

CAPÍTULO II.

MÉTODOS INDIRECTOS UTILIZADOS EN LA CARACTERIZACIÓN DEL SITIO.

II.1. Relación entre zona contaminada por hidrocarburos y anomalía de resistividad.

La presencia de contaminantes en las rocas, en particular hidrocarburos, modifican su resistividad eléctrica a través de los cambios que ocurren en los factores mencionados en el capítulo anterior, creando un contraste de resistividades entre las formaciones limpias y contaminadas. La diferencia de resistividades entre la zona contaminada y limpia depende entre otros factores de la antigüedad del derrame de hidrocarburos. En caso de derrames recientes, los suelos recién contaminados presentan anomalías de alta resistividad. Por el contrario cuando el derrame es antiguo (condición de contaminación madura), se presenta el fenómeno opuesto, es decir, las áreas contaminadas se registran como anomalías de baja resistividad debido como resultado de la actividad bacteriana.

La transición de contaminación reciente a madura se dan entre cuatro meses a un año después de ocurrido el derrame, esto en dependencia de las características litológicas y climáticas del sitio contaminado. Existe un modelo propuesto por Sauck (1998, 2000) para explicar las anomalías de baja resistividad en sitios con contaminación madura. La baja resistividad se crea por la intensa acción de las bacterias sobre los hidrocarburos en la parte inferior de la zona vadosa. En este modelo, la producción microbiana de los ácidos orgánicos e inorgánicos durante la biodegradación aumenta la disolución de los minerales, liberando los iones que incrementan los niveles de Sólidos Disueltos Totales en el agua de poro, produciendo condiciones de baja resistividad.

Existe otro modelo propuesto por Atekwana (2003, 2004). En este modelo se plantea, al igual que en el de Sauck, que la actividad bacteriana produce ácidos que reaccionan con la parte sólida del suelo. Esta actividad produce surfactantes que al mismo tiempo generan una biopelícula que se adhiere a las paredes de los granos del suelo. Esta biopelícula hace que aumente notablemente la conductividad superficial, siendo éste el factor predominante en la disminución de la resistividad del suelo y no por el aumento de la conductividad electrolítica como plantea Sauck. Este último modelo actualmente tiene más aceptación en el consenso científico.

También es necesario considerar el tipo de roca donde se alberga el contaminante, el volumen derramado y tipo de contaminante, así como las condiciones climáticas, la capacidad de absorción del suelo, su humedad y finalmente el relieve de la zona.

De cualquier manera, los métodos geofísicos, son factibles en el estudio de sitios contaminados por hidrocarburos. En particular, en el sitio analizado en este trabajo se aplicaron los métodos Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) en su modalidad de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), Perfilaje Electromagnético (PEM), mediciones de resistividad en muestras de agua (MRA) y suelo (MRS), así como el método gasométrico o de medición de Compuestos Orgánicos Volátiles (COV's).

A continuación se hace una descripción teórica de cada uno de los métodos mencionados con anterioridad.

II.2. Método de Sondeo Eléctrico Vertical.

II.2.1. Introducción.

Las primeras de aplicaciones de los métodos eléctricos a la prospección se iniciaron desde el siglo XVIII, cuando en 1720 Gray y Wheeler descubrieron la resistividad de las rocas; posteriormente en 1746, Watson descubrió que el suelo es conductor. En 1815, Robert Fox descubrió el fenómeno de Polarización Espontánea o Natural (SP). Este fenómeno fue utilizado en 1830 en Cornwell Inglaterra, para estudiar extensiones de depósitos de cobre. En 1883 diversos investigadores dirigieron su atención a campos producidos artificialmente y en ese mismo año, Brown creó un sistema de Prospección Eléctrica con 2 electrodos. Fue en 1913 cuando Conrad Schlumberger, considerado como el “padre de la prospección eléctrica”, descubre el yacimiento de sulfuro en Borl (Servia) por medio de SP, primer hallazgo geofísico de mineral no metálico.

A partir de este momento los Métodos Geoeléctricos de campo artificial se desarrollaron notablemente hasta nuestros días. En 1915 Conrad Schlumberger y el americano Frank Wenner idean independientemente dispositivos tetraelectródicos simétricos para la aplicación del método SEV. En el dispositivo Wenner, la distancia entre los electrodos de corriente A, B y los de diferencia de potencial M y N es la misma (ver Figura II.1).

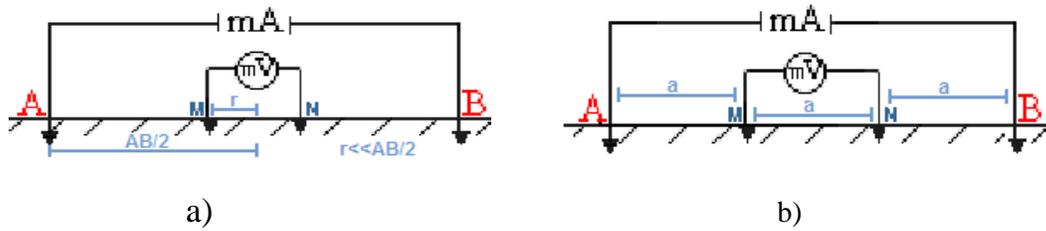


Figura II.1: Dispositivos tetraelectródicos a) Schlumberger, b) Wenner.

Posterior a este descubrimiento, entre 1914 y 1960, los métodos eléctricos siguieron evolucionando destacando: Escuela Franco-Soviética (Marcel, Stefanescu, Raymond Maillat, C. Schlumberger, Yarishev), siendo sus principales aportaciones en detección de yacimientos petrolíferos así como establecer una base teórica rigurosa para apoyar la aplicación de los métodos geoelectrónicos. Atacaron los difíciles problemas matemáticos en medios estratificados, isótropos o anisótropos cuya resolución era necesaria para la correcta aplicación e interpretación del método SEV.

Entre los años cincuenta y sesenta se desarrolló la metodología de interpretación de SEV sobre medios estratificados tanto para campo constante como variable, creándose los catálogos de curvas maestras o teóricas (Mooney y Wetzell, 1956), (Orellana y Mooney, 1966).

A partir de los años ochenta aparecieron algoritmos de inversión que generan imágenes eléctricas del suelo, destacando el algoritmo desarrollado por Loke y Barker (1995,1996), siendo altamente efectivos para estudios geoelectrónicos someros.

II.2.2. Conceptos Básicos.

II.2.2.1. Ecuaciones de Maxwell.

Considerando un flujo continuo de corriente en un medio isotrópico y homogéneo, e ignorando las propiedades magnéticas, es posible reducir las ecuaciones de Maxwell a:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{1}{\epsilon_0} q \quad (\text{II.2.1})$$

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (\text{II.2.2})$$

Donde E es el vector de campo eléctrico en [V/m], ϵ_0 es la permitividad en el espacio libre ($\epsilon_0 \approx 8.854 \times 10^{-12}$ [F/m]) y q es la densidad de carga en [C/m³].

Aunque las ecuaciones sólo son aplicables para el flujo de corriente continua, ellas se pueden usar para representar los efectos de corrientes alternas (AC) de bajas frecuencias, de manera que las corrientes de desplazamiento y los efectos de inducción puedan despreciarse. El campo electrostático puede describirse por el gradiente del potencial eléctrico U :

$$\bar{E} = -\nabla U \quad (\text{II.2.3})$$

Combinando las ecuaciones II.1 y II.3 se obtiene:

$$\nabla^2 U = -\frac{1}{\epsilon_o} q \quad (\text{II.2.4})$$

Por otro lado, la ley de ohm puede ser escrita, en su forma vectorial como:

$$\vec{j} = \sigma \cdot \bar{E} \quad (\text{II.2.5})$$

donde: \vec{j} es el vector de densidad de corriente.

entonces:

$$\nabla \cdot \vec{j} = 0 \quad (\text{II.2.6})$$

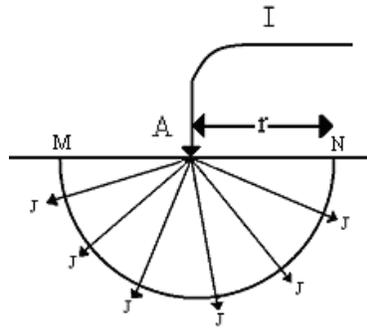


Figura II.2: Vectores de densidad de corriente en un semiespacio homogéneo.

En la Figura II.2 se pueden ver los vectores de densidad de corriente (J) en un semiespacio homogéneo. Sobre la superficie semiesférica de radio r la integral de los vectores de corriente será igual a I .

$$2\pi r^2 J = I \quad (\text{II.2.7})$$

y por lo tanto:

$$J = \sigma \cdot E = \frac{1}{2} \pi r^2 \quad (\text{II.2.8})$$

Aplicando el teorema de Gauss, en la ecuación de continuidad queda una integral de superficie de la densidad de corriente j . Sustituyendo j de la ley de ohm e integrando sobre la superficie queda:

$$E(r) = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \quad (\text{II.2.9})$$

donde: ρ es la resistividad en Ohm-m.

De donde se puede obtener:

$$U(r) = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (\text{II.2.10})$$

Esta ecuación muestra el potencial en cualquier parte de una esfera de radio r en un espacio homogéneo, pero dado que se encuentra en un semiespacio, la ecuación queda como:

$$U(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (\text{II.2.11})$$

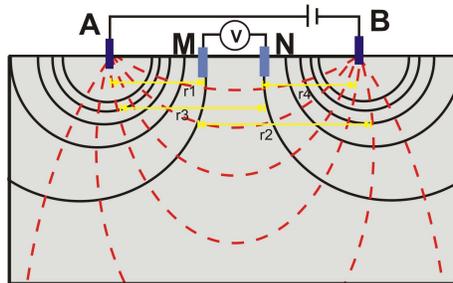


Figura II.3: Potencial producido por los electrodos de corriente en el electrodo M.

Partiendo de la Figura II.3 el potencial que se produce por los electrodos de corriente en el electrodo M es:

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right]$$

(II.2.12)

De la misma manera el potencial en el electrodo N es:

$$U_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right]$$

Por lo tanto, la diferencia de potenciales entre M y N queda expresada como:

$$\Delta U_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] = \frac{I\rho}{K} \quad (\text{II.2.13})$$

Donde:

r_1 = distancia entre los electrodos A y M

r_2 = distancia entre los electrodos B y M

r_3 = distancia entre los electrodos A y N

r_4 = distancia entre los electrodos B y N

Por lo tanto:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I} \quad (\text{II.2.14})$$

Donde ρ es la resistividad eléctrica del medio homogéneo, en caso de que el medio no sea homogéneo entonces ρ será la resistividad aparente (ρ_a), y K es la constante geométrica del arreglo utilizado y se define como:

$$K = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]} \quad (\text{II.2.15})$$

II.2.2.2. Profundidad de Investigación.

Uno de los principios fundamentales del método es que a mayor separación de los electrodos de corriente mayor será la penetración en el subsuelo. Esto se puede demostrar analizando la variación del vector densidad de corriente con respecto a la profundidad, suponiendo que los electrodos A y B se encuentran en una superficie plana. En un suelo homogéneo la densidad de corriente (J) disminuye gradualmente con la profundidad. De la ley de ohm:

$$\rho = \frac{E}{J} \quad \therefore \quad J = \frac{1}{\rho} E \quad (\text{II.2.16})$$

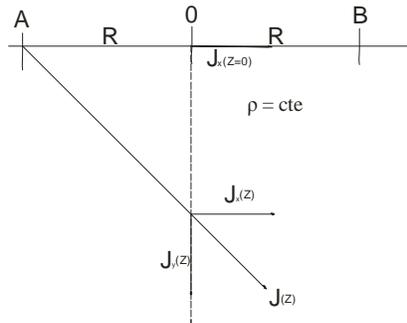


Figura II.4: Vector densidad de corriente en el punto de atribución.

Como el medio es homogéneo ρ es constante y la densidad de corriente es:

$$J = \frac{1}{S} \quad (\text{II.2.17})$$

Donde:

$$S = 2\pi r^2 \quad (\text{II.2.18})$$

Y por lo tanto.

$$J_z = \frac{I \cdot R}{2\pi (R^2 + Z^2)^{3/2}} \quad (\text{II.2.19})$$

En la superficie $Z=0$:

$$J_{z=0} = \frac{I}{2\pi (R^2)} \quad (\text{II.2.20})$$

Y dividiendo J_z entre $J_{z=0}$

$$\frac{J_z}{J_{z=0}} = \frac{R^3}{(R^2 + Z^2)^{3/2}} \quad (\text{II.2.21})$$

Se puede observar que en un medio homogéneo la densidad de corriente disminuye conforme la profundidad de estudio aumenta, y que la profundidad de estudio aumenta conforme la separación AB es mayor. La densidad de corriente disminuye en un 50% cuando Z es aproximadamente 0.375AB, siendo $R = 0.5 AB$.

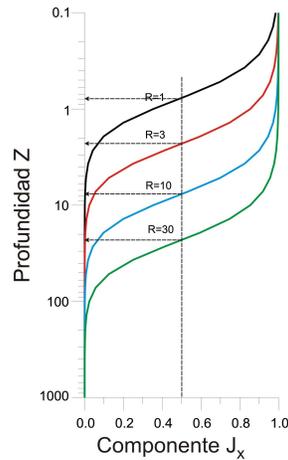


Figura II.5: Gráfica de profundidad contra componente horizontal del vector de corriente.

En el caso a) En la figura II.6 la separación entre A y B es pequeña, por lo que únicamente se puede apreciar la capa 1. En el caso b) la separación es mucho mayor y pueden obtenerse datos de la segunda capa.

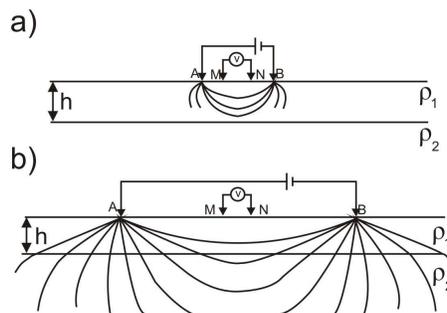


Figura II.6: Ejemplos de la relación entre la separación de los electrodos de corriente y la profundidad de estudio.

II.2.2.3. Dispositivo electródico.

Un dispositivo electródico es una configuración o arreglo geométrico de los electrodos de corriente y de potencial, siendo también conocido como modalidad. En general, consta de 4 electrodos, dos de ellos, A y B, por los que se inyecta una corriente I al terreno; y los otros dos, M y N, entre los cuales se mide la diferencia de potencial V creada por A y B. Los electrodos A y B están unidos por medio de cables aislados a un generador eléctrico mientras que los electrodos M y N, se conectan a un equipo receptor capaz de medir la diferencia de potencial V .

En un principio, los 4 electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno, clasificados de manera general como:

Simétricos: La disposición de un electrodo de corriente I y uno de potencial V con respecto a los dos restantes es simétrica respecto al punto de origen.

Dipolares: Se colocan los electrodos de corriente, A y B, con una separación constante, de tal forma que estén cercanos entre sí para formar un dipolo, de igual manera se agrupan los electrodos de potencial, M y N, formando un segundo dipolo. La profundidad de investigación dependerá de la separación entre ambos dipolos.

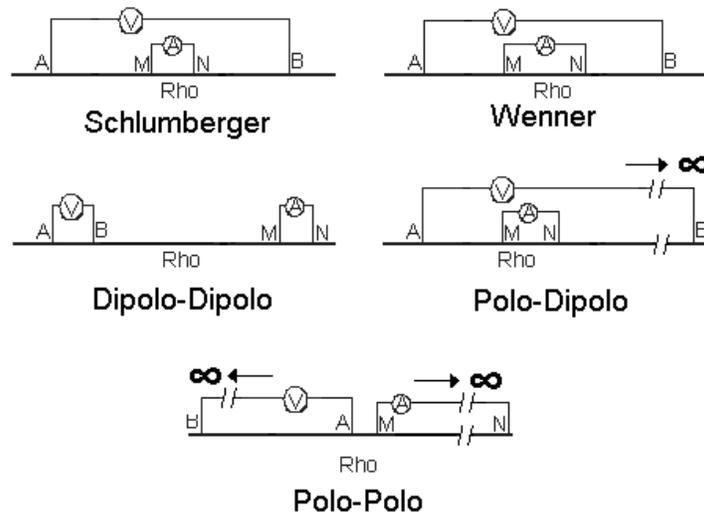


Figura II.7: Dispositivos Tetraelectródicos.

II.2.2.4. Resistividad Aparente (ρ_a).

Si en el dispositivo se conocen las distancias entre los electrodos y se mide la intensidad de corriente I que pasa por los electrodos A y B, así como la diferencia de potencial V generada en los electrodos M y N, es posible calcular la resistividad eléctrica correspondiente al subsuelo por el cual circula la corriente. Para un medio homogéneo la resistividad ρ se considera como la resistividad verdadera del terreno, sin embargo, cuando el medio es heterogéneo el valor de resistividad del modelo es un valor aparente representativo de todo el medio por donde circula la corriente. Por ejemplo, suponiendo un medio cuya geología sea la mostrada en la Figura II.8; la resistividad calculada a partir de la intensidad de corriente inyectada por los electrodos A y B, y los potenciales inducidos entre los electrodos M y N, resultará una resistividad aparente representativa de un medio homogéneo equivalente.

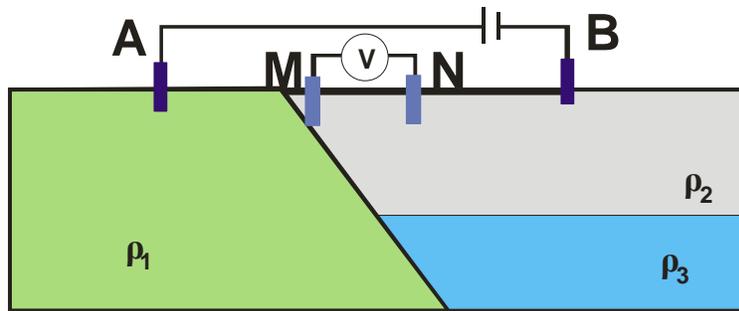


Figura II.8: Medio heterogéneo.

Luego para un medio heterogéneo la resistividad aparente (ρ_a) se calcula con:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{II.2.22})$$

Donde: K es el coeficiente geométrico del dispositivo eléctrico, y cuyo valor depende de las distancias mutuas entre electrodos; teniendo dimensiones de longitud. El coeficiente del dispositivo se expresa como:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{II.2.23})$$

Por lo que, la resistividad aparente (ρ_a) se define como la resistividad verdadera de un terreno imaginario, homogéneo e isótropo, equivalente al terreno real heterogéneo. Dicha resistividad aparente puede variar de acuerdo a:

- Separación entre electrodos;
- Tipo de arreglo;
- Posición al punto de referencia o centro del dispositivo;
- Orientación del arreglo;
- Resistividades verdaderas y espesores de todas las capas influidas por el dispositivo AMNB de medida.

Finalmente, el método SEV se enfoca a estudiar la variación de resistividad aparente en profundidad.

II.2.3. Fundamentos del método SEV.

Si se coloca sobre la superficie terrestre un dispositivo de cuatro electrodos del tipo AMNB, descrito con anterioridad, es posible obtener la resistividad aparente del medio donde se instala dicho dispositivo; sin embargo, la resistividad dependerá del conjunto de resistividades de las rocas que conforman el medio que se encuentra debajo de la superficie terrestre y por donde circula la corriente, así como de la configuración geométrica de los electrodos de corriente y de potencial. Entonces, en el valor de resistividad aparente influyen aquellas rocas en las cuales pasa la mayor parte de la corriente inyectada. Si se mantiene la posición del centro del dispositivo y se aumentan las distancias entre los electrodos de corriente, la penetración de la corriente inyectada será mayor, por lo cual los valores de ρ_a serán influenciados por las rocas que se encuentran a mayor profundidad.

Con todo lo anterior, se puede afirmar que si se tiene un dispositivo electródico de cuatro electrodos en el cual la distancia entre los electrodos de potencial se mantiene y las distancias entre los electrodos de corriente son variables, es posible obtener medidas de resistividad aparente a diferentes profundidades de estudio siendo posible obtener un corte geoelectrico del medio estudiado. Dicho método de resistividad se le conoce como **Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)**. El objetivo de dicho método es la investigación de la distribución vertical de resistividades en el medio de estudio. Los valores de ρ_a obtenidos en campo se grafican generalmente sobre papel log-log, en valores de resistividad de cada capa con su correspondiente espesor.

Los datos de resistividad obtenidos con esta técnica, se representan por medio de una curva en función de la distancia entre los electrodos A y B. Las escalas sobre ambos ejes son logarítmicas por razones teóricas y prácticas.

La mayor eficacia del método corresponde al caso en el que el SEV se efectúa sobre un terreno compuesto por capas lateralmente homogéneas y limitados por planos paralelos a la superficie del terreno; es decir, un medio estratificado simple.

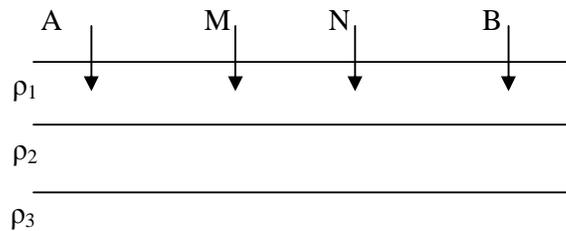


Figura II.9: Modelo 1D; la posición de los electrodos de potencial, M y N, es fija, mientras que los de corriente, A y B, se van separando para obtener distintas profundidades de investigación.

II.2.3.1. Cortes Geoeléctricos.

La interpretación del SEV consiste en deducir la distribución vertical de las resistividades en el punto sondeado, partiendo de una curva de ρ_a vs $AB/2$ obtenida en campo. Mediante un modelo inicial geoeléctrico, se soluciona la Tarea Directa obteniéndose una curva ρ_a vs $AB/2$ calculada (o teórica) que es comparada con la ρ_a vs $AB/2$ observada en campo. El proceso de ajuste entre ambas curvas incluye modificaciones al medio estratificado (ρ y espesores de capa) hasta obtener el modelo geoeléctrico final interpretado; a este proceso se le conoce como solución de la Tarea Inversa.

La descripción del medio estratificado en términos de h y ρ recibe el nombre de **Corte Geoeléctrico**. Un Corte Geoeléctrico compuesto por n capas requiere para ser descrito de n resistividades y $n-1$ espesores o $n-1$ profundidades; La última capa se considera de espesor infinito; por lo que se tiene en total $2n-1$ parámetros.

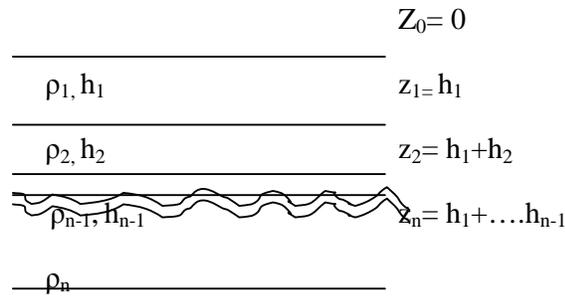


Figura II.10: Corte geoelectrico estratificado y su notación.

II.2.3.2. Clasificación de los Cortes Geoelectricos.

Los cortes geoelectricos pueden clasificarse de acuerdo al número de capas que los componen. Los cortes del mismo número de capas, pueden subdividirse según la magnitud comparativa y el orden en que aparezcan las resistividades de las capas. La notación más común para clasificarlos es la utilizada por Orellana (1962) y consiste en:

- a) Los cortes de dos capas serán sólo de dos tipos ($\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$); no llevan símbolo especial (Figura II.11).
- b) Las letras H, K, Q y A representan los cuatro tipos posibles para cortes geoelectricos de tres capas (Figura II.12) donde:

- 1.- TIPO H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
- 2.- TIPO K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
- 3.- TIPO Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
- 4.- TIPO A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

Los cortes de 4 o más capas, se simbolizan siguiendo el mismo método. Se consideran en primer lugar las 3 primeras capas y se les asigna la letra correspondiente; posteriormente se hace lo mismo con las capas segunda, tercera y cuarta, después con la tercera cuarta y quinta y así sucesivamente. Como por ejemplo de este proceso se encuentra un corte de de 4 capas tipo HK donde el comportamiento de las resistividades es $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$. Algunos tipos de corte tales como KK, HH, HQ, KA, QA, QK, AH y AQ carecen de sentido porque implican condiciones geoelectricas contradictorias.

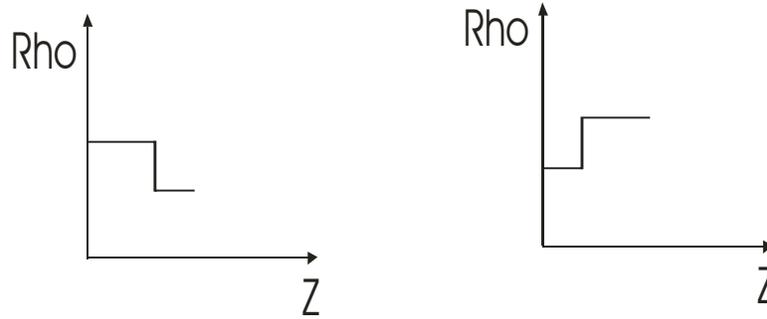


Figura II.11: Curvas de resistividad verdadera para $\rho_1 > \rho_2$, $\rho_1 < \rho_2$ (Cortes Geoeléctricos de 2 capas).

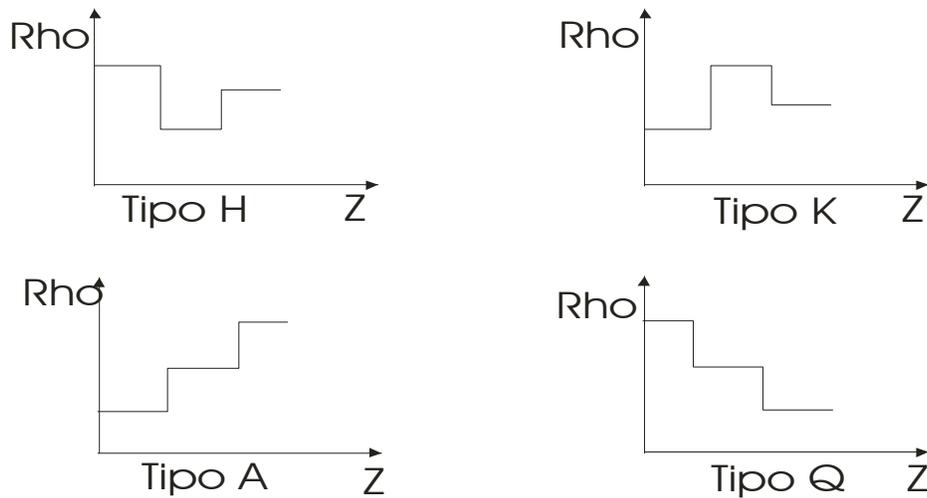


Figura II.12: Curvas de resistividad verdadera (Cortes Geoeléctricos de 3 capas).

II.2.3.3. Función Kernel o Función Característica.

El potencial para un electrodo puntual está definido por la siguiente ecuación:

$$U = \frac{I\rho_1}{2\pi_0} \int_0^\infty K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (\text{II.2.24})$$

Dicha ecuación se conoce como integral de Stefanescu (1932).

$K(\lambda)$, es la función que depende exclusivamente de las ρ_i y espesores de las capas que constituyen un medio estratificado; fue introducida dentro de la teoría de SEV en 1933 por Schliter y se conoce como **Función Kernel o Función Característica**.

La función Kernel es una expresión matemática fundamental en la determinación de la distribución del potencial eléctrico sobre la superficie de un medio estratificado, que representa las condiciones de frontera y depende de los espesores y las ρ_{is} de las capas del medio.

Los diferentes autores que resolvieron la función característica son: Schliter, King y Vanyan (ver anexo A1).

II.2.3.4. Cálculo numérico de curvas teóricas para medios estratificados.

La finalidad del SEV es determinar los espesores así como las resistividades de las capas horizontales que forman el subsuelo, partiendo de los datos de ρ_a observados; es decir, interpretación cuantitativa. Dicha interpretación es una comparación entre curvas de campo ρ_a (curva observada) contra curvas teóricas correspondientes a modelos estratificados. Cada interpretación cuantitativa genera una nueva de ρ_a (curva calada o teórica) comparada con la curva obtenida en campo, verificándose así la calidad de la interpretación. El cálculo numérico de ρ_a consiste en evaluar las expresiones de potencial para los diferentes arreglos electródicos.

Existen diversos métodos de cálculo numérico de curvas de ρ_a los cuales se dividen en dos grupos:

- 1) Método de expansión en series de la función Kernel. La dificultad del cálculo numérico de las funciones de ρ_a , radica en el cálculo de una integral infinita. Estos tipos de métodos emplean una aproximación matemática de la función Kernel $Q(x)$ por una serie finita de término de $e^{-2n \lambda}$. El principio de dichos métodos es evaluar los coeficientes $Q(n)$ de la expansión en serie de la función Kernel. Algunos autores que utilizan este método son: Orellana y Monney, Vandam, Lima-Lobato.

- 2) Métodos de Filtrado Lineal. Surgen a partir de 1970 y son desarrollados a través de computadora (ver anexo A2). Se dividen en dos subgrupos:

El primer subgrupo realiza la transformación de la curva de SEV en su correspondiente función Kernel utilizando filtros directos; por ejemplo los desarrollados por Gosh (1971), Koefoed (1979), Skrakhov y Karelina (1969). La función Kernel es interpretada por métodos basados en las fórmulas de Rekens (1940) y Koefoed (1979).

El segundo subgrupo, hace la inversión de las curvas de SEV sin hacer la transformación de la FTR. Entre ellos se encuentran: Anderson (1979), Künetz y Rocroi (1970) y Zohdy (1975).

II.2.3.5. Funciones de Dar Zarrouk.

En 1947 el físico francés Raimond Maillat, describió por primera vez la importancia de ciertos parámetros eléctricos que son: Conductancia Longitudinal Unitaria (S), Resistencia Transversal Unitaria (T) y el Triángulo de Anisotropía. Dichos parámetros se denominan Parámetros de Dar Zarrouk y son el resultado de realizar operaciones de multiplicación y división entre el espesor y la resistividad de cada una de las capas que conforman los medios conductores estratificados.

A continuación se expondran las definiciones así como sus propiedades de cada uno de los parámetros de Dar Zarrouk para medios estratificados.

II.2.3.5.1. Resistencia Transversal Unitaria (T).

Un medio estratificado de más de dos capas puede representarse por un prisma recto de sección cuadrada con eje perpendicular a la orientación de las capas y de lado igual a la longitud. Si el prisma es atravesado por una corriente eléctrica I que fluye perpendicularmente a la estratificación, las diferentes capas se comportarán como conductores en serie, por lo que sus resistencias se sumarán. La resistencia del tronco del prisma perteneciente a la capa i, será:

$$T_i = E_i \rho_i \quad (II.2.25)$$

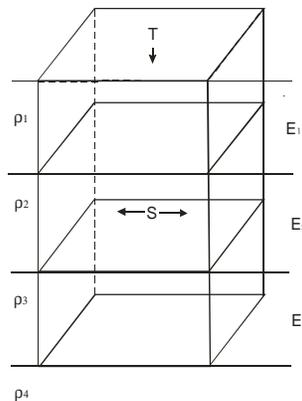


Figura II.13: Modelo para la definición de los parámetros de Dar Zarrouk (S y T).

Al conjunto de las n capas primeras corresponderá la resistencia total

$$T = \sum_{i=1}^n E_i \rho_i \quad (\text{II.2.26})$$

Las dimensiones de la resistividad transversal unitaria T son las de ρ por una longitud y sus unidades en el S.I. son Ωm^2 .

II.2.3.5.2. Conductancia Longitudinal Unitaria (S).

Si en el prisma se supone que una corriente I fluye paralelamente a la estratificación, en este caso es posible sumar las conductancias del prisma. Llamando S_i a la conductancia de la capa i, será

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \quad (\text{II.2.27})$$

Este cociente se llama conductancia longitudinal unitaria (S).

El conjunto de las n primeras capas del corte presentara una conductancia total,

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{E_i}{\rho_i} \quad (\text{II.2.28})$$

Las dimensiones de S son las de una conductancia; por lo tanto se mide en Siemens (S) o bien en mhos. Los parámetros T y S vienen a ser en cierto modo los componentes vertical y horizontal de la resistencia en un medio 3D estratificado.

II.2.3.5.3. Triángulo de Anisotropía.

La resistividad de los minerales y la de las rocas que estos constituyen, varía con la orientación de las partículas sólidas; por lo cual dichos cuerpos presentan microanisotropía. Sin embargo, cuando hablamos de medios anisótropos se refiere a otro tipo de anisotropía, específicamente macroanisotropía.

Las variaciones de resistividad en los medios anisótropos pueden ser expresadas mediante un tensor simétrico ρ_{ij} conformado por 6 componentes. Si dichos componentes coinciden con los ejes principales del tensor obtenemos 3 direcciones del mismo tensor, es decir, ρ_{xx} , ρ_{yy} y ρ_{zz} .

Entonces, al elegir los ejes de coordenadas sucede que $\rho_{xx} = \rho_{yy} \neq \rho_{zz}$; por lo que el tensor de resistividad se expresa por dos cantidades. Dicha condición se cumple para medios transversalmente isótropos donde el eje de anisotropía es el eje z.

Se utilizará la notación $\rho_{\text{paral}} = \rho_{xx} = \rho_{yy}$ y $\rho_{\text{perp}} = \rho_{zz}$ denominando a la primera, resistividad longitudinal o paralela y la segunda resistividad transversal o perpendicular.

A partir de la notación se puede deducir el coeficiente de anisotropía como:

$$A = \sqrt{\frac{\rho_{\text{perp}}}{\rho_{\text{paral}}}}$$

Y la resistividad media (ρ_m) como:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_{\text{perp}} \cdot \rho_{\text{paral}}}$$

Generalmente $\rho_{\text{perp}} > \rho_{\text{paral}}$ (excepto cuando el medio presenta fracturas conductivas) por lo que en todos los casos $A > 1$ y de las ecuaciones se deduce:

$$\begin{aligned} \rho_{\text{paral}} &= \frac{\rho_m}{A} \\ \rho_{\text{perp}} &= A \cdot \rho_m \end{aligned} \quad (\text{II.2.29})$$

Si se multiplica dichas ecuaciones por el campo eléctrico E y considerando la resistencia transversal unitaria T y la conductancia longitudinal unitaria S se tiene:

$$\begin{aligned} T &= AE\rho_m \\ S &= \frac{AE}{\rho_m} \end{aligned} \quad (\text{II.2.30})$$

Se deduce para una cierta profundidad z

$$\begin{aligned} A_z &= (TS)^{1/2} \\ \rho_m &= \left(\frac{T}{S}\right)^{1/2} \end{aligned} \quad (\text{II.2.31})$$

Por lo que para un medio compuesto por una sola capa de espesor hA y resistividad media ρ_m , T y S son las mismas que las del paquete original de capas; entonces, para pasar a un medio homogéneo e isótropo con las mismas T y S de un paquete de capas determinado, es necesario alterar el espesor en una proporción A.

Gráficamente el Triángulo de Anisotropía permite expresar estas relaciones llevando los valores de h y hA sobre el eje de las abscisas y los de ρ_{paral} , ρ_{perp} o ρ_m en el de las ordenadas. Ambos ejes con escala logarítmica, para finalmente formar un triángulo rectángulo isósceles JMZ donde las coordenadas de los vértices son:

J: (h , ρ_{perp})

M: (h , ρ_{paral})

Z: (hA , ρ_m)

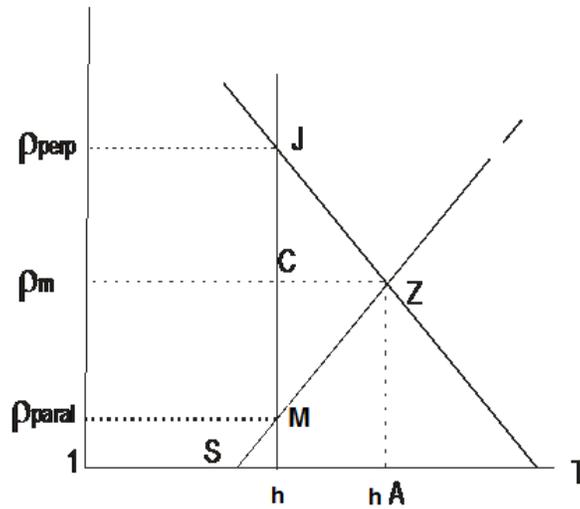


Figura II.14: Triángulo de Anisotropía Con J: (h , ρ_{\perp}), M: (h , ρ_{\parallel}), Z: (hA , ρ_m), h = espesor, M se llama punto de Hummel y el Z punto de Dar Zarrouk.

Finalmente con base en las propiedades de representación logarítmica se tiene que $JC=CM=CZ= \log A$ con lo que se demuestra la existencia del triángulo isósceles y rectángulo.

II.2.3.5.4. Fórmulas de las Curvas de Dar Zarrouk (CDZ).

Si se considera un medio estratificado donde (i) es el número de la capa y n el número total de capas, se tiene que la conductancia longitudinal así como la resistencia transversal unitaria total serán:

$$S_n = \sum_{i=1}^n S_i \quad T_n = \sum_{i=1}^n T_i \quad (\text{II.2.32})$$

A partir de dichas ecuaciones y manejando desde $i=1$ hasta n capas, es posible obtener variaciones de resistividad en función de la profundidad. Este principio es importante para la teoría del método SEV ya que es posible obtener la resistividad efectiva (ρ_{DZ}^K) y la profundidad efectiva (h_{DZ}^K), según las ecuaciones siguientes:

$$\rho_{DZ}^K = \sqrt{T_K / S_K} \quad h_{DZ}^K = \sqrt{T_K \cdot S_K} \quad (\text{II.2.33})$$

Estas ecuaciones cumplen con las siguientes propiedades:

- 1) En los puntos de la CDZ que corresponde al contacto de dos capas continuas.

$$Z = \sum_i^n E_x$$

La pendiente tiene dos valores distintos (uno por la izquierda para $\rho=\rho_i$ y otro por la derecha para $\rho=\rho_{i+1}$); es decir, que CDZ se compone de tantos arcos como capas contenga el corte geoelectrico, los cuales se unen en puntos geoelectricos.

- 2) Se considera la última capa del corte geoelectrico como infinita, entonces ρ_m tiende a ρ . Si dicha capa no es la última, el arco correspondiente coincide con el del caso 1 hasta llegar a la profundidad z de contacto con la siguiente capa.
- 3) Si el corte geoelectrico está conformado por una capa de resistividad uniforme ρ la CDZ se representará como una recta paralela al eje de las abscisas con ordenada $\rho_i = \rho$.
- 4) Al normalizar un corte $E_1 = 1$, $\rho_1 = 1$, el arco correspondiente para esta capa es la semirecta $\rho_m = 1$ limitada por la derecha por el punto $(Az) = 1$.

Los arcos que conforman la CDZ dependen de dos parámetros: la resistividad ρ de la capa considerada y la constante C , que está en función de las capas anteriores a ella. Entonces todos los arcos con el parámetro C del mismo signo pueden obtenerse a partir de un arco dado donde se multiplica C , ρ o ambos por factores positivos adecuados.

La importancia del estudio de las curvas de Dar Zarrouk estriba en delimitar las capas en cuanto a espesor que conforman el corte geoelectrico, obteniendo así la correcta información a partir del comportamiento de las curvas obtenidas por la CDZ y las de SEV.

Tiene la ventaja de su simplicidad de operación y alta productividad, además de proporcionar una configuración de datos que pueden ser interpretados por el algoritmo de inversión 2D de Loke mediante el programa RES2DINV (Loke y Barker, 1995, 1996) por lo que el resultado final de este tipo de estudio es una imagen distancia-profundidad con la distribución de la resistividad real del subsuelo, fácilmente comprensible en términos geológicos, geotécnicos o ambientales.

II.2.4. Metodología de campo para Sondeo Eléctrico Vertical SEV aplicada al sitio de estudio.

Para la realización de las mediciones con SEV-TRE sobre el sitio contaminado por hidrocarburos, se empleó una configuración Schlumberger en su modalidad de tomografía, lo que permite conocer las variaciones verticales y laterales de resistividad de un perfil determinado (interpretación 2D). Consiste en la colocación de un tendido de electrodos con una separación fija y posteriormente se realizan sondeos eléctricos verticales variando la posición del centro de sondeo, a fin de contar con varios SEVs a lo largo del perfil.

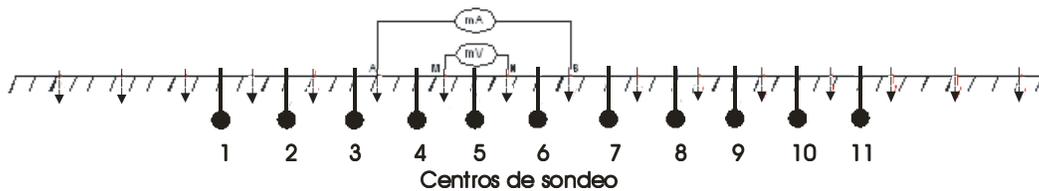


Figura II.16: Esquema de la aplicación en campo del sondeo Schlumberger en su modalidad de tomografía eléctrica.

Con los valores obtenidos por estas lecturas se genera una matriz de resistividades aparentes, en donde cada columna representa un centro de SEV y cada fila es una abertura distinta de los electrodos de corriente ($AB/2$ (m)).

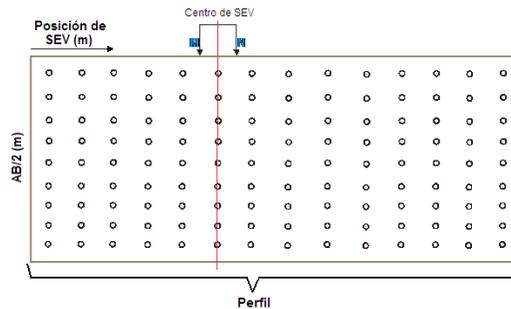


Figura II.17: Matriz de valores de ρ_a obtenidos a partir de mediciones de SEV a lo largo de un perfil.

Mediante el uso de programas de interpretación 2D, como RES2DINV (Loke y Barker, 1996), se obtiene una sección geoelectrica de cada perfil. Cuando se cuenta con varios perfiles es posible hacer mapas geoelectricos en planta a distintas profundidades del medio estudiado.

II.3. Método de Perfilaje Electromagnético.

II.3.1. Introducción.

Uno de los métodos electromagnéticos utilizados como apoyo al método SEV tratado anteriormente es el Método de Perfilaje Electromagnético (PEM). Considerado como un método de rápido avance (alta productividad en adquisición de datos), esta metodología nos permite obtener un mapa preliminar de la zona de estudio en corto tiempo, el cual permitiría dirigir los estudios detallados con el método SEV-TRE. Como su nombre lo indica es un método de perfilaje o calicata que detecta los cambios horizontales o laterales de la conductividad (o su inverso la resistividad) del subsuelo hasta una profundidad determinada por la frecuencia de la señal y la distancia entre la bobina transmisora y receptora. A diferencia del método SEV, PEM utiliza corrientes variables en el tiempo, lo que permite trabajar sin requerir de un contacto galvánico con el suelo.

Por otro lado, existen tres técnicas de PEM establecidas a partir de la relación de movimiento entre las bobinas transmisora y receptora:

- 1.- Transmisor fijo y Receptor móvil.
- 2.- Transmisor móvil y Receptor fijo.
- 3.- Transmisor móvil y Receptor móvil con distancia fija entre ellos, conocido como método SLINGRAM.

Finalmente el método PEM que ocupa esta tesis es el SLINGRAM; el cual, es el más utilizado en estudios de contaminación debido a su fácil manejo, ya que no requiere el tendido de cables, por lo que su productividad y sencillez de mediciones le brinda una gran ventaja sobre las otras técnicas.

II.3.2. Fundamento Teórico.

Como se mencionó en la introducción de este método, el método PEM es un método electromagnético por lo que su fundamento teórico es a partir de la teoría electromagnética. El fundamento teórico de dicho método parte de las ecuaciones de Maxwell (ver anexo A3).

Considere una bobina transmisora que emite una señal alterna cerca de la superficie del terreno, y una bobina receptora colocada también sobre el terreno a cierta distancia del transmisor. Las corrientes generadas en la bobina transmisora inducen corrientes en el subsuelo, que a su vez crean un campo magnético secundario. El campo magnético secundario se registra en la bobina receptora junto con el campo magnético primario.

La relación entre ambos campos magnéticos en la bobina receptora está dada por la siguiente fórmula (Nota Técnica # 6 Geonics Limited).

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu_o\sigma s^2}{4} \quad (\text{II.3.1})$$

Donde

H_s = es el campo magnético registrado en la bobina receptora.

H_p = es el campo magnético primario

$$\omega = 2\pi f$$

f = frecuencia de la señal (Hz)

μ_o = Permeabilidad magnética del vacío.

σ = Conductividad del terreno. (mhos/m)

S = separación de las bobinas receptora y trasmisora.

La ecuación (II.34) plantea una relación linealmente proporcional entre la relación de los campos magnéticos primario y secundario y la conductividad del terreno. Tomando en cuenta que en un medio heterogéneo el valor de la conductividad medida es un valor aparente, éste puede calcularse mediante la siguiente expresión;

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 S^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (\text{II.3.2})$$

La conductividad está dada en mhos (siemens) por metro o en mmhos.m.

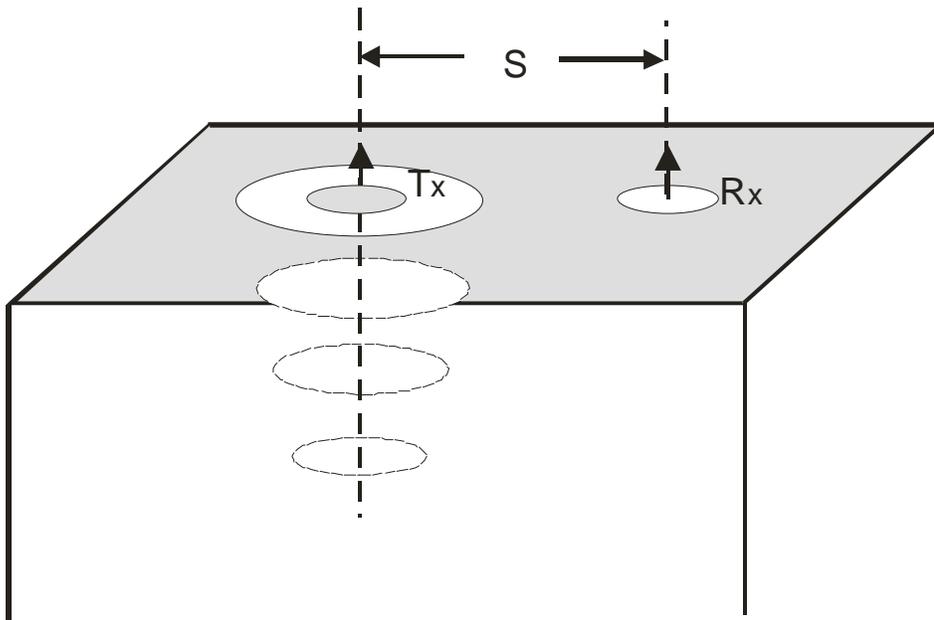


Figura II.18: Flujo de corriente inducida (en el vacío Tx = es la bobina transmisora, Rx = bobina receptora, S distancia entre bobinas).

Finalmente el método PEM considera dos tipos de polarización de acuerdo a la posición en que se encuentran las bobinas; polarización horizontal en la cual se implementan los dipolos horizontales con una profundidad de estudio de aproximadamente 3m (Fig II.19 (B)), y la polarización vertical utilizando los dipolos en posición vertical y una profundidad aproximada de 6m (Fig. II.19 (A)).

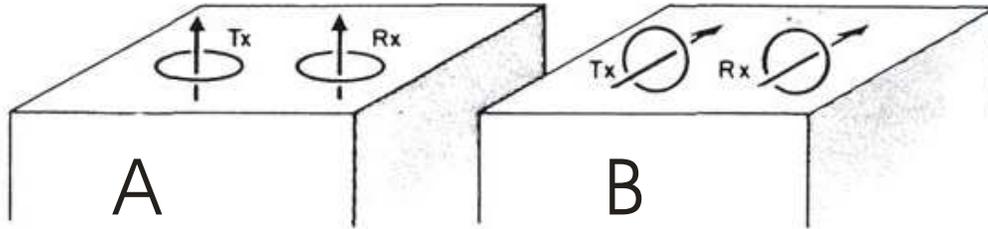


Figura II.19. Esquema de la implementación de los dipolos verticales (A) y dipolos horizontales (B).

II.3.3. Metodología de campo para Perfilaje Electromagnético PEM aplicada al sitio.

Tratándose de un sitio contaminado por hidrocarburos, el método PEM puede ser aplicado de dos formas diferentes:

Puntos arbitrarios: En el caso que no sea posible realizar un perfil se realiza medición en “puntos dispersos”, es decir, puntos de medición no orientados a lo largo de un perfil, y dichos puntos son georeferenciados por medio de GPS. Esta opción puede ser ventajosa en sitios con alto nivel de ruido EM y/o con acceso y movilidad compleja dentro de sitio.

En perfiles: consiste en la medición en puntos separados por una distancia fija entre ellos a lo largo de un perfil. Los puntos extremos del perfil son georeferenciados por medio de GPS, mientras que las coordenadas de los puntos intermedios son interpoladas. En sitios con bajo nivel de ruido EM y con fácil acceso y movilidad dentro del sitio, ésta es la opción más conveniente ya que reduce el tiempo de procesamiento de los datos adquiridos.

Además de esto, es conveniente realizar mediciones en ambas polarizaciones (horizontal y vertical) de manera que se obtenga dos mapas de resistividad aparente para dos profundidades máxima de estudio (3m y 6 m, respectivamente). Esto sería de gran utilidad en la estimación de los intervalos de profundidad en la que se encuentran los contaminantes y en la descripción litoestratigráfica del sitio.

Por último, en sitios industriales y urbanizados (con alto nivel de ruido electromagnético) independientemente de que las lecturas sean en perfiles o puntos dispersos, es conveniente realizar mediciones con dos orientaciones de las antenas, de forma tal que mediante la comparación de ambas lecturas se pueda realizar un filtrado que elimine los puntos de medición “ruidosos” y obtener un mapa de resistividad confiable.

II.4. Mediciones de Resistividad en muestras de agua y de suelo.

II.4.1. Introducción.

Los parámetros petrofísicos porosidad de suelo, contenido de arcilla y Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), en conjunto con la resistividad del suelo, son de gran utilidad en el proceso de caracterización geoelectrica del sitio en estudio, permitiendo separar eficientemente las zonas limpias de las contaminadas por hidrocarburos.

Partiendo de las relaciones existentes entre la resistividad eléctrica del suelo y el agua de poro y de los parámetros petrofísicos, es posible estimar estos últimos a partir de datos de resistividad.

La metodología para determinar los parámetros petrofísicos de una zona específica consiste en realizar mediciones de resistividad eléctrica del agua subterránea (MRA) con el objetivo de determinar su salinidad. En la recolección de algunas muestras representativas de suelo del sitio para medir su resistividad eléctrica (MRS) en laboratorio como función de la salinidad del agua de poro. Posteriormente se realiza una inversión petrofísica del suelo del sitio por caracterizar. Dicha metodología es aplicable tanto para sitios limpios como contaminados por hidrocarburos. En el caso de un sitio contaminado, la importancia de los parámetros petrofísicos radica en que a partir de ellos es posible establecer una frontera geoelectrica entre suelo limpio y contaminado y por ende, configurar la pluma contaminante.

II.4.2. Mediciones de resistividad en muestras de agua (MRA).

Este método consiste en la obtención de muestras de agua subterránea del sitio en estudio a través de perforaciones o excavaciones que permitan la recolección del agua por medio de tubos de recolección de muestras conocidos como “bailers”; los cuales son sumergidos en la perforación o excavación hasta la profundidad del nivel freático y

automáticamente se llenan con agua subterránea. Una vez recolectadas las muestras se vacían en recipientes donde, con ayuda de un conductivímetro compacto, (ej. Hanna HI98130), se mide la conductividad eléctrica de cada una de ellas y su temperatura. Posteriormente se realizan los cálculos correspondientes para convertir los datos de conductividad a datos de resistividad eléctrica.

Si no se cuenta con un resistivímetro comercial compacto es posible construir un resistivímetro utilizando un recipiente cilíndrico compuesto de un tubo de PVC que posee 2 pares de electrodos (1 de corriente y 1 de potencial), los cuales pueden ser conectados a cualquier equipo de medición de resistividad (ERA, SARIS, SYSCAL, etc.). Este resistivímetro debe ser calibrado utilizando muestras de agua de resistividad conocida.

II.4.3. Mediciones de resistividad en muestras de suelo (MRS).

El principio básico en la interpretación petrofísica consiste en analizar la relación existente entre la resistividad del suelo y la salinidad del agua contenida en los poros. Para estimar los parámetros petrofísicos como contenido de arcilla, porosidad y CIC, a partir de valores de resistividad del suelo, primero debemos recolectar las muestras de suelo representativas del área de estudio y medir su resistividad en función de la salinidad del agua ($\rho(C)$). Posteriormente debemos interpretar la curva de $\rho(C)$ con ayuda del programa Petrofiz (Shevnin et al., 2007), realizando una inversión iterativa de los datos de resistividad obtenidos que dan como resultado el cálculo de los parámetros petrofísicos de la muestra de suelo en cuestión.

Esta metodología se compone principalmente de dos partes:

- 1) Preparación de la muestra.
- 2) Realización de mediciones de resistividad eléctrica.

A continuación se describe dicha metodología.

Preparación de la muestra.

Una vez que la muestra de suelo es colectada en el sitio de estudio; esta debe someterse a un proceso de secado y homogeneización para después prepararla y pasar a la segunda parte de la metodología que es el proceso de medición.

Realización de mediciones de resistividad eléctrica.

Para obtener mediciones de resistividad de la muestra es necesario utilizar un dispositivo llamado resistivímetro para suelo (Fig. IV.4) el cual consiste en un recipiente compuesto por 3 pares de electrodos de los cuales, un par (A y B) sirve para la inyección de corriente eléctrica y los otros dos (M_1 , N_1 , M_2 , N_2) para la medición de potencial; y con esto, obtener un valor promedio de la resistividad de la muestra. Por otro lado, para obtener mediciones exactas de resistividad debemos calibrar los resistivímetros determinando el nivel de llenado (nivel de calibración) utilizando agua con resistividad (salinidad) conocida.

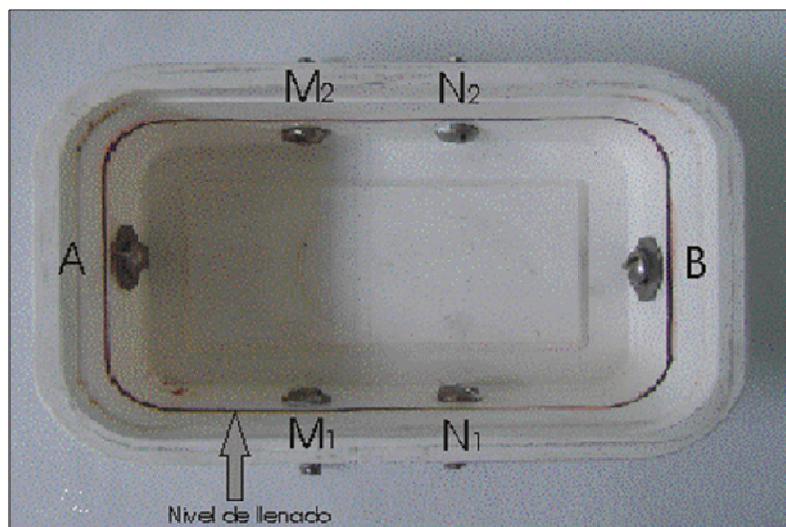


Figura II.20: Resistivímetro de suelo.

Para hacer las mediciones debemos colocar 5 porciones iguales de la muestra de suelo en el interior de 5 resistivímetros llenándolos hasta su nivel de calibración. Una vez que se llenan los resistivímetros con las muestras de suelo, estas son saturadas al 100% con agua a diferentes concentraciones conocidas de NaCl; estableciendo un rango de concentraciones definidas.

Posteriormente con ayuda de un generador de corriente, se inyecta corriente a través de los electrodos A y B, mientras en los otros pares de electrodos M y N, se registra la diferencia de potencial; y con esto, calcular un valor promedio de la resistividad eléctrica de la muestra de suelo para cada resistivímetro; es decir, para cada salinidad del agua en poros ($\rho(C)$).

El uso de dos pares de electrodos M y N de registro de diferencia de potencial permite obtener 2 valores de resistividad eléctrica de la muestra y calcular un valor promedio que permite disminuir cualquier efecto de inhomogeneidad en la muestra de suelo.

Es importante mencionar que para obtener valores representativos de la muestra con diferentes salinidades; es necesario esperar a que los procesos físico-químicos que ocurren en el fluido incorporado y la formación se estabilicen. El tiempo promedio en que ocurren dichos procesos es de 1 hora.

Después de obtener la diferencia de potencial a través de los electrodos M y N, se deben hacer correcciones de dichos valores por variaciones en la temperatura y finalmente convertirlos a valores de resistividad eléctrica. Existen varios autores con diversas fórmulas para elaborar dichas correcciones y transformaciones; sin embargo nosotros utilizamos la fórmula de Becklemishev (Becklemishev, 1963):

$$\rho_{MN} = \frac{K_{MN} \cdot \Delta U_{MN}}{I} (1 + 0.0177 \cdot (T - T_0)) \quad (\text{II.4.1})$$

donde:

ρ_{MN} : resistividad eléctrica entre los electrodos M y N

K_{MN} : coeficiente geométrico del resistivímetro para los electrodos M y N

ΔU_{MN} : diferencia de potencial registrada en los electrodos M y N

I: corriente inyectada a través de los electrodos A y B

T: temperatura de la muestra.

T_0 : temperatura de referencia igual a 20°C.

Después de obtener los valores de resistividad corregidos a 20°C, se debe realizar un proceso de ajuste entre los datos teóricos y los datos obtenidos en laboratorio (inversión petrofísica). Para este proceso se recurre al programa Petrofiz (Shevnin et al., 2007). El proceso consiste en modificar los parámetros petrofísicos tales como: radios capilares, porosidades y Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) para cada uno de los componentes de la muestra; es decir, para arcilla y arena, hasta obtener el ajuste deseado entre datos teóricos y experimentales.

Finalmente, la inversión petrofísica presenta la relación existente entre los valores de resistividad y el grado de mineralización del agua contenida en los poros de la muestra. Con ayuda de este procedimiento es posible calcular ciertos parámetros petrofísicos como: contenido de arcilla, porosidad y CIC. A continuación se hará una descripción teórica del proceso de inversión petrofísica descrito en el párrafo anterior.

II.4.4. Inversión Petrofísica.

La relación entre la resistividad del suelo y los parámetros petrofísicos parte de la fórmula de Archie (Archie, 1942), que muestra la relación existente entre la resistividad de las rocas con la salinidad del agua subterránea, la porosidad y el factor de formación. Diversos estudios de suelo han descubierto la influencia de la humedad, el contenido de arcilla, el tamaño de grano, la capacidad de intercambio catiónico y de los contaminantes sobre la resistividad. Para ello se ha desarrollado la Teoría de la Modelación Petrofísica (ej. Marion *et al.*, 1992; Klein y Santamarina, 2003; Revil y Glover, 1998).

Diversos algoritmos han sido creados para determinar valores de resistividad a partir del conocimiento de parámetros petrofísicos y viceversa. Ejemplo de ello han sido los trabajos realizados por Shevnin *et al.*, (2007). Ellos desarrollaron un algoritmo que permite calcular la resistividad de suelos areno-arcillosos basados en un modelo determinado por dos componentes: arena y arcilla.

II.4.4.1. Teoría de la Inversión Petrofísica.

La resistividad del suelo depende de ciertos parámetros petrofísicos; por ejemplo, la porosidad, la disposición o arreglo de los poros de la roca, la saturación del fluido contenido en los poros así como el tipo de fluido contenido. Generalmente, los suelos poco profundos están compuestos por una mezcla de arena y arcilla.

A lo largo del tiempo, se han desarrollado numerosos modelos petrofísicos para la industria petrolera (Archie, 1942, Waxman y Smiths, 1968; Clavier *et al.*, 1984; Johnson y Sen, 1988) y para suelos areno-arcillosos (Rhoades *et al.*, 1976; Ryjov, 1987; Ryjov y Sudoplatov, 1990; Tabbagh *et al.*, 2002). Sin embargo el fundamento teórico que se mostrará a continuación corresponde al modelo petrofísico de suelo areno-arcilloso desarrollado por Shevnin *et al.*, (2007). Dicho modelo consiste en un medio

poroso heterogéneo compuesto por granos de arena y partículas de arcilla (Fig. II.21). Los poros de la arena están conformados por un sistema de canales cilíndricos mejor conocidos como “poros anchos” con un radio de 10^{-3} - 10^{-4} m, de mayor tamaño que el espesor de la Doble Capa Eléctrica (DCE), cuyo espesor depende de la salinidad del agua contenida en los poros, aumentando dicho espesor con la disminución de la concentración de sal (Shevnin et al., 2007).

El rango de espesor de la DCE es de 0.3 - 3×10^{-8} m cuando la concentración de sal varía entre 0.02 y 2 [g/l]. Por otro lado, los poros de la arcilla, con radios entre 10^{-7} - 10^{-8} m, son más pequeños que el espesor de la DCE. En el modelo, las paredes de ambos capilares (arenas y arcillas) son considerados como no conductoras y son caracterizadas por parámetros electroquímicos como la DCE y la CIC. Los poros pueden estar o no saturados. Las propiedades eléctricas de la mezcla de arena-arcilla son definidas por la conductividad efectiva de ambos sistemas capilares y las interconexiones entre estas redes de poros (ver anexo A4).

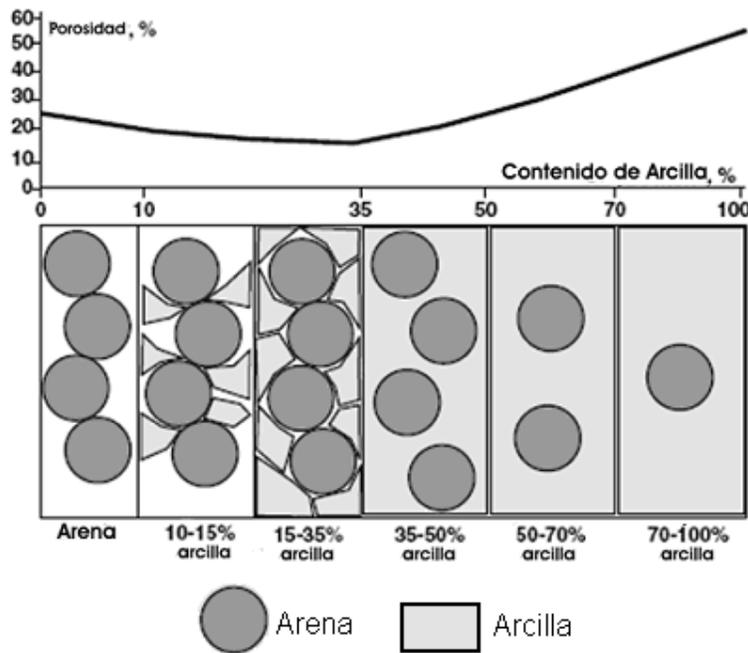


Figura II.21: Modelo del suelo para diferentes contenidos de arcilla (Shevnin et., al., 2007).

II.4.4.2. Proceso de Inversión Petrofísica.

Como se mencionó con anterioridad, el proceso de inversión petrofísica consiste en realizar un análisis con la información recopilada a través de las mediciones de resistividad eléctrica en muestras de suelo realizadas en laboratorio y salinidad del agua subterránea del sitio de estudio; Toda la información obtenida es representada a través de una gráfica de salinidad de agua contra resistividad de suelo (Fig. II.22).

La gráfica misma es calculada para un modelo donde se fijan las características correspondientes a la arcilla y arena y se determinan las diferentes curvas teóricas del comportamiento de la resistividad contra la salinidad del agua de poro para diferentes proporciones de arena y arcilla. Del proceso de iteración se obtienen los parámetros de porosidad de cada componente y las muestras en su conjunto, radio capilar, CIC para el componente arcilla y contenido de arcilla en el suelo.

Un ejemplo del problema petrofísico es el cálculo de la resistividad teórica para crear un modelo de suelo. En la Figura II.22, se muestran las curvas de resistividad de suelo $\rho(C)$ para distintas proporciones de arena y arcilla. Se puede observar que en la parte superior de la gráfica de la Figura II.22 la curva representativa de la arena pura; es decir 0% arcilla, en la parte inferior de la gráfica encontramos la curva que representa a la arcilla (100% arcilla).

Sin embargo existen curvas intermedias, las cuales representan el comportamiento de la resistividad para muestras de suelos con diferentes proporciones de arena y arcilla contra la salinidad de agua de poro. En este modelo se encuentran curvas que son calculadas tomando en cuenta los siguientes parámetros: radio de poro de arena = 10^{-4} m; radio de poro de arcilla = 10^{-8} m; porosidad de la arena = 25%; porosidad de la arcilla = 55%; CIC para arcilla = 3 g/l y un suelo saturado al 100% con agua, así como una temperatura de la muestra de 20°C.

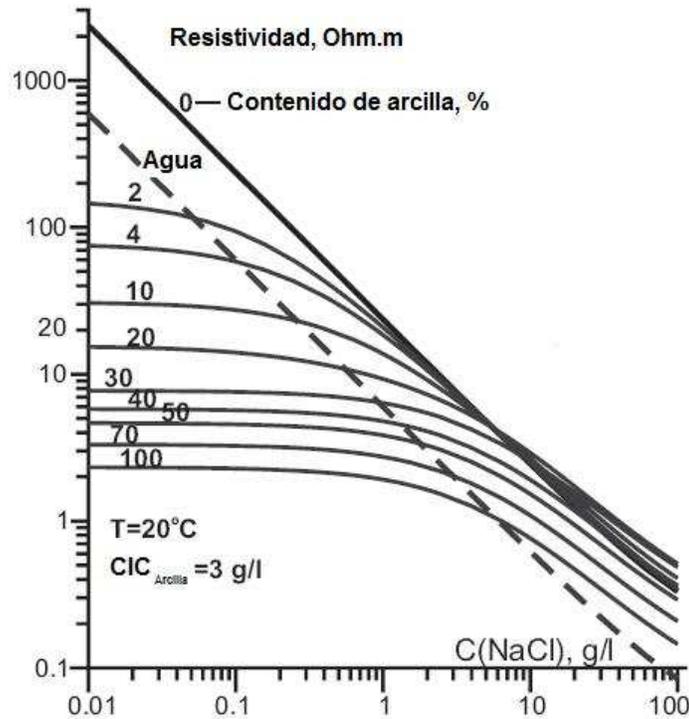


Figura II.22: Modelo que representa las curvas teóricas de resistividad contra salinidad de agua contenida en los poros para diferente contenido de arcilla en suelos areno-arcillosos (Shevnin et., al., 2007).

Otra particularidad de la Figura II.22 es para la curva que representa 0% arcilla (curva de arena), la cual es casi recta y es paralela a la curva que representa la resistividad del agua contenida en los poros, indicando que la resistividad eléctrica de la arena pura saturada depende principalmente de la conductividad electrolítica. Esta curva declina cuando la concentración de sales en el agua de poro es mayor a 5 g/l. Cuando la salinidad es superior a los 15 g/l las curvas correspondientes a las mezclas de arcilla y arena están situadas paralelamente a las curvas de arena y agua, distribuidas a lo largo del eje vertical, de acuerdo a la porosidad de la mezcla. Las curvas de la mezcla arena-arcilla con salinidad menor a 5 g/l no son paralelas a las curvas de arena y agua, cruzando al curva de agua, mientras que su distribución vertical depende del contenido de arcilla.

El comportamiento no lineal de las curvas para diferentes proporciones de arena y arcilla es debido a la influencia de la DCE y la CIC. Cabe destacar que la diferencia entre la resistividad de la arena pura y la arcilla pura depende de la concentración de sal

en el agua. Cuando la salinidad del agua es 0.01 g/l el rango de resistividad de arena sobre arcilla es de 780 Ohm.m, para 0.1 g/l es de 80 Ohm.m, para 1 g/l = 10 Ohm.m y para 10 g/l = 3 Ohm.m. Por lo que la resolución del método de resistividad para delimitar las diferentes litologías depende de la salinidad del agua subterránea.

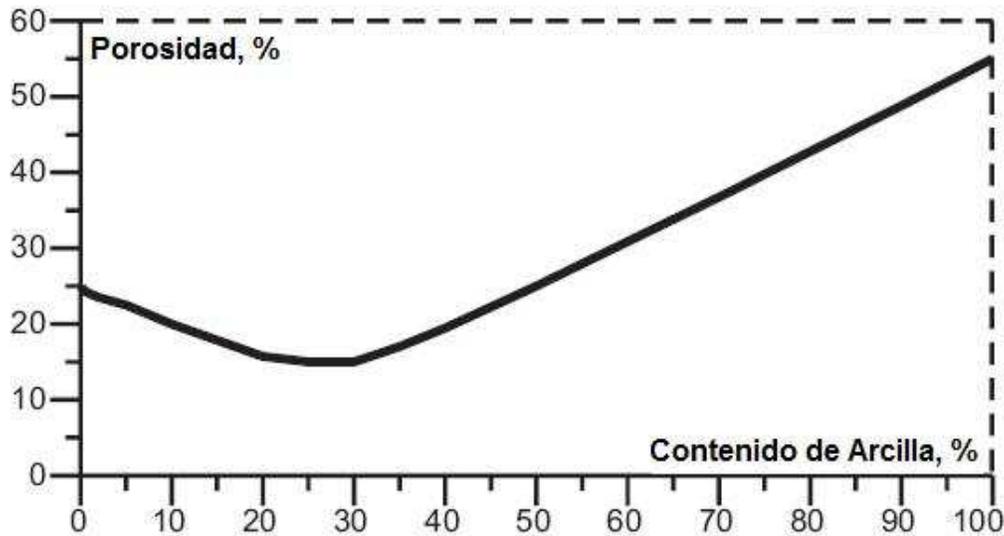


Figura II.23: Curva que representa la relación entre la porosidad del suelo y el contenido de arcilla para la Figura II.22 (Shevnin et., al., 2007).

La Figura II.23 muestra la dependencia teórica entre la porosidad y el contenido de arcilla para el modelo de la Figura II.22. Observamos que la curva comienza con una porosidad del 25%, (porosidad de la arena pura) y es mínima cuando el contenido de arcilla es igual a la porosidad de la arena y como resultado disminuye la porosidad de la mezcla; es decir, la arcilla ha cubierto los poros de la arena. Posteriormente se incrementa hasta el valor que representa a la porosidad de la arcilla pura (55%). Por lo que la parte izquierda de la gráfica es influenciada por el contenido de arena y la parte derecha por el contenido de arcilla.

En conclusión, el proceso de inversión petrofísica permite delimitar la litología del suelo de la zona de estudio así como el contenido de arcilla y porosidad del mismo. Es posible realizar esta inversión con el programa Petrofiz (Shevnin et al., 2007) a partir de datos de resistividad del suelo medidos en laboratorio $\rho = f(C)$, donde C es la salinidad del agua. La finalidad de hacer este proceso es encontrar el valor de resistividad de capa y con esto separar las zonas contaminadas de las no contaminadas. Por ejemplo,

cuando tenemos contaminación madura (cierto tiempo después de ocurrido el derrame), existen incrementos en la conductividad de la solución acuosa, debido a los efectos de la biodegradación, cambios en la conductividad superficial dentro de los poros (Abdel et al., 2004). Dicho efecto en la resistividad del suelo se compara con el aumento en el contenido de arcilla y a partir de esto, es posible utilizar un criterio que permite delimitar las zonas contaminadas por hidrocarburos.

La eficiencia de dicha inversión, ha sido demostrada realizando una serie de mediciones experimentales de laboratorio para suelos previamente calibrados; es decir, determinando el contenido de arcilla a partir de suelos con contenido de arcilla y arena conocido; mostrando una muy buena correspondencia entre los valores determinados por esta metodología y los reales para cada muestra de suelo (Shevnin et al., 2006).

II.5. Método Gasométrico.

Como ya se mencionó anteriormente los métodos geoelectricos son efectivos para detectar contaminación madura, que produce anomalías de baja resistividad fácilmente identificables. Sin embargo cuando las anomalías que se detectan son de alta resistividad, como las producidas por la contaminación fresca, su interpretación es más complicada, debido a que dichas anomalías contrastan menos con el medio geológico. En este caso, anomalías provocadas por sedimentos superficiales con poca humedad y materiales de relleno enmascaran aún más la presencia de contaminación fresca, lo que hace que las técnicas geoelectricas sean poco efectivas y se tenga que recurrir a otros métodos que apoyen la investigación.

En este caso se utilizó el método gasométrico, el cual consiste en buscar compuestos orgánicos volátiles (COV's), los cuales son evidencia de contaminación por hidrocarburos, siendo mayor mientras más fresco sea el derrame. Los hidrocarburos alifáticos, aromáticos y clorados contienen compuestos con carbono orgánico (como carbono enlazado a carbono, hidrógeno, nitrógeno o azufre) que se vaporizan rápidamente debido a que sus presiones de vapor a temperatura ambiente son mayores de 0,0007 atm y sus puntos de ebullición son inferiores a 100° C (ver anexo A5).

Los instrumentos utilizados para realizar las mediciones de COV's son los fotoionizadores. Los fotoionizadores no identifican directamente la presencia de sustancias químicas en el subsuelo, pero muestran las zonas con mayor concentración de gases, lo que se puede utilizar como indicador de las áreas más contaminadas. La presencia de COV's es detectada mediante una luz ultravioleta que ioniza el contaminante del aire. Cuando un fotón de radiación ultravioleta alcanza un compuesto químico lo ioniza siempre y cuando la energía de radiación sea igual o mayor al potencial de ionización del compuesto (ver Tabla II.5.1). Al ser partículas cargadas, los iones se pueden recolectar en una placa cargada y producir corriente eléctrica. La corriente medida será directamente proporcional al número de moléculas ionizadas (Fig. II.24).

El fotoionizador no responde a determinados hidrocarburos de bajo peso molecular, como el metano y etano ni a ciertos gases y vapores tóxicos como el tetracloruro de carbono y gas cianhídrico debido a su alto potencial de ionización.

Sustancia química	Potencial de ionización (eV)
Acetona	9,7
Agua	12,6
Amoníaco	10,1
Benceno	9,2
Cianuro de hidrógeno	13,9
Cloruro de hidrógeno	12,7
Cloro	11,5
Hexano	10,2
Metano	13,0
Monóxido de carbono	14,0
Oxígeno	12,1
Propeno	11,1
Sulfuro de hidrógeno	10,5
Tricloroetileno	9,45
Trietilamina	8,0

Tabla II.5.1: Potencial de ionización para diferentes compuestos.

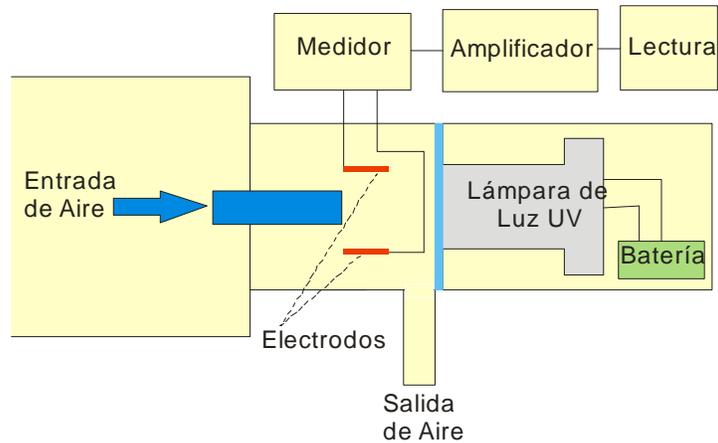


Figura II.24: Esquema de un Fotoionizador.

Por lo general, la energía de ionización de las lámparas está disponible en los valores de 8,4; 9,5; 10,0; 10,2; 10,6 y 11,7 eV, debido a que los principales componentes de la atmósfera (oxígeno, nitrógeno y gas carbónico) tienen un coeficiente de ionización de entre 12 eV y 15.6 eV.

Evidentemente no todos los hidrocarburos contienen la misma cantidad de COV's, por lo que si la contaminación es causada por un derrame de crudo la respuesta será mucho menor que si es causada por un derrame de gasolina (como ocurrió en este caso), a pesar de que el volumen derramado fuera el mismo.

Es necesario tener en cuenta que estos equipos pueden tener errores debidos a la proximidad de líneas de alta tensión y transformadores, así como la presencia de electricidad estática en la zona. Otra causa de error en las lecturas es la humedad, cuando el instrumento no está caliente y es puesto en operación en un ambiente cálido y húmedo puede haber condensación en la lámpara, lo que reduce la luz emitida provocando una reducción en la medición.

Tomando en cuenta esto se eligió cada punto de medición, de manera que no estuvieran a menos de 30 metros de cualquier línea de alta tensión. Además, antes de iniciar el proceso de mediciones, el fotoionizador permanecía encendido durante 15 a 20 minutos, garantizando el precalentamiento del mismo.