



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

EL CONCEPTO DE TOPOGRAFIA EN POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD

TESIS PROFESIONAL QUE PARA OBTENER EL TITULO DE INGENIERO GEOFISICO AREA CIENCIAS DE LA TIERRA PRESENTA: ANTONIO CANO MARTIN

DIRECTOR: M. en C. ANDRES TEJERO ANDRADE



MEXICO, D.F.

2000



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-468

SR. ANTONIO CANO MARTIN
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:

EL CONCEPTO DE TOPOGRAFIA EN POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD

- I INTRODUCCION
- II FUNDAMENTOS TEORICOS DE LOS METODOS
- III EL PROBLEMA DE LA TOPOGRAFIA EN LOS METODOS
- IV PRUEBA DE CAMPO
- V 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”

Cd. Universitaria, a 31 de marzo de 2000

EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

R

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Mauricio de la Fuente Duch por las facilidades que me brindo, sugerencias y comentarios para la realización de este trabajo.

Mi agradecimiento a mi director de tesis M. en C. Andrés Tejero Andrade por su generosidad, confianza y enorme paciencia que tuvo al dirigirme la presente tesis, incluyendo aquellos consejos y conocimientos que me compartió.

Agradezco a los Señores Dr. Oscar Campos Enríquez, Dr. Rene Chavez Segura, Ing. Jaime Ruiz y al Ing. Mario Benhumea León. Por su tiempo, dedicación, comentarios y sugerencias para la elaboración del presente trabajo.

Mi admiración a la M. en C. Marcia González Osuna le estoy muy agradecido por su valioso tiempo que dedicó al estilo de la misma.

A todos los profesores de la Facultad de Ingeniería por brindarme las herramientas necesarias en la formación profesional.

A todas aquellas personas que intervinieron de alguna manera u otra les agradezco su valiosa ayuda para llegar a su feliz término.

Quiero agradecer y dedicar esta tesis de manera muy especial a mis padres; Antonio y Elisa quienes por su bondad me han dado la oportunidad de conseguir lo que he logrado, y a quienes les tengo un eterno agradecimiento por compartir mis triunfos y tolerar mis fracasos.

Con cariño a mis hermanos quienes son mis mejores compañeros y amigos de toda la vida: "Carmen, Raquel, Celia, Martiniano y Fernando".

Con amor a mi esposa Martha por su apoyo moral y comprensión, a mis queridos hijos Martha Fernanda y Mauricio Antonio con quienes comparto los momentos más felices de mi vida.

Un enorme agradecimiento a la Universidad Autónoma de México por haber sido como mi segundo hogar con la cual me identifiqué.

Índice

Resumen

Capítulo I. Introducción. 1

Capítulo II. Fundamentos Teóricos de los Métodos de PI y Resistividad.

II.1 Polarización Inducida	3
II.2 Resistividad	19
II.3 Dispositivos de Medición	20
II.4 Interpretación	23

Capítulo III. El Problema de la Topografía en los Métodos de PI y Resistividad.

III.1 Introducción	26
III.2 Métodos Para Resolver el Efecto de Terreno	27
III.3 Análisis del Efecto de Terreno en Anomalías de Resistividad y PI.	35
III.4 Presentación Tradicional de la Información	40
III.5 Tratamiento Actual de la Información	42

Capítulo IV. Prueba de Campo.

IV.1. Geología	46
IV.1.1. Localización y Acceso	46
IV.1.2. Bosquejo Geológico	46
IV.1.3. Geología Estructural	48
IV.1.4. Yacimientos Minerales	49
IV.2. Geofísica.	50
IV.2.1. Topografía	50
IV.2.2. Equipo Utilizado	50
IV.2.3. Metodología	51
IV.2.4. Resultados Obtenidos	52
IV.2.5. Procesado	52
IV.2.6. Interpretación	53

Capítulo V. Conclusiones y Recomendaciones. 54

Bibliografía 55

Resumen

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio sistemático del arreglo dipolo-dipolo en anomalías de resistividad aparente debidas a la topografía. Con base en los datos topográficos, se calcula la corrección causada por la rugosidad del terreno, la cual se aplica a los datos de resistividad. Con la ayuda de programas de computadora en la actualidad es posible aplicar algoritmos que solucionen el problema de corrección por terreno.

Algunos autores como Coggon (1971), Fox et al., (1980), Tsourlos et al., (1999), utilizan el método de elemento finito, por otro lado, Papazian (1979) utiliza la transformada de Schwartz-Christoffel; los cálculos en este trabajo se hacen en dos dimensiones.

La importancia de realizar correcciones topográficas en los datos de resistividad, se debe a las anomalías que produce un valle o una cima, para un medio homogéneo, que pueden ser interpretadas erróneamente, al confundir anomalías que sean sólo efecto de la topografía. Para evitar que esto suceda se calcula el factor de corrección correspondiente.

En la representación de los datos como pseudosección se sugiere, además de la forma convencional, que se utilice una escala vertical logarítmica y para obtener una mejor resolución lateral en los datos, se consideren separaciones entre los dipolos que no sean múltiplos de la longitud del dipolo (n -fraccionales).

Capítulo I

Introducción

La industria minera en México, ha tenido un crecimiento constante. En la actualidad los yacimientos minerales en superficie se han ido agotando, por ello se requieren estudios geofísicos, geoquímicos y geológicos para localizar los yacimientos que se encuentran a mayor profundidad.

Los Métodos Geofísicos de exploración (eléctricos, magnéticos, gravimétricos, sísmicos), representan una herramienta importante para alcanzar estos objetivos en algún área determinada de estudio.

Rara vez un sólo método geofísico proporciona suficiente evidencia acerca de la existencia de algún tipo de yacimiento, por lo que en ocasiones para obtener una mejor solución deben aplicarse dos o más métodos; que en conjunto pueden dar una mejor imagen de lo que se busca, de acuerdo con las características geológicas del área.

Por ejemplo para la búsqueda de ciertos minerales disseminados, principalmente sulfuros, el método geofísico más apropiado es polarización inducida (PI). Esto se combina usualmente con el método de resistividad y tal vez con magnetometría y gravimetría.

Los métodos eléctricos se caracterizan, por su escasa profundidad de investigación y un limitado poder de resolución como es el caso en los métodos de gravimetría y magnetometría. Sin embargo se obtienen soluciones favorables de acuerdo con los objetivos que se tengan. En la investigación de un yacimiento mineral con los métodos de polarización inducida y de resistividad, si se aplica el arreglo más apropiado, se obtienen datos de campo que puedan graficarse como una pseudosección, perfil, con la cual es posible obtener una información que cumpla con los objetivos. Para resolver el problema es importante tomar en cuenta los fundamentos teóricos de los métodos que constituyen la base fundamental en el cálculo analítico de las propiedades físicas, apoyándose en la geometría de los arreglos aplicados en el estudio, que determinan la profundidad de investigación. Entre la información que podemos obtener, por ejemplo que nos indica la presencia de yacimientos de sulfuros disseminados se espera tener una cargabilidad alta y una resistividad baja, pero esto no puede darse en todas las ocasiones. Por lo general las zonas mineras no se encuentran en zonas planas y por esta razón es necesario recurrir en estos estudios a otras herramientas como la corrección por topografía de los datos.

Es muy importante realizar correcciones topográficas en los datos geofísicos de exploración, debido a que los efectos de la topografía pueden ser interpretados como anomalías producidas por la heterogeneidad del subsuelo, que pueden atribuirse erróneamente a estructuras favorables o bien deformar u ocultar la información que tenga realmente este origen; pero con el desarrollo y la avanzada tecnología, basada en sistemas de computo se han creado nuevas técnicas que permiten realizar la corrección topográfica, para facilitar la interpretación.

En la actualidad se cuenta con nuevas técnicas que utilizan algoritmos para el cálculo de los efectos topográficos, como lo menciona Coggon, (1971). Estas técnicas utilizan el método de elemento finito para obtener los efectos de estructuras semiinfinitas y obtener la mejor interpretación. Fox et al., (1980) corrobora la investigación hecha por Coggon, y proporciona diferentes ejemplos de los efectos de la topografía. Entre ellos menciona que, en un valle las líneas de corriente no se detectan igual que en un terreno plano, al proyectarse las líneas de corriente en el valle se distorsionan, esto hace que el potencial medido sea menor y como resultado obtenemos en la parte central de la pseudosección una resistividad aparente baja, flanqueada por zonas de resistividad aparente alta; en el caso de una cima se tiene la situación contraria del valle, la distorsión de las líneas de corriente al proyectarse a la cima, hacen que el potencial sea mayor, es por ello que se obtiene, en la parte central una alta resistividad aparente, flanqueada por zonas de baja resistividad. Por lo anterior es importante manejar las nuevas técnicas que ayudan a revelar las anomalías que pueden ser producto o efecto de la topografía.

La mayoría de los trabajos de exploración minera se realizan en terrenos con topografía irregular por lo que es necesario realizar una corrección por terreno, para poder hacer una buena interpretación. Así se evita interpretar efectos topográficos como debidos a estructuras del subsuelo.

La finalidad de este trabajo es determinar el efecto topográfico en los datos de resistividad y determinar la secuencia de una estructura profunda, aplicando métodos eléctricos (polarización inducida y resistividad).

Capítulo II

Fundamentos teóricos de los métodos de polarización inducida y resistividad

II.1. Polarización inducida.

Introducción.

Actualmente la polarización inducida (PI) se aplica con más frecuencia en la exploración minera, según las necesidades y debido al desarrollo que ha tenido el método.

Conrad Schlumberger fue el primero en describir una respuesta de PI (Polarization Provoquée) en su escrito clásico “Etude sur la prospection électrique du sous-sol”, publicado en el año de 1920, y por lo tanto merece propiamente el crédito de haber sido el primero en estudiar el proceso de polarización inducida. Además Schlumberger notó que el fenómeno de polarización inducida puede también ocurrir intensamente aun en la ausencia de cuerpos minerales.

Hasta 1950 todas las medidas de polarización inducida habían sido realizadas en el dominio del tiempo. Como resultado de sus estudios de laboratorio, Collet y Seigel (1950) sugirieron medidas de corriente alterna a diferentes frecuencias. Wait amplió las posibilidades de estas ideas y realizó varias pruebas ese año (Orellana, 1974).

Este método se puede aplicar en los siguientes casos:

- Para localizar y determinar la extensión de cuerpos de sulfuros diseminados.
- En la localización de mineralización en posibles cuerpos intrusivos.

Fenómeno físico.

Podemos decir que la prospección por el método de polarización inducida, consiste en inyectar una corriente eléctrica a diferentes frecuencias y medir como se atenúa dicha corriente en el tiempo. Considérese una muestra de roca a través de la cual se ha estado haciendo fluir una corriente directa; si interrumpimos bruscamente el flujo de corriente, el campo eléctrico de la roca decaerá como se muestra en la figura II.1.

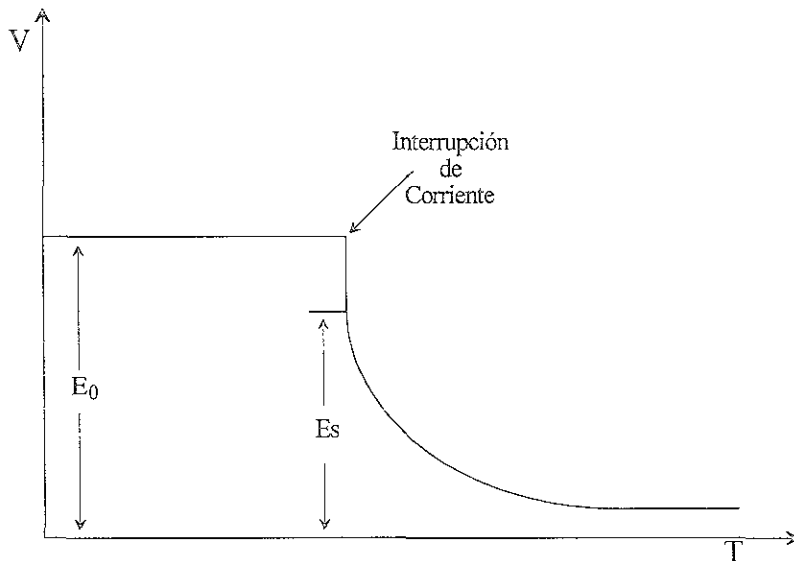


Figura II.1. Decaimiento del campo eléctrico al interrumpir la corriente.

El voltaje observado pasará rápidamente del voltaje aplicado E_0 al valor E_s después de esta caída inicial, el campo decaerá lentamente por un largo tiempo y tendrá una magnitud medible, por periodos que van desde minutos hasta horas, dependiendo de la constitución del material, esto es, contenido de mineral, humedad, etc.

En forma general, es posible realizar mediciones de polarización inducida en un determinado volumen de roca. Se hace circular una corriente eléctrica en el terreno por medio de dos electrodos de corriente (AB). Las mediciones se hacen en dos electrodos de potencial (MN) con una separación entre electrodos (a). La separación entre ambos dipolos es (na). De esta manera se puede medir en (MN), la diferencia de potencial existente. En general se integra el voltaje transitorio durante un cierto tiempo. El factor así medido (m) se define como cargabilidad.

El fenómeno de polarización inducida resulta de una variedad de procesos que ocurren cuando hacemos circular una corriente eléctrica a través de un material constituido de una mezcla de granos minerales y electrolitos. Los procesos que son las causas principales del efecto de polarización inducida son:

1).- Polarización de Electrodo.

Este fenómeno, en la prospección geofísica, es el proceso químico que ocurre cuando una corriente fluye de un electrolito a un metal y viceversa. Las rocas que contienen granos dispersos de minerales conductivos (sulfatos o metales) y electrolitos conducen una carga de iones en solución del electrolito al metal o del metal a los iones en solución; aun cuando esto no suceda, habrá una diferencia de potencial entre el grano metálico y la solución, como se ve en la figura II.2, y se produce con mayor intensidad que en el fenómeno de polarización de membrana. Cuando la corriente eléctrica se interrumpe, los iones inmovilizados se difunden lentamente en el electrolito, produciéndose una corriente secundaria. Este efecto constituye el principio del método de polarización inducida.

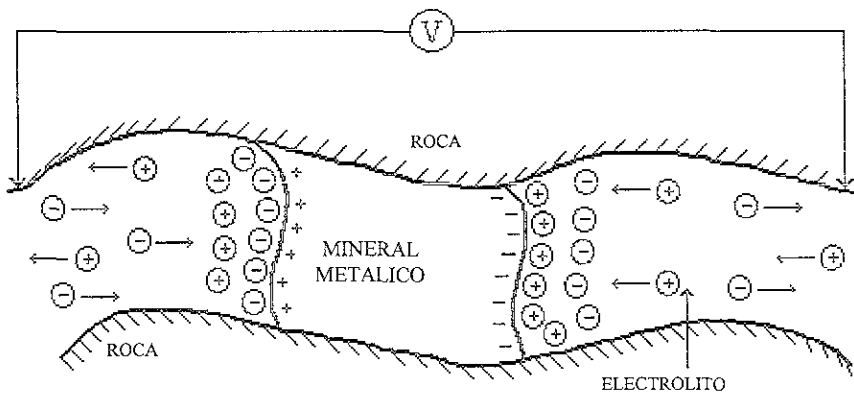


Figura II.2. Barrera de iones en una roca la cual da origen a la polarización de electrodo.

2).- Polarización Electrolytica de Membrana.

Este tipo de polarización, virtualmente indistinguible de la polarización de electrodo, ocurre en rocas que no tienen metal en su composición pero contienen un electrolito que permite el flujo de corriente a pesar de la ausencia de minerales. Durante el flujo de una corriente a través del electrolito, los iones libres contenidos se acumularán en los límites entre regiones de diferente movilidad iónica cuando ésta varía de un lado a otro. La movilidad iónica en el electrolito de un poro disminuye cuando aumenta la resistencia viscosa.

Ciertos silicatos, especialmente minerales arcillosos, son el ejemplo más claro de la polarización de membrana ya que tienen la propiedad de absorber ciertos iones y mantenerlos en estados donde son intercambiables. Estas arcillas poseen carga negativa y por lo tanto atraen iones positivos del electrolito presente en los poros de las rocas (figura II.3).

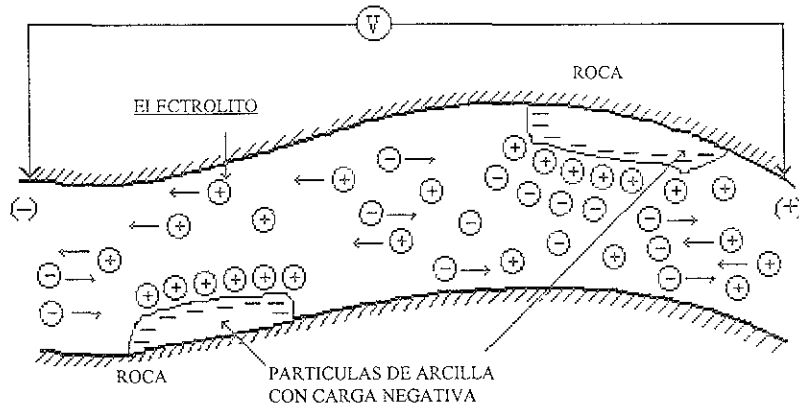


Figura II.3. Movimiento de iones en un material arcilloso.

Las mediciones de polarización inducida se puede efectuar en dos diferentes dominios que son:

- 1.- Dominio del Tiempo
- 2.- Dominio de Frecuencias

A continuación se describirá cada uno de estos métodos de medición. Ya que el presente estudio se realizó en el dominio del tiempo pondremos más énfasis en esta técnica.

1).- Dominio del Tiempo.

El fenómeno de polarización inducida comprende procesos electroquímicos que se originan en las rocas bajo la influencia de una corriente continua que circula por ellas y que se manifiesta por la aparición de diferencias de potenciales secundarios que pueden ser medidos y que decrecen exponencialmente con el tiempo, después de una interrupción.

El efecto de polarización inducida es un fenómeno que depende del tiempo de carga y descarga, por esta razón se aplica al terreno una corriente continua durante un periodo fijo, creando entre los electrodos de potencial (MN) una diferencia de potencial, la cual está en función directa de la intensidad de corriente, de la disposición geométrica de los electrodos y de la polarizabilidad.

Durante el intervalo de flujo de corriente, se mide el voltaje entre los electrodos de potencial (MN); este voltaje se define como voltaje primario (V_p). Después de interrumpir la corriente se lee el voltaje de polarización, definido como voltaje secundario (V_s), que disminuye a cero con el tiempo. Este potencial eléctrico secundario se explica por la polarización del volumen de roca, por donde pasa la corriente eléctrica (figura II.4).

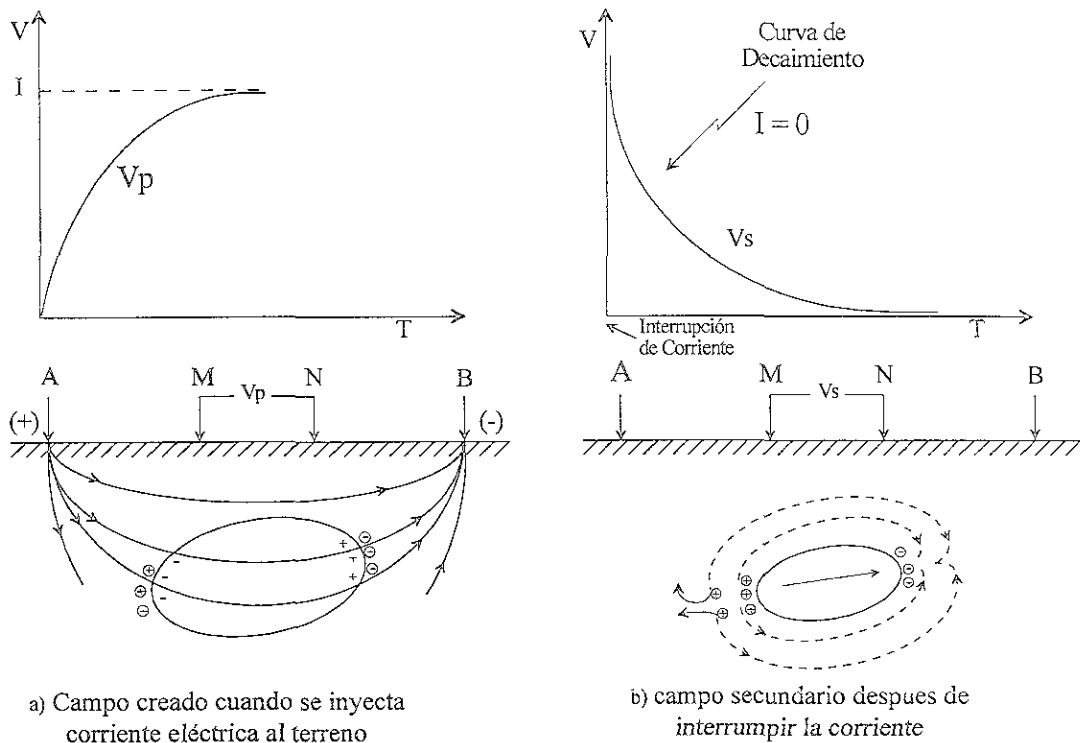


Figura II.4. Fenómeno de polarización inducida.

El fenómeno de polarización inducida en el dominio del tiempo, se puede cuantificar mediante los siguientes parámetros:

Polarizabilidad

Sumner (1976) considera al voltaje secundario como el parámetro más simple para medir el fenómeno de polarización inducida. Este se mide inmediatamente después de la interrupción de la corriente eléctrica inyectada sobre el terreno, dado que el voltaje secundario (V_s) es directamente proporcional a la diferencia de potencial que existe entre los electrodos de corriente. La polarizabilidad (P) queda definida simplemente como la relación entre la amplitud del voltaje secundario (V_s) medido en un intervalo de tiempo (t) después del corte de corriente y la amplitud del voltaje primario (V_p) existente entre los electrodos de corriente (AB). En el sentido literal, el término de polarización es la separación de cargas eléctricas en un medio para formar una verdadera distribución dipolar. Dicha relación se puede expresar matemáticamente por:

$$P = \frac{V_s(t)}{V_p}$$

Dimensionalmente se expresa (mV / V). Puesto que el voltaje secundario es de menor intensidad y si lo expresamos en las mismas unidades, entonces dicha relación carecerá de unidades y se puede representar en porcentaje (%).

Cargabilidad

Este parámetro se considera una constante que es una propiedad del medio que incluye todos los efectos de polarización. Las condiciones experimentales que se toman en cuenta para su desarrollo incluyen un voltaje aplicado durante un tiempo t , a dos electrodos inmersos en un medio el cual después de un intervalo seleccionado se interrumpe. Después de la interrupción se observa el voltaje existente entre los dos electrodos no polarizables en el medio

Seigel (1959) define la respuesta secundaria como debida a fuentes de densidad dipolar volumétrica, donde la corriente fluirá en condiciones de frontera o de discontinuidades propias de la conductividad. La función del campo primario es crear una distribución volumétrica de corrientes dipolares, antiparalelas al campo en cada punto del medio, y con momento de intensidad de corriente volumétrica (\vec{M}), definida por la siguiente expresión matemática.

$$(\vec{M}) = m\vec{j} \quad (\text{II.1})$$

Donde el vector (\vec{M}), es el momento de intensidad de corriente volumétrica, (\vec{j}) es la densidad de corriente primaria y el factor (m) es la constante llamada cargabilidad.

Según Seigel (1959), el potencial en un punto \vec{P} situado a una distancia r del elemento dipolar volumétrico de intensidad de corriente $\vec{M}dv$ en un medio de conductividad σ está dado por:

$$d\phi = \left(\frac{1}{4\pi\sigma}\right)\vec{M} \cdot \nabla\left(\frac{1}{r}\right)dv \quad (\text{II.2})$$

donde $d\phi$ es la diferencial de potencial.

Cuando el gradiente se toma hacia el dipolo (ver la figura II.5).

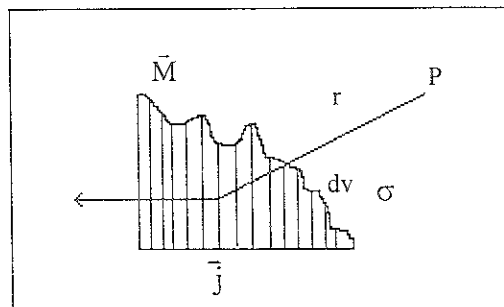


Figura II.5 Elemento volumétrico dipolar (Seigel, 1959)

El potencial total en el punto P debido a la distribución volumétrica de tales dipolos, está dado entonces por:

$$\phi = \left(\frac{1}{4\pi}\right) \iiint \left(\frac{\vec{M}}{\sigma}\right) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r}\right) dv \quad (\text{II.3})$$

Al emplear la identidad de algebra vectorial $\nabla \cdot (\mathbf{UA}) = (\nabla \mathbf{U}) \cdot \mathbf{A} + \mathbf{U} \cdot (\nabla \mathbf{A})$, con U escalar y A vector iguales a $\frac{1}{r}$ y \vec{M} , respectivamente, se obtiene:

$$\text{div} \left(\frac{\vec{M}}{\sigma r}\right) = \frac{1}{r} \text{div} \left(\frac{\vec{M}}{\sigma}\right) + \frac{\vec{M}}{\sigma} \cdot \nabla \left(\frac{1}{r}\right) \quad (\text{II.4})$$

donde (div) es la divergencia.

Sustituyendo la ecuación (II.4) en (II.3) se obtiene:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \iiint \left[\text{div} \left(\frac{\vec{M}}{\sigma r}\right) - \frac{1}{r} \text{div} \left(\frac{\vec{M}}{\sigma}\right) \right] dv \quad (\text{II.5})$$

Por el teorema de Gauss se puede escribir como:

$$\phi = \frac{1}{4\pi} \iint_S \frac{M_n}{\sigma \cdot r} ds - \frac{1}{4\pi} \iiint_V \frac{1}{r} \text{div} \left(\frac{\vec{M}}{\sigma}\right) dv \quad (\text{II.6})$$

donde S es la superficie límite del volumen v.

En (II.5) y (II.6) se observa que la distribución volumétrica de las corrientes dipolares es matemáticamente equivalente a la distribución volumétrica de fuentes de corriente con densidad igual a $-\text{div} \vec{M}$ (σ constante dentro del volumen) y a una distribución superficial de intensidad M_n (componente normal de \vec{M} , afuera de la superficie S).

Ahora, si (\vec{j}) es el vector de densidad de corriente en cualquier punto del medio, e (i) es la densidad volumétrica de las fuentes de corrientes libres (debida a la corriente primaria de los electrodos), por ley de la conservación de la carga se tiene:

$$\text{div} \vec{j} = i \quad (\text{II.7})$$

Si a estas fuentes libres i se le suma la fuente de densidad efectiva $-\text{div} \vec{M}$, debida al efecto de P.I. como sigue:

$$\text{div} \vec{j} = i - \text{div} \vec{M} \quad (\text{II.8})$$

entonces se tiene que:

$$\text{div}(\vec{j} + \vec{M}) = i \quad (\text{II.9})$$

Seigel (1959) determina condiciones de frontera en una discontinuidad de \vec{M} , σ , o de ambas, considerando el flujo de corriente hacia afuera de las caras de un pequeño disco, con lados normales hacia la cara interna y cara externa "ds" paralelas a ésta, como se ve en la figura II.6.

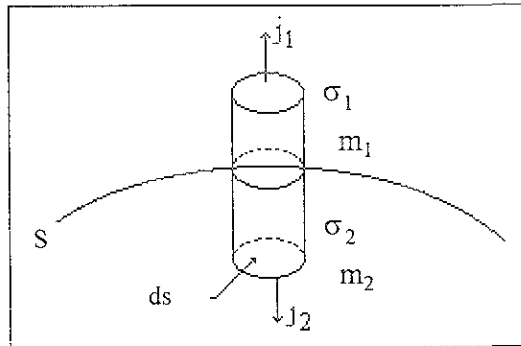


Figura II.6 Condiciones de frontera (Seigel, 1959).

En las ecuaciones del flujo de corrientes hacia afuera y hacia adentro del disco, se nota la ausencia de fuentes libres sobre la interfase:

$$\begin{aligned} -j_1 + j_2 &= M_1 - M_2 \\ (\vec{j} + \vec{M})_1 - (\vec{j} + \vec{M})_2 & \end{aligned} \quad (\text{II.10})$$

Así el vector $\vec{j} + \vec{M}$ ó $\vec{j}(1 - m)$ es solenoidal, excepto en la presencia de fuentes libres y su componente normal es continua a través de discontinuidades en σ y m .

Si el campo eléctrico que se tiene se debe a una fuente externa \vec{E} , entonces por la ley de Ohm, el vector de densidad de corriente original es $\vec{j} = \sigma \vec{E}$. Cuando hay una distribución dipolar, el vector $\vec{j}(1 - m)$ hará el papel de \vec{j} , por lo tanto la densidad total de corriente en la presencia de los dipolos es;

$$\vec{j} = \sigma(1 - m)\vec{E} \quad (\text{II.11})$$

$$\frac{\vec{j}}{\vec{E}} = \sigma(1 - m)$$

Y el efecto neto será el de reducir σ por el factor $(1 - m)$. De manera que siempre que obtengamos la solución para el flujo de corriente estática, para cualquier problema que involucre materiales cuyas conductividades sean conocidas y en la que se toma en cuenta la distribución secundaria dipolar, el primer paso consiste en cambiar σ_i por $\sigma_i(1 - m_i)$ en cada momento. La diferencia entre las dos funciones potenciales proporciona el voltaje secundario que permite evaluar los efectos de polarización.

De la ecuación II.1, la cargabilidad $m = -\frac{\bar{M}}{\bar{J}}$ (Sumner, 1976) si \bar{M} es proporcional al voltaje secundario V_S , en sentido opuesto y \bar{J} es proporcional al voltaje primario V_P . Así que teóricamente, una medida observable del efecto de PI es $m = \frac{V_S}{V_P}$.

Otros autores como Telford et al., (1976), definen la cargabilidad como una integral en un intervalo de tiempo.

$$m = \frac{1}{V_P} \int_{t_1}^{t_2} V_S(t) dt$$

2).- Dominio de Frecuencias.

Puesto que el efecto de polarización inducida es un fenómeno que depende del tiempo de carga, también dependerá de la frecuencia del voltaje aplicado. Si hacemos circular corriente alterna de baja frecuencia a través de un volumen de roca y observamos el flujo de corriente, veremos que éste puede descomponerse en tres partes: una corriente óhmica en fase con el voltaje aplicado e independiente de la frecuencia, una corriente de desplazamiento directamente proporcional a la frecuencia y 90° fuera de fase con el voltaje aplicado y otra corriente sin relación de fase con éste y no completamente proporcional a la frecuencia llamada corriente anómala, como se muestra en la figura II.7.

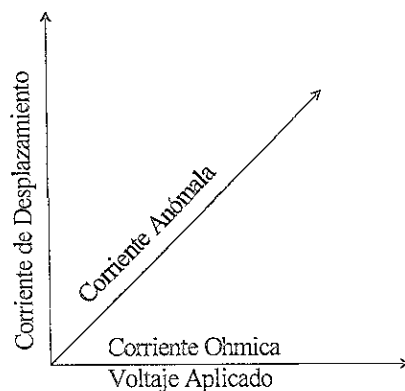


Figura II.7. Diferentes tipos de corriente.

Debido a estas corrientes la impedancia del material no será la misma para distintas frecuencias. Por esta razón se estudia la polarización inducida en un material, observando la impedancia como función de la frecuencia.

Existen varias maneras de expresar las observaciones hechas en el dominio de las frecuencias. Algunos investigadores utilizan el llamado "efecto de frecuencia por ciento" y "ángulo de fase".

Sumner (1976) define el efecto de frecuencia por ciento como:

$$PFE = \left\{ \frac{\rho_a - \rho_b}{\rho_b} \right\} \cdot 100$$

Donde ρ_a y ρ_b son las resistividades aparentes medidas a dos diferentes frecuencias.

Este sistema utiliza una corriente de entrada controlada y los parámetros medidos son la respuesta de un estado estable de voltaje después de un filtrado. El parámetro derivado es el efecto de frecuencia (FE) el cual se define como:

$$FE = \frac{(V_2 - V_1)}{V_1} \tag{II.12}$$

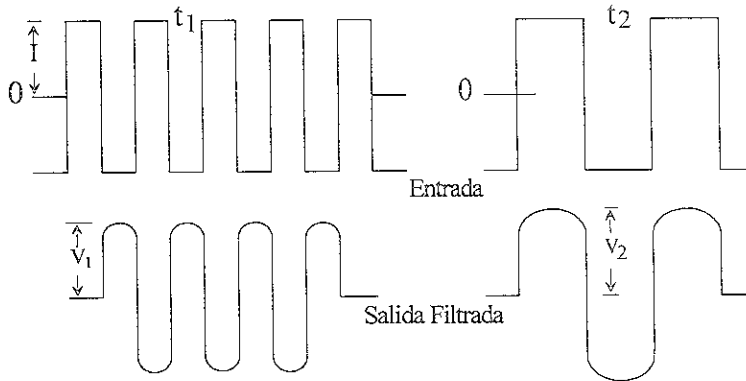


Figura II.8. Amplitud de corriente constante.

Donde V_1 y V_2 son las respuestas de los voltajes filtrados en alta y baja frecuencia como se muestra en la figura II.8. Si la amplitud de la corriente permanece constante, mientras se varía la frecuencia podemos decir que:

$$FE = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1} \tag{II.13}$$

De donde ρ_1 y ρ_2 son las resistividades aparentes en las frecuencias 1 y 2.

Aplicando consideraciones en los valores inicial y final a la ecuación (II.13) tenemos:

$$FE = \frac{(\rho_0 - \rho_\infty)}{\rho_\infty} \quad (II.14)$$

donde ρ_0 es la resistividad cuando t tiende a infinito y ρ_∞ es la resistividad cuando $t = 0$.

La medición de la fase en polarización inducida se define como la diferencia en el ángulo de fase entre la señal de voltaje recibida y la forma de onda de la corriente de entrada, suponiendo para ambas ondas formas senoidales. Si la corriente de entrada es una onda cuadrada, la medida de fase estará definida como el ángulo de fase entre el armónico fundamental de las señales transmitidas y recibidas. El cambio de fase en el dominio de la frecuencia es análogo a un retraso en el dominio del tiempo. Más exacto, el retraso en el dominio del tiempo es igual a la derivada de la fase respecto a la frecuencia.

En términos de resistividad, el ángulo de fase se define como el arco tangente del cociente de la componente imaginaria de resistividad sobre su componente real, ver la figura II.9.

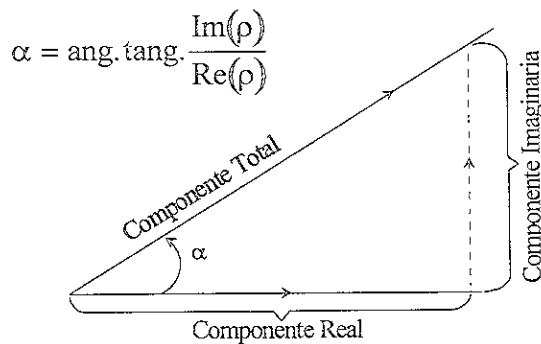


Figura II.9. Ángulo de fase.

Al comparar las medidas en el dominio de las frecuencias y el dominio del tiempo es necesario utilizar el límite en la ecuación (II.12) de donde (Sumner, 1976):

$$FE = \frac{(\rho_0 - \rho_\infty)}{\rho_\infty} = \frac{\rho_0}{\rho_\infty} - 1$$

por lo tanto $\rho_0 = \rho_\infty (1 + FE)$

$$FE = \frac{m}{(1 - m)} \quad (II.15)$$

$$m = \frac{FE}{(1 + FE)} \quad (\text{II.16})$$

Si $FE \ll 1$ entonces.

$$m \cong FE(1 - FE) \quad (\text{II.17})$$

Las ecuaciones II.15, II.16 y II.17 serán válidas cuando se considere el límite, esto es, cuando los parámetros usados sean igual a la frecuencia cero y la frecuencia infinito (límite superior para la frecuencia).

En la práctica se recomienda utilizar múltiplos de diez en las frecuencias utilizadas para obtener mejores aproximaciones y esto se debe a que la cargabilidad es un efecto de polarización total y el efecto de frecuencia FE es un parámetro de polarización diferencial.

A partir de un análisis de las diferentes formas de medir la polarización inducida se puede decir que: 1) para la técnica en el dominio del tiempo, el efecto de polarización inducida es detectado como un pequeño voltaje de decaimiento, 2) en el dominio de las frecuencias la polarización inducida se detecta como un decremento en la resistividad aparente cuando se incrementa la frecuencia y además el efecto de polarización inducida se observa como un retraso de fase entre el voltaje medido a través de la Tierra y la corriente que se aplicó. Esta técnica es mejor conocida como polarización inducida espectral; en ella se miden la magnitud de la resistividad compleja o impedancia y la fase existente entre las ondas de transmisión y recepción en un rango amplio de frecuencia.

Similitud con teoría de circuitos.

Para entender mejor los parámetros que definen la polarización inducida eléctrica de un material, se presentará una analogía mediante un circuito simple equivalente (Sumner, 1976), como se muestra en la figura II.10.

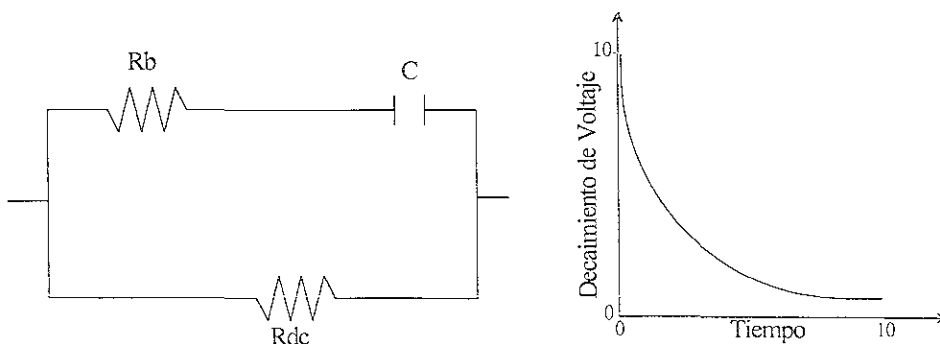


Figura II.10. Circuito equivalente para explicar el fenómeno de PI (Sumner, 1976).

Si tratamos de simular el comportamiento de la polarización con un circuito RC de resistencia y capacidad constantes, veremos que la respuesta de este circuito al ser interrumpida la corriente es como en la figura II.10, es decir no existe el salto inicial y la corriente decae exponencialmente.

El circuito que se presenta no intenta reproducir exactamente una respuesta real de polarización inducida, sólo dar resultados que son semejantes a la polarización de la roca. Una resistencia de polarización R_b en serie con un capacitor C representa el bloqueo del potencial de las partículas minerales metálicas; aquí R_{dc} es la resistencia más baja y no bloquea la trayectoria. Se nota que el capacitor puede actuar como un switch el cual está esencialmente abierto a bajas frecuencias y cerrado a altas frecuencias.

La determinación de la resistencia de polarización dependerá de R_b y R_{dc} ; entonces, el cambio en la resistencia del circuito (impedancia) es una medida del efecto del bloqueo en la trayectoria de conducción, debido a la variación de las frecuencias (f).

La impedancia Z , se define como la razón del voltage a la corriente $Z = \frac{V}{I}$. Entonces la impedancia del circuito paralelo es:

$$\frac{1}{Z_f} = \frac{1}{Z_{dc}} + \frac{1}{Z_b} \quad (\text{II.18})$$

despejando Z_f , queda:

$$Z_f = \frac{Z_b Z_{dc}}{Z_b + Z_{dc}} \quad (\text{II.19})$$

Considerando

$$Z_b = R_b + \frac{1}{j\omega C} \quad (\text{II.20})$$

$$Z_{dc} = R_{dc} \quad (\text{II.21})$$

y sustituyendo II.20 y II.21 en II.19, se tiene

$$Z_f = \frac{R_{dc} \left(R_b + \frac{1}{j\omega C} \right)}{R_{dc} + R_b + \frac{1}{j\omega C}} \quad (\text{II.22})$$

donde.

$$\omega = 2\pi f \quad (\text{II.23})$$

Si el efecto de frecuencia FE del circuito está definido como el porcentaje de impedancia entre dos frecuencias Z_f mínimo y Z_f máximo (figura II.11).

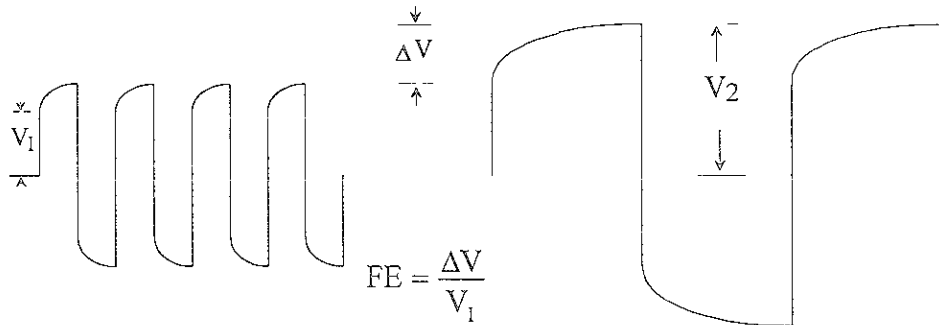


Figura II.11. Voltaje a alta y baja frecuencia (Sumner, 1976).

entonces:

$$FE = \frac{Z_f \text{ mínimo} - Z_f \text{ máximo}}{Z_f \text{ máximo}} \quad (II.24)$$

Sustituyendo los valores de impedancia en la expresión II.24 usando Z_f mínimo = Rdc y Z_f máximo = Z_f de la ecuación II.22 se deduce:

$$FE = \frac{R_{dc} - Z_f}{Z_f} = \frac{R_{dc}}{R_b + \frac{1}{j\omega C}} \quad (II.25)$$

Por lo tanto el circuito puede analizarse indicando que el efecto de frecuencia está dado por la expresión:

$$FE = \frac{R_{dc}}{R_b} \quad (II.26)$$

Dicho de otra manera, como lo define Sumner en la figura II.11.

$$FE = \frac{\Delta V}{V_1} \quad (II.27)$$

En el dominio del tiempo, el mismo circuito simplificado puede examinarse como en la figura II.12, donde el voltaje de decaimiento a través de Rdc es el resultado de la descarga del capacitor por medio de las resistencias Rb y Rdc.

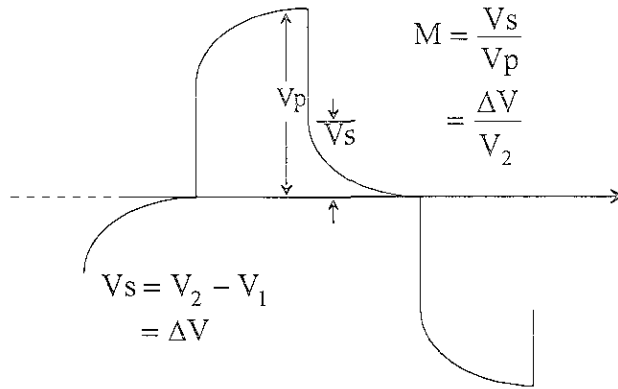


Figura II.12. Voltaje primario y secundario.

De donde V_p es el voltaje primario y V_s el voltaje secundario en una forma de onda de polarización inducida. Las ecuaciones en la figura II.12 muestran una equivalencia de tiempo y frecuencia en las medidas de polarización inducida.

El voltaje transitorio se observa en cualquier tiempo t después de que la carga de corriente se interrumpe. La caída de voltaje V_t está dada por:

$$V_t = V_p \left[\frac{R_{dc}}{R_{dc} + R_b} \right] e^{-\left(\frac{t}{\tau}\right)} \quad (II.28)$$

donde:

$$V_p = IR_{dc} \quad (II.29)$$

La constante del tiempo

$$\tau = (R_b + R_{dc})C \quad (II.30)$$

Este análisis sugiere que los materiales más resistivos pero igualmente polarizables deben tener una constante de tiempo mayor. El voltaje secundario V_s se mide en el tiempo $t = 0$ y se normaliza por el voltaje primario V_p , definiendo la cargabilidad (m) como el cociente de $\frac{V_s}{V_p}$.

$$m = \frac{V_s}{V_p} = \frac{R_{dc}}{R_{dc} + R_b} \quad (II.31)$$

Para valores pequeños de FE y m , éstos parámetros fundamentales de polarización inducida son esencialmente iguales, esto es:

$$FE = \frac{m}{1 + m} \quad (II.32)$$

El área bajo una curva de decaimiento de voltaje normalizado por V_p puede considerarse como una estimación del valor de la capacitancia C , porque la constante de tiempo del voltaje de decaimiento está dada por $(R_{dc} + R_b)C$. Un capacitor más grande toma un mayor tiempo de decaimiento y también una señal de integración más larga. Este voltaje integrado también se llama cargabilidad (m) figura II.13.

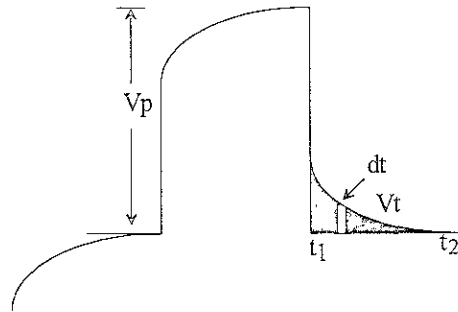


Figura II.13. Definición de la cargabilidad (m).

Sumner, (1976) define lo mismo que Telford, et al.

$$m = \frac{1}{V_P} \int_{t_1}^{t_2} V_t dt \quad (II.33)$$

La integración del voltaje de decaimiento también se usa como una medida de la cargabilidad M y de nuestro circuito equivalente.

$$m = R_{dc} C \quad (II.33)$$

Nótese que, en el análisis anterior, la medida de la integración de la señal depende directamente de la capacitancia C , que es un parámetro de diagnóstico de las rocas polarizables, el cual puede ser estimado dividiendo M entre R_{dc} dando una cantidad cercana relacionada con el factor metálico o capacitancia específica. Tenemos así ante nosotros, un medio natural que no responde como un circuito simple y que muestra sólo una equivalencia entre los dominios del tiempo y la frecuencia.

II.2. Resistividad

Introducción

Los métodos eléctricos de resistividad son importantes en la prospección minera en general, ya que mediante su empleo es posible localizar depósitos minerales en el subsuelo. Hoy en día la mayoría de los yacimientos minerales se encuentran principalmente con la ayuda de los métodos geoelectrónicos de exploración.

Estos métodos miden variaciones en las propiedades eléctricas de las rocas y minerales, en especial la resistividad. Se emplean como métodos de reconocimiento y de detalle. En la exploración minera se aplican en la detección de minerales de conductividad metálica.

El método de resistividad nos permite, no sólo el estudio de formaciones horizontales, sino también la determinación de formaciones verticales (fallas). Sin duda es el más importante de todos los métodos eléctricos. Su característica general es enviar un flujo de corriente al terreno mediante dos electrodos A y B que se introducen en el suelo y, una vez que se establece un campo eléctrico artificial, se investigan sus condiciones con otros dos electrodos M y N, distribuidos de acuerdo con la forma geométrica o dispositivo utilizado.

De este modo se puede determinar la resistividad aparente del terreno, que es función del cociente de la diferencia de potencial medida entre los electrodos de investigación y la intensidad de corriente que se inyecta al terreno. En la función interviene un factor que depende a su vez de la disposición de los electrodos. A este factor se conoce como factor geométrico y se relaciona con la profundidad de investigación a que se está operando. Esto da idea de qué profundidad aproximada se está investigando. Es importante tomarlo en cuenta, debido a la mala interpretación que en el pasado se le ha dado a este concepto; por ejemplo, hay geofísicos que piensan que la máxima apertura de electrodos, es igual a la profundidad de investigación, lo cual es definitivamente falso.

Para una descripción más detallada de los principios físicos y teoría del método de resistividad, el lector interesado puede consultar los trabajos de Sumner (1976), Orellana (1972), Alam y Salas (1993), por citar algunos.

II.3. Dispositivos de medición

La importancia de darle una representación gráfica a los datos observados, hace que el investigador utilice un arreglo geométrico adecuado a las características del objetivo que se persigue. Estas representaciones se pueden hacer de dos maneras que son en su forma tradicional o convencional y en forma logarítmica. Como se expone en el siguiente capítulo.

Al establecer el programa de trabajo, debe comenzarse por fijar la posición y longitud de los perfiles y la distancia entre éstos; luego se determina la densidad de las observaciones que se efectuarán sobre ellos. Esta densidad se expresa como la distancia entre cada dos estaciones contiguas. Finalmente, deben seleccionarse las separaciones entre electrodos. La orientación de los perfiles debe ser perpendicular al rumbo supuesto para las estructuras o cuerpos buscados.

Para llevar a cabo un estudio de polarización inducida y resistividad, en determinado prospecto es necesario establecer un arreglo o configuración adecuado para colocar los electrodos de corriente y de potencial, pero para ello hay que tomar en cuenta:

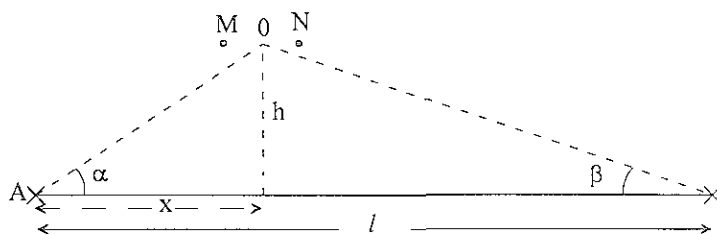
- a).- La formación geológica que suponemos existe
- b).- Constitución geológica, mineralogía y topográfica del terreno.
- c).- La profundidad de investigación que se desee hacer.

El número de arreglos posibles está limitado sólo por la imaginación del operador, los más usuales son:

- 1.- Gradiente (método de bloques)
- 2.- Polo-Dipolo
- 3.- Dipolo-Dipolo

1.- Gradiente.

Este tipo de arreglo se destaca por la facilidad de trabajo de campo y por su elevada productividad, que puede aumentarse todavía más mediante el empleo simultáneo de varios receptores para un mismo emisor, cuya posición es fija. Cuenta con una buena profundidad de penetración. Su principal desventaja es que su aplicación se restringe a áreas donde los cuerpos presentan un fuerte buzamiento. Nos da la facilidad de realizar una buena observación sobre la continuidad de las anomalías. En la práctica sólo se mide un tercio central de la distancia de AB ya que en esta parte las líneas del campo eléctrico son aproximadamente horizontales (figura II.14).



$$\rho = 2\pi \left[\frac{x}{(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}} + \frac{l-x}{[(l-x)^2 + h^2]^{\frac{3}{2}}} \right]^{-1} \frac{DV}{MN \cdot I}$$

Figura II.14. Arreglo gradiente (Orellana, 1972).

2.- Polo-Dipolo

En este arreglo uno de los electrodos de corriente se separa lo suficiente del resto del tendido para no deformar el campo debido al otro electrodo de corriente, se le llama "electrodo al infinito" su función será la de cerrar el circuito (figura II.15).

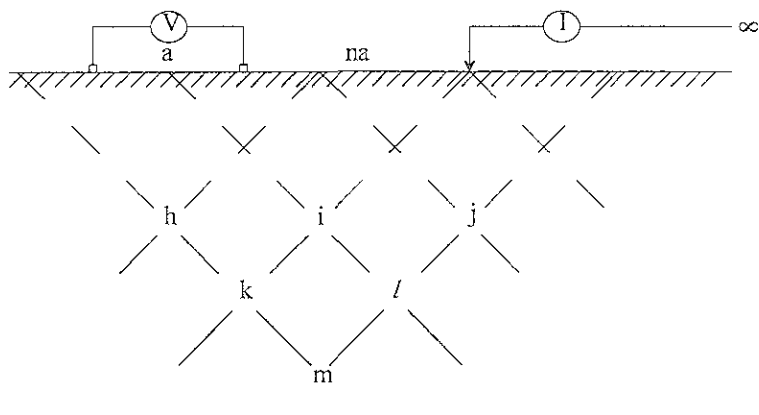
Es un dispositivo electródico de amplia aplicación en la exploración minera que presenta ciertas ventajas y desventajas.

Ventajas: Buena penetración. Sólo requiere de tres electrodos en movimiento, dando buenos resultados para cuerpos de metazomatismo de contacto y en general para cuerpos de forma irregular o con fuertes buzamientos. Facilita el trabajo de campo y utiliza menos personal.

Desventajas: Presenta asimetría. La lejanía del electrodo "al infinito" dificulta cualquier revisión o reparación del mismo. Es sensible a los efectos superficiales. Las anomalías que se obtienen son asimétricas, es decir presentan cierto desplazamiento respecto a su ubicación real en el terreno.

Donde los parametros que influyen son:

“a” es la separación de electrodos de potencial y “na” es la distancia entre electrodos de potencial y corriente.



$$\rho = 2p \frac{V}{I} n(n+1)a$$

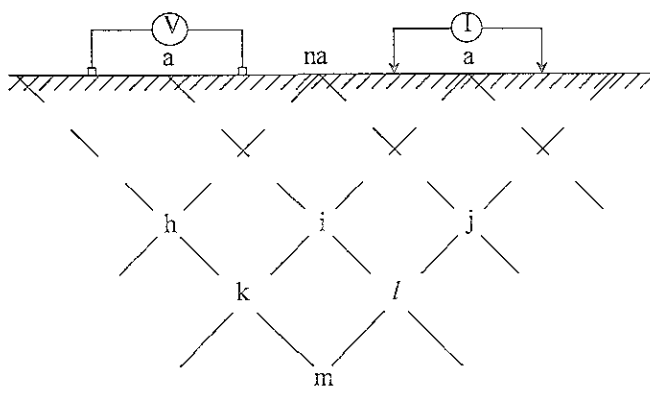
Figura II.15. Arreglo polo-dipolo.

3.- Dipolo-Dipolo

Este arreglo se usa principalmente en la exploración minera y consiste en 4 electrodos colineales separados en dos pares de electrodos de transmisor y receptor. Ya que se considera para la interpretación de los resultados obtenidos con este arreglo, que la lectura obtenida es la correspondiente a un punto que puede ser "h,i,j,k,l,m", de acuerdo a la posición de los electrodos según la figura II.16.

La ventaja de este arreglo es que presenta buena resolución en cualquier tipo de estructura, aunando a una buena profundidad que depende de la distancia (na) entre los dipolos AB y MN, además de ser simétrico.

La desventaja que presenta este dispositivo, es que el levantamiento de las observaciones es lento dado que se requieren de cuatro electrodos en movimiento.



$$\rho = p \frac{V}{I} n(n+1)(n+2)a$$

Figura II.16. Arreglo dipolo-dipolo (Sumner, 1976).

Estos tipos de arreglos permiten hacer observaciones tanto de polarización inducida como de resistividad.

Hay tres tipos básicos de mediciones, los cuales se resumen en la tabla II.1, Sumner (1976).

TABLA II.1

Tipo de campo	Arreglo de electrodos	Fórmula de resistividad aparente
Campo paralelo o campo de onda plana $V \propto a$	Rectangular o gradiente Schlumberger Wenner	$\rho_a = \frac{\Delta^2}{a} K_{AB} \frac{V}{I}$ $\rho_a = \pi \frac{V}{I} \cdot n(n+1)a$ $\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} \cdot a$
Potencial respecto a un solo electrodo $V \propto \frac{1}{r}$	Tres electrodos Polo - Dipolo	$\rho_a = 4\pi \frac{V}{I} \cdot a$ $\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} \cdot (n+1)an$
Potencial respecto a un dipolo $V \propto \frac{1}{r^2}$	Dipolo - Dipolo	$\rho_a = \pi \frac{V}{I} \cdot n(n+1)(n+2)a$

En general, los arreglos con fuente dipolar proporcionan una mejor resolución de las anomalías de resistividad. De tal manera que el arreglo de electrodos se debe escoger con base en el equipo disponible, las condiciones del terreno, el personal con que se cuenta y el objetivo de la exploración. Muchas veces el arreglo depende de costumbres o gustos personales del operador.

II.4. Interpretación

Cada método geofísico tiene sus propias características y limitaciones tanto en la información que proporciona como en las técnicas de campo, de procesado preliminar de la información y de interpretación.

Las anomalías geofísicas se interpretan en términos de modelos geofísicos, matemáticos, muy simplificados, suponiendo que las propiedades físicas son homogéneas dentro de cada uno de los cuerpos que integran dicho modelo. Por tal motivo, la interpretación sólo representa una aproximación a las condiciones geológicas.

La interpretación debe ser objetiva; es decir, la razón fundamental de la interpretación cuantitativa no es efectuar ajustes sutiles a los diversos parámetros involucrados, con el objeto de asegurar la concordancia entre las anomalías calculadas y las observadas, sino comprender y manejar magnitudes físicas con el fin de establecer una hipótesis de trabajo respecto a la estructura del subsuelo, que sea razonable desde el punto de vista geológico.

En algunos casos, cuando la geología del lugar no es compleja, es suficiente una interpretación cualitativa o semicuantitativa para alcanzar los propósitos del levantamiento geofísico.

La interpretación de los resultados de un estudio de polarización inducida y resistividad puede ser cualitativa o cuantitativa. La primera consiste en delimitar anomalías, que por simple observación de los valores de polarización inducida reportados en las pseudosecciones, se asocian a la geología conocida del área de interés. Basados en los valores de los parámetros medidos, se puede suponer que existen condiciones geológicas favorables para la existencia de algún yacimiento que resulte económicamente explotable. Posteriormente se seleccionan zonas anómalas donde se efectuarán más estudios con detalle.

La interpretación cuantitativa, se puede hacer de tres maneras:

- a) Mediante el empleo de curvas maestras, que se ajusten a los datos observados, en el caso de sondeos eléctricos verticales. En la actualidad los programas de computo tipo interactivos, facilitan este tipo de interpretación.
- b) Con el uso de modelos del subsuelo desarrollados por el intérprete, quien propone los parámetros del medio y los modifica con base en su experiencia hasta lograr un ajuste razonable con los datos observados.
- c) Mediante lo que se conoce como problema inverso, donde un algoritmo de cálculo que sigue un procedimiento matemático, encuentra los parámetros del medio, los cuales reproducen en forma razonable los datos observados.

La topografía no afecta los datos de P.I. debido al proceso de normalización; por esta razón, en un estudio se obtendrán datos de baja o alta cargabilidad, que permitirán diferenciar si el cuerpo buscado es o no polarizable.

Es posible que se recomiende una verificación por perforación de diamante con el fin de obtener información directa para comprobar las causas de la fuente polarizable o anomalía.

Para la interpretación de los datos de resistividad debe tomarse en cuenta lo que se mencionó antes. Además se debe comprender bien el concepto de anomalía. De acuerdo con el interés o apreciación de la persona la palabra anomalía significa: a) una desviación del valor teórico de un campo físico; b) una desviación de la uniformidad de las propiedades físicas, particularmente si es de interés para la exploración; c) una porción de

un perfil, sección o plano geofísico que es diferente en apariencia al resto de la información obtenida con el levantamiento y d) un rasgo geofísico que puede asociarse con un yacimiento o un rasgo geológico de interés. En realidad sólo se trata de descripciones diferentes de un mismo concepto. Según el objetivo del levantamiento, los rasgos geofísicos de interés sólo cubren una parte del rango de variaciones, de manera que el resto representa interferencias o ruido que es preciso eliminar. A estos rasgos geofísicos son los que se denominan anomalías.

El ruido que se produce al obtener la información del subsuelo es de origen muy variado. De acuerdo con su fuente, se distinguen cinco tipos de ruido que son:

Ruido Geológico.

Comprende los efectos de rasgos geológicos que no son de interés para el fin específico de un levantamiento particular. La propia respuesta puede ser ruidosa de origen, debido a la anisotropía en las propiedades físicas del rasgo geológico. Por otra parte, la precisión de las mediciones geoeléctricas de campo está limitada por la heterogeneidad irrelevante del terreno.

Ruido del Campo Físico.

Es un ruido natural que afecta directamente al campo físico que se está midiendo como pueden ser las mareas terrestres en gravimetría, las tormentas magnéticas en magnetometría, o las corrientes telúricas en los métodos eléctricos.

Ruido Instrumental.

El ruido propio de los instrumentos geofísicos

Ruido Cultural.

Este tipo de ruido incluye los errores en las observaciones, el producido por obras construidas por el hombre, como el que provocan las líneas de transmisión, gasoductos, minas, tránsito de vehículos, torres, cercos de alambre, etc.

Ruido Topográfico.

Es el efecto que tiene la topografía en las observaciones geofísicas, el cual con frecuencia resulta difícil de eliminar, particularmente en los terrenos de topografía abrupta en donde suelen localizarse los centros mineros. Si los datos de resistividad en un medio homogéneo, son afectados por la topografía irregular, producen anomalías que pueden ser mal interpretadas. Por esta razón, se tratará este punto con mayor detalle en el siguiente capítulo. Dada su importancia, se estudiara su efecto, para poder hacer una buena interpretación de los datos de campo de resistividad.

Capítulo III

El problema de la topografía en los métodos de PI y resistividad

III.1. Introducción.

Muchos estudios geofísicos de exploración, se basan en el método de polarización inducida (PI) y resistividad con arreglo dipolo-dipolo. En la exploración minera, las medidas de PI se hacen en conjunto con las medidas de resistividad para determinar zonas anómalas, mineralizadas, favorables a los objetivos del estudio. Ciertamente muchos de los trabajos se hacen en terrenos montañosos donde los efectos topográficos pueden producir anomalías engañosas. En consecuencia, es importante entender su influencia para incluirla en los modelos de interpretación.

Los efectos topográficos en estudios de resistividad se originan por el uso de factores geométricos diseñados para una tierra plana cuando las medidas de resistividad realmente se hacen sobre un terreno irregular. Ahora con la ayuda de las computadoras se dispone de programas para realizar la corrección por terreno, como los elaborados por Coggon (1971) y Papazian (1979). En esta tesis se usó un programa desarrollado con base en los trabajos realizados por Papazian (1979). Este programa es fácil de utilizar y está enfocado a calcular los efectos topográficos de superficie (en resistividad).

Fox et al., (1980) ilustra los efectos generales de la topografía sobre líneas de corriente y superficies equipotenciales en un medio homogéneo para una fuente de corriente distante como se muestra en la figura III.1. Las líneas de corriente son divergentes debajo de una cima y convergentes debajo de un valle. Por lo tanto las superficies equipotenciales asociadas que son normales a las líneas de corriente, también divergen bajo una cima. Esto produce una diferencia de potencial menor que en el caso de una tierra plana y, por lo tanto, una resistividad aparente más baja. En un valle, la convergencia de las superficies equipotenciales da como resultado una resistividad aparente alta. Por supuesto las líneas de corriente y superficies equipotenciales son más complejas para el arreglo dipolo-dipolo.

Cuando entre los dipolos del transmisor y del receptor se presenta un cerro, la corriente enfocada causa una resistividad aparente alta. Cuando hay un valle entre los dipolos del transmisor y receptor, la dispersión de la corriente produce una resistividad aparente baja.

El efecto topográfico en levantamientos de PI aparece debido a la variación en la distancia entre los electrodos superficiales y un cuerpo polarizable en relación a la tierra plana. Ya que en PI se trabaja con medidas normalizadas, la corriente enfocada y la dispersión producida por una superficie de terreno irregular no afecta significativamente a los datos de PI.

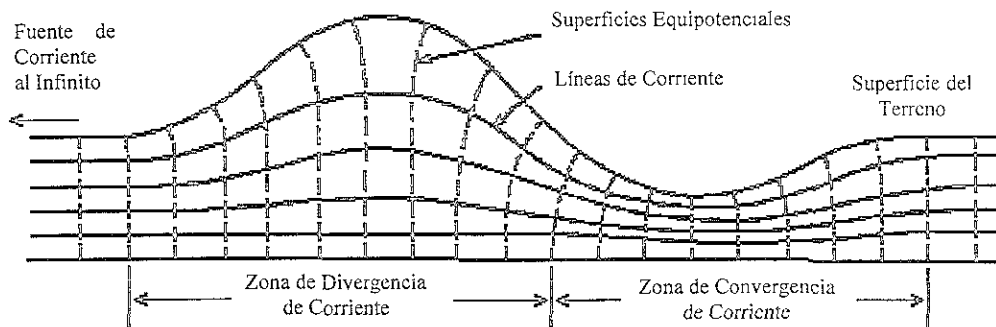


Figura III.1. Efecto topográfico sobre líneas de corriente y superficies equipotenciales, Fox et al., (1980).

III.2. Métodos para resolver el efecto de terreno

Coggon (1971), aplica el método de elemento finito para solucionar problemas geofísicos y se basa en la minimización de la energía. La representación de un volumen de espacio por un número de elementos finitos y la descripción del campo o distribución de potencial por un valor finito fijo no conocido hace posible reemplazar la ecuación variacional por una ecuación matricial.

El método de elemento finito se puede aplicar con éxito en los problemas geofísicos, especialmente en el modelado de estructuras de forma irregular con cambios en las propiedades físicas.

Otra técnica para eliminar el efecto topográfico fue desarrollada por Papazian (1979). Las anomalías en relación a la topografía, puede enmascarar cambios de resistividad en la superficie. Su tamaño puede ser de mayor magnitud comparado con las anomalías de resistividad. Aún cuando no haya grandes anomalías de resistividad, la topografía puede ser causa algunas anomalías como cambio lateral en la resistividad.

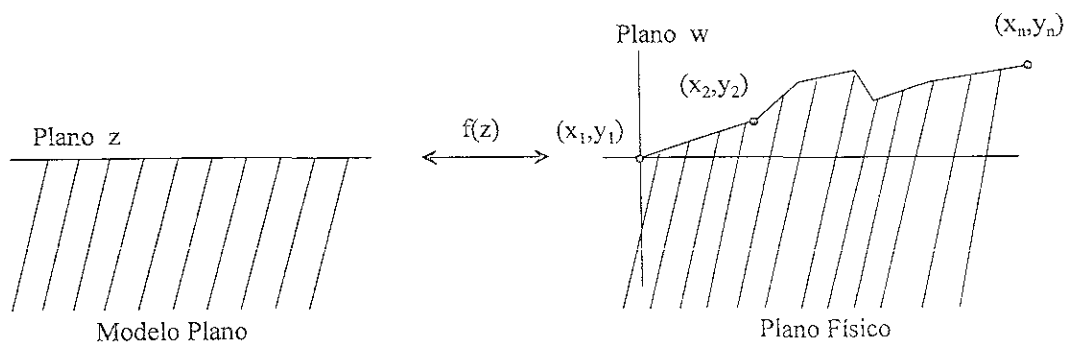


Figura III.2. Transformación geométrica, Papazian, (1979).

El plano físico está definido por un par ordenado de valores (x,y), que representan la topografía de la tierra. Estas coordenadas son los datos de entrada al programa, que ajusta un polinomio de primer orden, para medir las distancias entre vértices y ángulos exteriores de la serie de polígonos formados.

En un estudio con arreglo dipolo-dipolo, sobre la superficie del modelo. El potencial se conoce a partir de los voltajes que se miden por las diferencias de potencial en los extremos del dipolo receptor. La resistividad aparente se puede calcular usando la siguiente fórmula (Orellana 1972).

$$\rho_a = G(R,I)_{SE} * \frac{\Delta U(R,I)}{I} \quad (III.1)$$

donde

ρ_a es la resistividad aparente

$G(R,I)_{SE}$ es el factor geométrico del semiespacio

$\Delta U(R,I)$ es la diferencia de potencial del semiespacio

I es la corriente inyectada

La ecuación (III.1) se puede ver como una función corregida respecto a un semiespacio homogéneo de resistividad unitaria y corriente unitaria. Para comprender esto consideremos primero, una Tierra plana de resistividad $\rho = 1\Omega - m$; segundo, una Tierra plana homogénea de resistividad $\rho = 100\Omega - m$, de acuerdo con la ecuación (III.1) se tendrá para cada caso.

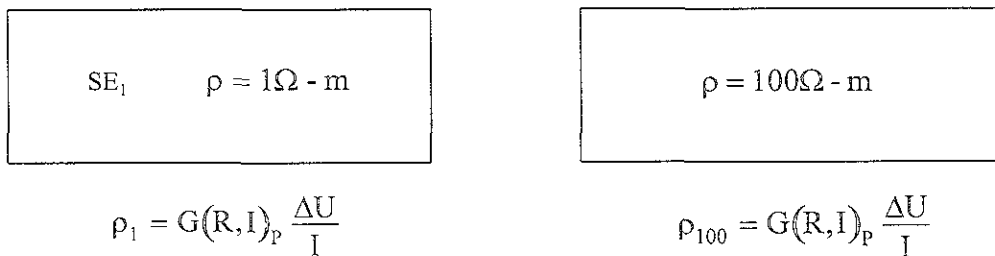


Figura III.3. Dos semiespacios planos homogéneo de diferente resistividad, donde:

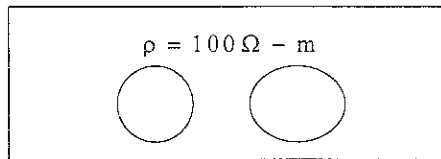
(SE₁) es igual a semiespacio de resistividad unitaria

el subíndice P se refiere al semiespacio que es plano

La resistividad corregida se define como la ecuación (III.2) y para este caso en particular sería igual a un valor constante de 100 Ohm-m, indicando que no hay cuerpos anómalos en el semiespacio.

$$\rho_{corr.} = \frac{\rho_{100}}{\rho_{SE_1}} = 100 \quad (III.2)$$

Ahora el mismo semiespacio de 100 Ohm-m, pero con cuerpos anómalos sumergidos. Al aplicar la ecuación (III.1) y al corregir, empleando la ecuación (III.2), se obtiene una curva de ρ_a que ya no es constante lo que indicaría la presencia de cuerpos anómalos en el semiespacio.



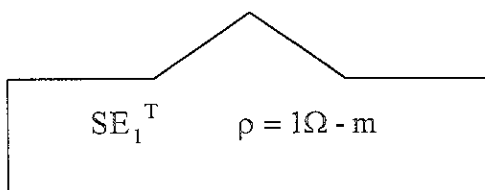
$$\rho_{obs.} = G(R, I)_P \frac{\Delta U_{obs.}}{I_{obs.}}$$

Figura III.4. Semiespacio plano homogéneo con cuerpos sumergidos, donde:
 $(\Delta U_{obs.})$ es la diferencia de potencial observada.
 $I_{obs.}$ es la corriente inyectada u observada.
 $\rho_{obs.}$ es la resistividad observada.

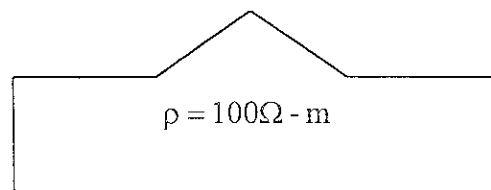
Para este caso, al corregir de acuerdo con la ecuación (III.2):

$$\rho_{corr} = \frac{\rho_{obs.}}{\rho_{SE_1}} = \rho_a \neq 100 \quad (III.3)$$

Lo anterior se puede aplicar a problemas de topografía irregular, es decir, consideremos primero dos semiespacios homogéneo de igual topografía irregular como se muestra en la figura (III.5). Para cada caso tenemos:



$$\rho_{SE_1^T} = G(R, I)_P \frac{\Delta U_T}{I}$$



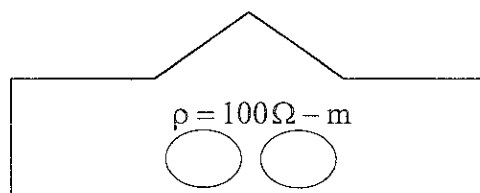
$$\rho_{100} = G(R, I)_P \frac{\Delta U_T}{I}$$

Figura III.5. Semiespacios homogéneo de diferente resistividad e igual topografía, donde:
 (ΔU_T) es la diferencia de potencial generado por la topografía irregular.
 (SE_1^T) es el semiespacio unitario con topografía irregular.

Al dividir la ecuación del SE igual a 100 Ohm-m entre SE igual a 1 Ohm-m, se obtendrá la resistividad corregida que, como en el primer caso será constante e igual a 100 Ohm-m, que indicaría la no presencia de cuerpos anómalos es decir:

$$\rho_{\text{corr.}} = \frac{\rho_{100}}{\rho_{\text{SE}_1^T}} = 100 \quad (\text{III.4})$$

Consideremos ahora el caso donde el semiespacio de topografía irregular presenta cuerpos anómalos, al corregir la resistividad no se obtendría un valor constante de resistividad, indicando la presencia de cuerpos.



$$\rho_{\text{obs.}} = G(\mathbf{R}, \mathbf{I})_P \frac{\Delta U_{\text{obs.}}}{I_{\text{obs.}}}$$

Figura III.6. Semiespacio homogéneo con topografía irregular y cuerpos sumergidos.

De acuerdo con el caso anterior, la corrección se obtiene de la siguiente manera:

$$\rho_{\text{corr.}} = \frac{\rho_{\text{obs.}}}{\rho_{\text{SE}_1^T}} = \rho_a \neq 100 \quad (\text{III.5})$$

Si no se corrige, respecto a un semiespacio de resistividad unitaria y topografía irregular, en la ecuación (III.4) se obtiene una respuesta que no es constante, producida por la topografía irregular y que se puede relacionar con la existencia de un cuerpo, cuando no es el caso. En resumen se puede definir la anomalía topográfica, como la resistividad aparente que se obtiene para un semiespacio de topografía irregular cuando la resistividad (ρ) es igual a uno y la corriente (I) igual a uno (figura III.5).

Una manera alterna es la que propone Papazian, (1979) que considera la ecuación (III.1) como una fórmula generalizada respecto a un semiespacio uniforme, donde $G(\mathbf{R}, \mathbf{I})$ es el factor geométrico que es el inverso del voltaje que se mediría sobre una Tierra uniforme, cuando la resistividad del semiespacio (ρ_{SE}) es la unidad y la corriente (I) igual con uno. Estas resistividades aparentes se pueden normalizar cuando se considera un semiespacio de $\rho = 1$ Ohm-m e $I = 1$ A., una vez normalizadas, se utiliza para generar una pseudosección, la cual ilustra la magnitud de la anomalía producida por la topografía.

Normalizando los resultados se elimina la necesidad de describir factores geométricos para topografías irregulares. Por esta razón, en los estudios de campo la resistividad se puede obtener multiplicando por el factor geométrico para una Tierra plana, que, al dividir entre la anomalía de resistividad topográfica se obtiene la resistividad corregida. Esto se puede expresar como.

$$\rho_{SE} = G(R, I)_T * \frac{\Delta U_T}{I} \quad (III.6)$$

donde el subíndice T se refiere a topografía irregular.

Si $\rho_{SE} = 1$ e $I = 1$, entonces se obtiene la resistividad de anomalía topográfica.

$$1 = G(R, I)_T \Delta U_T \rightarrow G(R, I)_T = \frac{1}{\Delta U_T}$$

Para estudios de campo la resistividad se calcula aplicando la siguiente ecuación:

$$\rho_{obs.} = G(R, I)_P * \frac{\Delta U_T}{I} \quad (III.7)$$

donde

(ΔU_T) es el potencial generado por la topografía
 el subíndice (P) se refiere al semiespacio que es plano
 ($\rho_{obs.}$) es la resistividad observada.

De acuerdo a lo mencionado en el párrafo anterior la resistividad corregida se puede expresar como:

$$\rho_{corr.} = \frac{\rho_{obs.}}{\rho_{anom. top.}} \quad (III.8)$$

donde

($\rho_{corr.}$) es la resistividad corregida
 ($\rho_{anom. top.}$) es la anomalía de resistividad producida por la topografía

La expresión (III.8) es la forma que propone Papazian, para obtener la corrección topográfica. La ecuación de Papazian es equivalente a lo que está propuesto en la ecuación (III.5).

El paquete de computo para calcular la corrección por terreno que se utiliza en esta tesis se basa en los trabajos realizados por Papazian (1979), donde para remover el ruido causado por terreno resuelve la ecuación de Laplace ($\nabla^2 U = 0$) sobre la superficie de un conductor de forma arbitraria. La solución se obtiene al usar una transformación geométrica de un simple modelo plano en un plano físico más complicado.

La transformación utilizada se conoce como la transformada de Schwarz-Christoffel, la cual calcula un conjunto de valores que determinan el mapeo de las esquinas y el punto medio de cada uno de los segmentos de la poligonal asociado a la topografía. El mapeo así definido se usa para determinar los valores de la transformación a lo largo de la superficie de la topografía. Estos puntos constituyen una función que relaciona los puntos en el plano físico para su preimagen en el modelo plano.

La transformada de Schwarz-Christoffel para una forma poligonal de n lados es:

$$f(z) = \int_{z_0}^z \prod_{k=1}^N (z - x_k)^{-\frac{\theta_k}{\pi}} dz \quad (\text{III.9})$$

Donde θ_k es el ángulo de rotación medido en sentido contrario a las manecillas del reloj en el k -ésimo vértice de la poligonal w . El problema matemático propuesto por la transformación se representa esquemáticamente en la figura III.7.

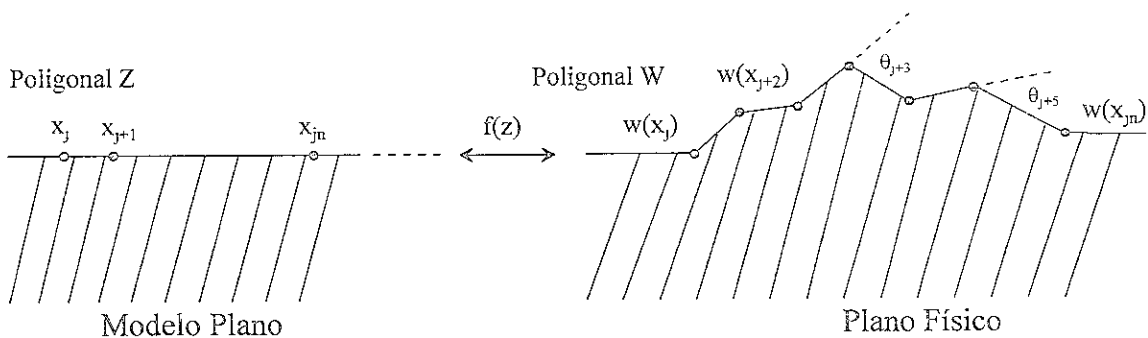


Figura III.7. Representación gráfica de la transformación de un modelo plano en un plano físico, (Papazian, 1979).

Todos los puntos limitados por la superficie (x) de la figura (III.7) están representados por un número complejo $z = x + iy$. Estos puntos z se mapean en el plano w donde

$$x(j) = f^{-1} \{w(x(j))\} \quad (\text{III.10})$$

Los puntos $x(j), x(j+1), \dots, x(n)$ sobre el eje z , se mapean en los puntos $w(x(j)), w(x(j+1)), \dots, w(x(n))$ y corresponden a los vértices de la poligonal (w), donde la topografía está representada por la poligonal (w), que consiste en una secuencia de segmentos de línea recta con esquinas en $w(x(j))$ y ángulos exteriores θ_j .

Mediante un proceso iterativo se encuentran los puntos de ramificación. Primero se asignan valores a estos $x(j)$, se verifica y si es necesario se modifican las $x(j)$ hasta que se conozcan con la exactitud requerida.

Una aproximación inicial es hacer $x(1)$ igual a cero y la distancia a los $x(j)$ subsiguientes se iguala a la longitud de la región (w). Estos valores son usados para calcular la longitud de los lados individuales de la poligonal (w), donde

$$\Delta l_j = \left| w(x_j) - w(x_{j+1}) \right| \quad (\text{III.11})$$

De la ecuación (III.9) se tiene que

$$\Delta l_j = \left| \int_{x_j}^{x_{j+1}} \prod_{k=1}^N (z - x_k)^{-q_k} dz \right|_{k=1,2,\dots,n} \quad (\text{III.12})$$

Usando las longitudes correctas y calculadas, se ajustan los valores asignados de $x(j)$ para hacer concordar la longitud calculada más exactamente con la real, que se determinó por los datos de entrada. Así la corrección hecha está dada por

$$x_{j+1} - x_j = \left(\tilde{x}_{j+1} - \tilde{x}_j \right) \left(\frac{\Delta \tilde{l}_j}{\Delta l_j} \right)^{\frac{\pi}{\theta_j + \theta_{j+1} + \pi}} \quad (\text{III.13})$$

donde;

x_j son los valores nuevos.

\tilde{x}_j son los valores aproximados para calcular $\Delta \tilde{l}_j$.

$\Delta \tilde{l}_j$ son las longitudes calculadas con valores aproximados.

Este proceso se repite hasta el punto en que todas las longitudes concuerda con una tolerancia aceptable.

El factor de corrección es solamente una aproximación y la convergencia no está garantizada. Este factor fue deducido para facilitar una continuación ascendente de datos magnéticos en una región dispareja a un nivel plano (Parker y Klitgorg, 1972).

Se usa la simplificación de que los segmentos contiguos de la poligonal a ambos lados de los segmentos de la línea se extienden al infinito (figura III.8).

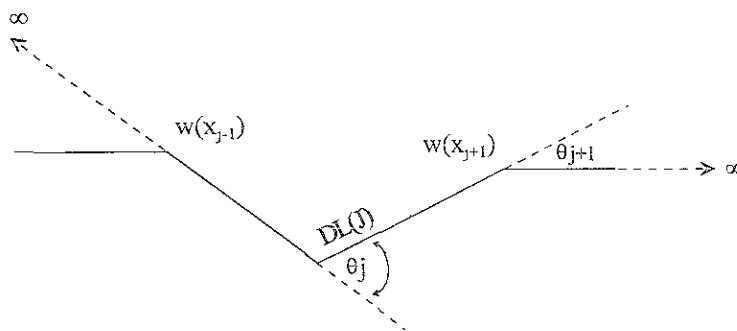


Figura III.8. Tomada de Papazian (1979).

De la fórmula de Schwarz-Christoffel, en particular del integrando.

$$\prod_{k=1}^N (z - x_j)^{\frac{-\theta_j}{\pi}} \quad (\text{III.14})$$

vemos que las $x(j)$ son singularidades en el plano complejo. Es necesario integrar a través de estos puntos para evaluar el mapeo lo mismo que para encontrar las longitudes aproximadas $\Delta \tilde{l}_j$. Cuando $(-\theta_j)$ es positivo las singularidades son ceros, y si $(-\theta_j)$ es negativo se trata de polos.

Para evaluar integrales singulares éstas son divididas en dos partes.

$$I = \int_{x_j}^{\tilde{x}_j} (z - x_j)^{\gamma_j} dz \quad \text{y} \quad II = \int_{\tilde{x}_j}^{x_{j+1}} \prod (z - x_j)^{\gamma_j} dz \quad (\text{III.15})$$

donde;

$$\tilde{x}_j = \frac{x_j + x_{j+1}}{2}$$

Esto reemplaza una integral con singularidades en ambos puntos extremos de integración por dos integrales que tienen sólo una singularidad cada una. Considerando la fórmula de Schwarz-Christoffel y separando los términos singulares sobre cada intervalo, se tiene.

$$\begin{aligned} \text{en el intervalo I} \quad S &= (z - x_j)^{\gamma_j} \\ \text{en el intervalo II} \quad S &= (z - x_{j+1})^{\gamma_{j+1}} \end{aligned}$$

El resto de la integral se aproxima por un polinomio tal que.

$$\text{Integrando} \equiv S(a_0 + a_1 U + a_2 U^2 + a_3 U^3)$$

De esta forma, la integral se puede evaluar. Con el sistema de aproximación polinomial se obtiene un buen resultado para encontrar el factor de corrección, que define la variación que existe al incluir un modelo con topografía irregular en un medio homogéneo. Una vez calculado el factor de corrección (anomalía de resistividad producida por la topografía irregular en un semiespacio homogéneo de resistividad 1 Ohm-m), se aplica a los datos de resistividad observados para desenmascarar anomalías inexistentes.

III.3. Análisis del efecto de terreno en anomalías de resistividad y polarización inducida.

Cuando hacemos un levantamiento de resistividad con el arreglo dipolo-dipolo en determinada área con terreno irregular, siempre se incluirá en las observaciones un efecto generado por la topografía que podría calificarse como anomalía, como se mencionó antes. Haremos un análisis sistemático para tres formas básicas de topografía (valle, cima y pendiente). Para cada una de estas formas topográficas se presenta una anomalía.

Según Fox et al., (1980), una pseudosección de resistividad para un valle presenta en la parte central una resistividad aparente baja, flanqueada por zonas de alta resistividad aparente. El bajo es más pronunciado cuando los dipolos de transmisor y receptor están sobre extremos opuestos del valle. Cuando esto sucede se puede producir una anomalía de resistividad baja que podría fácilmente ser mal interpretada como debida a un cuerpo conductor enterrado (figura III.9).

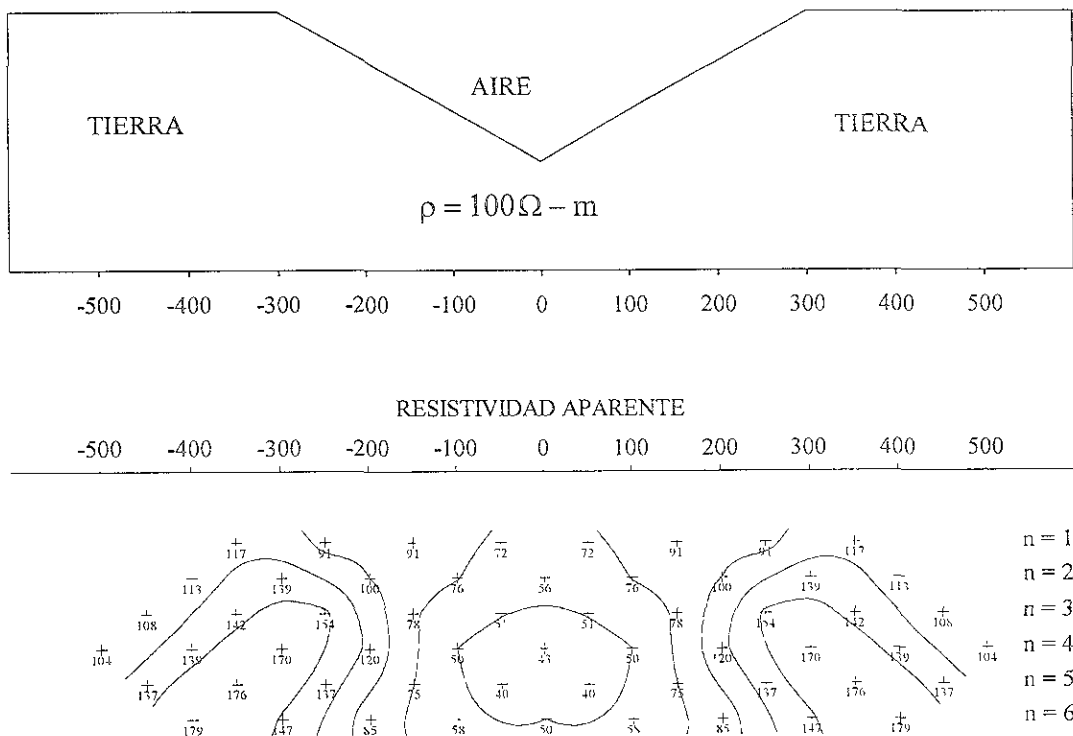


Figura III.9. Anomalía de resistividad aparente debido a un valle con pendiente de 30°
Fox et al., (1980).

Para una cima la situación que se presenta es la contraria: en la parte central se tiene una alta resistividad flanqueada por bajas resistividades. Este alto es más pronunciado cuando los dipolos de transmisor y receptor están en los extremos de los flancos de la cima. Las zonas de resistividad baja bien definida sobre cada una de las partes del alto podrían interpretarse, en sentido erróneo, como indicativo de un cuerpo conductor. Por otro lado, el alto producido por el efecto de terreno podría enmascarar la expresión de una zona conductiva debajo de la cima. Este efecto de la cima se observa en la figura III.10.

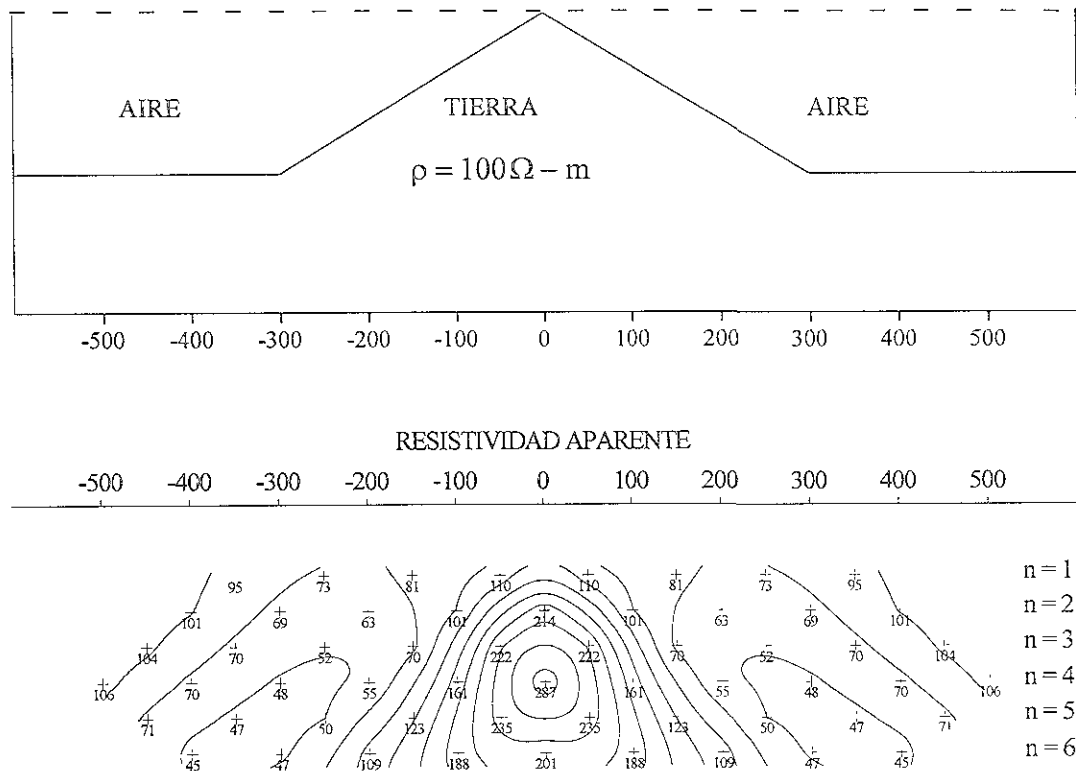


Figura III.10. Anomalía de resistividad aparente debida a una cima con pendiente de 30°
Fox et al., (1980).

La anomalía de resistividad producida por una pendiente se muestra en la figura III.11. Un bajo resistivo ocurre cuando el dipolo transmisor está sobre la pendiente es decir, posición (-100 a -200) y el dipolo receptor está posicionado a la derecha. Se produce una resistividad alta cuando el dipolo transmisor está sobre la pendiente y el dipolo receptor está posicionado a la izquierda. El bajo producido por el efecto de terreno podría ser erróneamente interpretado como debido a una zona conductiva en la Tierra.

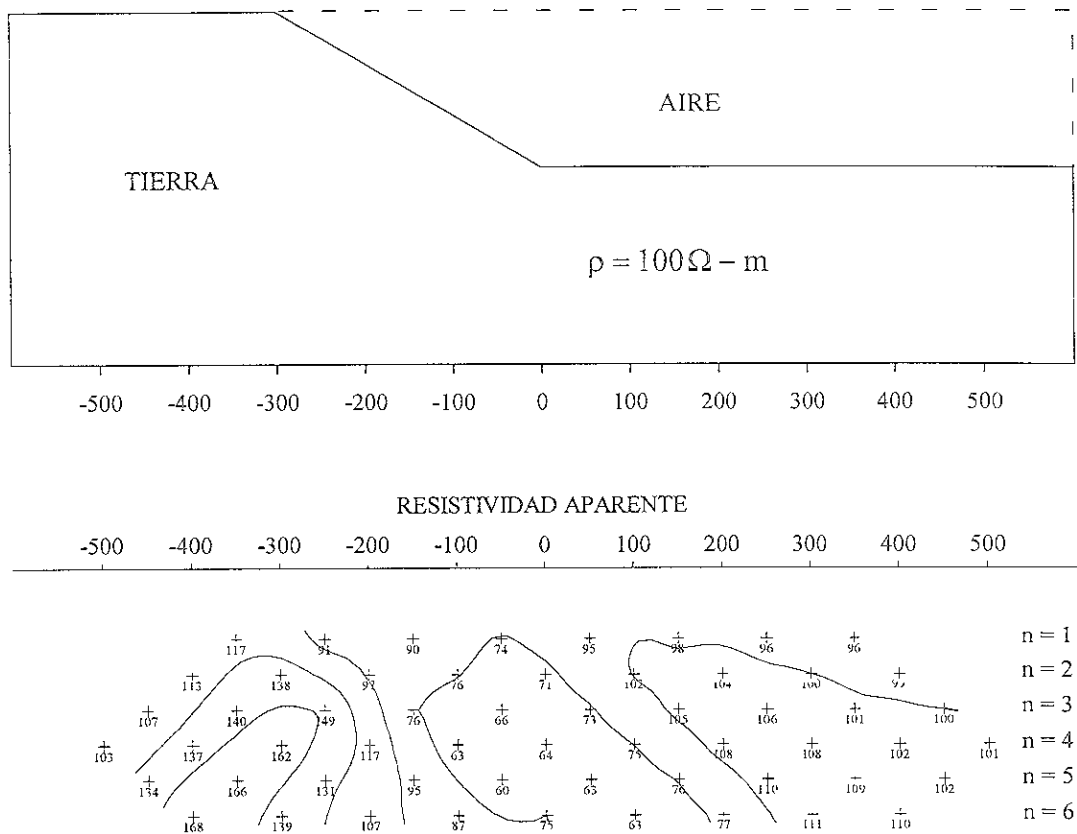


Figura III.11. Anomalia de resistividad aparente debido a una pendiente de 30 grados Fox et al., (1980).

Los casos arriba mencionados son ejemplos de cómo la topografía influye en la determinación de la resistividad aparente (ρ_a), sin embargo como se mencionó en la sección (III.2) estas lecturas deben ser corregidas para poder discriminar la existencia de una anomalía eléctrica.

Papazian (1979) propone una corrección de la resistividad aparente (ρ_a) observada, que es la ecuación (III.8) y que por claridad se vuelve a escribir

$$\rho_{\text{corr}} = \frac{\rho_{\text{obs}}}{\rho_{\text{anom.top}}} \quad (\text{III.16})$$

Sin embargo Fox (1980) propone una ecuación en función de un factor de corrección.

$$\rho_{\text{corr}} = \rho_{\text{obs}} \times \text{FC} \quad (\text{III.17})$$

donde:

FC es igual al factor de corrección
 ρ_{corr} igual a la resistividad aparente corregida.

Es evidente que ambos autores manejan la misma idea “si no hay cuerpo anómalo se obtiene un valor constante para la resistividad aparente después de corregir”. De las ecuaciones (III.16) y (III.17) es obvio que el factor de corrección al que se refiere Fox es el inverso de la resistividad aparente del semiespacio homogéneo producida por la topografía irregular, es decir:

$$FC = \frac{1}{\rho_{\text{ano top}}} \quad (\text{III.18})$$

En el estudio subsiguiente nos referimos a la forma de resistividad corregida no importando a que autor se refiera, pero el concepto es el mismo que lo expresado en el párrafo anterior.

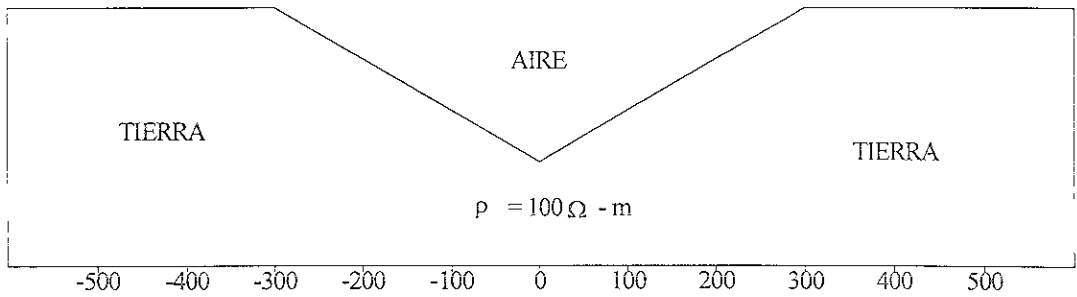
Como se mencionó existen métodos para eliminar el efecto topográfico en resistividad (dipolo-dipolo). Entre éstas técnicas para la corrección topográfica se menciona a las desarrolladas por Fox et al., (1980), Tsourlos et al., (1999). Papazian (1979) describe una técnica de corrección topográfica que emplea la transformada de Schwarz-Christoffel para modelar datos de resistividad recabado sobre una topografía de dos dimensiones.

En la figura III.9, se tiene la anomalía producida por un valle. Aplicando el programa de cómputo basado en los trabajos de Papazian, obtenemos los factores de corrección para esta topografía, los cuales se muestran en la figura III.12. Los valores de resistividad corregidos se obtuvieron de acuerdo a la ecuación (III.17) y aparecen en la misma figura.

Como podemos apreciar los valores corresponden a un semiespacio homogéneo con valor de 100 Ohm-m. Las diferencias, menores al 1%, se deben a problemas de redondeo tanto en el programa utilizado en este trabajo, como en el utilizado por Fox et al., (1980).

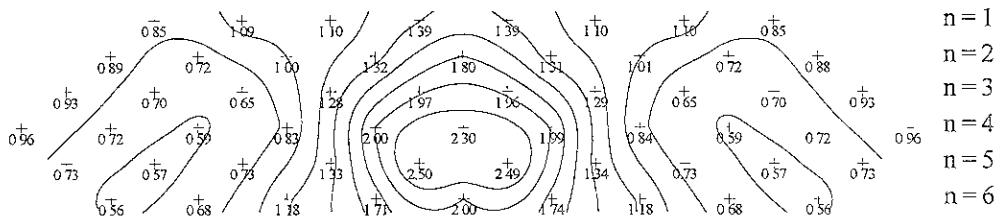
De igual forma para la anomalía producida por una cima (figura III.10) al aplicar los factores de corrección calculados para esta topografía, se obtienen los resultados que se aprecian en la figura III.13. Los resultados obtenidos de la misma manera que en el ejemplo anterior se muestran en la misma figura. Queda demostrado que el producto es aproximadamente igual a cien. Y que corresponde al de un semiespacio homogéneo con una resistividad de 100 Ohm.

Se deduce que no se puede hacer una buena interpretación con los datos observados porque tiene influencia del efecto de topografía. Una vez que se aplica el factor de corrección o (resistividad de anomalía topográfica) a los datos observados, se puede realizar una mejor interpretación de los datos.



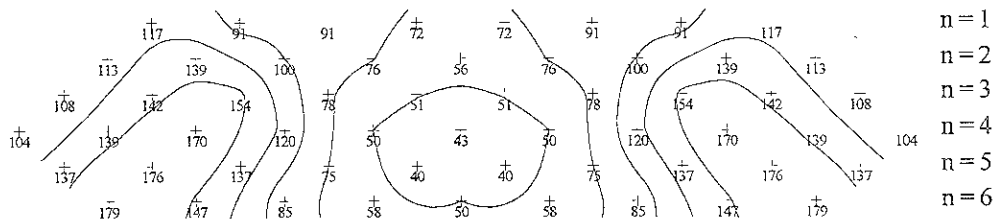
FACTOR DE CORRECCIÓN

-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



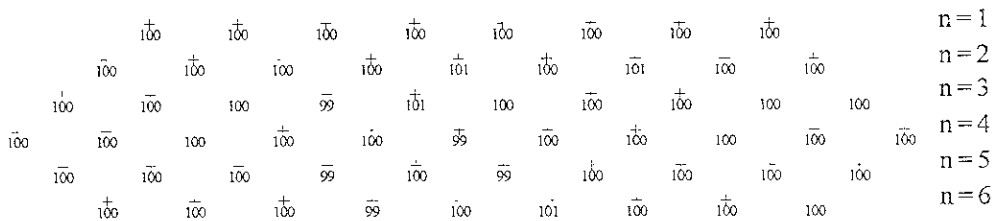
RESISTIVIDAD OBSERVADA

-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



RESISTIVIDAD CORREGIDA

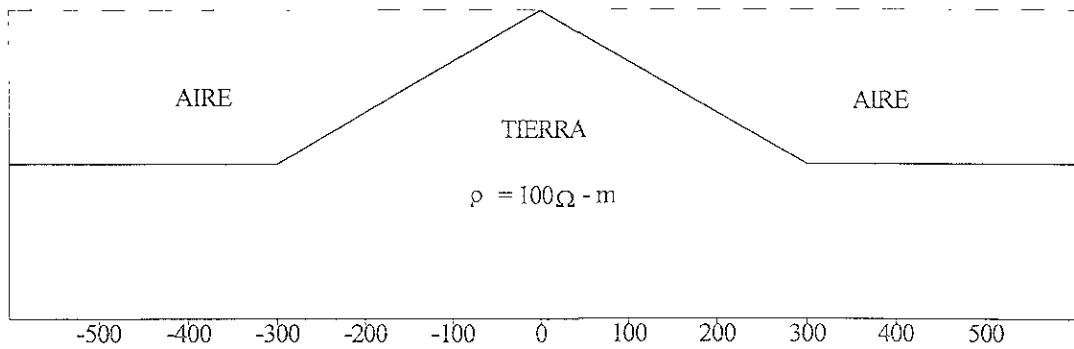
-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



UNAM FACULTAD DE INGENIERÍA
ANOMALÍA DE RESISTIVIDAD APARENTE
DEBIDO A UN VALLE

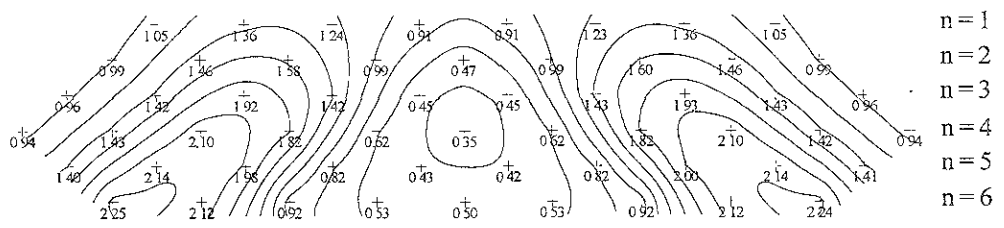
Figura III.12

CANO MARTÍN ANTONIO



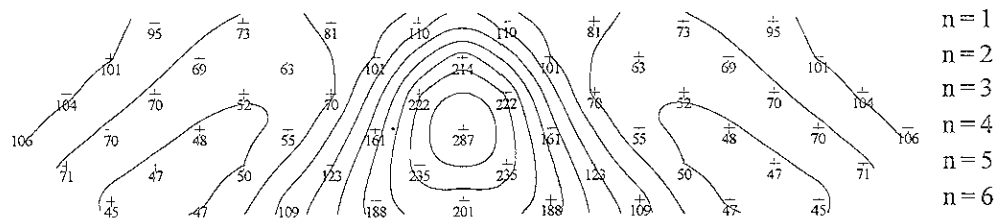
FACTOR DE CORRECCIÓN

-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



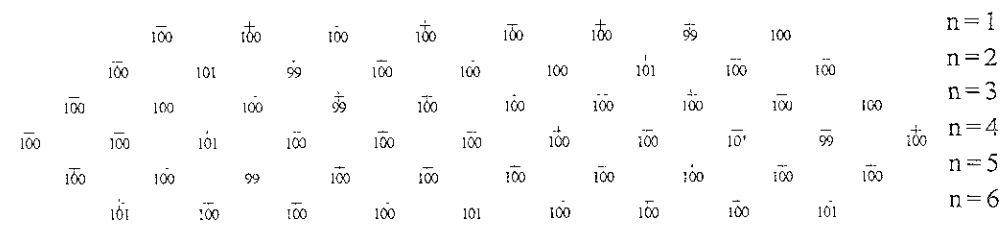
RESISTIVIDAD OBSERVADA

-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



RESISTIVIDAD CORREGIDA

-500 -400 -300 -200 -100 0 100 200 300 400 500



UNAM FACULTAD DE INGENIERÍA

ANOMALÍA DE RESISTIVIDAD APARENTE DEBIDO A UNA CIMA

Figura III.13 | CANO MARTÍN ANTONIO

Para estudiar el caso de la corrección por topografía irregular en medidas de polarización inducida (PI), recordemos que el efecto de (PI) se mide como uno de los siguientes parámetros: porcentaje de efecto de frecuencia, ángulo de fase, ó cargabilidad. En cada uno de estos casos el parámetro PI es la relación de la corriente de polarización entre la corriente normalizada (Fox et al., 1980). Esto implica que el efecto en las anomalías de PI, producido por una Tierra homogénea y topografía irregular es despreciable.

Según MacInnes y Zonge (1996), las medidas de resistividad aparente pueden ser fuertemente distorsionados por la topografía, pero el efecto topográfico es mucho menor en las medidas de PI debido a que las medidas de PI son normalizadas en la fuente de corriente, y la dispersión producida por un terreno de superficie irregular no afecta a los datos de PI. Por esta razón no se realiza corrección por topografía a los datos de polarización inducida.

El significado de una anomalía de PI depende muchas veces de si está asociado a una anomalía de resistividad. Por ejemplo, una anomalía de PI debida a una mineralización de sulfuros puede corresponder a una resistividad baja asociada con una roca alterada hidrotermalmente. Pero la resistividad alta causado por una cima podría enmascarar a una zona de resistividad baja asociada con una anomalía de PI, sugiriendo un lugar más bien reciente que una roca alterada. Por esto es importante tomar en cuenta el efecto producido por la topografía, para aplicarlo a los datos de resistividad.

Una respuesta anómala de PI moderada, asociada con la resistividad baja causada por un valle, podría interpretarse como evidencia positiva de una mineralización de sulfuros, cuando realmente la anomalía puede ser la respuesta de un cuerpo polarizable, en una roca de alta resistividad.

Ambas interpretaciones, cualitativas y cuantitativas, de datos de PI tomadas sobre una topografía irregular pueden beneficiar al análisis de la anomalía de resistividad aparente corregida por terreno.

III.4. Presentación tradicional de la información.

La información de resistividad aparente se representa en pseudosecciones; es posible dibujar tanto sondeos de resistividad como perfiles en un solo diagrama en dos dimensiones. Así se obtiene una pseudosección de las resistividades aparentes a lo largo de la línea. Se llama pseudosección para remarcar el hecho de que los valores son aparentes no sólo en magnitud sino también en posición y el diagrama debe ser cuidadosamente interpretado antes de pretender construir una sección geoelectrica.

Los valores de resistividad aparente se grafican de acuerdo a convenciones establecidas para cada arreglo de electrodos: en el punto medio para arreglos simétricos y en un punto establecido (y generalmente muy discutido) para los arreglos asimétricos. La posición vertical está relacionada con la distancia entre el transmisor y receptor o con la separación entre los electrodos. Los valores se configuran generalmente usando intervalos logarítmicos. La información proporcionada por una pseudosección es principalmente cualitativa, pero proporciona pautas para una interpretación cuantitativa.

Una línea de resistividad y de PI se planea generalmente de forma que sea perpendicular a las estructuras predominantes en el área y una pseudosección puede compararse en forma burda con un corte transversal, sin embargo las variaciones laterales debidas a inhomogeneidades superficiales son detectadas por el arreglo y su efecto puede dar lugar a interpretaciones confusas de la pseudosección. La topografía introduce cambios muy importantes en las resistividades aparentes, aun en el caso de tener resistividades uniformes, en especial cuando se usa el arreglo dipolo-dipolo. Como se mencionó, una colina produce un alto de resistividad mientras que un valle da lugar a un bajo de resistividad. Los datos de campo se pueden corregir de manera parcial usando modelos computarizados de corrección topográfica.

La pseudosección normal (figura III.14), se deriva al asignar los parámetros observados al punto donde se interceptan dos diagonales que descienden del centro de los dos dipolos. Este sitio corresponde al punto medio entre el dipolo de corriente y el dipolo del receptor.

La posición vertical del punto trazado puede ser determinada por $\frac{a(n+1)}{2}$, donde (a) y (n) son los parámetros que influyen en el arreglo dipolo-dipolo como se ve en la sección "dispositivos de medición" del capítulo II. La traza del punto para los dos dipolos posicionados en 1200 y 1300, y en 1500 y 1600 se muestran en la intersección de las dos líneas. A esta forma de pseudosección es a la que se conoce como forma convencional. Es bien entendido que este método de graficar los datos es poco más que una vía conveniente para presentarlos. En años anteriores, la pseudosección ha sido mal interpretada como si fuera una sección geoelectrica, por profesionales mal preparados. Una sección geoelectrica se obtiene después de haber hecho una interpretación cuantitativa de los datos de campo.

SEUDOSECCIÓN CONVENCIONAL Estaciones

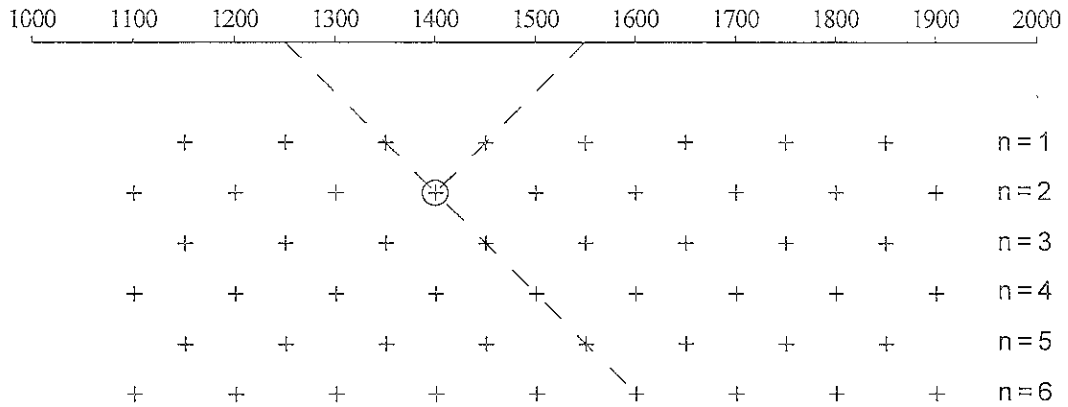


Figura III.14. Seudosección convencional para n-separaciones enteros.

En casos con una marcada rugosidad en la topografía, cuando los dipolos están sobre las pendientes, si en el graficado de la seudosección se trazaran líneas de 45 grados es probable que en ningún momento se llegaran a unir. De tal manera, vemos que no se cumple con el tratamiento tradicional. Otra forma consiste en reproducir el contorno topográfico a diferentes niveles, es probable que con esta presentación de los datos se asemeje al contorno de la topografía pero es difícil decir cuál es su posición real bajo ésta. Los datos presentados estarán graficados bajo la topografía, y claro que de esta manera no se resuelve el problema de corrección topográfica porque sólo se está dando una nueva presentación ó una redistribución de los datos y el efecto persiste como se muestra en la figura III.15. Al comparar con las realizadas en un semiespacio plano es muy notorio la diferencia. Para entender bien la corrección topográfica es importante considerar los aspectos que se presentaron.

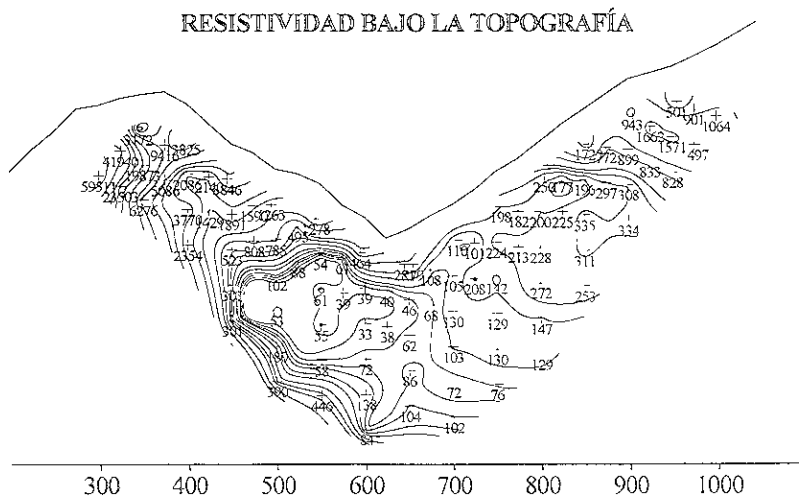


Figura III.15. Seudosección bajo la topografía irregular.

III.5.- Tratamiento actual de la información.

En este trabajo se le dará otra imagen a la seudosección al usar una escala vertical logarítmica. Para obtener una mejor resolución lateral en los datos se considerarán separaciones fraccionales para n .

Se describe en este trabajo, de acuerdo a la investigación hecha por Fink (1989), un nuevo método para compilar y graficar en forma de seudosección los datos de campo obtenidos usando un arreglo dipolo-dipolo. Estudios analíticos del arreglo dipolo-dipolo sugieren un carácter logarítmico para los dos parámetros críticos: profundidad de investigación y resolución vertical.

En este trabajo se utiliza una ordenada logarítmica para graficar una seudosección. El resultado más importante del concepto muestra que el enfoque del trabajo de campo puede ser significativamente perfeccionado, usando para el espacio del dipolo distancias logarítmicas. Se discute la construcción de una seudosección logarítmica, así como las técnicas de campo para compilar datos continuos para un perfil o un sondeo.

En PI y resistividad es común que los datos se compilen en el campo usando cualquiera de las técnicas de perfilaje o técnicas de sondeo. Los datos del perfil suelen presentarse como gráficas de los parámetros observados (PI y resistividad) contra la posición horizontal (o vertical en el caso de registros de pozos) del arreglo de electrodos. Los datos en sondeos se presentan como gráficas de los parámetros observados contra la distancia entre los dipolos de corriente y potencial, que se incrementa geoméricamente. Estas dos técnicas pueden también combinarse y sus datos representarse simultáneamente. Cuando hay una combinación de datos, resulta muy conveniente presentarlos en forma de seudosección.

Primordialmente, la forma de seudosección es un método para presentar una cantidad grande de datos en una forma de matriz. Pero ya que la matriz podría ser confundida con una sección geoelectrica de la Tierra, ésta recibe el nombre de seudosección, para enfatizar que es sólo un medio de graficar datos, combinando los métodos de campo de perfiles y sondeos.

Fink (1989) menciona que la primera seudosección de datos conocida apareció publicada en el primero de cuatro reportes AEC (Marshall et al., 1957) y fue referida como una "clase de sección transversal de las medidas aparentes de los parámetros eléctricos". Los datos graficados se llamaron "quasi-sección". Sin embargo por ese tiempo, el método para perfiles y sondeos continuos había sido usado extensamente en la industria por más de una década. La industria ya había aceptado el término "seudosección" y esta terminología ha persistido. Mientras favoreció la exploración de minerales durante las últimas décadas, se convirtió en algo común realizar los levantamientos con arreglo dipolo-dipolo, usando separaciones entre los dipolos con n -separación entre los dipolos siendo múltiplos de la longitud de los dipolos.

Se observó, desde el punto de vista del explorador, que utilizar una aproximación fija era muy eficiente y se hizo en consecuencia muy popular. Con la aplicación de las técnicas de resistividad a problemas de geohidrología y geotecnia, se vio la necesidad de marcar la aproximación fija en la superficie de un área en estudio para facilitar el trabajo. Las separaciones que son múltiplos enteros de la longitud del dipolo, hoy en día no permiten explotar completamente el método. Los problemas geohidrológico y geotécnico requieren mayor resolución vertical y horizontal. En la aplicación del arreglo dipolo-dipolo tal vez podría obtenerse más resolución. De esta forma el resultado obtenido puede tener mayor significado. La intención de este capítulo es presentar una aproximación para levantamientos con arreglo dipolo-dipolo, que aprovecha el poder de resolución del arreglo y que permite proceder a hacer una interpretación rápida de campo.

Analizando matemáticamente la relación entre los dipolos de transmisión y recepción sobre una tierra homogénea e isotrópica, se puede observar que mucho de la resolución horizontal y vertical del arreglo dipolo-dipolo se pierde cuando la aproximación fija usa sólo separaciones que son múltiplos enteros de la longitud del dipolo.

Por comparación, en la figura III.16 se presenta una pseudosección logarítmica con separaciones que son múltiplos de la longitud del dipolo (de uno a seis). La localización de las estaciones de los electrodos es idéntica a la de la figura III.14, pero la ordenada es logarítmica.

Fink (1989) propone tomar datos en el campo con separaciones que no sean múltiplos enteros de la longitud del dipolo. Con estos datos adicionales se llenan los huecos en la pseudosección. Esta es la forma en que la pseudosección logarítmica representa un modesto mejoramiento. La mayor ventaja resulta de los datos reunidos usando separaciones fraccionales y moviendo medios dipolos.

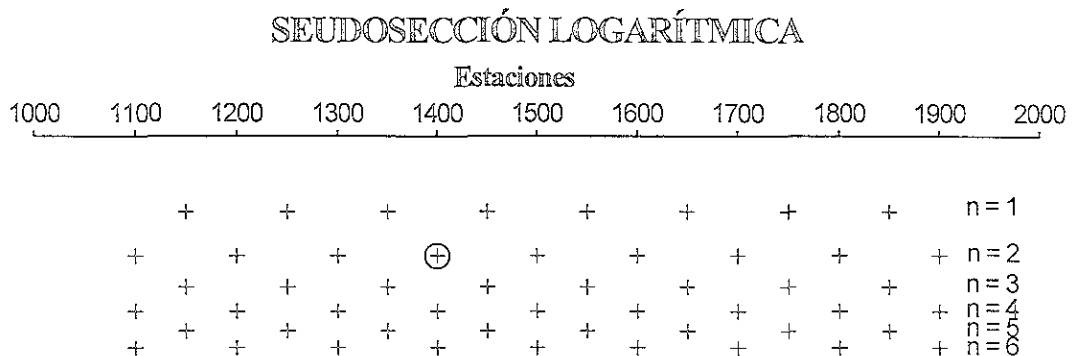


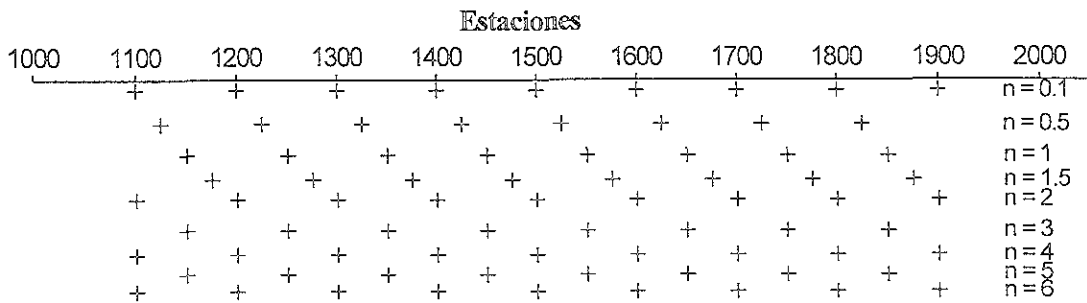
Figura III.16. Pseudosección logarítmica para separaciones entre los dipolos que son múltiplos enteros de la longitud del dipolo.

Como se mencionó antes, para el arreglo dipolo-dipolo, es más conveniente presentar las pseudosecciones de resistividad utilizando una escala logarítmica para la ordenada, además de que sería conveniente utilizar múltiplos no enteros de la longitud del dipolo para las separaciones de n.

Para evitar el problema de tener que usar décadas logarítmicas en la ordenada de las pseudosecciones es conveniente usar la vieja terminología para este arreglo. Sea ($m \cdot a$) igual a la distancia entre los centros de los dipolos y ($n \cdot a$) la distancia entre los electrodos de corriente y potencial más cercanos (nomenclatura convencional). Es claro que para cualquier separación de los dipolos ($m = n + 1$). Para el caso de $n = 1$, entonces $m = 2$ y en el caso de que n se aproxime a cero, m se aproximará a 1. Usando esta nomenclatura se permite colocar la superficie de la Tierra en el valor de $m = 1$ de la ordenada logarítmica.

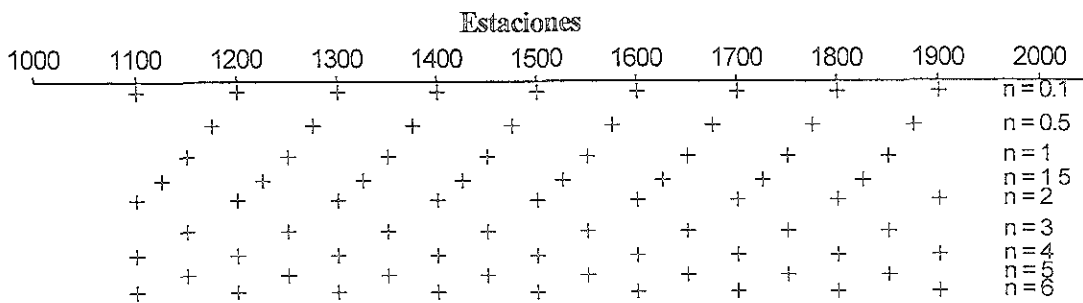
La figura III.17 nos muestra dos pseudosecciones en las que se usaron valores fraccionales de n (0.1, 0.5 y 1.5) junto con valores enteros de n de 1 a 6. La figura III.17(a) muestra la apariencia de la pseudosección cuando el dipolo de potencial se encuentra a la derecha del dipolo de corriente. Como se ve, los valores fraccionales no tienen simetría respecto a la sección completa, aunque sí son simétricos con respecto a los dipolos que los determinan. La figura III.17(b) muestra la apariencia de la pseudosección cuando los electrodos de potencial están a la izquierda de los de corriente. La posición horizontal de los puntos está determinada por el punto medio entre los dipolos. La distancia en la absisa está dada por $\log_{10}(n+1)$ -(factor de escala). El factor de escala determina la escala vertical de la pseudosección.

DIPOLO DE POTENCIAL A LA DERECHA



(a)

DIPOLO DE POTENCIAL A LA IZQUIERDA



(b)

Figura III.17. Pseudosección logarítmica para separaciones entre los dipolos que no son múltiplos enteros de la longitud del dipolo. Cuando el dipolo de potencial se encuentra: a) a la derecha, b) a la izquierda.

Los trabajos de campo usando valores fraccionales de n no son diferentes de los que se realizan usando los valores enteros de n , ya que sólo requiere el reposicionamiento de los electrodos en las posiciones adecuadas. Sin embargo existe una forma que ahorra tiempo al tomar los valores fraccionales menores que $n = 1$.

Al leer el valor de $n = 0.1$, donde un electrodo de potencial está a una distancia de $0.1(a)$ del electrodo de corriente, el otro electrodo de potencial puede estar en la posición correspondiente a $n = 1$. Esto resulta en que el dipolo de potencial mide solo $0.9(a)$, pero el error que se obtiene usando esta separación es menor que 1% en lugar de usar el dipolo completo. Este pequeño error está dentro de la tolerancia del levantamiento. Los valores de n menores que 0.1 pueden obtenerse de la misma manera y el error será aun menor.

Para separaciones de n muy pequeñas el arreglo se comporta como si fuera un arreglo polo-polo ya que los electrodos lejanos están prácticamente en el infinito. Sin embargo para valores de n muy grandes, el arreglo se comporta como si los dipolos fueran infinitesimales. Así, cuando se hacen estos levantamientos el arreglo es de tres tipos dependiendo de los valores de n , ya que va desde polo-polo hasta dipolo-dipolo de longitudes infinitesimal, pasando por dipolo-dipolo de longitud normal.

Empleando en un levantamiento la n -separación fraccional y además con doble densidad se obtiene un mejor resultado en la resolución lateral del levantamiento.

La forma de construir una pseudosección logarítmica se puede observar en los resultados que se dan en el siguiente capítulo (ver figuras IV.2 y IV.3).

Capítulo IV

Prueba de campo

IV.1.- Geología

IV.1.1- Localización y acceso

El área de estudio se localiza en la porción centro-norte del Estado de Guerrero, comprendida en el municipio de Zumpango del Río. Se localiza al noroeste 20° y a 40 kilómetros en línea recta de la ciudad de Chilpancingo, Gro. El centro del sector estudiado se localiza en el cruce de las siguientes coordenadas geográficas:

17° 53' 42" de latitud Norte.

99° 42' 04" de longitud Oeste.

El acceso al área se efectúa por la carretera federal número 95 (México - Acapulco) que pasa a 1 kilómetro al oriente del Poblado de Mezcala. De este lugar parte un camino transitable durante todo el año que conduce a la comunidad de Mazapa, en donde a la altura del kilómetro 9, existe una desviación al sudoeste, para cubrir un trayecto de 12 kilómetros hasta el centro del área de interés. Prácticamente el área se encuentra a 1 kilómetro al sur de Mazapa.

IV.1.2.- Bosquejo geológico

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio está situada en el Distrito Minero de Mezcala que se ubica en la subprovincia denominada Cuenca Balsas-Mezcala, la cual pertenece a la Provincia Fisiográfica Sierra Madre del Sur (Martínez y Fernández, 1993). La región se caracteriza por presentar sierras bien definidas que muestran una orientación N-S, constituidas por rocas sedimentarias de edad cretácica (Martínez y Fernández, 1993).

A nivel regional, en las calizas se encuentran pequeños cuerpos tabulares de composición granítica y de edad similar al de la zona de interés. Al NW de la región se reporta una acumulación de rocas ígneas de origen volcánico pertenecientes al Cenozoico Superior. Todos los pequeños cuerpos tabulares están intrusionando a las calizas de la Formación Morelos.

La zona de estudio está situada dentro de los yacimientos de la Sierra de San Pedro, que se caracterizan por la escasa presencia de gránate en la zona de skarn con el predominio de epidota. Este hecho se debe a la baja concentración de sílice en los fluidos metasomáticos. En esta área se encuentran intrusivos de composición granodiorítica, encajonados en rocas sedimentarias cretácicas. Estas últimas conforman las formaciones Morelos, Cuautla y Mezcala. Es factible entonces, constatar el cambio en las propiedades eléctricas de las rocas, entre las calizas y el intrusivo.

Las rocas aflorantes en el área en cuestión pertenecen probablemente en su totalidad, al Cretácico. El ensamble litológico consiste en rocas sedimentarias que presentan intrusiones de cuerpos ígneos hipabisales.

Como se indicó, las rocas sedimentarias están representadas por un paquete de rocas calcáreas y arcillas calcáreas, que ha sido dividido en las formaciones: Morelos, Cuautla y Mezcala, las cuales se encuentran plegadas, afalladas e intrusionadas debido a la Orogenia Larámide. Las estructuras originadas por tal deformación se diferencian de acuerdo con su competencia, teniéndose así que las formaciones Morelos y Cuautla conforman anticlinales y sinclinales con inclinación constante. Por otro lado, la Formación Mezcala presenta anticlinorios y sinclinorios, pliegues locales tipo chevrón y recumbentes.

Las intrusiones son, en general, de naturaleza granodiorítica a monzonítica y en muchos de los casos éstas han formado aureolas de metamorfismo al intrusionar calizas constituidas por mármoles, skarns y hornfels, además de mineralizaciones en las zonas de contacto. Toda esta secuencia se encuentra parcialmente cubierta por rocas extrusivas de composición riolítica. Por último se tienen depósitos del reciente constituidos por fragmentos de rocas preexistentes, como son gravas, arenas, arcillas, y caliche que dan origen al aluvión.

La Formación Morelos corresponde a la de una secuencia de plataforma, formada principalmente por calizas grises de diversas tonalidades, las cuales se presentan en estratos gruesos a masivos. Las calizas presentan texturas que corresponden a calcilutitas y calcarenitas; ocasionalmente se observan también texturas correspondientes a calcirruditas. Las dolomías y calizas dolomíticas que se presentan junto a las calizas son de origen secundario. Por lo general, esta formación constituye las partes más elevadas de la topografía del área, que permite identificarla fácilmente. Presenta una morfología característica kárstica y consiste en la presencia de dolinas y cavernas de disolución. Esta unidad se halla en contacto concordante con la Formación Cuautla.

La Formación Cuautla consiste principalmente en calcarenita y calcilimonita, además en menor proporción, en calcilutita y material arcilloso algo carbonoso. Las calcarenitas están formadas por granos de calcita y dolomita, lo que indica que se derivaron de un terreno de carbonatos que estaban expuestos a la erosión. En general, estas rocas se presentan con estratificación media a delgada y forman con frecuencia pliegues. La Formación Cuautla consta de tres facies principales (Ochoa, 1984), que son: 1) una

sucesión gruesa de capas de calizas de estratificación mediana a gruesa, del tipo de banco calcáreo, 2) una sucesión más delgada de capas calizas laminadas, de estratificación delgada a mediana; y 3) una sucesión muy delgada de capas de calizas clásticas de estratificación delgada a mediana. Las tres facies pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral, y se consideran como una sola formación, ya que en conjunto forman una unidad que puede distinguirse de las formaciones Morelos y Mezcala infra y suprayacente, respectivamente. El contacto inferior con la Formación Morelos es concordante.

La Formación Mezcala en la parte basal consiste en capas delgadas de caliza arcillosa. Fries (1960) describió con este nombre a una secuencia constituida por una alternancia de areniscas, limonitas y lutitas calcáreas, con escaso conglomerado de grano fino; disminuye la proporción de lutita hacia arriba y aumenta la de las areniscas o grauvaca. Gran parte del material clástico se deriva de rocas volcánicas e intrusivas de composición intermedia. Predomina el color gris olivo oscuro, las capas tienen generalmente menos de un metro de espesor y muestran algo de estratificación cruzada. Además, sobreyacen a la Formación Cuautla.

Las rocas ígneas intrusivas que se presentan en esta región son en general de composición félsica, aparentemente todas ellas tienen un mismo origen y las variaciones en composición se deben a la diferenciación magmática. Las texturas varían de holocristalina porfídica a micro cristalina (Martínez y Fernández, 1993). Los cuerpos intrusivos presentan estructuras de diferentes magnitudes tales como diques, sills y troncos, predominando las rocas de naturaleza granodiorita.

De rocas extrusivas, en esta zona no se encuentran afloramientos. Al parecer este tipo de rocas se presentan muy al sudoeste del área y al sur de Amatitlan.

IV.1.3.- Geología estructural.

El área de estudio se ubica en el límite tectónico entre los terrenos Guerrero y Mixteco (Campa y Coney, 1983), los cuales quedan comprendidos dentro de la Sierra Madre del Sur. El basamento del área no aflora y su cobertura sedimentaria y volcánica registra edades desde el Cretácico hasta el Terciario Medio.

El patrón estructural regional, dentro y fuera del área, se manifiesta por estructuras anticlinales y sinclinales orientadas NE-SW, las cuales, dentro del área están afectadas por el emplazamiento de cuerpos ígneos intrusivos. Además se tiene la presencia de fallas y fracturas orientadas N-S y NE-SW.

El sector estudiado se encuentra dentro de la estructura llamada Balsas-San Pedro-Xochipala, que corresponde a la estructura de mayor relevancia en cuanto a sus dimensiones y su potencial minero, ya que aquí es en donde se encuentra alojada la mayor parte de la mineralización aurífera. Las rocas que conforman a esta estructura corresponden a las formaciones Morelos y Mezcala, las cuales están afectados por intrusivos de composición granodiorítica principalmente, mismos que dieron lugar al desarrollo de bloques levantados.

IV.1.4.- Yacimientos minerales.

Los depósitos minerales que se presentan en el área son: metasomáticos, e hidrotermales, los cuales dieron origen a cuerpos de mineral en el contacto de los intrusivos y a la formación de vetas. Estos yacimientos son de forma irregular y se emplazan en el contacto de los intrusivos, principalmente granodioríticos, con rocas calcáreas de la Formación Morelos; estas mineralizaciones comúnmente se asocian a silicatos mixtos de Ca, Mg, Fe, y Al. La mayoría de estos yacimientos se localizan en las zonas de skarn, siendo éstos los más importantes en el área de estudio.

Los minerales principales consisten en magnetita, hematita y limonita, a los cuales se encuentran asociados los valores de oro; en la hematita y limonita se encuentran concentradas las leyes altas de oro, disminuyendo en la magnetita. Como minerales de ganga se tienen a la pirita, calco pirita y carbonatos de cobre (malaquita y azurita). Los óxidos de hierro presentes alcanzan a tener buenas leyes para ser explotables.

Al este y al sur del área de estudio se encuentran algunos ejemplos de estos yacimientos, tales como la mina Nukay al este y al sur la mina San Pedro, actualmente en explotación. Las formas de los depósitos son variables ya que se encuentran estructuras de formas irregulares (cuerpos de fierro) y tabulares (vetas de sulfuros y vetas de óxidos).

Las dimensiones de los cuerpos también son variables. En los cuerpos sepultados es difícil establecer estas dimensiones y sus límites solamente es posible determinarlos mediante métodos indirectos, aplicando geofísica de exploración (magnetometría, polarización inducida y resistividad).

Los depósitos minerales hidrotermales se encuentran rellenando fracturas tanto en los intrusivos, como en zonas de skarn y en rocas de las formaciones Morelos y Mezcala, son de forma tabular y su mineralogía consiste en: galena argentífera, galena, esfalerita, calcopirita, arsenopirita, pirrotita, pirita, óxidos de fierro, cuarzo y calcita.

INSTITUTO MEXICANO DE INVESTIGACIONES
DE LA ESCUELA NACIONAL DE CIENCIAS QUÍMICAS

IV.2.- Geofísica

IV.2.1 Topografía

Las zonas mineras casi nunca se localizan en los valles. La topografía del área de trabajo es una zona abrupta, por lo que en este estudio es muy importante tomar en cuenta el efecto que produce la topografía; por lo tanto, se sugirió que en el trazado de la línea se tomaran los datos más importantes que son las alturas y distancia de cada estación. Esto se hizo para después aplicar las correcciones topográficas correspondientes a los datos de geofísica.

Con el fin de detectar la zona de contacto, utilizando métodos eléctricos, aplicando PI y resistividad se decidió hacer mediciones, sobre la línea trazada y estacada cada 50 metros con una longitud de 1000 metros y con una orientación N-S.

IV.2.2 Equipo utilizado

Los métodos de resistividad y polarización inducida, han evolucionado considerablemente durante el último medio siglo. El equipo es un requisito indispensable para obtener buenos resultados y el avance logrado en el instrumental ha sido muy bueno.

El equipo de resistividad y polarización inducida consiste en dos partes: una fuente de energía para corriente directa y un medidor de potencial (voltímetro), además del material auxiliar como son: alambres, electrodos, tazas porosas, herramientas, radios de comunicación, etc. La fuente se conoce como transmisor y el voltímetro como receptor. Una forma esquemática del equipo se muestra en la figura IV.1.



Figura IV.1. Componentes del equipo.

En este trabajo se utilizó un generador con motor de gasolina de 8 H.P. que alimenta al transmisor Scintrex TSQ - 3, el cual se encarga de ampliar y rectificar la energía, además tiene el control de la señal de salida tanto en potencia como en su duración. En cualquier caso se puede usar tiempo de, 2, 4 y 8 segundos, dependiendo del operador.

El receptor está diseñado para recibir la señal enviada por el transmisor, la cual se distorsiona al pasar por las heterogeneidades del subsuelo. Esta señal medida proporciona información tanto de polarización inducida como de resistividad. El receptor utilizado en este trabajo es de marca Scintrex modelo IPR - 8. Los electrodos de potencial son unas tazas de porcelana no vidriada, lo cual las hace porosas, que tienen una zona de contacto con el terreno. Se llenan con una solución concentrada de sulfato de cobre el cual fluye a través de la porcelana para hacer el contacto eléctrico. En el centro tiene una varilla de cobre que está en contacto con la solución sin que se establezca ningún potencial entre ella y la sal electrolítica, lográndose con esto un electrodo no polarizable.

El equipo utilizado en este estudio fue el siguiente:

Transmisor marca Scintrex modelo TSQ - 3

Receptor marca Scintrex modelo IPR - 8

Tazas porosas.

Varillas de cobre

Carretes con alambre

La brigada de geofísica de campo se integró por el siguiente personal:

Un Geofísico

Un técnico en Geofísica

IV.2.3 Metodología

Las líneas de exploración con polarización inducida y resistividad generalmente se planean de forma que sean perpendiculares a las estructuras predominantes en el área.

Para medir la resistividad en este estudio se utilizó la técnica en el dominio del tiempo, donde se utilizó una señal de dos segundos de duración y en la observación de la polarización inducida se usaron dos ciclos de 8 segundos es decir 16 segundos para hacer la integración de una sola medida. Para el levantamiento de polarización inducida y resistividad se utilizó un arreglo de electrodos dipolo-dipolo modificado, con separación entre electrodos de corriente y de potencial de $a = 100$ metros y con una separación entre los electrodos de corriente y potencial más próximos de $n = 0.1, 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4,$ y 5 veces el valor de "a", con doble densidad de observaciones. Es decir $a = 100$ metros, pero los dipolos se mueven cada 50 metros. Es por esta razón que se obtiene la doble densidad de lecturas que sirve para tener un mejor control lateral y vertical.

Esta técnica consiste en colocar sobre la superficie de la tierra un par de electrodos de corriente y un par de electrodos de potencial espaciados una distancia "a", y pueden separarse una distancia "na", dependiendo del objetivo que se tenga o de la profundidad de investigación que se requiera. De esta manera se determina el valor máximo de "n" que puede variar, como se mencionó, $n = 0.1, 0.5, 1, 1.5, 2$, hasta 6 veces el valor de "a". También dependerá del equipo con el cual se esté trabajando. En este trabajo el equipo que se utilizó permite abrir los electrodos hasta una separación de 5 obteniéndose así una buena profundidad de exploración. También debemos considerar el tipo de terreno, si es conductor o no, porque entre más conductor sea el área mejor será la respuesta y se puede separar más aún de lo esperado. Pero cuando el área no es conductor, es difícil obtener una máxima profundidad de investigación, es posible que los electrodos no se habrán hasta $n = 6$.

IV.2.4.- Resultados obtenidos

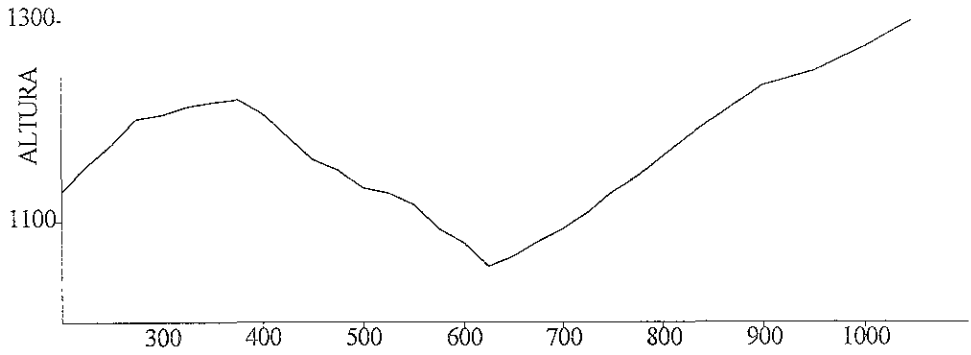
El objetivo planeado era detectar la zona de contacto entre las calizas y el intrusivo, así como la posible presencia de un cuerpo mineralizado. El objetivo se logró en el estudio. La alta resistividad de las calizas contrastó bastante bien con el intrusivo de resistividad media, así como con el cuerpo mineralizado de baja resistividad. La cargabilidad, por el contrario no permitió la definición del contacto entre las calizas e intrusivo, puesto que las cargabilidades obtenidas en la parte superior de ambas rocas son similares. Sin embargo se encontró una anomalía, que parece estar relacionada con la presencia de un cuerpo mineralizado con sulfuros o minerales metálicos polarizables.

El graficado de las pseudosecciones ayudó a analizar las variaciones que presenta el subsuelo y tener la idea principal de cómo se comportan los materiales. La figura IV.2, permite hacer una relación entre la cargabilidad y la resistividad corregida por topografía.

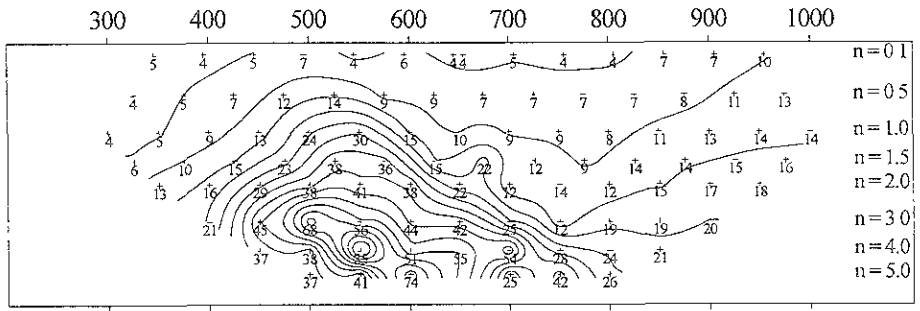
IV.2.5.- Procesado

Los datos de campo obtenidos fueron procesados, aplicándoles la fórmula correspondiente al arreglo dipolo-dipolo, para obtener las resistividades aparentes, mientras que a los valores de cargabilidad medidos se les aplicó una fórmula desarrollada por Geociencias Aplicadas, S. A., que incluye las constantes del aparato, para obtener los valores de cargabilidad de cada punto.

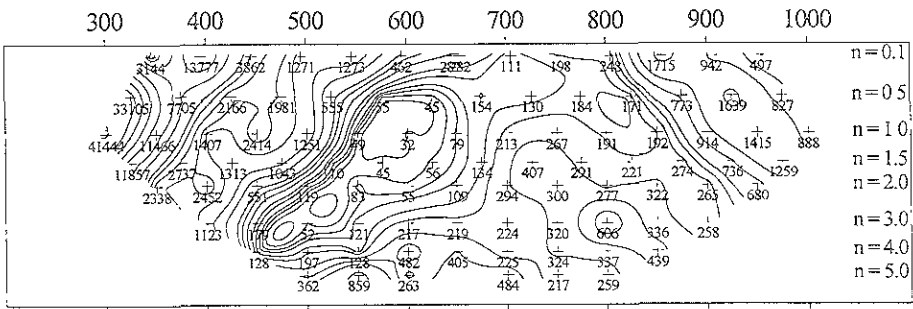
Dada las características topográficas encontradas en la línea de estudio, fue necesario corregir los valores de resistividad aparente, obteniendo las correcciones topográficas correspondiente a cada una de las lecturas, mediante un programa de computadora desarrollado originalmente por Papazian (1979).



CARGABILIDAD



RESISTIVIDAD CORREGIDA



UNAM FACULTAD DE INGENIERÍA	
SEUDOSECCIÓN DE CARGABILIDAD Y RESISTIVIDAD CORREGIDA	
Figura IV.2	CANO MARTÍN ANTONIO

El programa calcula las correcciones a partir de una topografía bidimensional, usando los valores topográficos a lo largo de la línea y aplicando una transformación de Schwarz-Christoffel. El hecho de que el programa no está diseñado para hacer correcciones en tres dimensiones origina que, en casos de topografía muy abrupta como la encontrada en esta área, es posible que las correcciones no eliminan totalmente el efecto topográfico, complicando así su interpretación.

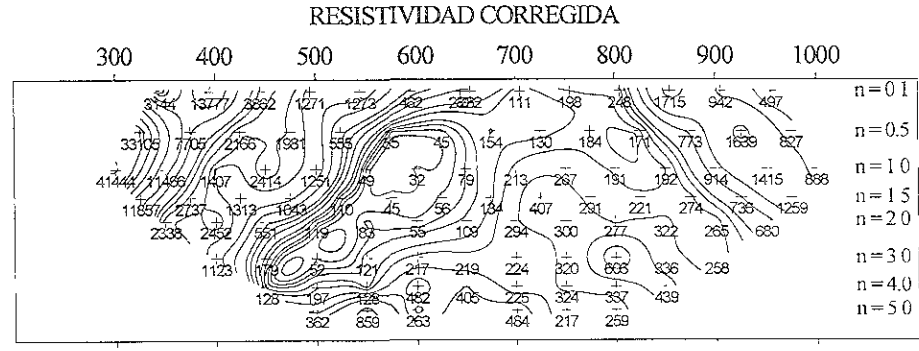
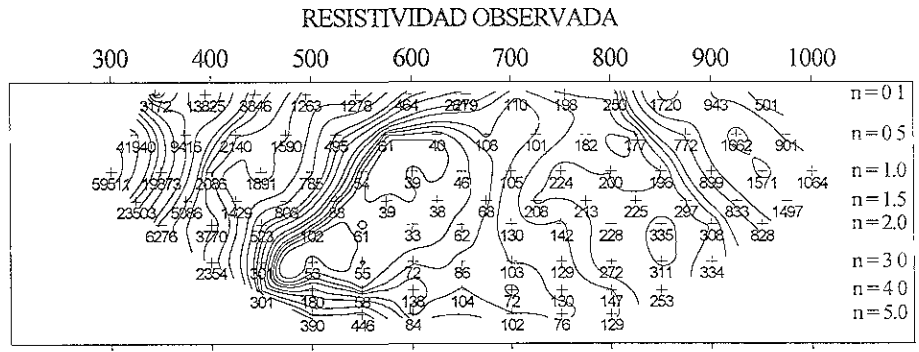
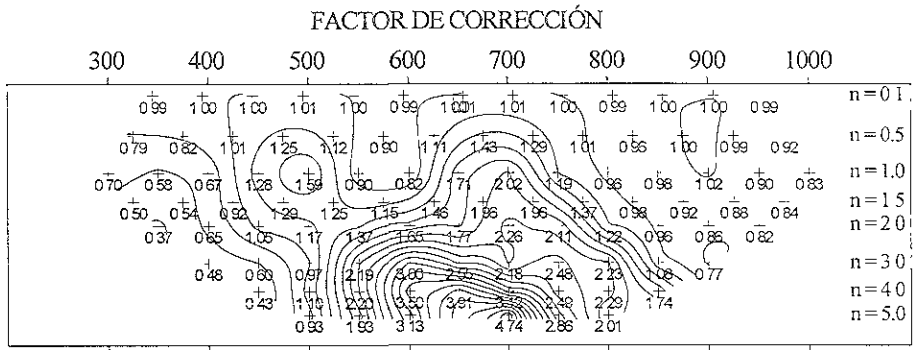
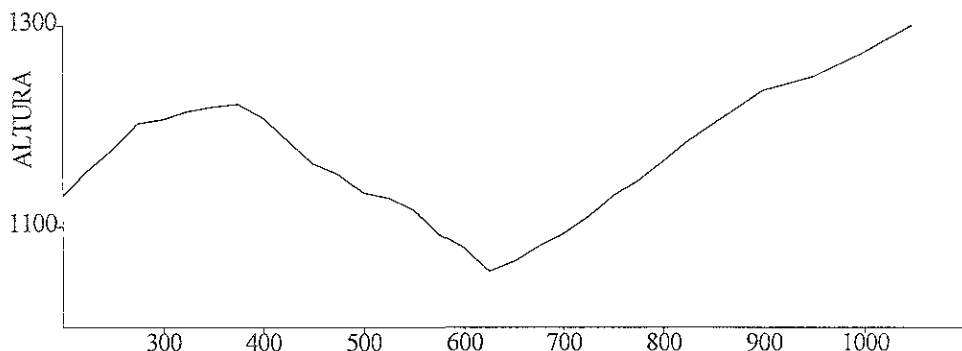
Con los valores de resistividad y cargabilidad se construyeron las seudosecciones para la línea, las cuales se muestran en la figura IV.3. Estas seudosecciones se construyeron siguiendo el método de Fink; esto es, dando una escala logarítmica a la ordenada. Debe recordarse que se trata de seudosecciones, con lo que se implica que sólo son una representación gráfica de los resultados, a la cual se le ha dado una escala arbitraria en las profundidades para representar aproximadamente la escala real. Los valores en la parte superior de las seudosecciones de cargabilidad y resistividad corresponden a las estaciones en las líneas.

Para la construcción de las seudosecciones, se utilizó el programa Surfer para Windows, que permite calcular la rejilla (grid), y hacer una interpolación adecuada de los datos, que ayudará a interpretarlos.

IV.2.6.- Interpretación

En la interpretación de los datos de campo hay que considerar los rasgos ó cambios en las propiedades físicas que se observan en las seudosecciones. El intervalo de las resistividades encontradas en general, se presenta un bajo resistivo de 32 Ohm-metro a la altura de la estación 600, $n = 1$ y un alto resistivo de 41444 Ohm-metro por debajo de la estación 300, $n = 1$. Notamos que la baja resistividad se da entre un intervalo de hasta 150 Ohm-metro. Se puede hacer notar otro intervalo de 150 Ohm-metro a 1400 Ohm-metro y por último un intervalo de 1400 Ohm-metro a 41444 Ohm-metro. Por lo que podemos diferenciar, el bajo resistivo corresponde a un posible cuerpo intrusivo, el término medio posiblemente a una roca alterada y el alto resistivo correlaciona con las calizas aflorantes en el área.

En los datos de cargabilidad podemos decir que no cumple la regla de baja resistividad-alta cargabilidad, porque en la estación 700 al parecer casi aflora el intrusivo y la cargabilidad es baja desde el nivel $n = 0.1$ hasta el nivel $n = 2$. Podemos decir que la cargabilidad va de 3.8 ms (milisegundos) bajo la estación 650, $n = 0.1$ hasta 85.1 ms bajo la estación 550, $n = 4$. Se observan al parecer tres intervalos que pueden ser de mucha ayuda; el primero hasta 10 ms, el segundo va de 10 hasta 30 ms y el tercero de 30 hasta 85.1 ms que corresponde a una anomalía con la presencia de un cuerpo polarizable que podría ser un cuerpo intrusivo mineralizado, en presencia de una roca alterada. Este comportamiento se pueden apreciar en el plano de la figura IV.2.



Capítulo V

Conclusiones y recomendaciones

En el trabajo desarrollado se ve la importancia que tiene realizar la corrección por topografía a los datos de resistividad principalmente. En polarización inducida, como se mencionó, no afecta la rugosidad del terreno.

Podemos decir que en anomalías de resistividad, el efecto de la topografía es más fuerte conforme aumenta el ángulo de la pendiente y para que exista este efecto por lo menos debe de haber una pendiente de 10° , en un dipolo o más.

Sólo con los programas de computo adecuados, se puede minimizar el efecto topográfico, y es posible lograr una interpretación adecuada en este tipo de terrenos irregulares, ya que puede haber anomalías enmascarados por el efecto de topografía.

En todo trabajo de prospección eléctrica aplicado a minería es importante tomar en cuenta la máxima profundidad de investigación que se desea. De acuerdo con esto se recomendará la magnitud de las separaciones de "a" a usar.

En la presentación de la información, los dos tratamientos presentan la misma información, únicamente varía la ordenada de lineal a logarítmica. La otra característica que los diferencia es que la forma logarítmica, utiliza separaciones entre los dipolos que *no son múltiplos enteros de la longitud del dipolo.*

Se sugiere que en todo estudio de investigación con el método de resistividad, realizado en terreno irregular con pendientes mayores de diez grados se aplique la corrección por topografía.

Para obtener una buena resolución y más cuando no se sabe a ciencia cierta en donde se encuentra el cuerpo mineralizado o estructura, se recomienda se tomen datos de "n" fraccionales para tener idea desde el nivel más superficial hasta la máxima profundidad de investigación.

Las unidades litológicas que se encuentran en el área de trabajo, en este caso rocas sedimentarias que presentan intrusiones de cuerpos ígneos hipabisales, permiten tener la certeza de encontrar una variación en las propiedades físicas de las rocas.

Los resultados obtenidos con este estudio geofísico se consideran satisfactorios ya que se lograron los objetivos: la definición del contacto entre el intrusivo y las calizas y confirmar la presencia del cuerpo mineralizado.

Bibliografía

Alam, H., C. E. y J. E. Salas H., 1993. Estudio geofísico en la reserva minera Matchuapil, Zac. Tesis U.N.A.M. Facultad de Ingeniería.

Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983. Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canada Journal Earth. Science*, vol 20, p. 1040 - 1051.

Coggon, J. H., 1971, Electromagnetic and electrical modeling by the finite -element method: *Geophysics*, vol. 36, p.132-155.

Fink, J. B., 1989, Induced polarization electrochemistry, fractal geometry and geohidrologic aplications. Thesis, Ph D. University of Arizona.

Fox, R. C., Hohmann, G. W., Killpack, T. J. and Rijo, L., 1980. Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys: *Geophysics*, vol. 45, p. 75-93.

Fries, C. Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Bol. No. 60, Inst. Geol. UNAM.

MacInes, S., Zonge, K., 1996, Two-dimensional Inversion of Resistivity and IP data with Topography. Presented at the 102 Annual, Northwest Mining Association Convention, Spokane, Washington.

Marshall, D. J., Fahlquist, D. A., Neves, A. S., and Madden, T. R., 1957. Background effects in the induced polarization method of geophysical exploration, interim report: RME - 3150, USAEC contract AT - (05 - 1) - 718, Mass. Inst. of Tech.

Martínez A. H., Fernández F. J., (1993) Perspectivas auríferas de la zona de Mezcala, Mpios. de Zumpango de Neri y Cocula, Edo. de Guerrero. Informe del Estudio, Consejo de Recursos Minerales. Chilpancingo, Gro.

Ochoa, C. H., Herrera, M. J. Antonio, Hirayama Akira, 1984. Los yacimientos auríferos de tipo skarn del área de la sierra de San Pedro parte septentrional del Estado de Guerrero. *Geomimet* Noviembre / Diciembre, No. 132.

Oreilana E., 1972, Prospección geoelectrica en corriente continua. Ed. Paraninfo, Madrid España.

Orellana E., 1974, Prospección geoelectrica por campos variables. Ed. Paraninfo, Madrid España.

Papazian, P. B., 1979, Topographic modeling of resistivity surveys using the Schwartz-Christoffel transformation: M. Sc. thesis, Colorado school of Mines.

Parker, R. L. and Klitgord, K. D., 1972, Magnetic upward continuation from an uneven tract. Geophysics, vol. 37, p 662-668

Seigel, H. 1959, Mathematical formulation and tipe curves for induced polarization: Geophysics, vol. 44, p. 547-565

Sumner, J. S., 1976, Principles of induced polarization for geophysical exploration. Elsevier scientific publishing company, U. S. A.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A., 1976. Aplied Geophysics, Cambridge University Press.

Tsourlos, P. I., Szymanski, J. E., Tsokas, G. N., 1999, The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays, Geophysics, vol. 64, p. 1357-1363.