- Bahr, K., 1988. *Interpretacion of the impedance tensor: regional induction and local telluric distorsion*. J. Geophys, 62, p. p. 119-127.
- Bahr, K., 1991. *Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 66, p.p. 24-38.
- Bostik, F. X., 1986. *Electromagnetic array profiling (EMAP)*. 56<sup>th</sup> Ann. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 60-61.
- Cagniard, L., 1953. *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting*. Geophysics, 18, p.p. 605-635.
- Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983. *Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*. Can. J. Sci 20, p.p. 1040-1051.

- Carfantan, J. C., 1981. *Paleogeography and tectonics of the Sierra de Juárez-Isthmus of Tehuantepec area and its relations with other terranes of Southern Mexico and Central America (abstract)*. Geological Society of America, Abstracts with programs, 13 (2), p. 48.
- Constable, S.C., Parker, R.L., y Constable, C.G., 1987. *Occam's inversion. A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. Geophysics, 52, 3, p.p. 289-300.
- Chakridi, R., Chouteau, M., y Mareschal, M., 1992. *A simple technique for analysing and partly removing galvanic distortion from the magnetotelluric impedance tensor: application to Abitibi and Kapuskasing data (Canada)*. Geophys. J. Int., 108, p.p. 917-929
- Charleston, S., 1980. *Stratigraphy and tectonics of the Rio Santo Domingo Area, State of Oaxaca, Mexico*. 26o Congr s G ologique International, (Paris) R sum s (Abstracts), vol. 1, sections 1 a 5, p. 324.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1981. *Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera*. Arizona Geological Society Digest, 14, p.p. 137-154.
- Eggers, D.W., 1982. *An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor*. Geophysics 47, p.p. 1204-1214.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. *Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion*. Journal Geophysics Research, vol 94, p.p. 1913-1925.



- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1991. *Analytic investigations of the effects of near-surface 3-D galvanic scatterers on MT tensor decompositions*. *Geophysics*, 56, 486-518.
- Halpern, M., Guerrero, J.C., y Ruiz Castellanos, M., 1974. *Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico*. A progress report, Unión Geofísica Mexicana. Reunión anual, Resúmenes, p.p.30-31.
- Hernández, G.R., 1973. *Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XXV (1-3), p.p. 77-134.
- Larsen, J.C., 1977. *Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves*. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist Acad. Sci. Hung.* 12, p.p. 183-186.
- La Torraca, G. A., Madden, T.R., Koringa, J., 1986. *An analysis of the magnetotelluric impedance tensor for three-dimensional structures*. *Geophysics*, 51, p.p. 1819-1829.
- Madden, T. y Nelson, P., 1964. *A defense of Cagniard's magnetotelluric method*. Geophy. Lab. ONR. Proj. NR371-401, MIT, Cambridge, Mass.
- Ortega, F., 1981. *Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance*. *Geofísica Internacional*, v. 20, No. 3, p.p. 177-202.
- Pareja, M., 1998. *Estudio geoelectrico de la interfase de las placas de Cocos y Norteamérica a lo largo del transecto magnetotelúrico Acapulco-Cuernavaca*.

- Patra, y Mallick, 1980. *Geosounding principles 2. Time-varying Geoelectric Soundings*. Elsevier Scientific Publishing Company. The Netherlands.
- Ramírez, J., 1984. *La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur*. Resúmenes de la VII Convención Geológica Nal., Soc. Geol. Mex, p. 59.
- Schaaf, P.; Morán-Zenteno, D.; Hernández-Bernal M. S.; Solís-Pichardo, G.; Tolson, G.; Köhler, H.; 1995. *Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence*. *Tectonics*. Vol. 14, No. 5, p. 1339-1350.
- Shawan, S. D., 1979. *Magnetospheric plasma waves*, in Lanzerotti, L. J., Kennel, C. F., and Parker, E. N., Eds, *Solar system plasma physics*, Vol. 3, North Holland Publishing Co., 211- 270.
- Smith, D.R., 1974. *Variational methods in optimization* : Prentice- Hall, Inc.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., and Anderson, R. G., 1985. *Investigation of MT static shift correction methods*. 55<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Extended abstract, 264-267.
- Swift, M.J., 1971. *Theoretical magnetotelluric and Turam response from two-dimensional inhomogeneities*. *Geophysics*, 36, 38-56.
- Torres-Verdin, C., 1985. *Implications of the Born approximation for the magnetotelluric problem in three-dimensional environments*. M. Sc. Thesis, Univ. Of Texas, Austin.
- Vozoff, K., 1972. *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. *Geophysics*, vol 37, 1, p.p. 98-141.

- Vozoff, K., 1989. *The magnetotelluric method*, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, by Nabighian M. N. (ed.), Soc. Expl. Geophys.
- Warner, B. N., Bloomquist, M. G., and Griffith, P. G., 1983. *Magnetotelluric interpretations based upon new processing and display techniques*. 53 rd Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophysichs. Expanded abstract MT4, 151-154.
- Webber, B.N., y Ojeda Rivera, J., 1957. *Investigación sobre lateritas fósiles en las regiones sureste de Oaxaca y sur de Chiapas*. Instituto Nacional de Recursos Minerales. Boletín 37, p.p. 1-67.
- Yee, E., Paulson, K.V., 1987. *The canonical decomposition and its relationship to other forms of magnetotelluric impedance tensor analysis*. J. Geophys 61, p.p. 173-189.

# **ANEXO 1**

