

4
2 Ejes



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**INTERPRETACION DE ANOMALIAS
GEOELECTRICAS POR ANALISIS
DE FOURIER**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :
GERARDO CIFUENTES NAVA

Asesores: M. en C. Andres Tejero Andrade
Dr. René Chávez Segura

México, D. F.

1994

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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 está 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-042

SR. GERARDO CIFUENTES NAVA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. C. Andrés Tejero Andrade, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geofísico:

INTERPRETACION DE ANOMALIAS GEOELECTRICAS POR ANALISIS
DE FOURIER

- I INTRODUCCION
- II TEORIA DEL METODO ELECTRICO DE CORRIENTE CONTINUA
- III TEORIA DE LA APLICACION DEL ANALISIS DE FOURIER EN LA INTERPRETACION
- IV APLICACION EN MODELOS SINTETICOS
- V APLICACION A UN PROBLEMA REAL TEOTIHUACAN, MEXICO
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
BIBLIOGRAFIA

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 28 de mayo de 1992
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-041

SR. GERARDO CIFUENTES NAVA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. René Chávez Segura, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geofísico:

INTERPRETACION DE ANOMALIAS GEOELECTRICAS POR ANALISIS
DE FOURIER

- I INTRODUCCION
- II TEORIA DEL METODO ELECTRICO DE CORRIENTE CONTINUA
- III TEORIA DE LA APLICACION DEL ANALISIS DE FOURIER EN LA INTERPRETACION
- IV APLICACION EN MODELOS SINTETICOS
- V APLICACION A UN PROBLEMA REAL TEOTIHUACAN, MEXICO
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES BIBLIOGRAFIA

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 28 de mayo de 1992
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS'ECLM'gtg

A mis padres que me supieron inculcar el amor al estudio.
A él por la libertad y a ella que quiso que yo estudiara
Contaduría y le hubiera encantado este momento.
A mi Petra.
A mis hermanos y amigos.

Debo agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, a mis asesores de tesis, M. en C. Andrés Tejero Andrade y Dr. René Chávez Segura, y a todos aquellos que me aportaron conocimientos y sugerencias para el desarrollo de este trabajo.

ÍNDICE

TEMA	Pag.
Introducción.	1
Capítulo 1. Teoría del Método Eléctrico de Corriente Continua.	3
1.1 Conceptos básicos.	3
1.1.1 Ecuaciones fundamentales de los métodos de corriente continua.	3
1.1.2 Fuente puntual en un semiespacio.	4
1.1.3 Dispositivo eléctrico.	5
1.1.4 Concepto de resistividad aparente	8
1.2 Sondeo Eléctrico Vertical.	8
1.2.1 Medio estratificado.	8
1.2.2 Clasificación de cortes.	9
1.2.3 Función de transformación de resistividad y de resistividad aparente.	11
1.2.4 Interpretación.	13
1.3 Perfil eléctrico o calicata eléctrica.	14
1.3.1 Aplicaciones.	15
1.3.2 Tipos de calicatas eléctricas.	15
1.3.3 Clasificación de anomalías.	16
1.3.4 Interpretación.	19
Capítulo 2. Teoría de la aplicación del Análisis de Fourier en la interpretación.	23
2.1 La transformada de Fourier.	23
2.1.1 Propiedades.	24
2.2 Anomalía eléctrica expresada como suma de Regional y Residual.	25
2.3 Procedimiento de separación de efectos.	26
Capítulo 3. Aplicación en modelos sintéticos.	30
3.1 Modelo de 3 capas verticales.	30
3.2 Desarrollo del algoritmo.	32

3.3 Curvas de resistividad teóricas.	38
3.3.1 Dispositivo Wenner.	38
3.3.2 Dispositivo Dipolo-Dipolo.	40
3.4 Consideraciones importantes.	42
Capítulo 4. Aplicación a un problema real: Teotihuacan, México.	57
4.1 Teotihuacan, zona arqueológica.	57
4.2 Trabajo geofísico.	60
4.3 Discusión de los perfiles.	62
4.4 Conclusiones.	65
Capítulo 5. Conclusiones y recomendaciones.	82
Bibliografía.	84
Anexo 1.	87

INTRODUCCIÓN

En los métodos eléctricos de la exploración geofísica, la técnica de perfiles de resistividad ha resultado ser útil para la identificación y localización de cambios laterales de resistividad en el subsuelo. Su aplicación se ha desarrollado principalmente dentro de la minería y obras públicas, y más recientemente en trabajos de arqueología.

Dentro de la interpretación de las curvas de resistividad aparente, sean derivadas de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) o de perfiles de resistividad (también llamados calicatas), el Análisis de Fourier representa una opción como lo presentan los estudios en años recientes básicamente para el tratamiento del ruido en prospecciones geoeléctricas.

Patella (1986) y Gosh et al (1986) basados en una curva de resistividad aparente, obtenida a partir de un arreglo Schlumberger, intentan minimizar errores en la interpretación al expresar la curva en variable logarítmica y estudiando la supresión de ruido mediante el Análisis de Fourier

Pattantyús-Á (1986) trabajó con filtros en el dominio de las frecuencias sobre la curva de resistividad aparente para resaltar la presencia de objetos sin discutir los principios en los que se basa para aplicar el filtro.

Orlando et al (1987) observaron básicamente el comportamiento del ruido en los datos de resistividad aparente y su posterior supresión con un filtrado en el dominio de las frecuencias.

Cámara et al (1990) utilizan un filtrado en frecuencias para proponer una separación de efectos, diferenciando dos tipos de anomalías derivadas de la separación: una llamada anomalía Regional y otra anomalía Residual. Tratando los conceptos de anomalías Regional y Residual como en la teoría de las prospecciones Magnética y Gravimétrica, la suma de ambas anomalías conforma la anomalía Total en donde el Regional es una resistividad promedio del subsuelo. Sin embargo no queda del todo claro el concepto físico asociado a dichos efectos.

El Análisis de Fourier para estudiar la separación de efectos junto con la teoría del método eléctrico de corriente continua representa una opción para hacer una nueva interpretación de los perfiles de resistividad. De tal forma este trabajo se propone desarrollar los siguientes aspectos:

1) Mostrar que la curva de resistividad aparente puede ser expresada como la suma de dos efectos: los potenciales primario y secundario; así el Análisis de Fourier puede ser aplicado para la separación de ambas funciones.

2) Definir los conceptos de anomalías Regional y Residual en base al inciso anterior.

Así mismo se expondrán en forma breve los conceptos básicos para el Método Eléctrico de Corriente Continua, así como la aplicación y las propiedades de la transformada de Fourier y los principios sobre los cuales se desarrolla el objetivo de este trabajo, incluyendo una aplicación directa dentro de un proyecto arqueológico en Teotihuacan, México.

Capítulo 1. Teoría del Método Eléctrico de Corriente Continua.

La Prospección Geofísica se encarga del estudio y localización de estructuras ocultas en el interior de la tierra, delimitadas por el contraste de alguna de sus propiedades físicas con las del medio circundante. Dentro de los diferentes métodos de prospección se tiene la Geoelectrica que también tiene diversos métodos y técnicas entre las que se encuentran el Método Eléctrico de Corriente Continua.

1.1 Conceptos básicos.

El método eléctrico de corriente continua se ocupa del estudio de los campos eléctricos naturales de la Tierra o campos provocados artificialmente. Su aplicación se basa en las propiedades físicas de las rocas que determinan la distribución de los elementos del campo eléctrico. El principal elemento que interviene en esta distribución es la resistividad.

1.1.1 Ecuaciones fundamentales.

Las ecuaciones de Maxwell rigen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos, expresándose como:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = -\frac{\partial \vec{B}(\vec{r})}{\partial t} \dots\dots\dots 1.1$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) + \frac{\partial \vec{D}(\vec{r})}{\partial t} \dots\dots\dots 1.2.$$

Para nuestro caso de estudio de corriente estacionaria, las ecuaciones de Maxwell se reducen a:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \dots\dots\dots 1.3$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) \dots\dots\dots 1.4.$$

En el método eléctrico de corriente continua la ecuación que es de interés es la 1.3. Si se considera una fuente puntual, como es un electrodo de corriente, las ecuaciones que rigen al campo eléctrico son:

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

$$\nabla \cdot \vec{E}(\vec{r}) = \rho \delta(\vec{r}) \dots\dots\dots 1.5$$

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \dots\dots\dots 1.6$$

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = -\rho \delta(\vec{r}) \dots\dots\dots 1.7.$$

En una región donde no existe fuente el potencial satisface

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = 0 \dots\dots\dots 1.8$$

que es la ecuación de Laplace donde también la divergencia de $\vec{E}(\vec{r})$ es cero.

1.1.2 Fuente puntual en un semiespacio.

Un semiespacio se define como un medio de resistividad ρ separado en la interface por un medio de resistividad infinita (fig. 1.1).

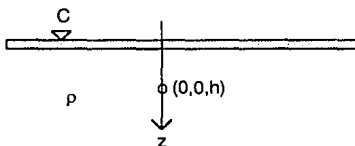


Fig. 1.1 Fuente puntual en un semiespacio.

Para encontrar el potencial producido por una fuente puntual c en la frontera de ambos semiespacios, el problema se puede expresar como la solución de:

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = -\rho \delta(\vec{r}); \quad z > 0 \dots\dots\dots 1.9$$

$$\frac{\partial U(\vec{r})}{\partial \eta} = 0; \quad z = 0 \dots\dots\dots 1.10.$$

Si empleamos funciones de Green, la solución del potencial se puede expresar como:

$$U(\vec{r}) = -\int_V G(\vec{r}, \vec{r}') \nabla'^2 U(\vec{r}') dv + \iint_A \left(G(\vec{r}, \vec{r}') \frac{\partial U(\vec{r}')}{\partial \eta} - U(\vec{r}') \frac{\partial G(\vec{r}, \vec{r}')}{\partial \eta} \right) ds \dots\dots\dots 1.11$$

donde la función de Green satisface la ecuación diferencial expresada como:

$$\nabla^2 G(\vec{r}) = -\delta(\vec{r}, \vec{r}'); \quad z > 0 \dots\dots\dots 1.12a$$

$$\frac{\partial G(\vec{r})}{\partial \eta} = 0; \quad z = 0 \dots\dots\dots 1.12b.$$

La función de Green para el problema del semiespacio que satisface a las ecuaciones (1.12a) y (1.12b) es

$$G(\vec{r}, \vec{r}') = \frac{1}{4\pi} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} + \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z+z')^2}} \right) \dots\dots\dots 1.13.$$

Sustituyendo las ecuaciones (1.9), (1.10) y (1.12b) en la ecuación (1.11) el potencial $U(\vec{r})$ queda expresado por

$$U(\vec{r}) = \int_V G(\vec{r}, \vec{r}') \delta(\vec{r}') dv \dots\dots\dots 1.14.$$

De las propiedades de las funciones impulsos la integral de la ecuación (1.14) es

$$\int_V G(\vec{r}, \vec{r}') \delta(\vec{r}') dv = G(\vec{r}, h) \dots\dots\dots 1.15$$

donde $\delta(\vec{r}) = \delta(x', y', z' - h)$

Sustituyendo la ecuación (1.15) en la (1.14), el potencial

$$U(\vec{r}) = \int_V G(\vec{r}, h) \dots\dots\dots 1.16$$

y la ecuación (1.13) en la (1.16) se tiene

$$U(\vec{r}) = \frac{\rho}{4\pi} \left[\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + (z-h)^2}} + \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + (z+h)^2}} \right] \dots\dots\dots 1.17.$$

al tener la fuente puntual localizada en la interface, es decir cuando $h=0$, se tiene que

$$U(\vec{r}) = \frac{\rho}{2\pi R} \dots\dots\dots 1.18$$

donde $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

1.1.3 Dispositivo eléctrico.

La medición del potencial eléctrico en el semiespacio homogéneo se hace mediante un dispositivo eléctrico o electródico.

En su forma más sencilla, el dispositivo eléctrico está representado por dos electrodos, uno de corriente (la carga puntual) y otro de medición de potencial. Para este dispositivo a partir de la ecuación (1.18) se despeja la resistividad ρ que es el parámetro que deseamos conocer del subsuelo, quedando

$$\rho = 2\pi R \frac{U}{I} \dots\dots\dots 1.19.$$

Donde $2\pi R$ se le define como el factor geométrico asociado directamente a la posición de los electrodos en este arreglo. Así tomando en cuenta que se pueden definir diversos tipos de arreglos o dispositivos de acuerdo a un número de electrodos y diversas relaciones de posición entre éstos, podemos generalizar y representar la ecuación (1.19) como

$$\rho = k \frac{U}{I} \dots\dots\dots 1.20$$

donde k es el factor geométrico específico del dispositivo eléctrico empleado.

Dependiendo del número de electrodos y/o de su disposición en el terreno, se definen diversos tipos de dispositivos eléctricos. Basándose en el número de electrodos se les llamara cuadrípolos, trípolos, etc.; o por la disposición simétricos, dipolares, lineales, compuestos, etc..

De los dispositivos más usados en la prospección geoelectrica, nombrados por la posición de sus electrodos, se tienen a los simétricos y los dipolares.

a) Dispositivos simétricos.

Constan de 4 electrodos, 2 de corriente y 2 de potencial y se les llama así por que la disposición de un electrodo de corriente y uno de potencial con respecto a los dos restantes es simétrica a partir de un punto cero u origen. En general el factor geométrico en estos arreglos queda definido por

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \dots\dots\dots 1.21$$

donde A y B se refieren a la posición de los electrodos de corriente y M y N a los de potencial.

Los dos dispositivos más conocidos son el Wenner y el Schlumberger. Para el dispositivo Wenner tenemos que la separación electródica es igual a una

razón a (fig. 1.2) donde el factor geométrico se define como $k=2\pi a$ y su fórmula de resistividad

$$\rho_w = 2\pi a \frac{\Delta U}{I} \dots\dots\dots 1.22$$

donde ΔU es la diferencia de potencial entre M y N .

Para el dispositivo Schlumberger tenemos una separación a entre M y N y una distancia de $L=AB/2$ (fig. 1.3) donde se debe cumplir que $L \geq 5a$ y su factor geométrico es $k = \pi L^2$ con su respectiva fórmula de resistividad

$$\rho_s = \pi L^2 \frac{\Delta U}{I} \dots\dots\dots 1.23.$$

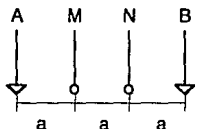


Fig. 1.2 Dispositivo Wenner.

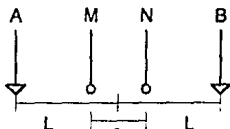


Fig. 1.3 Dispositivo Schlumberger.

b) Dispositivos dipolares.

También constan de 4 electrodos, dos de corriente y dos de potencial, solo que ahora se agrupan en A y B , que son los de corriente que están lo suficientemente próximos entre sí con respecto a una distancia en la cual se miden sus efectos en M y N , que son los de potencial. El caso más común es el dispositivo Dipolo - Dipolo cuya disposición (fig. 1.4) define al factor geométrico con la ecuación (1.21), como $k = \pi L(N+2)(N+1)N$ y a su fórmula de resistividad como

$$\rho_{dd} = \pi L(N+2)(N+1)N \frac{\Delta U}{I} \dots\dots\dots 1.24.$$

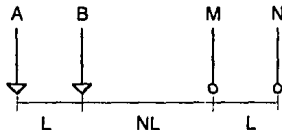


Fig. 1.4 Dispositivo Dipolo-Dipolo.

1.1.4 Concepto de resistividad aparente.

La variable índice experimental que expresa los resultados de las mediciones en la mayoría de los métodos geoeléctricos, y la que se toma como base en la interpretación, es la resistividad aparente (ρ_a). Este índice normaliza los datos y facilita la comparación entre mediciones hechas en diferentes áreas y condiciones no similares.

Para comprender mejor este concepto supongamos un semiespacio homogéneo de resistividad ρ en donde se hicieran mediciones de ΔU e I con cualquier dispositivo electródico, el valor de resistividad que se obtendría con la ecuación (1.20) para cualquier posición será la de la resistividad verdadera; si ahora este semiespacio fuera un medio heterogéneo, al obtener las mediciones de ΔU e I , dichas cantidades cambiarían de posición en posición, obteniendo una resistividad aparente del semiespacio.

Tomando en cuenta todo lo anterior la ecuación (1.20) se podrá expresar en términos de la resistividad aparente como

$$\rho_a = k \frac{\Delta U}{I} \dots\dots\dots 1.25.$$

1.2 Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).

El sondeo eléctrico vertical tiene por objeto la investigación de la distribución de resistividad a profundidad. La investigación se realiza mediante un dispositivo cuadrípolar que se mantiene fijo en un punto variando la abertura de los electrodos para profundizar. El cálculo de la resistividad aparente se hace con la ecuación (1.25) dependiendo k del dispositivo empleado.

1.2.1 Medio estratificado.

El modelo básico para tratar un SEV es el medio estratificado que consistirá de n capas o estratos (fig. 1.5) en los cuales al ser homogéneos e isótropos se cumplirá la ecuación de Laplace (1.8) para cada uno de ellos. Con excepción de la primera capa en donde tenemos fuentes que contribuirán con una solución particular en la solución general de esta ecuación.

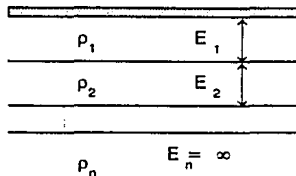


Fig. 1.5 Medio estratificado.

Aquí en la superficie ($z=0$) el potencial producido por una fuente será:

$$U = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} k(\lambda) J_0(\lambda) d\lambda \dots \dots \dots 1.26$$

donde $k(\lambda)$ es la función que se define por los espesores y resistividades de las capas de un medio estratificado en particular, y es llamada función Kernel o característica, que puede ser obtenida por la función de recurrencia de Pekeris (Köefoed, 1979) que es:

$$k_i = \frac{k_{i+1} + \rho_i \tanh(\lambda E_i)}{\rho_i + k_{i+1} \tanh(\lambda E_i)} \dots \dots \dots 1.27$$

donde $\rho_i = \rho_i / \rho_{i+1}$.

Aplicando la ecuación (1.26) para cada una de las fuentes, se puede obtener una ΔU de los electrodos M y N de potencial y con la ecuación (1.25) se definirá una curva de resistividad aparente para el dispositivo empleado.

1.2.2 Clasificación de cortes.

A la especificación de espesores y resistividades de un medio estratificado se le conoce como corte geoelectrico. A éstos se les podrá clasificar de acuerdo al número de capas que los componen y los que tienen el mismo número de capas se subdividen según el orden de resistividades mayores o menores de las capas que los componen.

La notación más común para clasificarlos es la que usa Orellana (1982), que es:

- a) Los cortes de dos capas con solo dos tipos ($\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$) no llevan símbolo especial.

b) Las letras H, K, Q, A representan los cuatro tipos posibles para cortes de tres capas donde:

1.- tipo H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

2.- tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

3.- tipo Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

4.- tipo A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

que serán los tipos básicos para clasificar los cortes de más de tres capas (fig. 1.6)

c) Los de cuatro capas se designan como una combinación de los anteriores; para ello se consideran las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente, luego se hace lo mismo para las tres últimas. Así tomando en cuenta las combinaciones posibles, se tienen ocho tipos:

HK, HA, KH, KQ,

QQ, QH, AK; AA.

d) Los cortes de más de cuatro capas se clasifican en forma parecida al inciso anterior. Se toman las tres primeras capas y se les asigna una letra, luego la segunda letra de acuerdo a las tres capas a partir de la segunda capa, así hasta llegar a las últimas tres. El número de tipos lo podemos determinar en base al número de capas n con 2^{n-1} (Orellana, 1982).

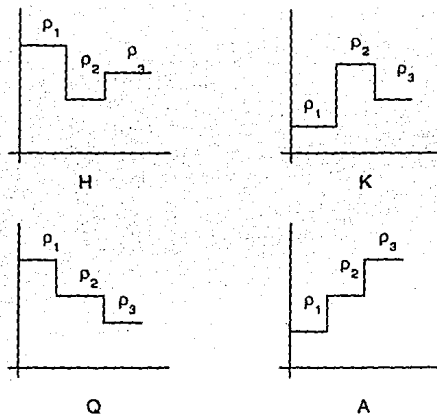


Fig. 1.6 Clasificación de cortes para tres capas.

1.2.3 Función de transformación de resistividad y de resistividad aparente.

La expresión matemática fundamental en la determinación de la distribución del potencial eléctrico sobre la superficie de un medio estratificado es la función Kernel, expresada en la ecuación (1.26). Esta función será independiente del dispositivo eléctrico empleado y depende de los espesores y resistividades del medio. Además cumple con el principio de equivalencia que establece que para medios estratificados diferentes entre sí, en términos de espesores y resistividades, pueden generar funciones Kernel muy similares.

A partir de las ecuaciones (1.25) y (1.26) se puede obtener una expresión de la resistividad aparente para un dispositivo en donde

$$T(\lambda) = \rho_k(\lambda) \dots \dots \dots 1.28$$

que se le llama función transformada de resistividad y que posee las mismas características de la función Kernel. En ambas funciones la variable independiente λ tiene como dimensiones el recíproco de la distancia r .

La curva de resistividad aparente definida en el inciso 1.2.1 representa la solución al problema directo: en base a un medio estratificado definido, se calcula la serie de valores de resistividad aparente que se obtendrán a partir del dispositivo eléctrico determinado; por ejemplo, para un dispositivo Schlumberger la expresión que define la resistividad aparente será (Orellana, 1982):

$$\rho_{a,s} = \rho_1 r^2 \int_0^\infty k(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \dots \dots \dots 1.29$$

donde r es la distancia entre los electrodos de corriente ($AB/2$).

La representación de esta curva se realiza gráficamente en escala bilogarítmica.

Así, siendo función del medio estratificado y del dispositivo empleado, se pueden enunciar sus propiedades más importantes:

- 1) Continuidad: siempre que las resistividades del corte sean finitas, la función $\rho_a(r)$ será continua.
- 2) Asíntotas horizontales: la función $\rho_a(r)$ tiende respectivamente para $r \rightarrow 0$ y $r \rightarrow \infty$ a los límites ρ_1 y ρ_n .
- 3) Fallo de la ley de simetría de cortes recíprocos: las curvas de resistividad aparente no cumplen con el principio de simetría con respecto al eje de las abscisas.
- 4) Asíntotas oblicuas: en el caso límite $\rho_n \rightarrow \infty$ la curva de resistividades aparentes en su representación logarítmica posee una asíntota rectilínea, de pendiente +1. Esta asíntota no existe en el caso descendente.

Para el cálculo numérico de la curva de resistividad aparente, a partir de sustituir la ecuación (1.28) en (1.29) se tiene

$$\rho_{a,s} = r^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \dots \dots \dots 1.30$$

donde se puede expresar como una integral de convolución mediante un cambio de variables.

Diversos autores como Gosh (1971), O'Neil (1975), Köefoed (1979), Johansen (1975) y Anderson (1979) han determinado los coeficientes para realizar la convolución en diferentes intervalos de muestreo.

1.2.4 Interpretación.

Para estudiar íntegramente la distribución de la resistividad a profundidad, se tienen dos tipos de interpretaciones: una cualitativa y otra cuantitativa; ambas basadas en las leyes físico - matemáticas que dan origen a la teoría.

Interpretación cualitativa.

Esta interpretación consigue una primera idea de la estructura del subsuelo a profundidad, con relaciones de desigualdad, horizontes guías o delimitación de áreas. Se efectúan el trazado de mapas y cortes de alguna característica o parámetro del SEV en el espacio.

Se deben clasificar las curvas SEV de acuerdo a un número de capas y tipo de corte, así como la posición de sus extremos y valores absolutos de la resistividad aparente.

En base a diversos SEV y su distribución en la zona de estudio se pueden hacer cartas de isorresistividad y cortes geoelectrónicos en relación a valores de resistividad aparente y valores de aberturas AB de cada SEV, trazando líneas isorresistivas o isoóhmicas para valores redondos de resistividad como las curvas de nivel topográficas. Los intervalos de nivel deben de ser uniformes cuando lo permitan los valores de resistividad, sin embargo no importa tanto como el observar los contrastes de estos valores.

En esta primera interpretación no se deben de tomar como reales los valores de resistividades estudiadas ni la correspondencia a profundidad de AB.

Interpretación cuantitativa.

Esta interpretación es la realmente importante, determinara la distribución espacial de las resistividades en el subsuelo. Tomándose en cuenta que se deben de buscar aquellas soluciones válidas que armonicen más con los SEV del estudio y datos geológicos disponibles. Básicamente existen dos métodos para la interpretación cuantitativa: métodos gráficos y métodos numéricos.

Dentro de los métodos gráficos el de más difusión es el método del punto auxiliar, que aunque se ha definido de diversas formas el concepto básico es esencialmente el mismo. Este método consiste en clasificar primero la curva de resistividad aparente en cortes tipo H, K, Q, A, HK, HA, etc., y usar curvas patrón para relaciones de resistividad ρ_s/ρ_{s-1} y curvas base tipo H, K, Q y A para comparar con la curva original por tramos, dibujando puntos auxiliares a partir de

los cuales se vuelve a hacer uso de las curvas patrón y base. Así se irán obteniendo los valores de espesores y resistividad para cada capa.

Otro método gráfico es el de superposición que consiste en la comparación de la curva de campo, que se desea interpretar, con curvas teóricas de un catálogo hasta encontrar una de éstas que coincida con la primera. La ventaja esencial es que al estar representadas en escala logarítmica, se consigue una reducción importante de curvas teóricas de estos gráficos, ya que la multiplicación de espesores y resistividades por una constante no afectan la forma de la curva ni el tamaño, solo un desplazamiento sobre los ejes es el que se observa. El inconveniente es la precisión, al ser un método gráfico, y que la cantidad de casos posibles es enorme, siendo imposible tener una colección de curvas teóricas completa que abarque a todos.

Los métodos numéricos de interpretación surgen por el perfeccionamiento de computadoras para el cálculo iterativo. Existen también dos ramas dentro de estos métodos: los métodos directos y los de inversión.

Los métodos directos son aquellos en los que se llega a una solución a partir de una curva de campo.

Los métodos de inversión utilizan el tanteo o aproximaciones sucesivas a partir de una solución aproximada cuya curva de campo sintética se calcula y la diferencia entre ésta y la original se va reduciendo sucesivamente con modificaciones a la solución inicial.

De estos dos métodos existen gran cantidad de trabajos, por mencionar algunos tenemos el método del gradiente (Householder, 1953), el método de inversión (Backus y Gilbert, 1967, 1968, 1970, Oldenburgh, 1977), etc..

En general la interpretación de un SEV no se resuelve cuando se halla el corte solución, es necesario el conocimiento de otros cortes compatibles con la curva de campo y su comparación con las soluciones de otras curvas de campo para mejorar el modelo de todo el estudio que componen los SEV que tengamos.

1.3 Perfil eléctrico o calicata eléctrica.

El perfil eléctrico o calicata eléctrica (CE) realiza el estudio de las variaciones laterales de resistividad en el subsuelo. es un método de investigación horizontal a profundidad aproximadamente constante, adecuado para detectar fenómenos que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad.

1.3.1 Aplicaciones.

Este método es ideal para detectar contactos geológicos verticales o inclinados, cambios laterales de facies, metalizaciones, diques, cavernas y otros cuerpos que representen un cambio lateral en la composición del subsuelo.

Suele efectuarse sobre perfiles previamente señalados en el terreno, generalmente paralelos entre sí, relacionándose las interpretaciones obtenidas, resultando un estudio en planta, hasta una profundidad más o menos constante, que nos da prácticamente una cartografía eléctrica de una región.

La zona explorada se extiende desde la superficie hasta una profundidad, función tanto de la separación electrodica del dispositivo empleado como de la distribución de resistividades en el subsuelo.

Los objetivos principales son coincidentes con lo más sencillo de la geometría bidimensional, en donde la heterogeneidad se extiende indefinidamente en dirección perpendicular al plano vertical que pasa por el perfil de observación. Casos que son comparables con accidentes geológicos aproximadamente rectilíneos. Así los casos más comunes son:

- a) Contacto plano vertical que divide a dos medios de resistividad diferente.
- b) Capa vertical encajada en un medio homogéneo.
- c) Capa vertical que divide dos medios de resistividad diferente.
- d) Los tres casos anteriores con interfaces oblicuas con respecto a la superficie del terreno.
- e) Los cuatro anteriores pero con recubrimiento, una capa de resistividad distinta.
- f) Heterogeneidades de extensión lateral indefinida y sección de forma geométrica regular (circular, elíptica, rectangular) que pueda representar metalizaciones, cavidades cársticas, etc..

De los anteriores el caso (e) es fundamental ya que es el que se da en la realidad.

1.3.2 Tipos de calicatas eléctricas.

La variedad que existe de CE se agrupan en dos grupos principales:

- a) En el primero, llamado de campo fijo, los electrodos de corriente permanecen en un solo lugar, de modo que se crea un campo estacionario el cual es investigado colocando los electrodos de potencial en diversas posiciones. Los más conocidos son: el método de gradientes (electrodos de corriente A fijo y B en

el infinito, de potencial My N se desplazan alineados con separación fija), método Racom (similar al anterior pero con un tercer electrodo de potencial P entre M y N), calicata "Schlumberger" (como el de gradiente pero con B a distancia finita, alineado y apuesto a A), método de bloques (a partir de una calicata "Schlumberger" se realizan perfiles paralelos al principal), etc..

b) El segundo grupo de dispositivos móviles, en donde cuatro electrodos se mueven conjuntamente, conservando sus distancias y posiciones, desplazándose como un todo sobre un perfil. Aquí el campo eléctrico será diferente para cada posición del dispositivo. Los más conocidos son: calicatas dipolares (basadas en dispositivos dipolares), calicatas trielectródicas (con un electrodo de corriente C en el infinito), calicatas simétricas (basadas en dispositivos simétricos), calicatas circulares (gira sobre un punto fijo generalmente el centro del dipolo M y N), etc..

Otros tipos. Aún hay más calicatas, sobretudo en las que a partir de un dispositivo se hacen tres tipos de mediciones cambiando el orden de los electrodos y combinando el método de bloques.

1.3.3 Clasificación de anomalías.

Los valores de resistividad aparente obtenidos se representan gráficamente (salvo para calicatas circulares) en función de la distancia del perfil donde el punto de asignación será el centro O del dipolo MN de potencial.

La escala horizontal del gráfico puede ser cualquiera lineal, donde la distancia entre cada dos estaciones sucesivas se le denomina paso. En la parte izquierda del dibujo se representan las estaciones más al oeste (W) o si fuese de orientación N-S se colocará el sur a la izquierda.

En calicatas de medición múltiple, las curvas deben de dibujarse en un mismo gráfico, para comparar e interpretar conjuntamente. Aquí se les llamará dispositivos directos a los que sus electrodos de emisión se encuentren a la izquierda de los de potencial e inverso al caso contrario (Orellana, 1982). También se debe dibujar en el gráfico el dispositivo empleado.

La escala vertical, de resistividad aparente, es conveniente que sea logarítmica como en los SEV (Orellana, 1982).

Las desviaciones producidas por una sola heterogeneidad en una calicata constituye una anomalía. Pudiendo ser complicadas y presentando varios puntos característicos. La notación de Blokh (Orellana, 1982) para estos puntos es la más

aceptada, donde cada punto se indica entre paréntesis y su nombre subrayado (fig. 1.7):

- a) Máximo cuspidal, que se denomina punta o píco (P).
- b) Máximo normal, es decir, sin discontinuidad en la derivada (M).
- c) Mínimo cuspidal o sima (S).
- d) Mínimo normal, sin discontinuidad en la derivada (m).
- e) Punto de inflexión (i).
- f) Discontinuidad o escalón (E).

La presencia de dos curvas de calicatas dipolares bilaterales o combinadas da lugar a dos nuevos puntos (fig. 1.8):

- g) Zonas en las que los valores de resistividad aparente son sensiblemente divergentes entre sí, divergencia (D).
- h) Puntos donde las dos curvas se cortan o cruces (C).

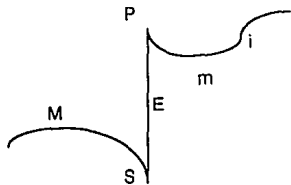


Fig. 1.7 Puntos característicos de una anomalía.

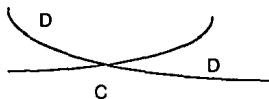


Fig. 1.8 Cruces y divergencias en calicatas de dos curvas.

De acuerdo a curvas teóricas e investigaciones, se pueden describir tres anomalías principales dentro de los cortes geoeléctricos (Orellana, 1982). Para dispositivos simétricos y dipolares tenemos:

- a) Contacto entre dos medios.

En este modelo las resistividades aparentes pasan del valor ρ de la capa 1 al ρ de 2 a través de una serie de puntos característicos, de modo que la anomalía ocupa una zona relativamente ancha tanto para dispositivos simétricos (fig. 1.9) como para dipolares (fig. 1.10). En ambos casos entre mayor sea el tamaño del dispositivo los puntos característicos estarán más acentuados.

b) Capa ancha.

Cuando la distancia E entre dos contactos sucesivos es menor que el doble o el triple de la longitud del dispositivo, se tiene una capa ancha que se denomina resistiva o conductora según sea de mayor o menor resistividad que la del medio circundante.

Tanto para dispositivos simétricos (fig. 1.11) como para dispositivos dipolares (fig. 1.12), la anomalía se presenta como una heterogeneidad en donde las anomalías de los contactos se solapan.

c) Capa delgada.

Se llama así cuando la heterogeneidad lateral tiene su anchura E inferior a la longitud del dispositivo. Se pueden definir dos subtipos según la anchura, si $E > MN$ (subtipo 1) o bien si $E < MN$ (subtipo 2). Cada uno de estos subtipos existen para capas conductoras o resistivas.

Para dispositivos simétricos (fig. 1.13) se deben observar detenidamente las curvas pues las anomalías se llegan a solapar de forma que desaparecen los puntos característicos centrales, sobretodo en el subtipo 2, y la anchura de la anomalía disminuye de tamaño.

Para dispositivos dipolares (fig. 1.14) a pesar de que existe una solapación que hace desaparecer los puntos característicos centrales, la anchura de la anomalía dependerá de la separación de los dipolos, aumentando con ésta, de tal forma que se podrá tener una anomalía bastante ancha para una capa delgada.

En estos tres tipos de anomalías el recubrimiento tiene un efecto importante, atenúa las anomalías y hace un poco más difícil distinguir los puntos característicos; las puntas pueden transformarse en máximos y las simas en mínimos. Esta atenuación es mayor de acuerdo al aumento del espesor del recubrimiento y cuando éste es aproximadamente igual a la longitud del dispositivo, la anomalía se reduce a zonas de divergencias extendidas lateralmente que no permite localizar la situación exacta del contacto. Las condiciones de detección pueden empeorar cuando el recubrimiento es más conductor que los medios subyacentes. En general, las capas conductoras se detectan con mayor facilidad que las resistivas.

d) Heterogeneidades de tamaño finito.

En los tres incisos anteriores se han considerado las heterogeneidades de tamaño infinito en dirección normal al perfil. En la práctica aparecen en realidad limitadas tanto en profundidad como en anchura normal al perfil.

Estas anomalías producidas por tales cuerpos poseen la misma forma y la misma distribución de puntos característicos, pero con una amplitud menor y una atenuación, debido al recubrimiento, más intensa.

Para estos casos es necesario que el perfil pase sobre el cuerpo, puesto que la amplitud de la anomalía varía un poco si éste, en lugar de pasar por el centro, pasa por el borde.

e) Anomalías producidas por el relieve del terreno.

Pueden aparecer anomalías debidas a que la superficie del terreno no es plana. En general, los valles y depresiones producen anomalías positivas y las lomas y elevaciones del terreno producen anomalías negativas. Las lomas producen anomalías de mayor amplitud que los valles.

El efecto de estos accidentes en las curvas de CE depende en gran medida de la relación entre el tamaño del dispositivo y el de la ladera.

1.3.4 Interpretación.

Una vez efectuados los perfiles en campo y graficadas sus curvas correspondientes, se procede a realizar las interpretaciones cualitativa y cuantitativa del estudio.

Interpretación cualitativa.

Se comienza examinando las curvas para la identificación y separación de anomalías de interés resultado de las heterogeneidades del subsuelo, desechando las debidas a perturbaciones eléctricas o a accidentes del terreno.

Las anomalías interesantes deben relacionarse con la información subterránea y geológica disponible para tratar de identificar las causas posibles y atribuir a contactos, capas anchas o capas delgadas. Posteriormente se debe de establecer una correlación entre anomalías de diferentes perfiles, comparando entre sí las curvas de resistividad aparente. En este paso es probable que una anomalía que se puede seguir en diferentes perfiles desaparezca gradual o bruscamente. También una atenuación gradual de las anomalías puede deberse

al aumento de espesor del recubrimiento. Estos cambios en el espesor del recubrimiento pueden detectarse al hacer uso de dispositivos de ́dos o ḿs distancias.

El trazado de mapas de resistividad aparente, como en el m3todo SEV, es otra parte de la interpretaci3n cualitativa. Las calicatas que ḿs se prestan para tales mapas son las de dispositivo sim3trico por tener anomal3as ḿs suaves.

Interpretaci3n cuantitativa.

La finalidad de esta interpretaci3n es la de determinar la posici3n, anchura y/o buzamiento aproximados de la heterogeneidades detectadas. La exactitud de estos datos dependerá de la calidad de las mediciones, así como del espesor del recubrimiento.

Para un buzamiento se tiene que la verticalidad de un contacto se manifiesta cuando ambos lados de la anomal3a son igualmente claros. Si un lado es ḿs claro que el otro el contacto buza hacia el medio ḿs conductor, al contrario el buzamiento es en direcci3n del medio ḿs resistivo.

Para capas, anchas y delgadas, la simetr3a de la curva esta relacionada con una capa vertical, mientras que para una curva asim3trica la capa buza hacia donde el escal3n sea ḿs suave.

La posici3n de contactos y la anchura de capa son las interpretaciones ḿs dif3ciles de hacer, ambas dependen principalmente de la geometr3a del cuerpo an3malo y del dispositivo empleado. En contactos cuando se usan dispositivos sim3tricos basta con localizarlos por debajo del escal3n, mientras que para dispositivos dipolares dependerá de la separaci3n entre los dipolos.

La calidad de la informaci3n, resultado de esta interpretaci3n, dependerá de la calidad de los datos de campo, así como de la adecuada elecci3n del tama3o del dispositivo.

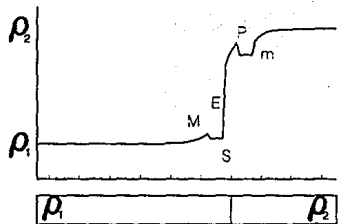


Fig. 1.9 Contacto entre dos capas dispositivo simétrico.

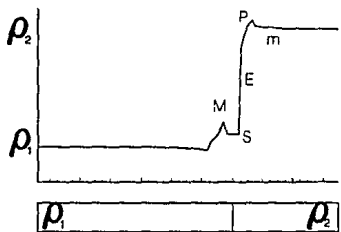


Fig. 1.10 Contacto entre dos medios dispositivo dipolar.

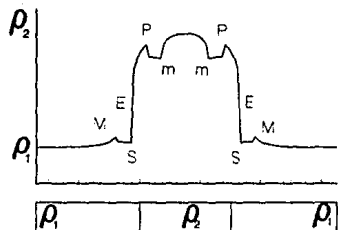


Fig. 1.11 Capa ancha resistiva dispositivo simétrico.

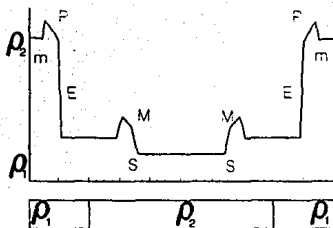


Fig. 1.12 Capa ancha conductora dispositivo bipolar.

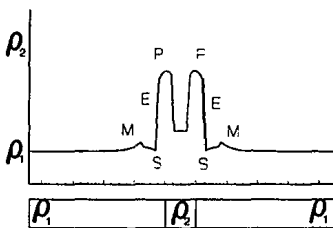


Fig. 1.13 Capa delgada resistiva dispositivo simétrico.

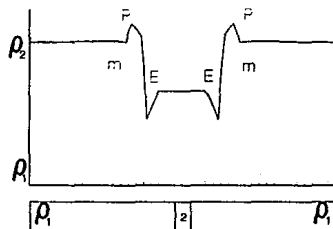


Fig. 1.14 Capa delgada conductora dispositivo bipolar.

Capítulo 2. Teoría de la aplicación de la transformada de Fourier en la interpretación.

Una señal que se obtiene en el dominio del tiempo o la distancia, puede ser representada en el dominio de las frecuencias o número de onda al aplicarle la transformada de Fourier. La aplicación de esta transformación en la interpretación, consiste en observar en el dominio de las frecuencias las contribuciones que componen a la señal original y así poder separarlas de la mejor forma posible.

2.1 La transformada de Fourier.

La integral de Fourier o transformada de Fourier se define como:

$$\mathfrak{F}\{h(x)\} = \int_{-\infty}^{\infty} h(x)e^{-i2\pi fx} dx = H(f), \dots \dots \dots 2.1$$

donde $h(x)$ es una función o señal en el dominio de la distancia, $H(f)$ es su transformada de Fourier en el dominio de las frecuencias e $i = \sqrt{-1}$.

La transformada de Fourier es una forma compleja

$$H(f) = R(f) + iI(f) = |H(f)|e^{i\theta(f)} \dots \dots \dots 2.2$$

donde $R(f)$ e $I(f)$ son su parte real e imaginaria respectivamente, $|H(f)|$ es el módulo o amplitud dado por $\sqrt{R(f)^2 + I(f)^2}$, $\theta(f)$ es el ángulo de fase dado por $\tan^{-1}\{-I(f) / R(f)\}$.

De forma muy similar a la ecuación (2.1), la transformada inversa de Fourier se define como:

$$\mathfrak{F}^{-1}\{H(f)\} = \int_{-\infty}^{\infty} H(f)e^{i2\pi fx} df = h(x), \dots \dots \dots 2.3.$$

Si las funciones $h(x)$ y $H(f)$ están relacionadas por las ecuaciones (2.1) y (2.3), son llamadas un par transformado de Fourier (Brigham, 1974).

Las condiciones que rigen a un par transformado de Fourier son:

1) Si $h(x)$ es integrable de modo que

$$\int_{-\infty}^{\infty} |h(x)| dx < \infty \dots \dots \dots 2.4$$

entonces existe $H(f)$ y satisface la ecuación (2.3), siendo condición suficiente pero no necesaria debido a que existen funciones las cuales no satisfacen esta condición pero si tienen transformada de Fourier.

2) Si $h(x) = b(x) \sin(2\pi fx + a)$ donde f y a son constantes arbitrarias, si $b(x+k) < b(x)$ y si para $|x| > \lambda > 0$, la función $h(x)/x$ es absolutamente integrable de acuerdo a (2.4), entonces $H(f)$ existe y satisface la ecuación (2.3).

3) Si $h(x)$ es una función impulso, entonces $H(f)$ existe por medio de la teoría de la distribución que define que

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(x - x_0) m(x) dx = m(x_0) \dots \dots \dots 2.5$$

donde $m(x)$ es una función arbitraria continua en x_0 .

2.1.1 Propiedades.

1) Linealidad.

Sean $m(x)$ y $M(f)$ y $n(x)$ y $N(f)$ dos pares transformados de Fourier, entonces

$$\mathcal{F}\{m(x) + n(x)\} = \mathcal{F}\{m(x)\} + \mathcal{F}\{n(x)\} = M(f) + N(f) \dots \dots \dots 2.6.$$

Esta propiedad junto con el par transformado de Fourier reflejan la aplicación directa a sistemas lineales.

2) Simetría.

Sea $h(x)$ y $H(f)$ un par transformado de Fourier, entonces $H(x)$ y $h(-f)$ puede ser definido como otro par transformado de Fourier.

3) Escalamiento en distancia.

Sea $h(x)$ y $H(f)$ un par transformado de Fourier, entonces

$$\mathcal{F}\{h(kx)\} = \frac{1}{|k|} H\left(\frac{f}{k}\right) \dots \dots \dots 2.7$$

donde k es una constante real.

4) Escalamiento en frecuencias.

Sea $h(x)$ y $H(f)$ un par transformado de Fourier, entonces

$$\mathcal{F}^{-1}\{H(kf)\} = \frac{1}{|k|} h\left(\frac{x}{k}\right) \dots \dots \dots 2.8$$

donde k es una constante real.

5) Desplazamiento en distancia.

Sea $h(x)$ y $H(f)$ un par transformado de Fourier, donde $h(x)$ es desplazada por una constante x_0 , entonces

$$\mathfrak{F}\{h(x - x_0)\} = H(f)e^{-i2\pi fx_0} \dots\dots\dots 2.9.$$

6) Desplazamiento en frecuencias.

Sea $h(x)$ y $H(f)$ un par transformado de Fourier, donde $H(f)$ es desplazado por una constante f_0 , entonces

$$\mathfrak{F}^{-1}\{H(f - f_0)\} = h(x)e^{i2\pi f_0 x} \dots\dots\dots 2.10.$$

7) Funciones pares.

Si $h_p(x)$ es una función par, esto es $h(x)=h(-x)$, entonces

$$\mathfrak{F}\{h_p(x)\} = H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h_p(x) \cos(2\pi fx) dx = R_p(f) \dots\dots\dots 2.11$$

donde $R_p(f)$ es únicamente parte real de $H(f)$.

Similarmente si $H(f)$ es dado como una función real par, la fórmula de inversión queda

$$\mathfrak{F}^{-1}\{H(f)\} = h(x) = \int_{-\infty}^{\infty} R_p(f) \cos(2\pi fx) df = h_p(x) \dots\dots\dots 2.12.$$

8) Funciones impares.

Si $h_i(x)$ es una función impar, esto es $h(x)=-h(-x)$, entonces

$$\mathfrak{F}\{h_i(x)\} = H(f) = -i \int_{-\infty}^{\infty} h_i(x) \text{sen}(2\pi fx) dx = i I_i(f) \dots\dots\dots 2.13$$

donde $I_i(f)$ es únicamente parte imaginaria de $H(f)$.

Para $H(f)$ dado como una función impar imaginaria tenemos

$$\mathfrak{F}^{-1}\{H(f)\} = h(x) = - \int_{-\infty}^{\infty} I_i(f) \text{sen}(2\pi fx) df = h_i(x) \dots\dots\dots 2.14.$$

2.2 Anomalía eléctrica expresada como suma de un Regional y un Residual.

A partir de la ecuación (1.25) que representa la anomalía eléctrica Total de un medio estudiado, se puede separar el término ΔU en una suma de dos efectos como

$$\Delta U = \Delta U_p + \Delta U_r \dots\dots\dots 2.15$$

donde ΔU_p es el potencial generado por la fuente y ΔU_a es el potencial creado por el cuerpo anómalo. Si sustituimos la ecuación (2.15) en (1.25) se tiene

$$\rho_a = k \frac{\Delta U_p}{l} + k \frac{\Delta U_a}{l} \dots\dots\dots 2.16.$$

Se debe notar que la resistividad resultante de ΔU_p no es constante puesto que la fuente se encuentra en movimiento sobre el semiespacio y así la resistividad del subsuelo cambia, también $\Delta U_p / l$, entonces se puede escribir

$$\rho_a = \rho_{a,reg} + \rho_{a,res} \dots\dots\dots 2.17$$

donde

$$\rho_{a,reg} = k \frac{\Delta U_p}{l} \quad \text{y} \quad \rho_{a,res} = k \frac{\Delta U_a}{l} \dots\dots\dots 2.18.$$

Estas dos últimas expresiones definen dos tipos de anomalías geoelectricas, $\rho_{a,reg}$ resultado del potencial de la fuente, definido como Regional y $\rho_{a,res}$ producto del potencial de la estructura anómala, denominado Residual; la suma de los dos anteriores será la anomalía Total ρ_a (fig. 2.1). El Residual entonces dependerá directamente de las anomalías Total y Regional, donde la curva de este último será definida por la posición del dispositivo empleado con respecto al cuerpo anómalo. A pesar de que el Residual puede tomar valores negativos y positivos, la resistividad del subsuelo es siempre positiva.

Estas expresiones serán independientes al dispositivo empleado y a la geometría del cuerpo anómalo. En base a esto una ρ_a Total podrá ser separada en dos componentes, un efecto Regional y uno Residual.

2.3 Procedimiento de separación de efectos.

La separación de los efectos Regional y Residual de las expresiones (2.17) y (2.18) puede hacerse en el dominio de las frecuencias por la linealidad de sus componentes, aplicándose independientemente la transformada de Fourier como

$$\mathfrak{I}\{\rho_a\} = \mathfrak{I}\{\rho_{a,reg} + \rho_{a,res}\} = \mathfrak{I}\{\rho_{a,reg}\} + \mathfrak{I}\{\rho_{a,res}\} \dots\dots\dots 2.19.$$

El espectro de amplitud de ρ_a será la suma de dos efectos, pudiendo ser dividida en regiones de diferentes frecuencias caracterizando a las señales Regional y Residual. La contribución del Regional para el espectro de amplitud total será en las bajas frecuencias, observable dentro del rango de 0 a 0.4 ciclos/m, dentro de

los dos primeros lóbulos descritos por el espectro Total, mientras que la contribución del Residual en el espectro de amplitud se observa en frecuencias altas (fig. 2.2). Así, una vez estudiados los espectros, se puede determinar una frecuencia de corte f_c que se puede localizar entre los dos mínimos inclusive que definen el segundo lóbulo del espectro Total donde termina la contribución del Regional y comienza la del Residual, procediendo a realizar el filtrado con un filtro pasabajas para obtener el Regional. La diferencia entre la anomalía Total y el Regional obtenido da como resultado la anomalía Residual (fig. 2.3).

Es claro que una separación completa entre ambos componentes no podrá ser obtenida, no obstante el espectro puede ser analizado para definir contribuciones.

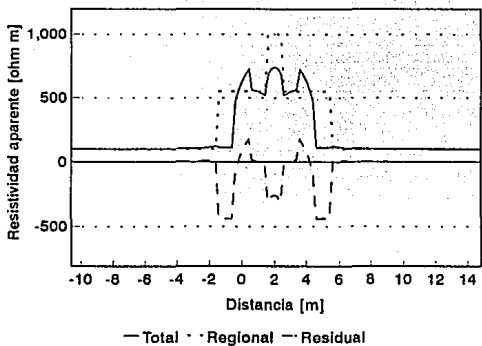


Fig. 2.1 Anomalías teóricas Total, Regional y Residual.

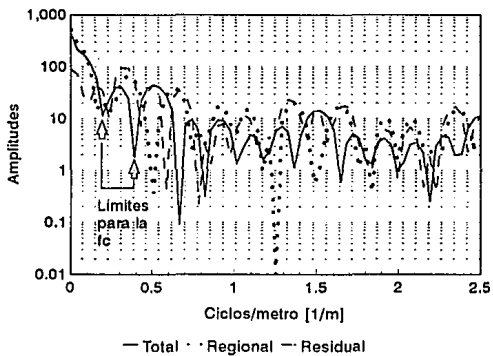


Fig. 2.2 Espectros de amplitud teóricos Total, Regional y Residual.

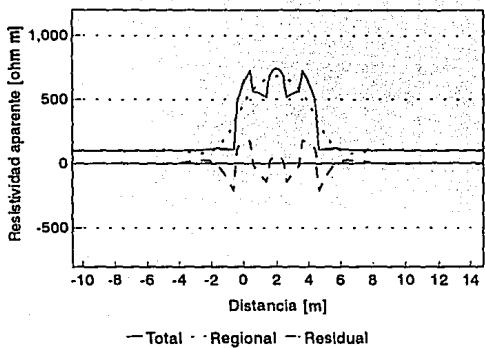


Fig. 2.3 Anomalías Total, Regional y Residual.

Capítulo 3. Aplicación en modelos sintéticos.

El modelo sintético más sencillo para estudiar el comportamiento de una anomalía en calicatas eléctricas es el modelo de tres capas verticales. Este modelo aunque representa a una estructura aflorando puede también usarse como una estructura enterrada, ya que en este caso se toma en cuenta que cualitativamente solo se suaviza la curva que define a la anomalía (Orellana, 1982).

3.1 Modelo de tres capas verticales.

En el modelo sintético de tres capas verticales (fig. 3.1), la posición de la capa media estará entre el cero y el valor E (espesor de ésta) o sea los contactos entre las capas 1 y 2 y las capas 2 y 3 respectivamente. Además sobre la superficie se desplaza un dispositivo eléctrico de izquierda a derecha.

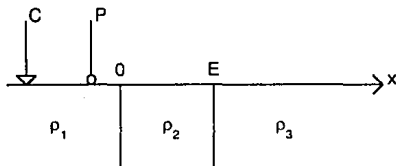


Fig. 3.1 Modelo de tres capas verticales.

Considerando a las tres capas verticales como homogéneas e isotrópicas, la ecuación de Laplace (1.8) tendrá una solución particular (Van Nostrand, 1966)

$$U_{ni} = \frac{\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + \int_0^r (A_n e^{-\lambda x} + B_n e^{-\lambda z}) J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.1$$

donde n es la capa en donde se desea calcular el potencial en una posición x , i es la capa donde se encuentra la fuente, r es la distancia entre ambos puntos, y A y B son los coeficientes enésimos de la función Kernel.

Por condiciones de frontera, donde

$$B_n = 0, \quad \text{para } x < 0 \dots \dots \dots 3.2a$$

$$A_n = 0, \quad \text{para } x > E \dots \dots \dots 3.2b$$

y en contactos

$$U_n = U_{n-1} \dots \dots \dots 3.2c$$

$$\frac{1}{\rho_n} \frac{\partial U_n}{\partial x} = \frac{1}{\rho_{n-1}} \frac{\partial U_{n-1}}{\partial x} \dots \dots \dots 3.2d$$

se pueden definir tres soluciones a partir de las ecuaciones (3.1), (3.2a) y (3.2b) para cada valor de n como:

$$U_u = \frac{\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + \int_0^r A_1 e^{\lambda x} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.3$$

$$U_{2i} = \frac{\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + \int_0^r (A_2 e^{\lambda x} + B_2 e^{-\lambda x}) J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.4$$

$$U_{3i} = \frac{\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + \int_0^r B_3 e^{-\lambda x} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.5$$

en donde aplicando las condiciones (3.2c) y (3.2d)

$U_1 = U_2$, $\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial U_1}{\partial x} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial U_2}{\partial x}$ para $x = 0$ y $U_2 = U_3$, $\frac{1}{\rho_2} \frac{\partial U_2}{\partial x} = \frac{1}{\rho_3} \frac{\partial U_3}{\partial x}$ para $x = E$, en cada posición de i se tendrá

$$U_{1i} = \frac{\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + k_{21} \int_0^\infty \frac{e^{\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda + k_{32} \int_0^\infty \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.6$$

$$U_{12} = \frac{\rho_1}{2\pi} (1+k_{21}) \left\{ k_{32} \int_0^\infty \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda + \int_0^\infty \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.7$$

$$U_{13} = \frac{\rho_1}{2\pi} (1+k_{21})(1+k_{32}) \int_0^\infty \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \dots \dots \dots 3.8$$

$$U_{2i} = \frac{\rho_2}{2\pi} (1-k_{21}) \left\{ \int_0^\infty \frac{e^{\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda + k_{32} \int_0^\infty \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots \dots \dots 3.9$$

$$U_{2,2} = \frac{\rho_2}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + k_{32} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda - k_{21}k_{32} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right. \\ \left. - k_{21} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1-k_{21}k_{32}e^{2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda - k_{21}k_{32} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots\dots\dots 3.10$$

$$U_{2,3} = \frac{\rho_2}{2\pi} (1+k_{32}) \left\{ \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda - k_{21} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots\dots\dots 3.11$$

$$U_{3,1} = \frac{\rho_3}{2\pi} (1-k_{21})(1-k_{32}) \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \dots\dots\dots 3.12$$

$$U_{3,2} = \frac{\rho_3}{2\pi} (1-k_{32}) \left\{ \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda - k_{21} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots\dots\dots 3.13$$

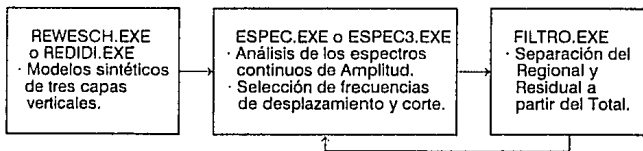
$$U_{3,3} = \frac{\rho_3}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} - k_{21} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(x-s)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda - k_{32} \int_0^r \frac{e^{-\lambda(2E-s-x)}}{1+k_{21}k_{32}e^{-2\lambda E}} J_0(\lambda r) d\lambda \right\} \dots\dots\dots 3.14$$

donde $k_i = \frac{\rho_i - \rho_{i+1}}{\rho_i + \rho_{i+1}}$ es llamado coeficiente de reflexión eléctrico entre las capas i y

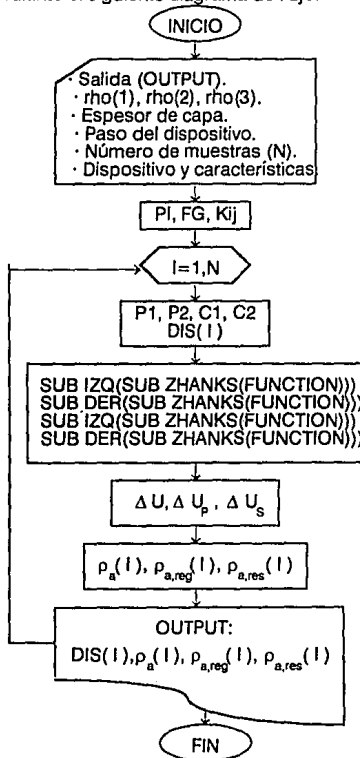
j .

3.2 Desarrollo del algoritmo.

Para la separación de los efectos Regional y Residual a partir de la anomalía Total (2.2 y 2.3) en un modelo de tres capas verticales (3.1), se desarrollaron programas en FORTRAN 77 aplicados de la forma:



Los programas REWESCH.EXE y REDIDI.EXE obtienen el modelo de 3 capas verticales para dispositivos Wenner o Schlumberger y Dipolo-Dipolo respectivamente mediante el siguiente diagrama de flujo:



OUTPUT: Nombre del archivo de salida.

N: Número de muestras.

PI: Punto inicial.

FG: Factor geométrico del dispositivo.

Kij: Coeficiente de reflexión eléctrico.

P1, P2, C1, C2: Posición de los electrodos.

DIS (I): Abcisa.

ΔU , ΔU_P , ΔU_S : Potenciales Total, Primario y Secundario.

$p_a(I)$, $p_{a,reg}(I)$, $p_{a,res}(I)$: Anomalías teóricas Total, Regional y Residual.

nota: En el caso de REDIDI.EXE solo se usa la SUBROUTINA IZQ.

Las SUBROUTINAS IZQ (electrodo de corriente C a la izquierda del de potencial P) y DER (electrodo C a la derecha de P) usan otra llamada ZHANKS (Anderson, 1979) y estructuras FUNCTION que son las funciones Kernel de las ecuaciones (3.6) a (3.14).

Diversos autores como Gosh (1971) y O'Neil (1975) a partir de la expresión del potencial (1.26) y (3.1), convirtiéndola en una integral de convolución por cambio de variable, determinaron filtros digitales para intervalos de muestreo específicos. Buscando una mayor exactitud para la resolución de estas integrales Anderson (1979) diseño su filtro a partir de la transformada de Hankel para la función Kernel

$$K(r) = \int_0^{\infty} K(\lambda) J_n(\lambda r) d\lambda; r > 0 \dots \dots \dots 3.15$$

donde el argumento transformado $r > 0$ es real, tanto $K(r)$ como $K(\lambda)$ pueden ser funciones complejas y J_n es la función Bessel de enésimo orden, usando un intervalo de muestreo $\Delta y = \ln 10 / 11.53$ donde $y = \ln(1/\lambda)$, valor que demostró ser el de menor error de interpolación.

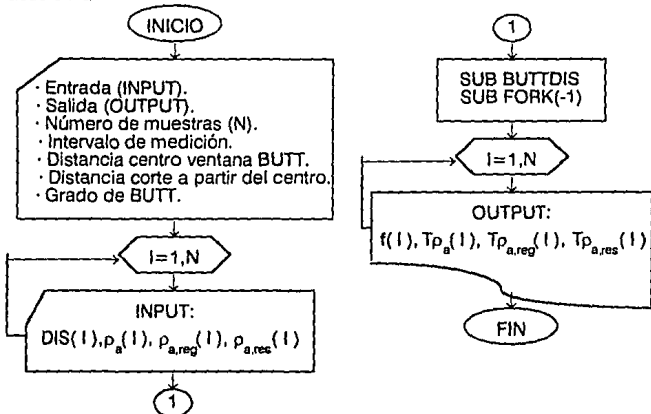
De las SUBROUTINAS IZQ y DER se obtiene dos valores de potencial, el primario (ecuación 1.18) y el total, de los cuatro casos: P1 debido a C1 (U_{P1C1}), P1 debido a C2 (U_{P1C2}), P2 debido a C1 (U_{P2C1}) y P2 debido a C2 (U_{P2C2}). La resta entre el potencial Total y el Primario nos da el potencial Secundario, pudiendo calcular de forma general la diferencia de potencial como

$$\Delta U = (U_{P1C1} - U_{P1C2}) - (U_{P2C1} - U_{P2C2}) \dots \dots \dots 3.16$$

para los tres potenciales, aplicando en seguida las ecuaciones (1.25) y (2.18) para obtener las anomalías teóricas del Total, Regional y Residual respectivamente.

Las cuatro columnas que componen la salida de datos son: abcisa (punto de asignación de la medición) y las anomalías teóricas Total, Regional y Residual. La abcisa se distribuye de forma que existan el mismo número de muestras a ambos lados del centro del modelo con diferencia máxima de una.

Los programas ESPEC.EXE y ESPEC3.EXE obtienen la transformada de Fourier de datos de los perfiles y sus espectros continuos de amplitud y de fases de acuerdo a



INPUT: Nombre del archivo de entrada.

OUTPUT: Nombre del archivo de salida.

N: Número de muestras.

DIS(I), $p_a(I)$, $p_{a,reg}(I)$, $p_{a,res}(I)$: Abcisa, anomalías teóricas Total, Regional y Residual.

$f(I)$, $T_{pa}(I)$, $T_{pa,reg}(I)$, $T_{pa,res}(I)$: Frecuencia, espectros continuos de las anomalías.

Las distancias central y de corte con el grado BUTT sirven para definir una ventana de Butterworth que, dependiendo de estos datos, puede suavizar las anomalías o aislar una parte de éstas. También reasigna el orden de los datos para que el centro de la ventana sea el inicial y en este nuevo orden, posteriormente, entren a la transformada de Fourier.

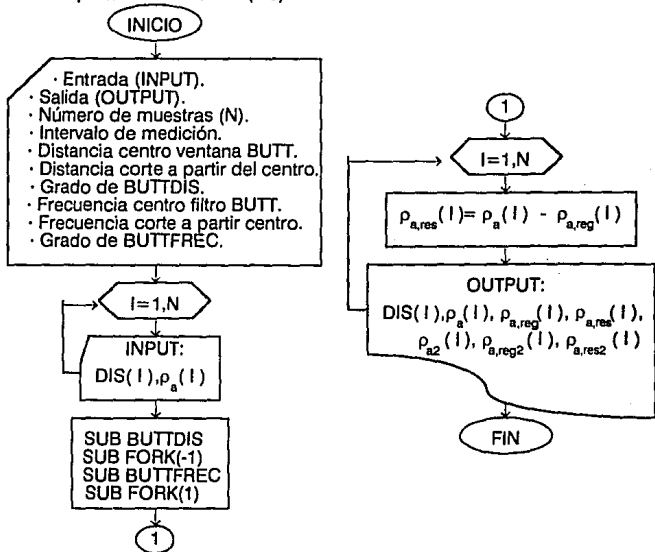
La SUBROUTINA BUTTDIS aplica la ventana de Butterworth (Kulhánek, 1976) a partir de la siguiente expresión:

$$H(x) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{x-D}{D-C}\right)^{2n}}} \dots\dots\dots 3.17.$$

Una vez pasada(s) la(s) anomalía(s) por BUTTDIS se aplica la SUBROUTINA FORK (Claerbout, 1976) que obtiene la transformada de Fourier y se calculan los espectros continuos de amplitudes para las anomalías teóricas Total, Regional y Residual.

De este último resultado, analizando los espectros continuos de amplitud, se pueden ver las zonas de contribución de las anomalías Regional y Residual en la Total (sólo al usar ESPEC3.EXE) y entonces se puede seleccionar una frecuencia de corte **fc** y de desplazamiento **fd** para el siguiente paso.

FILTRO.EXE va a realizar el filtrado de la anomalía Total en frecuencias para hacer la separación de efectos (2.3):



INPUT: Nombre del archivo de entrada.

OUTPUT: Nombre del archivo de salida.

N: Número de muestras.

DIS(I), pa(I), pa.reg(I), pa.res(I): Abcisa, anomalías Total, Regional y Residual.

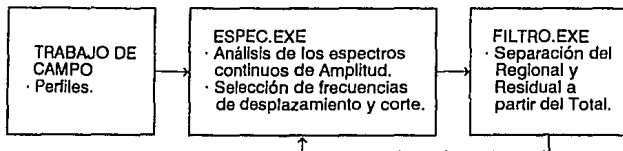
pa2(I), pa.reg2(I), pa.res2(I): Anomalías aisladas Total, Regional y Residual.

El desarrollo es similar al del programa ESPEC.EXE hasta el primer uso de la SUBROUTINA FORK, a partir de esta transformada de Fourier se aplica una SUBROUTINA llamada BUTTFREC que aplicando la ecuación (3.17), definida para frecuencias, filtra los datos de la anomalía Total, para después de nuevo con la SUBROUTINA FORK regresarlos al dominio de la distancia pero como la anomalía Regional.

Posteriormente se hace la resta de las anomalías Total menos Regional obteniendo como resultado el Residual y se escriben todos los resultados en el archivo de salida, donde las salidas con índice 2 serán los resultados de la parte que es afectada por la SUBROUTINA BUTTDIS.

Si los resultados no son del todo satisfactorios será conveniente estudiar de nuevo los espectros continuos de amplitud para determinar otras frecuencias de corte y desplazamiento con las cuales trabajar.

Todo este desarrollo no solo sirve para analizar señales producidas por los programas REWESCH.EXE y REDIDI.EXE. Por el uso de los programas ESPEC.EXE y FILTRO.EXE se pueden procesar y analizar señales obtenidas en trabajo de campo mediante los mismos procedimientos, esto es



3.3 Curvas de resistividad teórica.

Las curvas de resistividad teórica que se presentan están basadas en 3 características principales: dispositivo empleado (Wenner o Dipolo-Dipolo), tipo de capa (ancha o delgada) y medio (resistivo o conductor).

Pudiéndose agrupar, debido al comportamiento de las anomalías teóricas, por dispositivo empleado. Así, se tienen para cada dispositivo empleado, las siguientes curvas básicas de resistividad teórica:

- Capa ancha resistiva.
- Capa ancha conductora.
- Capa delgada resistiva.
- Capa delgada conductora.

Para cada curva básica se muestran las características, del modelo y de los dispositivos, en la tabla 3.1; en donde para todos los casos se tomó un paso o intervalo de medición de 0.2 metros, teniendo con mayor detalle las anomalías y una banda de frecuencias más completa para el análisis de Fourier.

Wenner	Dipolo-Dipolo	Relación de resistividades	de Espesor [m]	Curva básica
a=1 m	L=1 m, N=1	$\rho_2 > \rho_1 = \rho_3$	6	capa ancha resistiva
a=1 m	L=1 m, N=1	$\rho_2 < \rho_1 = \rho_3$	6	capa ancha conductora
a=1 m	L=1 m, N=1	$\rho_2 > \rho_1 = \rho_3$	2	capa delgada resistiva
a=1 m	L=1 m, N=1	$\rho_2 < \rho_1 = \rho_3$	2	capa delgada conductora

Tabla 3.1 Características de las curvas básicas de resistividad.

3.3.1 Curvas para dispositivo Wenner.

En los cuatro casos las anomalías teóricas Total, Regional y Residual, presentan simetría con respecto al centro de la capa media, consecuencia debida a las simetrías del modelo anómalo y del dispositivo empleado.

Capa ancha resistiva.

Las curvas que definen las tres anomalías teóricas se presentan como una sucesión de dos contactos (fig. 3.2a), comportamiento que caracteriza a cualquier capa ancha.

Los espectros continuos de amplitud de las anomalías teóricas (fig. 3.2b) muestran zonas de contribución del Regional en el Total para frecuencias bajas. Luego una banda de frecuencias entre los 0.16 y 0.27 ciclos/metro donde comienza una semejanza entre los tres espectros hacia las frecuencias altas, algunas veces entre el Total y el Residual y otras entre el Regional y el Residual. En la banda antes mencionada, definida por el segundo lóbulo notable del Total, se determinó la frecuencia de corte f_c para hacer el filtrado, probando diferentes valores de frecuencia.

El filtrado sobre el espectro del Total en 0.27 ciclos/metro (fig. 3.2c) resulta el mejor. La anomalía Regional obtenida es como una forma suavizada de la teórica, mientras que la Residual resultante es muy semejante a la teórica.

Capa ancha conductora.

Las curvas de las anomalías teóricas, como en el caso anterior, se definen también como una sucesión de dos contactos (fig. 3.3a).

En los espectros continuos de amplitud (fig. 3.3b) las frecuencias bajas son la zona de contribución del Regional en el Total. La banda del segundo lóbulo, donde comienzan las semejanzas entre los espectros, es ahora entre 0.17 y 0.38 ciclos/metro. De nuevo en las frecuencias altas las semejanzas entre los espectros son para algunos tramos, habiendo mayor parecido entre el Regional y el Residual.

En 0.23 ciclos/metro se seleccionó la frecuencia de corte f_c para hacer el filtrado (fig. 3.3c). Aquí para las anomalías obtenidas, la Regional también es una forma suavizada de la teórica y la Residual es bastante similar a la teórica.

Capa delgada resistiva.

Las anomalías teóricas (fig. 3.4a) sufren de una solapación hacia el centro del cuerpo anómalo, sin que se lleguen a describir la sucesión de dos contactos. A pesar de que el medio es resistivo, la porción media de las anomalías Total y Regional presentan un mínimo que depende de una capa delgada, cuando los electrodos de potencial están en la capa media y los de corriente en las capas externas y dan valores, en la Regional, que son iguales a las resistividades de

estas capas o sea el medio encajonante. Aún así la anomalía Residual presenta un valor máximo en esta porción de la curva.

En los espectros continuos de amplitud (fig. 3.4b) la zona de frecuencias bajas es la contribución principal del Regional al Total. El segundo lóbulo quedaría descrito dentro de los 0.27 y 0.71 ciclos/metro, aunque para estos valores y el resto de las frecuencias no es clara la semejanza entre algunos de los tres espectros.

Se filtró en 0.43 ciclos/metro, en donde de las anomalías resultantes (fig. 3.4c) la Regional es una curva poco suavizada de la teórica y la Residual se parece a la teórica salvo el máximo central.

Capa delgada conductora.

Las anomalías teóricas (fig. 3.5a) se solapan en el centro sin definir una sucesión de dos contactos. La Regional presenta un máximo en la parte media, a pesar de ser capa conductora, resultado de el tipo de capa y la posición de los electrodos como en la curva anterior. Aún así la Residual si presenta un mínimo en la porción central.

Los espectros continuos de amplitud (fig. 3.5b) presentan la contribución del Regional en el Total en frecuencias bajas. Entre 0.23 y 0.67 ciclos/metro es la banda del segundo lóbulo y comienzo de la semejanza para las frecuencias altas, ahora si más clara entre los tres espectros.

La frecuencia de corte f_c seleccionada es 0.23 ciclos/metro, obteniendo una anomalía Regional demasiado suavizada de la teórica y la Residual similar a la teórica.

3.3.2 Curvas para dispositivo Dipolo-Dipolo

Para este dispositivo asimétrico la única anomalía teórica con simetría es la Total, pues tanto la Regional como la Residual son en un principio asimétricas. En la Regional se debe a la disposición de los electrodos en el dispositivo; mientras que la Residual es la resta de la Total menos la Regional. Sin embargo, en el programa REDIDI.EXE, para obtener las anomalías se procedió de la siguiente forma: se calcularon los datos para un dispositivo Dipolo-Dipolo de izquierda a derecha con los electrodos de corriente por detrás; posteriormente se duplicaron los datos en forma inversa, simulando el movimiento del dispositivo de derecha a izquierda con electrodos de corriente también por detrás (Bodmer et al, 1968);

por último se promediaron los datos en puntos comunes, asegurando así la simetría de las anomalías teóricas Regional y Residual. Se procede de esta forma debido a que al hacer una comparación entre los espectros del Total y los Regionales simétrico y asimétrico se observa, para las frecuencias bajas, que los espectros de fase y de potencia del simétrico y del Total son idénticos o muy similares (figs. 3.6a y 3.6b), así, cuando se separa la contribución del Regional mediante el filtrado en las frecuencias se obtiene una señal simétrica.

Capa ancha resistiva.

Las curvas de las anomalías teóricas son una sucesión de dos contactos (fig. 3.7a), donde a pesar de tener valores negativos para la Regional, la resistividad del medio es siempre positiva.

En los espectros continuos de amplitud (fig. 3.7b) se tiene en frecuencias bajas la contribución del Regional al Total y entre 0.21 y 0.43 ciclos/metro la región donde comienza la semejanza de los tres espectros para las frecuencias altas.

El filtrado (fig. 3.7c) realizado con una frecuencia de corte f_c de 0.27 ciclos/metro da una anomalía Regional suavizada de la teórica y una Residual parecida salvo el mínimo central que es más marcado con respecto a la teórica.

Capa ancha conductora.

Estas curvas de las anomalías teóricas describen la sucesión de dos contactos (fig. 3.8a).

Los espectros continuos de amplitud (fig. 3.8b) se comportan como el modelo anterior. En frecuencias bajas se observa la contribución del Regional en el Total y para las altas está la semejanza entre los tres espectros. La banda entre 0.16 y 0.53 ciclos/metro es el segundo lóbulo donde comienza la semejanza de las frecuencias altas.

La frecuencia de corte f_c seleccionada es en 0.27 ciclos/metro, resultando un filtrado (fig. 3.8c) donde las anomalías Regional y Residual obtenidas tienen la forma de las teóricas.

Capa delgada resistiva.

Las curvas de estas anomalías teóricas se traslapan hacia el centro del modelo sin describir la sucesión de dos contactos (fig. 3.9a).

En los espectros continuos de amplitud (fig. 3.9b) está la contribución del Regional en el Total en las frecuencias bajas y la semejanza entre los tres para las altas. Aunque en el Total no se marca un segundo lóbulo donde comienza la similitud principal entre el Regional y el Residual, si se describe un pequeño escalón entre 0.27 y 0.41 ciclos/metro.

Se filtró con un frecuencia de corte f_c de 0.38 ciclos/metro (fig. 3.9c) donde la anomalía Regional obtenida es un suavizado de la teórica. La anomalía Residual obtenida posee la misma sucesión de máximos y mínimos de la teórica, la diferencia más notable es hacia el centro del modelo, donde el máximo es de mayor amplitud en la primera.

Capa delgada conductora.

Para estas anomalías teóricas también existe solapación hacia el centro del modelo sin describir una sucesión de dos contactos (fig. 3.10a).

Los espectros de amplitud (fig. 3.10b) muestran la zona de frecuencias bajas de contribución del Regional en el Total, la zona de frecuencias altas de similitud entre los espectros Regional y Residual y la zona del segundo lóbulo entre los 0.31 y 0.61 ciclos/metro donde empieza este parecido.

Con el filtrado en 0.31 ciclos/metro (fig. 3.10c) la anomalía Regional obtenida es de nuevo una forma suavizada de la teórica mientras la Residual obtenida guarda la misma forma de la teórica sin reconstruir las anomalías originales completamente.

3.4 Consideraciones importantes.

El comportamiento de la anomalía teórica Regional para todas las curvas básicas es importante. Su forma depende totalmente de la posición del dispositivo con respecto a la capa media; a partir de esto y de la anomalía teórica Total se tendrá la forma de la Residual.

Por otro lado se puede determinar que el comportamiento de los espectros continuos de amplitud de la anomalías teóricas son semejantes en todos los casos: la zona de frecuencias bajas donde se observa la contribución principal del Regional en el Total, la de frecuencias altas donde hay similitud entre los tres espectros o solo entre el Regional y el Residual; la banda del segundo lóbulo donde empieza la semejanza anterior y donde se selecciona la frecuencia de corte que de mejores resultados.

En el caso de que la estructura tuviera un recubrimiento o estuviera enterada, las anomalías en general solo se atenúan sobre sus puntos característicos, conservando la forma hasta pasar a ser curvas de pendientes suave o nula cuando la profundidad de investigación del dispositivo no llegue a la estructura (Orellana, 1982).

Entonces es importante en la práctica tener idea de dos cosas:

- 1) El comportamiento de los parámetros físicos -en este caso de la ρ_a - para el objetivo de la exploración;
- 2) Las dimensiones aproximadas del cuerpo anómalo buscado y su posible profundidad, eligiendo características adecuadas del dispositivo a emplear.

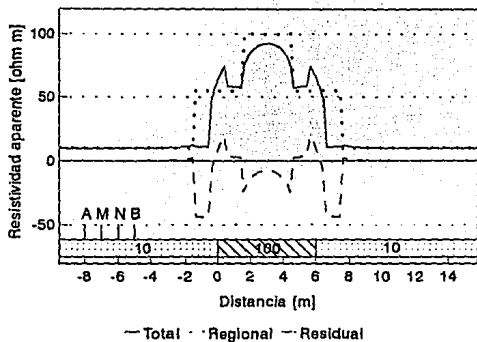


Fig. 3.2a Anomalías teóricas para arreglo Wenner capa ancha resistiva.

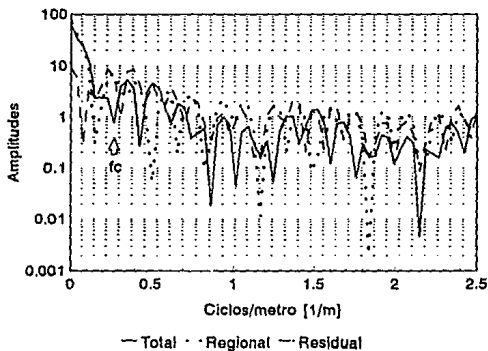


Fig. 3.2b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.2a.

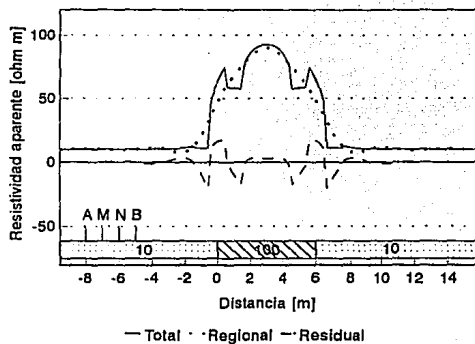


Fig. 3.2c Filtrado con $f_c=0.27$ ciclos/metro a partir de 3.2a.

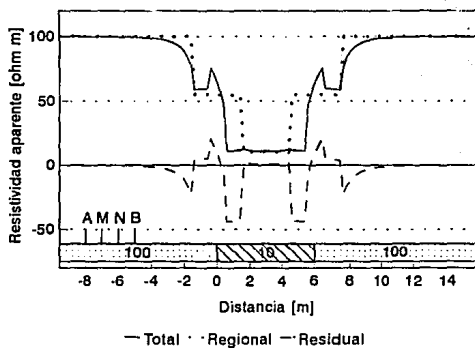


Fig. 3.3a Anomalías teóricas para arreglo Wenner capa ancha conductora.

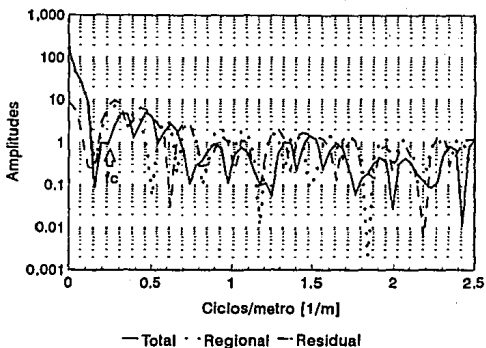


Fig. 3.3b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.3a.

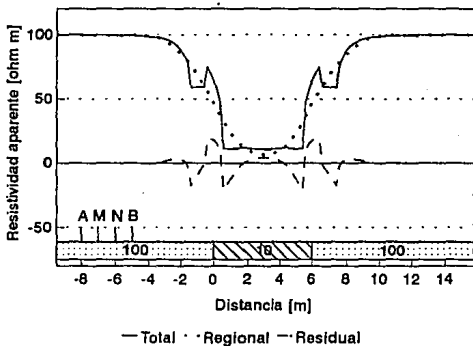


Fig. 3.3c Filtrado con $f_c=0.23$ ciclos/metro a partir de 3.3a.

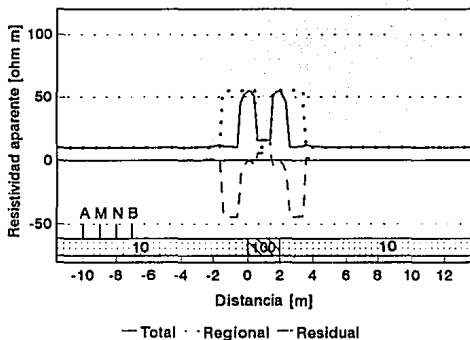


Fig. 3.4a Anomalías teóricas para arreglo Wenner capa delgada resistiva.

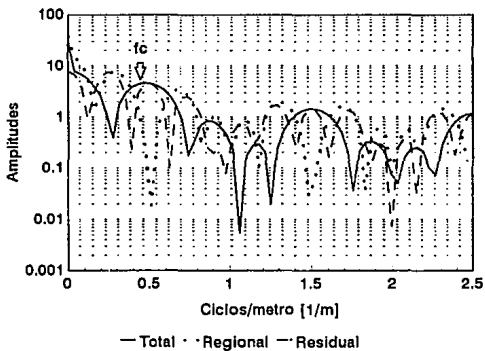


Fig. 3.4b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.4a.

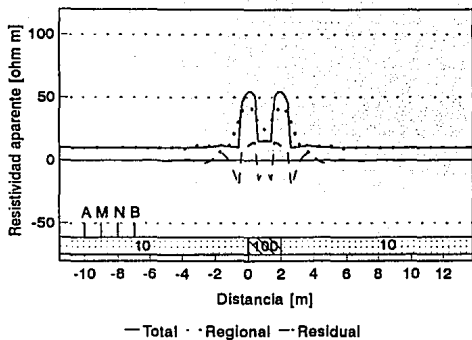


Fig. 3.4c Filtrado con $f_c=0.43$ ciclos/metro a partir de 3.4a.

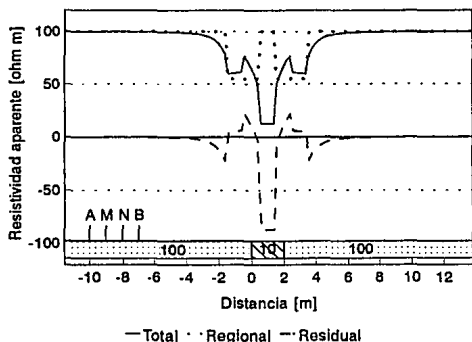


Fig. 3.5a Anomalías teóricas para arreglo Wenner capa delgada conductora.

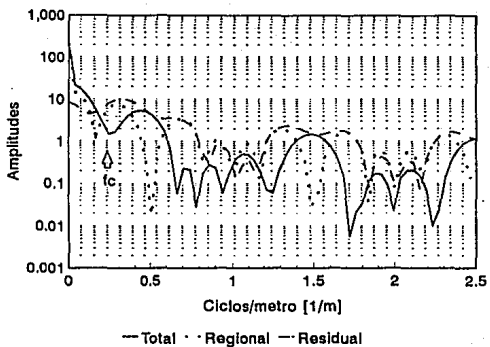


Fig. 3.5b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.5a.

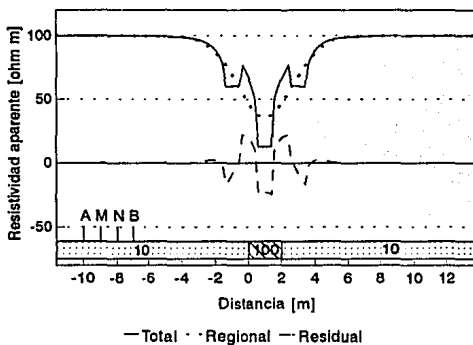


Fig. 3.5c Filtrado con $f_c=0.23$ ciclos/metro a partir de 3.5a.

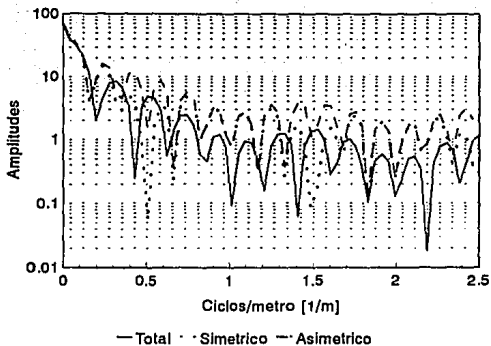


Fig. 3.6a Espectros de amplitud Total y Regional simetrico y asimetrico.

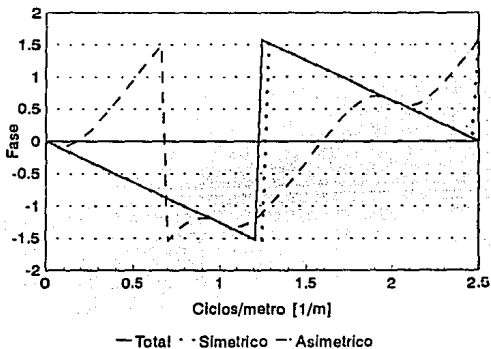


Fig. 3.6b Espectros de fase Total y Regional simetrico y asimetrico.

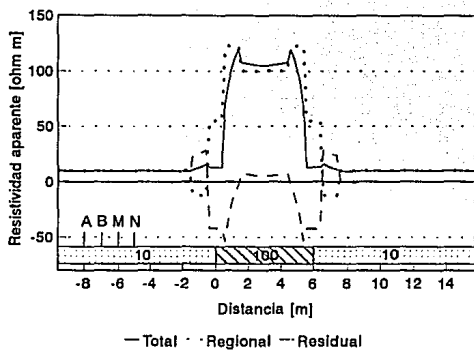


Fig. 3.7a Anomalias teóricas para arreglo Dipolo-Dipolo capa ancha resistiva.

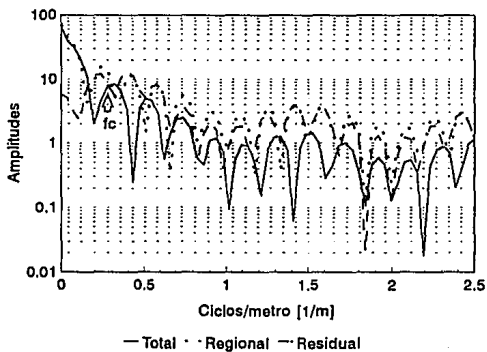


Fig. 3.7b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.7a.

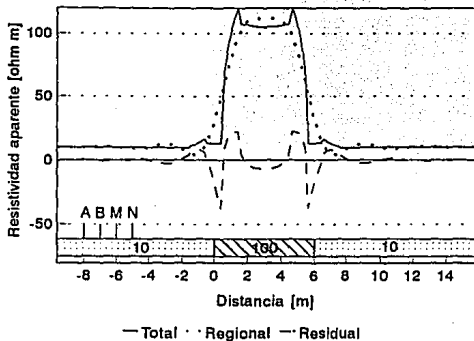


Fig. 3.7c Filtrado con $f_c=0.27$ ciclos/metro a partir de 3.7a.

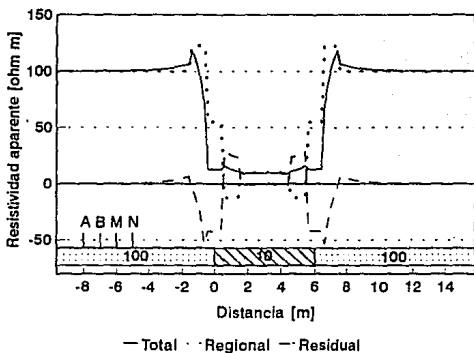


Fig. 3.8a Anomalías teóricas para arreglo Dipolo-Dipolo capa ancha conductora.

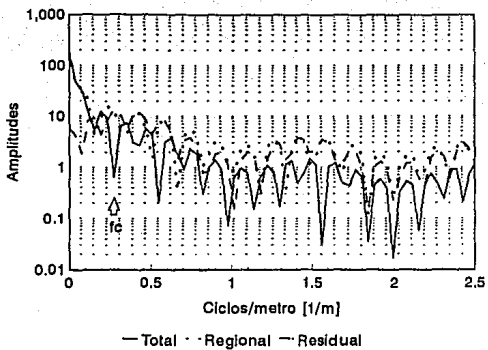


Fig. 3.8b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.8a.

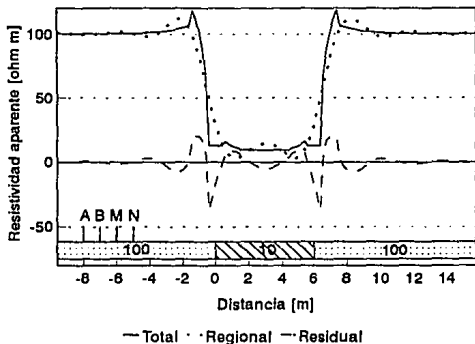


Fig. 3.8c Filtrado con $f_c=0.27$ ciclos/metro a partir de 3.8a.

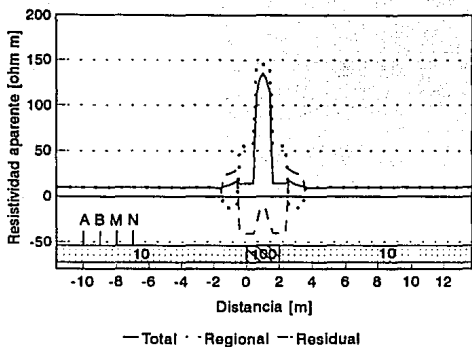


Fig. 3.9a Anomalias teóricas para arreglo Dipolo-Dipolo delgada resistiva.

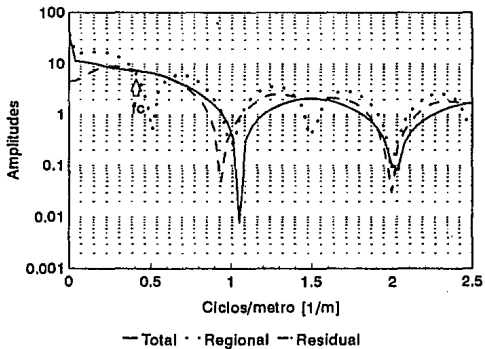


Fig. 3.9b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.9a.

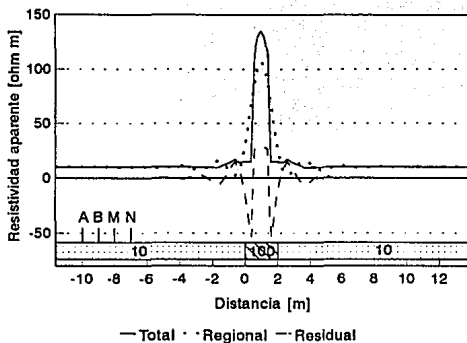


Fig. 3.9c Filtrado con $f_c=0.43$ ciclos/metro a partir de 3.9a.

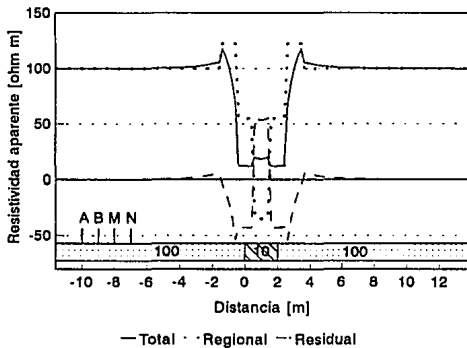


Fig. 3.10a Anomalías teóricas para arreglo Dipolo-Dipolo delgada conductora.

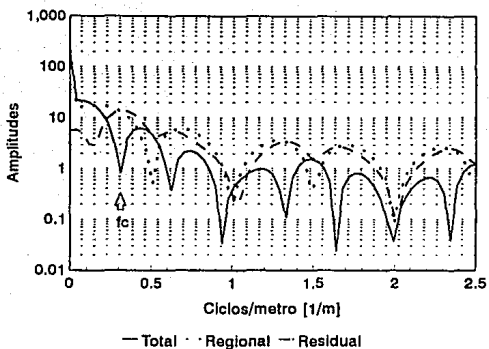


Fig. 3.10b Espectros de amplitud Total, Regional y Residual de 3.10a.

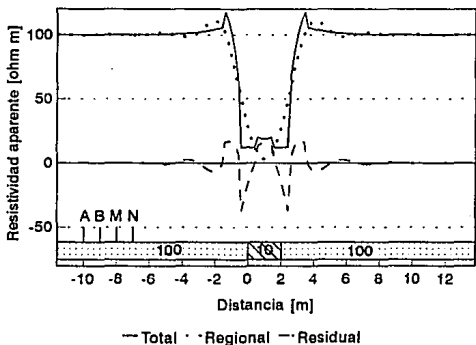


Fig. 3.10c Filtrado con $f_c=0.31$ ciclos/metro a partir de 3.10a.

Capítulo 4. Aplicación a un problema real: Teotihuacan, México.

La zona arqueológica de Teotihuacan resulta ser un lugar apropiado para la aplicación del método propuesto anteriormente, debido a la existencia de cavernas, túneles y estructuras arqueológicas enterradas que pueden considerarse como cuerpos anómalos, al tener resistividad diferente a la de su entorno.

4.1 Teotihuacan, zona arqueológica.

La zona arqueológica de Teotihuacan se localiza en el Estado de México a unos 46 Km del Distrito Federal, yendo sobre la carretera federal 85 México-Pachuca, siguiendo la desviación Acolman-Teotihuacan en el kilómetro 21.

El valle de Teotihuacan pertenece a la provincia geológica del Eje Neovolcánico Transmexicano (López Ramos, 1969). Este eje constituye una franja del Cenozoico Superior que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20. Formado por una gran variedad de rocas volcánicas emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos. La actividad volcánica, en esta franja, ha dado lugar a un gran número de cuencas endorreicas con el consecuente desarrollo de lagos (Morán et al, 1984).

El valle de Teotihuacan se encuentra encerrado por estructuras de origen volcánico que varían en edad desde el Terciario Medio al Cuaternario y en composición van de rocas ácidas (obsidiana) a básicas (basaltos) (Mooser, 1968). De los elementos geológicos, se tiene al NW el cerro de Malinalco, un estrato-volcán muy erosionado del Mioceno; al N, dominando el valle, está el cerro Gordo, otro estrato-volcán andesítico-basáltico activo desde el Plioceno Superior, para el cual abanicos aluviales bien desarrollados cubren sus faldas. El cerro del Patlachique al S, es un domo de lavas ácidas perteneciente también al Plioceno; al E, el cerro de Soltepec, un estrato-volcán del Plioceno del cual provienen los derrames de obsidiana que sirvieron para la primera industria Teotihuacana de navajas. Por último, las elevaciones menores al NE, conos cineríticos pertenecientes al Cuaternario.

Sotomayor (1968) realizó un estudio de las unidades petrográficas y litológicas, describiéndolas según su posible antigüedad y rango estratigráfico como sigue:

<u>UNIDAD</u>	<u>LOCALIZACIÓN</u>	<u>EDAD</u>
1. Latitas de biotita y andesitas de hornblenda.	Sur del área (sierra de Patlachique).	Terciario (¿Mioceno Inferior?).
2. Andesitas de augita.	W del área (cerro de Zacualuca).	Terciario (¿Mioceno Inferior?).
3. Basaltos de hornblenda.	NW del área (cerro Malinalco).	Terciario (¿Mioceno Inferior?).
4. Sedimentarias aluviales.	Faldas de los cerros Terciarios.	Terciario Superior (Mioceno-Plioceno).
5. Basaltos de olivino, tezontles y tobas basálticas.	NW (cerro Coronillas), NE y SE del área.	Cuaternario.
6. Riolitas y obsidianas.	E del área (cerro Soltepec).	Cuaternario.
7. Aluviones de rocas volcánicas.		Cuaternario Reciente.

Mooser (1968) identificó dos sistemas de fracturas en el valle de Teotihuacan. El primero con dirección WNW a ESE y el segundo dirigidas SSW a NNE, o sea en dirección perpendicular; donde ambos sistemas poseen dos fracturas o zonas de fracturación. Para el primer sistema, sobre una zona se elevan los volcanes de la sierra al sur del valle; sobre otra zona los que constituyen la sierra del norte; una es la fractura del Patlachique, la otra la del cerro Gordo. En el sistema perpendicular, se encuentra la zona oriental del valle, nombrada como la del Soltepec; la otra de menor claridad situada al W, llamada del Coronillas, donde se localiza este cerro de edad Cuaternaria, del cual provienen, junto con la fractura del cerro Gordo, las corrientes basálticas sobre las que se encuentra la antigua ciudad de Teotihuacan.

A los cuatro fracturamientos se debe la forma del valle de Teotihuacan, esencialmente como una entidad rectangular alargada de oriente a poniente con las partes altas en el oriente y su salida al SW hacia Texcoco. Aguas abajo de la zona arqueológica, el valle sufre de un estrechamiento presente entre los aluviales de la sierra del Patlachique y los del cerro del Malinalco, dividiendo en dos partes al valle: una superior dotada de drenaje fluvial y otra inferior prácticamente sin drenaje. En la parte superior, en el estrecho de los cerros Malinalco y Gordo, Mooser (1968) supone la existencia de un río al final, esto tendría como consecuencia que el material caliente de las emisiones al contacto con el agua

produjeran gran cantidad de vapor formando espacios vacantes que al solidificarse formarían cuevas (fig. 4.1).

Las tendencias de estas estructuras están en dirección W-E a la altura de la pirámide de la Luna. Hacia el SE de la pirámide del Sol, el patrón estructural cambia, extendiéndose en una gran área de colapsamientos y trayectorias menos definidas (Barba et al, 1990). Este sistema sólo existe al N del río San Juan, ya que la formación geológica al sur pertenece a la parte inferior del valle.

Los túneles colapsados que pueden actualmente observarse son depresiones que se encuentran entre los 3 y 5 metros bajo el nivel del suelo. En las paredes, pueden observarse entradas de dichos túneles y cuevas de diversos tamaños, algunos de los cuales han sido parcialmente exploradas (Manzanilla et al, 1994).

La presencia de túneles y cuevas con la posible existencia de agua en el fondo de algunas cuevas es muy importante desde el punto de vista arqueológico debido a que jugaron un papel determinante en la elección de la ubicación del primer centro urbano de Teotihuacan en el sector NW (Mooser, 1968). Es importante hacer notar que el centro urbano en lugar de situarse cerca de los manantiales de Puxtla en San Juan o más cerca del cultivo, se haya elegido en un sector que, a primera vista, parecía inerte.

El descubrimiento de un túnel debajo de la pirámide del Sol, un mayor número de cuevas y depresiones en zonas aledañas a Teotihuacan, ej. Oztoyohualco, localizados a unos cuantos kilómetros al NW de la pirámide y estudios regionales, condujeron a pensar en la existencia de una red de túneles y cuevas bajo la gran ciudad, cuyos fines se cree fueron totalmente ceremoniales (Chávez et al, 1994).

Heyden (1975) describe las características del túnel que pasa bajo la pirámide del Sol, utilizado en tiempos de Teotihuacan II (100 a. C.) para fines rituales (fig. 4.2). Esta estructura tiene una longitud total (explorada) de poco más de 100 metros, desde el lado W de la base de la pirámide hasta una cámara tetralobulada que se encuentra casi por debajo del ápex de este edificio prehispánico, a una profundidad desde la superficie a la base del túnel de 6 metros aproximadamente. Originalmente se pensó que esta estructura terminaba en la cámara antes mencionada, sin embargo Barba et al (1990) sugieren que el túnel continúa en dirección E hacia el flanco oriental de la pirámide.

Las diversas descripciones de las cuevas del valle, algunas de ellas excavadas, el estudio de otra cueva de carácter astronómico al SE de la pirámide del Sol y lo expuesto por Heyden (1975, 1981) sugieren la existencia de un sistema de túneles y cuevas en Teotihuacan que pudiese ser un modelo de inframundo o Tloloacan (Manzanilla et al, 1989). Heyden (1981) reproduce el glifo de Teotihuacan del códice Xolotl en el cual se puede apreciar dos grandes pirámides (la del Sol y la de la Luna), bajo las cuales hay una cueva con un personaje dentro.

Los teotihuacanos al poblar el valle, hallaron un sustrato de conos cineríticos ahogados en toba volcánica (Manzanilla et al, 1994; Barba et al, 1990). Por eso se observan bombas volcánicas muy grandes en el interior de las cuevas. Los piroclastos formaron parte de la estructura del cono. Los teotihuacanos extrajeron dichos materiales de estas partes produciendo huecos a profundidad y depresiones en forma de túneles. En ciertos casos, fueron cavando en zonas de debilidad producto de los contactos entre la toba y los piroclastos de las laderas de los conos. Es posible que los teotihuacanos estuviesen buscando un tamaño y color determinado de materiales, además de ciertas características como: facilidad de transporte y extracción, y ligereza. En ciertas zonas del valle aparecen grandes depresiones semicirculares en las que probablemente había una mayor concentración de conos cineríticos alineados W - E, que han sido vaciados y de los cuales sólo queda la parte central de la chimenea y algunos bloques inclinados de basalto (quizá los diques que están radiales al centro del cono).

4.2 Trabajo geofísico.

El objetivo del trabajo geofísico fue el de localizar la posible continuación del túnel referido por Heyden (1975) en la parte E de la pirámide del Sol. Para este fin se plantearon los siguientes estudios:

1. Un reconocimiento geológico en la zona aledaña, en las cuevas y depresiones visibles localizadas al E de la pirámide del Sol para definir el contexto litológico y hasta donde fuese posible ubicar su extensión.
2. Realizar una serie de perfiles geoeléctricos en zonas bien localizadas para confirmar la presencia de posibles estructuras relacionadas con los túneles.
3. Llevar a cabo para cada perfil geoeléctrico uno magnético de campo total.
4. Aplicar a los perfiles geoeléctricos la separación Regional - Residual expuesta en capítulos anteriores.

La parte aledaña a la pirámide del Sol es una zona cubierta por aluviones de rocas volcánicas, composición que cambia hacia el N en zonas más altas donde se encuentran lavas y tobas basálticas; ambas descritas por Sotomayor (1968) del Cuaternario Reciente y Cuaternario respectivamente.

Hacia el E de la pirámide se localizan las depresiones en donde se puede observar lavas basálticas, colapsadas o formando paredes, con intercalaciones de tobas. En pequeños escarpes se ve el espesor del aluvión, variable entre 20 y 40 cm. aproximadamente.

Junto a las depresiones están las cuevas donde las paredes y porciones del piso están formadas por lavas basálticas con tobas intercaladas y rellenos de éstas que en algunas partes van aumentando hasta bloquear el paso. Las direcciones a primera vista parecen tener una orientación W a E, aunque luego se vuelvan menos definidas. Hay presencia de infiltraciones de agua en diversos puntos del interior.

Las resistividades reales que tienen las rocas encontradas en el reconocimiento son: basalto de 10 (húmedo) a 1.3×10^7 (seco) Ωm y tobas de 2×10^3 (húmedo) a 10^5 (seco) Ωm (Telford, 1976).

Los perfiles eléctricos y magnéticos se llevaron a cabo sobre 3 líneas, utilizando dispositivos Wenner y Dipolo-Dipolo para cada perfil eléctrico. La primera línea en el flanco W de la pirámide del Sol frente a la entrada del túnel descrito por Heyden (1975) para observar y calibrar su respuesta; las otras 2 en el flanco E de la pirámide para investigar la probable continuación de este túnel (fig. 4.3).

El equipo empleado para la adquisición de los datos de campo fue:

- a) Receptor SCINTREX modelo IPR - 10.
- b) Emisor de corriente SCINTREX modelo IPC - 2/2.5 Kw.
- c) Carretes (4) con cable aislado calibre 16.
- d) Barras de acero y cobre a modo de electrodos.
- e) Generador de corriente de 8 HP.
- f) Un magnetómetro de cesio VARIAN con sensor a 1.2 metros para medición en campo y otro GEOMETRICS 816 con sensor a 1.5 metros para la base.

Los registros de los perfiles se muestran en el Anexo 1 y los nombres con el tipo de perfil se presentan en la tabla 4.1.

<u>LINEA:</u>	<u>PERFIL:</u>	<u>CARACTERÍSTICAS:</u>
TEO1	TEOM1 TEOW1 TEOD1	Campo magnético total. Arreglo Wenner, $a=4$ m. Arreglo Dipolo-Dipolo, $L=1$ m y $N=6$.
TEO5	TEOM5 TEOW5 TEOD5	Campo magnético total. Arreglo Wenner, $a=6$ m. Arreglo Dipolo-Dipolo, $L=1$ m y $N=20$.
TEO4	TEOM4 TEOW4 TEOD4	Campo magnético total. Arreglo Wenner, $a=6$ m. Arreglo Dipolo-Dipolo, $L=1$ m y $N=6$.

Tabla 4.1 Perfiles del levantamiento geofísico en Teotihuacan.

4.3 Discusión de los perfiles.

Una cueva o sección de un túnel, así como una estructura enterrada, pueden representarse cualitativamente con el modelo de tres capas verticales. Basta ver trabajos en donde se han modelado cilindros y cubos enterrados (Militzer et al, 1979) o diques de diversos espesores y dispositivos (Kumar, 1973a, 1973b), modelos que producen anomalías similares para cuerpos de igual sección horizontal.

El modelo de tres capas verticales que se consideró representativo del túnel bajo la pirámide del Sol, consiste en una capa resistiva de espesor igual a 4 m. Se generaron 4 modelos sintéticos para las características de los dispositivos empleados en campo, se estudió su espectro y se filtró con las frecuencias de corte de mejor desempeño (figs. 4.4). Para todos los casos la anomalía corresponde a una capa delgada. Estos modelos serán el punto de referencia para el estudio de los perfiles de campo, fundamentalmente en la comparación de las anomalías residuales.

Para cada perfil eléctrico se tienen dos filtrados, uno de la anomalía Total completa y otro de una anomalía Total aislada con una ventana de Butterworth, dicha ventana tiene el ancho aproximado de las anomalías sintéticas de los

modelos de campo en un área de interés, evitando interferencia de anomalías que no son importantes para el estudio. La ventana se localizó tomando dos criterios:

1. Que se presentara un alto resistivo o la anomalía característica de un cuerpo como las de los sintéticos 4.4.
2. y, que en esa misma distancia el perfil magnético describiera un cuerpo diamagnético.

Línea TEO1.

Los perfiles TEOW1 (Wenner, $a=4$ m) y TEOM1 (fig. 4.5a) indican la presencia de nuestra estructura de interés en 69 m aproximadamente, donde la anomalía eléctrica Total indica un cuerpo resistivo diferente a la del modelo sintético 4.4a. La ventana se localizó con centro en 69 m y 15 m a ambos lados con una $N=3$. Los espectros de amplitud de las anomalías sin ventana y con ventana son muy similares (fig. 4.5b), definiendo una banda entre 0.08 y 0.23 c/m para el espectro sin ventana, y otra de 0.12 a 0.23 c/m para el espectro con ventana, tomando ambas frecuencias de corte para el filtrado sin ventana **fcs** en 0,08 c/m y con ventana **fcv** en 0.12 c/m. El filtrado sin la ventana (fig. 4.5c) presenta una anomalía Residual semejante a la de la figura 4.4a pero desplazada unos 5 m a la izquierda de la supuesta localización del túnel; de forma similar esto sucede para el filtrado con ventana (fig. 4.5d).

En TEOD1 (Dipolo-Dipolo, 1:6:1) con TEOM1 existe, en los 69 m, una anomalía Total similar a la sintética de 4.4c. La ventana, al igual que en TEOW1, se localizó en 69 m sólo que ahora con 10 m a ambos lados y con $N=3$. Los espectros de amplitud de las anomalías sin ventana y con ventana (fig. 4.6b) son diferentes, mostrando que el uso de la ventana atenuó efectos no deseables de la anomalía Total; para el espectro sin ventana se trabajó la banda entre 0.12 y 0.22 c/m y para el espectro con ventana la de 0.06 a 0.22 c/m, escogiendo para **fcs** el valor de 0.12 c/m y para **fcv** el de 0.14 c/m. El filtrado sin ventana (fig. 4.6c) en la Residual describe la anomalía similar a la sintética de 4.4c; de igual forma sucede en el filtrado con ventana (fig. 4.6d), en ambos sobre los 69 m.

Línea TEO5.

TEOW5 (Wenner, $a=6$ m) y TEOM5 localizan antes de los 20 m dos estructuras bien definidas (fig. 4.7a), sin embargo estos cuerpos no son de interés para nuestro objetivo puesto que no corresponden a la anomalía eléctrica que se busca, ésta sería como la sintética de 4.4b en caso de estar bien definida; así que

observando TEOM5, la zona de interés podría ser en 35 m, donde se considera la existencia de un cuerpo que no se observa en TEOW5 por la presencia de las estructuras dominantes al principio de la línea. La ventana se ubicó en 35 m con 13 m hacia ambos lados y con $N=3$. Los espectros de amplitud sin ventana y con ventana (fig. 4.7b) son muy diferentes entre sí, debido a la atenuación de las anomalías dominantes al aplicar la ventana; la banda de trabajo para el espectro sin ventana fue de 0.06 a 0.23 c/m y de 0.06 a 0.33 c/m para el espectro con ventana, las frecuencias de corte seleccionadas son en 0.14 c/m para **fcs** y 0.21 c/m para **fcv**. En el filtrado sin ventana (fig. 4.7c) sólo se resaltan las anomalías Residuales de las estructuras al principio de la línea, para el filtrado con ventana (fig. 4.7d), mejora al atenuar el efecto de estas estructuras, aunque existen diversos rasgos asociables a capas delgadas como el de la anomalía sintética 4.4b, donde se tiene en los 35 m uno de estos rasgos que correspondería a la estructura de interés.

En TEOD5 (Dipolo-Dipolo, 1:20:1) con TEOM5 las estructuras notables al principio del perfil aquí se muestran como una sola (fig. 4.8a), mientras que en los 35 m se tiene indicio de una estructura resistiva. La ventana se ubicó en 35 m con 17 m a cada lado y $N=3$. Los espectros de amplitud sin ventana y con ventana (fig. 4.8b) no son muy diferentes entre sí, trabajando para el espectro sin ventana la banda de 0.06 a 0.22 c/m y la de 0.06 a 0.31 c/m para el espectro con ventana, definiendo **fcs** y **fcv** en 0.22 c/m. El filtrado sin ventana (fig. 4.8c) distingue, en los primeros metros del perfil, una anomalía Residual más ancha de la que se busca y por los 35 m una parecida a la sintética 4.4d desplazada unos 2 m a la izquierda. Para el filtrado con ventana (fig. 4.8d) aparece la misma Residual en los 35 m desplazada también un poco a la izquierda.

Línea TEO4.

En los perfiles TEOW4 (Wenner, $a=6$ m) y TEOM4 se identifica la estructura de interés aproximadamente en 29 m (fig. 4.9a), donde inmediatamente se observa otra resistiva y paramagnética, pudiendo ser considerada como un dique. Los valores para la ventana fueron: 29 m como centro de ésta, con 13 m a ambos lados y $N=3$. Los espectros de amplitud con y sin ventana (fig. 4.9b) resultan parecidos pudiendo trabajar con la misma banda para ambos de 0.11 a 0.27 c/m, usando una **fcs** de 0.16 c/m y para **fcv** en 0.19 c/m. Se observa en las anomalías Residuales de los filtrados, sin y con la ventana (figs. 4.9c y 4.9d), la semejanza con la sintética 4.4b sobre la zona de interés.

A lo largo de TEO4 (Dipolo-Dipolo, 1:6:1) se tienen varias estructuras resistivas, comparando con TEOM4 (fig. 4.10a) se pueden asociar las anomalías eléctrica y magnética alrededor de 29 m, más adelante se presenta una anomalía eléctrica en 38 m que no corresponde a los criterios del objetivo del trabajo de campo. La ventana se localizó en 29 m con 10 m a ambos lados y $N=3$. Los espectros de amplitud sin y con ventana (fig. 4.10b) no se parecen, trabajándose en el espectro sin ventana la banda de 0.03 a 0.31 c/m y de 0.05 a 0.35 c/m para el espectro con ventana, seleccionando fcs y fcv en 0.31 c/m. El filtrado sin ventana (fig. 4.10c) describe en la anomalía Residual dos cuerpos de las mismas características eléctricas, uno en 29 m y otro en 40 m, mientras que el filtrado con ventana (fig. 4.10d) sólo deja la anomalía en 29 m.

4.4 Conclusiones.

En todas las líneas hay evidencias de un cuerpo resistivo y diamagnético, que de acuerdo a la geología del lugar no tiene que ser necesariamente un túnel o caverna, pudiendo ser el material de relleno disperso entre los diques y coladas de basalto. Existen algunas anomalías Residuales que se podrían desplazar algunos metros (TEOW1, TEO5), fenómeno que Pridmore et al (1981) asocian a un contacto inmediato en una de las dos fronteras del cuerpo.

En la línea TEO1 las anomalías coincidieron con la tendencia del túnel ya conocido por debajo de la pirámide del Sol. Para comprobar los resultados de TEO4 se realizaron excavaciones cerca de los 29 m, donde primero se localizó un dique de basalto responsable de las anomalías eléctricas y magnéticas en 34 m y de inmediato hacia el S material de relleno con respuesta similar a la de un túnel. Las anomalías en TEO5 al principio de la línea se asocian a paredes contiguas y a la plataforma de la pirámide, mientras que para los 35 m no se ha comprobado la existencia de un túnel relleno o vacío al no haberse realizado excavaciones a la fecha.

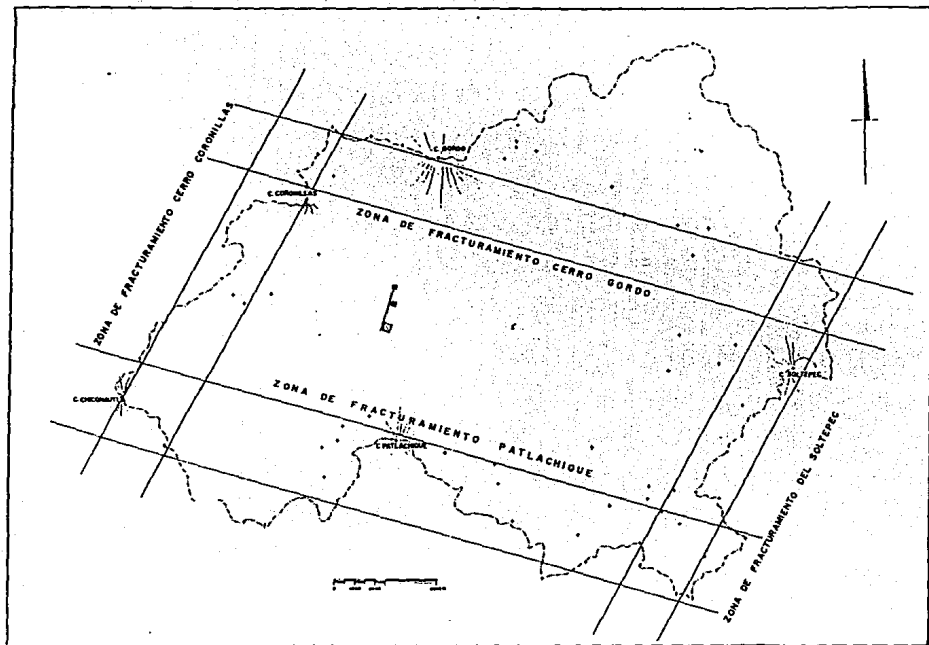


Fig. 4.1 Extensión y sistema de fracturamiento del área de Teotihuacan, México (Mooser, 1968).

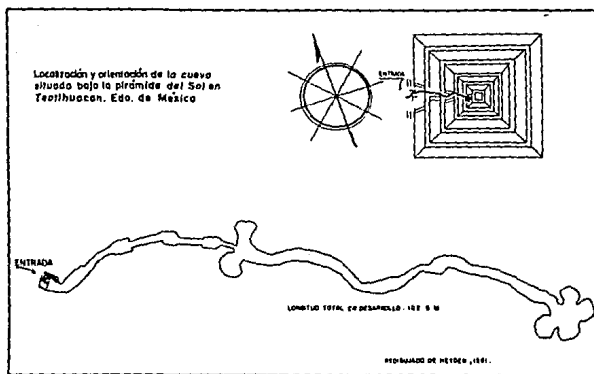


Fig. 4.2 Túnel de la pirámide del Sol de acuerdo a Heyden (1981).

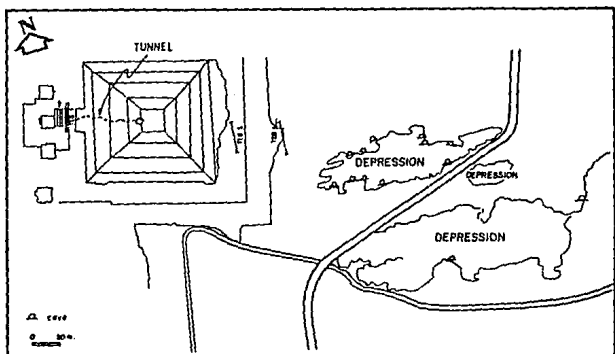


Fig. 4.3 Localización de las líneas de estudio en los alrededores de la pirámide del Sol.

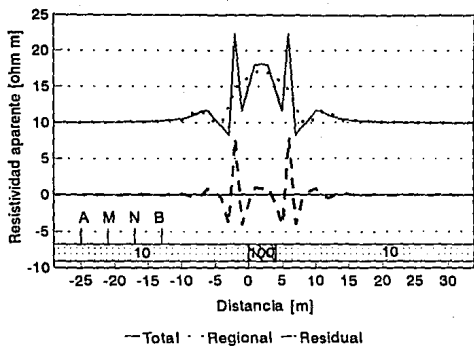


Fig. 4.4a Dispositivo Wenner $a=4$ m. filtrado en $f_c=0.19$ ciclos/metro.

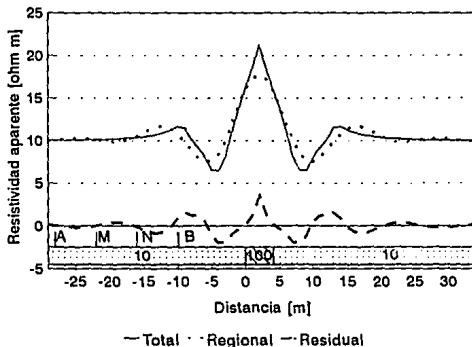


Fig. 4.4b Dispositivo Wenner $a=6$ m. filtrado en $f_c=0.08$ ciclos/metro.

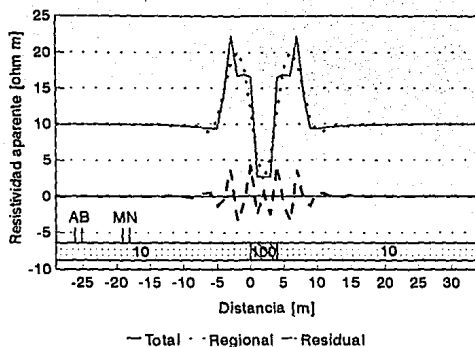


Fig. 4.4c Dispositivo Dipolo-Dipolo 1:8:1 filtrado en $f_c=0.20$ ciclos/metro.

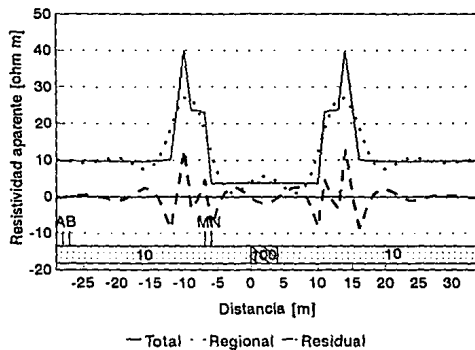


Fig. 4.4d Dispositivo Dipolo-Dipolo 1:20:1 filtrado en $f_c=0.11$ ciclos/metro.

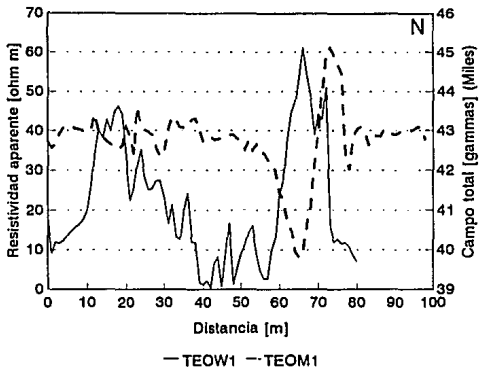


Fig. 4.5a Perfiles Wenner(a=4) y magnético en TEO1.

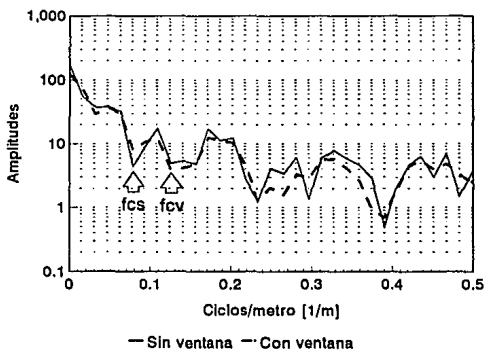


Fig. 4.5b Espectros de amplitud de TEOW1 sin y con ventana.

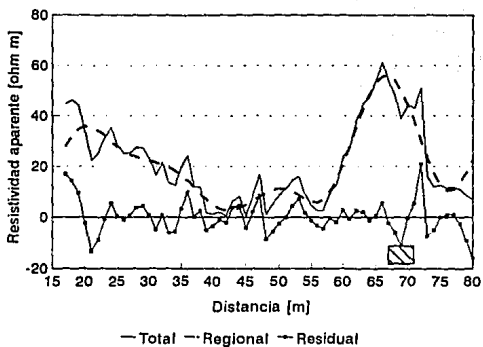


Fig. 4.5c TEOW1 filtrado con $f_c=0.08$ ciclos/metro.

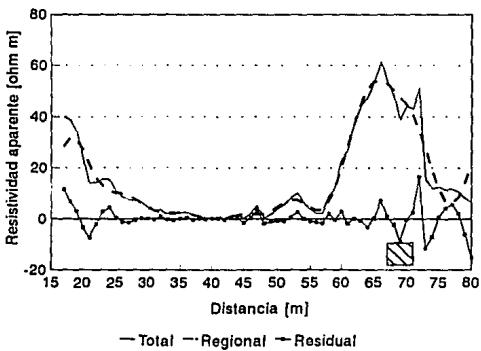


Fig. 4.5d TEOW1 con ventana en 69 m y $f_c=0.12$ ciclos/metro.

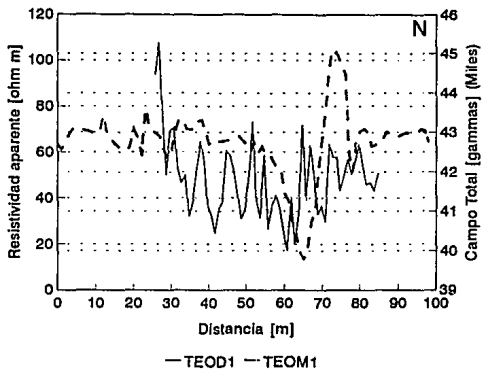


Fig. 4.6a Perfiles Dipolo-Dipolo(1:8:1) y magnético en TEO1.

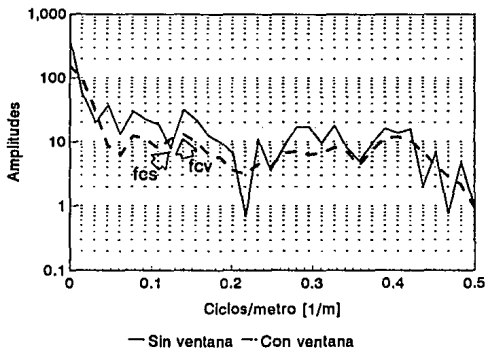


Fig. 4.6b Espectros de amplitud de TEO1 sin y con ventana.

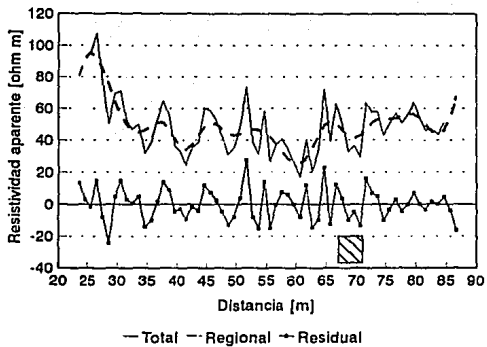


Fig. 4.6c TEOD1 filtrado con $f_c=0.12$ ciclos/metro.

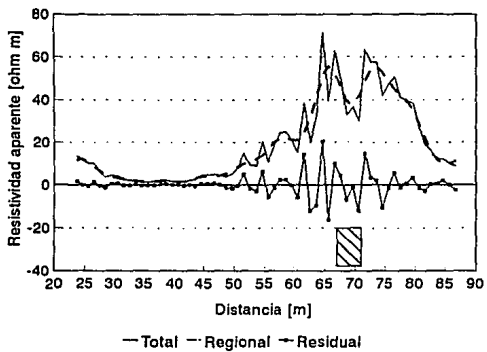


Fig. 4.6d TEOD1 con ventana en 69 m y $f_c=0.14$ ciclos/metro.

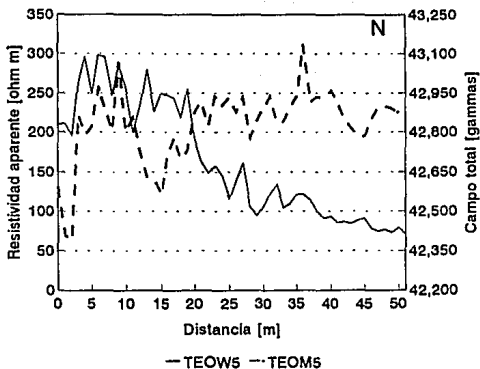


Fig. 4.7a Perfiles Wenner(a=6) y magnético en TEO5.

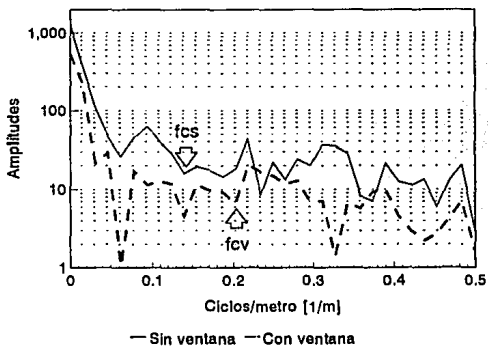


Fig. 4.7b Espectros de amplitud de TEO5 sin y con ventana.

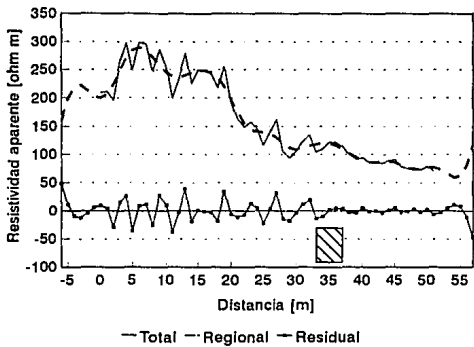


Fig. 4.7c TEOW5 filtrado con $f_c=0.14$ ciclos/metro.

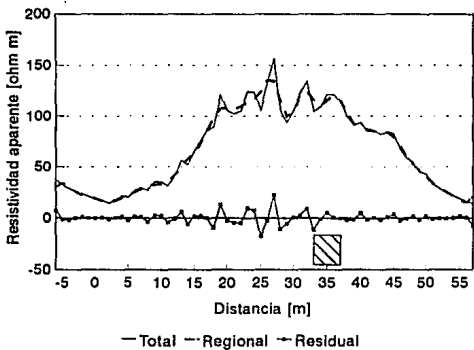


Fig. 4.7d TEOW5 con ventana en 35m y $f_c=0.21$ ciclos/metro.

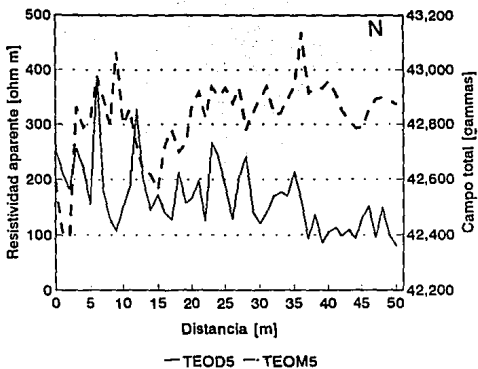


Fig. 4.8a Perfiles Dipolo-Dipolo(1:20:1) y magnético en TEO5.

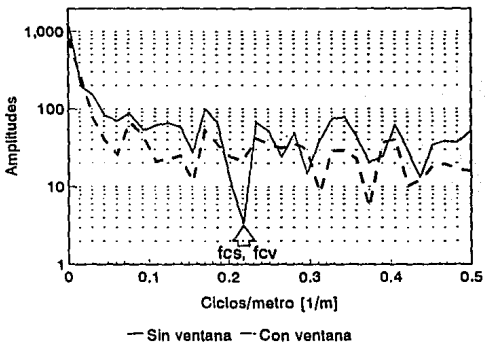


Fig. 4.8b Espectros de amplitud de TEO5 sin y con ventana.

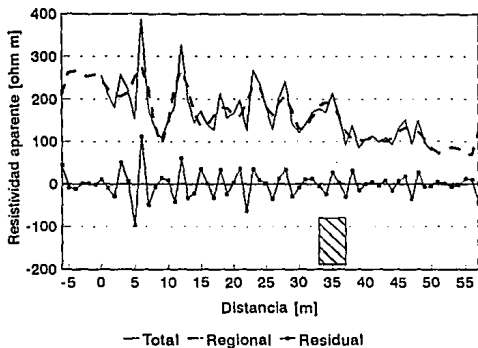


Fig. 4.8c TEOD5 filtrado con $f_c=0.22$ ciclos/metro.

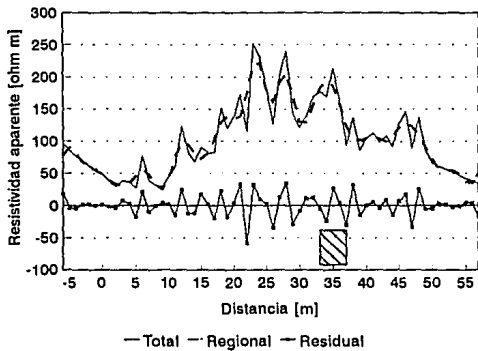


Fig. 4.8d TEOD5 con ventana en 35m y $f_c=0.22$ ciclos/metro.

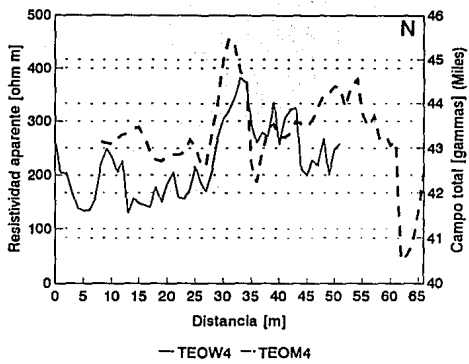


Fig. 4.9a Perfiles Wenner(a=6) y magnético en TEO4.

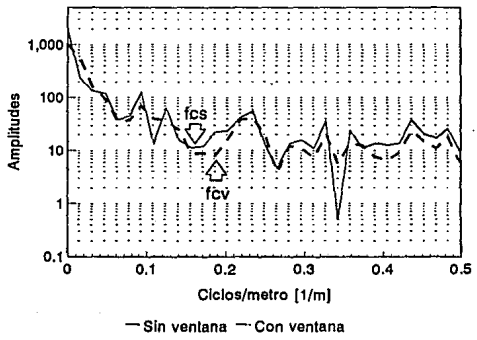


Fig. 4.9b Espectros de amplitud de TEOW4 sin y con ventana.

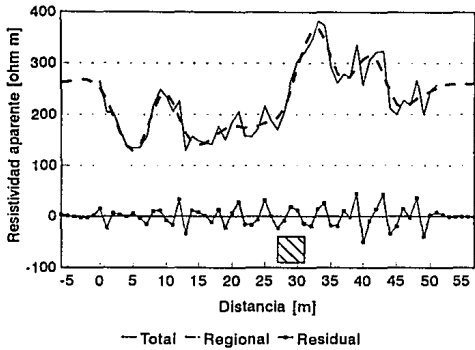


Fig. 4.9c TEOW4 filtrado con $f_c=0.16$ ciclos/metro.

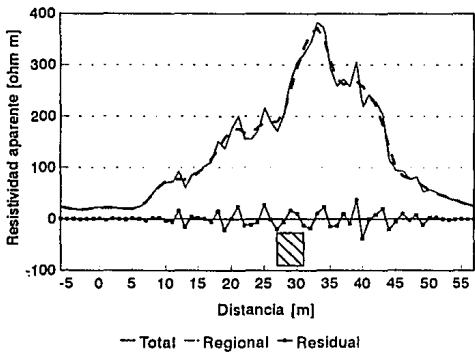


Fig. 4.9d TEOW4 con ventana en 29m y $f_c=0.19$ ciclos/metro.

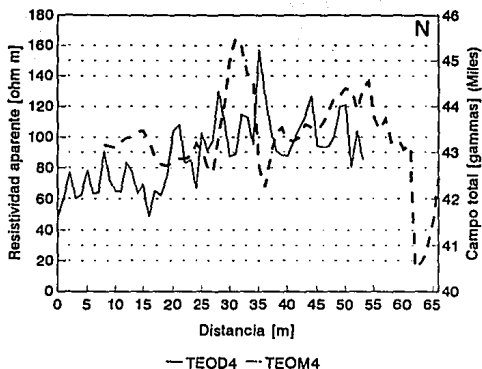


Fig. 4.10a Perfiles Dipolo-Dipolo(1:6:1) y magnético en TEO4.

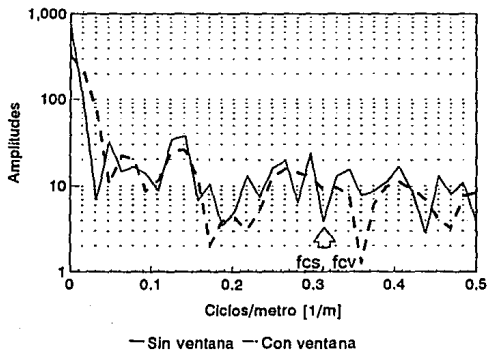


Fig. 4.10b Espectros de amplitud de TEO4 sin y con ventana.

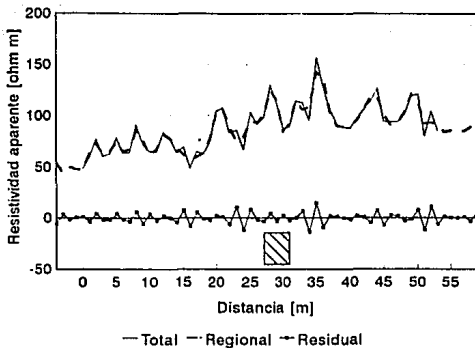


Fig. 4.10c TEOD4 filtrado con $f_c=0.31$ ciclos/metro.

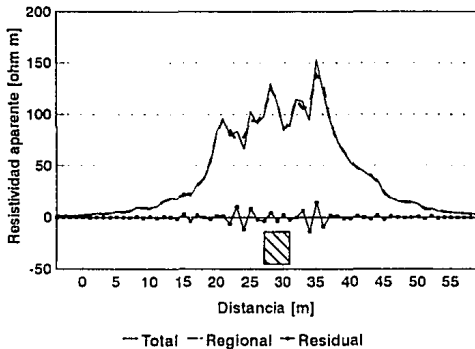


Fig. 4.10d TEOD4 con ventana en 29m y $f_c=0.31$ ciclos/metro.

Capítulo 5. Conclusiones y recomendaciones.

1. La resistividad aparente ρ_a siempre se puede expresar como:

$$\rho_a = \rho_{a,reg} + \rho_{a,res}$$

2. La $\rho_{a,reg}$ se le nombra resistividad aparente Regional, que representa el efecto de la fuente en el medio, obteniéndose a partir de la ecuación

$$\rho_{a,reg} = k \frac{\Delta V_p}{I}$$

donde k =factor geométrico del dispositivo y ΔV_p =potencial primario.

3. La $\rho_{a,res}$ se le nombra resistividad aparente Residual, que representa el efecto del cuerpo de interés y se obtiene a partir de la ecuación

$$\rho_{a,res} = k \frac{\Delta V_s}{I}$$

donde ΔV_s =potencial secundario.

4. En el dominio del número de onda, los espectros de la resistividad Regional (anomalía Regional) y de la resistividad Residual (anomalía Residual), se separan en las frecuencias bajas, donde la anomalía Regional tiene mayor contribución al espectro de la anomalía Total (fig. 2.2).

5. La obtención de la anomalía Regional, en el espacio, se define como la transformada inversa de Fourier del filtrado de la transformada de Fourier de la anomalía Total, es decir

$$\rho_{a,reg} = \mathcal{F}^{-1}\{\rho_{a,tot}(f)W(f)\}$$

donde $W(f)$ =filtro pasabajas definido en el número de onda y $\rho_{a,tot}(f)$ =transformada de Fourier de la resistividad aparente observada (anomalía Total).

6. El filtro pasabajas empleado es el filtro de Butterworth definido como

$$w(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2N}}}$$

donde N =factor de decaimiento y f_c =frecuencia de corte. La frecuencia de corte es determinada por ensayo y error en una banda de frecuencias correspondiente al segundo lóbulo del espectro de la anomalía Total.

7. La anomalía Residual se obtiene como la resta de la anomalía Total menos la anomalía Regional.

8. En la resistividad aparente para los dispositivos dipolares se observa que en la anomalía Regional, derivada del filtrado, es simétrica cuando debería ser antisimétrica. Este efecto se debe a que en la banda de frecuencias considerada en el filtrado, los espectros de amplitud y de fase para las anomalías Regional simétrica y Total son semejantes (figs. 3.6 a y b).

9. Es recomendable, cuando sea posible, modelar la anomalía Total del cuerpo de interés y a partir de ésta obtener las anomalías Regional y Residual filtradas, con el fin de tener una aproximación del filtrado obtenido en las anomalías de campo.

10. Para realizar una zona de interés se puede emplear una ventana antes de obtener la transformada de Fourier. La ventana que se recomienda es la de Butterworth.

11. El método propuesto es una técnica viable en la interpretación de anomalías Geoelectricas, donde su mayor contribución es en la interpretación cualitativa.

12. La técnica no discrimina entre una anomalía falsa (creada por condiciones de terreno) y la del cuerpo de interés.

13. La técnica no discrimina, desde el punto de vista eléctrico, entre anomalías similares de cuerpos diferentes (p. ej. un dique y un túnel).

14. Debido a lo anterior se recomienda el empleo de otras técnicas Geofísicas de acuerdo al objetivo de la exploración, como es común en la Prospección Geofísica.

15. Es indiscutible la falta de información para el proyecto Teotihuacan, por lo que se recomienda un levantamiento más detallado, sin embargo esta observación no invalida la técnica propuesta.

Bibliografía:

Anderson W., 1979

Computer program: Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptative digital filtering. *Geophysics*, V44 (7), pp. 1287-1305.

Barba L., Manzanilla L., Chávez R., Flores L., Arzate J., 1990

Caves and tunnels at Teotihuacan, Mexico; geological phenomenon or archaeological interest. *Centennial Special*, V4 (Geo. Soc. America), pp. 431-438.

Bodmer R., Ward S., 1968

Continuous sounding-profiling with a dipole-dipole array. *Geophysics* V5 (5), pp. 838-842.

Brigham E., 1974

The fast Fourier tranform. Prentice-Hall, New Jersey.

Cámara M., Herrera J., Hernández M., Chávez R., 1991

An application of the 1-D fast Fourier transform to interpret geoelectric anomalies for archaeological prospecting. Submitted to *Geoexploration*, December 1991.

Chávez R., Manzanilla L., Peralta N., Tejero A., Cifuentes G., Barba L., 1994

Estudio magnético y de resistividad en los alrededores de la pirámide del Sol, Teotihuacan, México: Un ejemplo de arqueogeofísica. *Geofísica Internacional*, V33 (2), pp. 1-13.

Claerbout J., 1976

Fundamental of geophysical data procesing. McGraw-Hill.

Gosh D., 1971

The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophysical Prospecting*, V19, pp. 192-217.

-----, **Wadhwa R., Shrotry B., Patella D., 1986**

Low-pass filtering of noise field Schlumberger sounding curves, part II: applications. *Geophysical Prospecting*, V34, pp. 124-129.

Habberjam G., Jackson A., 1974

Approximate rules for the composition of apparent resistivity sections. *Geophysical Prospecting*, V22, pp. 393-420.

- Heyden D., 1975
 An interpretation of the cave underneath the pyramid of the Sun in Teotihuacan, Mexico. *American Antiquity*, V40, pp. 131-147.
- , 1981
 Caves, gods and myths: world views and planning in Teotihuacan. *Mesoamerican sites and world views* (ed. E.P. Benson, Washington), pp. 1-39.
- Johansen H., 1975
 An interactive computer/graphic-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, V23, pp. 449-458.
- Køefoed O., 1979
 Geosounding principles I, resistivity sounding measurements. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Kulhánek O., 1976
 Introduction to digital filtering in geophysics. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Kumar R, 1973a
 Resistivity type curves over outcropping vertical dyke I. *Geophysical Prospecting*, V21, pp. 560-578.
- , 1973b
 Resistivity type curves over outcropping vertical dyke II. *Geophysical Prospecting*, V21, pp. 615-625.
- López Ramos E., 1969
 Geología de México. 2ª ed., Edición escolar, México, D.F.
- Manzanilla L., Barba L, Chávez R., Tejero A, Cifuentes G., Peralta N., 1994
 Caves and geophysics: an approximation to the underworld of Teotihuacan, Mexico. *Archaeometry*, V36 (1), pp. 141-157.
- Militzer H., Rösler R., Lösch W., 1979
 Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, V27, pp. 640-652.
- Mooser F., 1968
 Geología, naturaleza y desarrollo del valle de Teotihuacan. *Materiales para la arqueología de Teotihuacan*, J.L. Lorenzo ed., México, INAH, Serie investigación 17, pp. 29-37.

- Morán D., varios autores, 1984
Geología de la República Mexicana. UNAM-INEGI, México, D.F.
- O'Neill D., 1975
Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations. Bulletin of Australian Society of Exploration Geophysicists, V6, pp. 104-109.
- Orellana E., 1982
Prospección geoelectrica en corriente continua. Paraninfo, Madrid.
- Orlando L., Piro S., Versino L., 1987
Location of sub-surface geoelectric anomalies for archaeological work: A comparison between experimental arrays and interpretation using numerical methods. Geoexploration, V24, pp. 227-237.
- Patella D., 1986
Low-pass filtering of noisy Schlumberger sounding curves, part I: Theory. Geophysical Prospecting, V34, pp. 109-123.
- Pattantyús-Á M., 1986
Geophysical results in archaeological in Hungary. Geophysics, V51 (3), pp. 561-567.
- Pridmore D., Hohmann G., Ward S., Sill W., 1981
An Investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. Geophysics, V46(7), pp. 1001-1024.
- Ruiz J. (responsable), varios autores, 1993
Manual de diseño de agua potable, alcantarillado y saneamiento: Prospección Geoelectrica y Registros Geofísicos de Pozos, Libro V 3.2.1, CNA, México.
- Sotomayor A., 1968
Estudio petrográfico del area de San Juan Teotihuacan, Edo. de México. Materiales para la arqueología de Teotihuacan, J.L. Lorenzo ed., México, INAH. Serie investigación 17, pp.39-49.
- Telford W., Geldart L., Scheriff R., Keys D., 1976
Applied geophysics. Cambridge University Press.
- Van Nostrand R., Cook K., 1966
Interpretation of resistivity data. Geological Survey Professional Paper 499, United States Government Printing Office, Washington.

Anexo 1: Hojas de datos de campo.

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/4)
 Dispositivo: Wenner, $a=4$ m., $k=25.1327$, $t=1$ m.

Línea: TEOW1

Fecha: 27/IV/92

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
0	340	500	-204	17.09	
1	328	900	-164	9.16	
2	340	720	-252	11.87	
3	275	590	-315	11.71	
4	480	980	-289	12.31	
5	471	870	-286	13.61	
6	422	720	-306	14.73	
7	495	790	-306	15.75	
8	404	620	-326	16.38	
9	492	700	-412	17.66	
10	460	580	-439	19.93	
11	926	910	-449	25.56	852/810=26.40
12	801	580	-465	34.71	
13	801	500	-465	40.26	
14	1065	700	-456	38.24	
15	714	420	-502	42.73	
16	955	600	-491	40.00	
17	1049	590	-507	44.69	
18	718	390	-555	46.27	
19	775	440	-551	44.27	
20	547	410	-551	33.53	552/430=32.26
21	389	405	-495	24.14	310/350=22.26
22	302	300	-472	25.30	385/400=24.19
23	620	500	-441	31.16	
24	566	400	-447	35.26	
25	515	460	-469	28.14	524/420=31.36

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/4)

Dispositivo: Wenner, $a=4$ m., $k=25.1327$, $t=1$ m.

Línea: TEOW1

Fecha: 27/IV/92

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efen Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
26	697	700	-434	25.02	
27	494	490	-455	25.34	373/380=24.67
28	761	700	-415	27.32	
29	657	600	-422	27.52	
30	548	600	-440	22.95	
31	522	790	-608	16.61	
32	341	400	-587	21.43	
33	319	600	-576	13.36	356/700=12.78
34	489	980	-571	12.54	
35	395	500	-565	19.85	
36	336	350	-581	24.14	
37	489	950	-605	12.05	900/498=13.91
38	177	380	-587	11.71	
39	38.8	610	-569	1.6	800/48.8=1.53
40	46.3	950	-595	1.22	
41	128	1510	-571	2.13	
42	25.3	1390	-559	0.46	990/18.1=0.46
43	51.9	200	-586	6.52	190/52.2=6.9
44	60.8	190	-543	8.04	
45	11	410	-505	0.67	620/15=0.61
46	73.1	210	-490	8.75	
47	146	220	-475	16.68	
48	34.6	850	-16	1.02	940/46=1.23
49	102	480	-73	5.34	
50	149	430	-83	8.71	
51	324	730	-116	11.15	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (3/4)
 Dispositivo: Wenner, $a=4$ m., $k=25.1327$, $t=1$ m.

Línea: TEOW1

Fecha: 27/IV/92

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
52	374	650	-117	14.46	
53	159	250	-125	15.98	152/225=17.76
54	180	500	-160	9.05	276/725=9.57
55	170	900	-186	4.75	160/850=4.73
56	119	1150	-177	2.60	
57	84	800	-177	2.64	
58	106	280	-235	9.51	
59	201	400	-269	12.63	
60	167	180	-262	23.32	
61	411	380	-232	27.18	
62	347	230	-239	37.92	
63	567	320	-239	44.53	
64	356	400	-239	22.37	320/605=47.52
65	753	350	-248	54.07	
66	536	220	-248	61.23	
67	330	175	-242	47.39	180/374=53.71
68	382	200	-272	48.00	
69	930	600	-289	38.96	
70	738	420	-263	44.16	
71	847	500	-285	42.87	
72	366	180	-293	51.10	
73	374	600	-172	15.67	850/474=14.04
74	521	1100	-162	11.9	
75	451	900	-157	12.59	
76	504	1100	-157	11.52	
77	421	900	-175	11.76	

UNAM, Facultad de Ingeniería
División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
Hoja de Datos de Campo (4/4)
Dispositivo: Wenner, $a=4$ m., $k=25.1327$, $t=1$ m.

Línea: TEOW1

Fecha: 27/IV/92

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_n (Ω m)	Observaciones.
78	378	880	-136	10.80	
79	337	1000	-136	8.47	
80	320	1150	-150	6.99	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/3)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L= 1 m., N= 6, k=1055.5751, t= 1 m.

Línea: TEOD1

Fecha: 1/V/1992

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efen Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
25.6	35.6	400	-6	93.95	
26.6	38.1	360	-3	111.72	38.7/380=107.50
27.6	43.7	600	-15	76.88	
28.6	33.2	700	-7	50.06	
29.6	65.6	1000	8	69.25	
30.6	87.2	1300	15	70.80	
31.6	72.6	1450	-21	52.85	
32.6	55.3	1250	4	46.70	
33.6	54.2	1200	-4	49.75	
34.6	41.1	1350	-4	32.14	
35.6	44.4	1200	-13	39.06	
36.6	41.7	780	-3	53.46	
37.6	64.3	1050	42	64.64	
38.6	63.4	1200	-44	55.77	
39.6	46.2	1350	-12	36.12	39.7/1150=36.44
40.6	32.5	1050	30	32.67	
41.6	9.4	400	37	24.81	
42.6	8.2	200	-32	43.28	16.7/500=35.26
43.6	16.5	450	-25	38.70	
44.6	19.9	350	-38	60.32	16.5/250=69.67
45.6	9.3	200	10	49.08	19.4/350=58.51
46.6	19.8	400	2	52.25	
47.6	18	450	14	42.22	
48.6	28.5	1000	2	30.08	29.5/1000=31.14
49.6	26.6	800	-50	35.10	14.8/450=34.72
50.6	11.4	250	31	48.13	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/3)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L= 1 m., N= 6, k=1055.5751, t=1 m.

Línea: TEOD1

Fecha: 1/V/1992

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
51.6	12.5	180	81	73.30	
52.6	11	300	24	38.7	
53.6	10.4	350	-54	31.37	
54.6	13.9	250	16	58.69	
55.6	11.3	450	39	26.51	
56.6	14	400	15	36.95	
57.6	22.2	550	21	42.61	32.8/850=40.73
58.6	26.6	800	-135	35.10	
59.6	28.1	1150	80	25.73	29.6/1200=26.04
60.6	11.3	700	-46	17.04	
61.6	11.5	300	44	40.46	
62.6	13	700	-21	19.60	19.2/1000=20.27
63.6	36.3	1900	-19	20.17	37.5/1200=32.99
64.6	81.7	1200	19	71.87	
65.6	34.9	1000	-21	368.4	74.9/400=39.32
66.6	14.9	250	3	62.91	
67.6	23.9	500	45	50.46	
68.6	21.9	700	-47	33.02	18.2/550=34.93
69.6	12.1	350	29	36.49	
70.6	11.3	400	3	29.82	
71.6	9	150	12	63.33	
72.6	8.2	150	-1	57.70	
73.6	16.5	300	-4	57.70	
74.6	14.3	350	28	43.13	
75.6	28.4	600	-7	49.96	
76.6	21.6	400	9	57.0	

UNAM, Facultad de Ingeniería
División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
Hoja de Datos de Campo (3/3)
Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L= 1 m., N= 6, k=1055.5751, t=1 m.

Línea: TEOD1

Fecha: 1/V/1992

Lugar: W de la pirámide del Sol, dirección S-N, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efren Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
77.6	16.8	350	-8	50.67	
78.6	18.6	350	-19	56.1	
79.6	18	300	22	63.33	
80.6	20.5	400	2	54.1	
81.6	24	550	30	46.06	
82.6	13.3	300	-7	46.8	
83.6	14.4	350	-15	43.43	
84.6	14.4	300	51	50.67	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/2)
 Dispositivo: Wenner, a=6 m., k=37.6991, t=1 m.

Línea: TEOW4

Fecha: 30/IV/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Guillermo Sánchez y Marco A. Arreguin.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
0	352	50	100	265.4	
1	542	100	-13	204.33	
2	539	100	-13	203.20	
3	448	100	76	168.89	
4	663	180	-33	138.86	
5	532	150	2	133.71	
6	538	150	88	135.21	
7	618	150	88	155.32	
8	582	100	88	219.41	
9	330	50	10	248.81	
10	620	100	66	233.73	
11	822	150	-74	206.59	
12	598	100	-30	225.44	
13	505	150	23	126.92	685/200=129.12
14	623	150	-164	156.58	
15	587	150	-56	147.53	
16	576	150	-11	144.76	
17	561	150	-57	140.99	
18	469	100	-37	176.81	856/200=161.35
19	678	170	26	150.35	
20	514	100	50	193.77	1005/200=184.4
21	544	100	2	205.08	
22	607	150	92	152.56	920/220=157.65
23	621	150	18	156.07	
24	456	100	64	171.91	
25	572	100	87	215.61	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/2)

Dispositivo: Wenner, $a=6$ m., $k=37.6991$, $t=1$ m.

Línea: TEOW4

Fecha: 30/IV/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Guillermo Sánchez y Marco A. Arreguin.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
26	497	100	56	187.36	692/150=173.92
27	904	200	19	170.40	
28	546	100	109	205.84	
29	796	100	17	300.08	711/100=268.04
30	810	100	17	305.36	
31	851	100	75	320.82	
32	741	80	18	349.19	
33	1520	150	42	382.02	
34	830	100	76	312.90	990/100=373.22
35	1170	150	48	294.05	2110/300=265.2
36	778	80	-63	361.91	1250/100=471.2
37	1470	200	109	278.97	
38	1300	180	-23	271.27	
39	890	100	16	335.52	1150/180=240.9
40	1230	180	71	257.61	
41	1630	200	1	307.25	1530/200=278.4
42	1710	200	68	322.33	
43	860	100	68	324.21	
44	1690	300	63	211.37	1970/380=195.4
45	2370	450	47	19.39	
46	1510	250	47	227.70	1160/2000218.6
47	1620	280	47	218.12	
48	1420	200	25	267.66	1090/150=273.9
49	2120	400	25	199.81	1650/220=282.7
50	1640	250	-21	247.31	1780/300=223.9
51	1080	150	56	271.43	1240/180=259.7

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/2)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L=1 m., N=6, k=1055.5751, t=1 m.

Línea: TEOD4

Fecha: 30/IV/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Guillermo Sánchez y Marco A. Arreguin.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
0	18.3	400	-75	48.29	
1	28.5	500	-42	60.17	
2	58.9	800	0	77.2	
3	34.3	600	33	60.34	43.6/800=57.53
4	35.6	600	-4	62.63	
5	70.4	450	-6	78.22	
6	12.0	200	10	63.33	
7	9.1	150	5	64.04	
8	8.6	100	-26	90.78	4.56/50=96.27
9	6.8	100	-40	71.78	3.39/50=71.57
10	36.9	600	12	64.92	
11	42.9	700	-21	64.69	
12	39.6	500	-113	83.60	
13	29.4	400	136	77.58	
14	15.1	250	-63	63.76	
15	16.4	250	73	69.25	
16	13.9	300	-38	48.91	18.9/400=49.88
17	12.3	200	-11	64.92	
18	11.8	200	-29	62.28	
19	21.2	300	23	74.59	24.5/350=73.89
20	19.7	200	-4	103.97	22.5/200=118.75
21	20.4	200	-30	107.67	
22	19.7	250	15	83.18	23.7/350=71.48
23	16.2	200	73	85.50	
24	15.0	250	54	63.33	19.1/300=66.85
25	24.3	250	17	102.60	20.1/200=105.56

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/2)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L=1 m., N=6, k=1055.5751, t=1 m.

Línea: TEOD4

Fecha: 30/IV/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Guillermo Sánchez y Marco A. Arreguin.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
26	21.6	250	-53	91.2	
27	23.2	250	9	97.96	
28	21.2	180	-13	129.6	30.7/220=147
29	37.1	350	-31	111.89	
30	49.6	600	-19	87.26	
31	50.6	600	-9	89.02	
32	54.2	500	-6	114.42	41.1/350=123.95
33	38.5	400	5	101.60	42.7/500=112.68
34	54.0	600	-2	95	
35	72.2	450	25	169.46	119/800=157.02
36	97.0	800	17	127.99	
37	100	1000	-7	105.52	
38	30.02	350	17	91.08	
39	30.9	300	9	108.72	33.5/400=88.40
40	39.5	450	-77	92.66	49.8/600=87.61
41	45.3	450	73	106.26	73.51/800=96.98
42	70.1	700	21	105.71	
43	54.0	500	-2	114	
44	60.1	500	-10	126.68	
45	39.0	450	-52	91.48	31.2/350=94.10
46	44.3	500	-16	93.52	
47	40.6	400	65	107.14	53.5/600=93.77
48	43.7	450	-7	102.5	38.2/400=100.81
49	36.5	300	-45	128.43	45.4/400=119.81
50	51.4	450	50	120.57	34.4/300=121.04
51	45.5	600	-63	80.05	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/2)

Dispositivo: Wenner, $a=6$ m., $k=37.6991$, $t=1$ m.

Línea: TEOW5

Fecha: 1/V/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
0	1010	200	-40	209.23	
1	1120	200	41	211.11	
2	1040	200	176	196.04	
3	1010	120	15	317.30	1540/220=263.9
4	1180	150	35	296.57	1810/220=310.2
5	1850	280	166	249.08	
6	1240	150	8	311.65	1740/220=298.2
7	2260	250	8	340.80	1570/200=295.9
8	1440	220	57	246.76	
9	910	120	39	285.88	
10	1220	180	91	255.52	
11	1480	280	72	199.27	2120/200=226.2
12	930	150	8	233.73	
13	890	120	105	279.60	
14	1590	300	3	199.81	1200/200=226.2
15	1320	200	-40	248.81	
16	1640	250	94	247.31	
17	1290	200	157	243.16	
18	1740	300	2	218.65	
19	1490	220	72	255.33	
20	1680	350	92	180.96	1430/280=192.5
21	1300	300	64	163.36	
22	710	180	103	148.70	
23	1040	180	56	217.82	1590/380=157.7
24	1460	380	2	144.84	
25	1600	520	106	116	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/2)
 Dispositivo: Wenner, $a=6$ m., $k=37.6991$, $t=1$ m.

Línea: TEOW5

Fecha: 1/V/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
26	1110	300	82	139.49	
27	770	180	27	161.27	
28	1550	550	111	106.24	1210/420=108.6
29	1000	400	111	94.25	
30	1120	400	13	105.56	
31	1040	320	71	122.52	
32	710	200	150	133.83	
33	1800	650	47	104.40	
34	2180	750	72	109.58	
35	1930	600	71	121.27	
36	1930	600	-2	121.27	
37	1640	550	67	114.47	
38	1720	650	67	99.76	
39	1570	650	29	91.03	
40	1610	650	11	93.38	
41	2150	950	39	85.32	
42	1720	750	39	86.46	
43	1350	600	106	84.32	
44	940	400	58	88.59	
45	1200	500	4	90.48	
46	1760	850	78	78.06	
47	1490	750	129	74.90	
48	1830	900	28	76.65	
49	2030	1050	97	72.88	
50	1260	600	97	79.17	
51	1680	900	19	70.37	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (1/2)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L=1 m., N=20, k=29028.32, t=1 m.

Línea: TEOD5

Fecha: 1/V/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
0	3.52	400	134	255.45	
1	1.84	250	2	213.65	
2	3.12	500	44	181.14	
3	3.19	300	-2	308.67	4.42/500=256.61
4	4.2	550	100	221.67	
5	2.13	400	96	154.58	
6	2.42	150	-54	468.32	3.34/250=387.82
7	1.55	250	-3	179.98	
8	1.34	200	14	129.66	
9	2.61	700	47	108.23	
10	2.43	475	2	148.5	
11	1.91	300	-19	184.81	
12	1.48	100	-41	429.62	2.15/190=328.48
13	1.36	200	51	197.39	
14	2.01	400	-1	145.87	
15	2.07	350	11	171.68	
16	1.45	300	21	140.3	
17	1.10	250	-33	127.72	
18	2.57	350	-2	213.15	
19	2.98	550	51	157.28	
20	2.3	400	29	166.91	
21	2.03	300	-1	196.42	
22	2.53	500	-3	146.88	3.49/800=126.64
23	0.97	150	-53	187.72	0.92/100=267.06
24	0.82	100	59	238.03	
25	4.15	650	-7	185.33	

UNAM, Facultad de Ingeniería
 División de Ciencias de la Tierra, Departamento de Geofísica
 Hoja de Datos de Campo (2/2)
 Dispositivo: Dipolo-Dipolo, L=1 m., N=20, k=29028.32, t=1 m.

Línea: TEOD5

Fecha: 1/V/92

Lugar: E pirámide del Sol, dirección SW8°-NE8°, Teotihuacan, México.

Operador: Beatriz Oropeza y Efrén Zepeda.

Punto	ΔV (mV)	I (mA)	SP	ρ_a (Ω m)	Observaciones.
26	3.75	850	1	128.07	
27	3.51	500	-39	203.78	
28	2.91	350	36	241.35	
29	0.98	200	40	142.24	
30	1.25	300	-15	120.95	
31	1.68	350	22	139.34	
32	1.97	300	17	190.62	2.62/450=169.01
33	2.13	350	11	176.66	
34	2.63	450	18	169.65	
35	4.04	550	-17	213.23	
36	3.06	550	-6	161.5	3.37/650=150.50
37	1.19	400	55	93.62	1.76/650=78.6
38	1.88	400	-49	136.43	
39	1.18	400	29	85.63	
40	1.45	400	-3	105.23	
41	3.68	950	-31	112.45	
42	3.56	1050	24	98.42	
43	3.57	950	-5	109.09	
44	2.09	650	7	93.34	
45	1.13	250	-11	131.21	
46	1.30	250	-25	150.95	
47	2.47	750	17	95.6	2.77/850=94.6
48	5.4	1050	2	149.56	
49	4.1	1200	12	99.18	
50	3.16	1150	-4	79.76	