

UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEODESIA Y TOPOGRAFÍA**

CATEDRA DE GEOFÍSICA

APUNTES DE

PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

**PARA ALUMNOS DE INGENIERÍA GEODÉSICA Y GEOFÍSICA
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

Prof. Ing. Luis A. Estrada

Año 2015

INTRODUCCIÓN

El principio en el que se basa este método consiste en interpretar los distintos materiales del subsuelo, a partir de las variaciones de la **resistividad** al paso de la corriente eléctrica. Y según la corriente sea generada y aplicada al suelo o provenga de fuentes existentes, habrá dos categorías de métodos: los de **Corrientes Artificiales** y los de **Corrientes Naturales**. A su vez, según el tipo de corriente que circule por el suelo, los métodos se subdividen en los de **Corriente Continua** y los de **Corriente Alterna**. Sobre esta base, los agrupamos de la siguiente manera:

METODOS GEOELECTRICOS		
CORRIENTES	NATURALES	ARTIFICIALES
CONTINUA	Potencial Espontáneo	Equipotenciales Resistividades (SEV-Calicatas) Polarización Inducida Temporal
ALTERNA	Magnetotelúrica AFMAG	Inclinación de Campo - VLF GPR (Geo-Radar) - Turam Del Compensador - Slingram Polarización Inducida Frecuencial

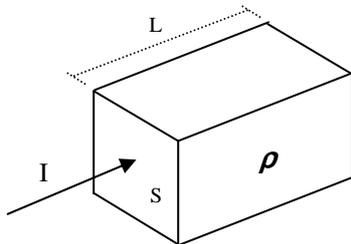
Las corrientes artificiales son provistas por generadores tipo baterías o por pequeños motores a combustión, que convierten la rotación en una corriente continua o alterna. Las corrientes naturales continuas tienen su origen en el fenómeno químico de Oxidación-Reducción y las alternas en la oscilación del campo magnético de la Tierra.

Si bien hubo experiencias de mediciones en el año 1830, puede considerarse como el inicio de las exploraciones geoeléctricas recién en 1930 por parte del francés Schlumberger y el norteamericano Wenner. Desde esa fecha han venido mejorándose las técnicas y el instrumental, hasta lograrse una sólida base teórica que permitió desarrollar sofisticados programas de computadoras para interpretar los resultados.

El método geoeléctrico es probablemente el más utilizado para investigaciones a poca profundidad y muy especialmente para la búsqueda de napas freáticas o reservorios de agua.

PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS

La **Resistividad** es la propiedad más importante. Se define como la resistencia medida en Ohmios entre dos caras opuestas de un cubo de material con dimensiones unitarias. Si llamamos **R** a la resistencia, **L** a la longitud y **S** al área de las caras, la **Resistividad ρ** viene dada como



$$\rho = RS/L$$

La unidad para ρ es el **Ohmio-metro (Ωm)**.

La ley fundamental en que se basa toda la geoeléctrica es la **Ley de Ohm**, mediante la cual se relaciona el **Potencial Eléctrico V** (Tensión o Voltaje) con la **Intensidad de Corriente I** y la **Resistencia R** del medio por el cual circula la corriente.

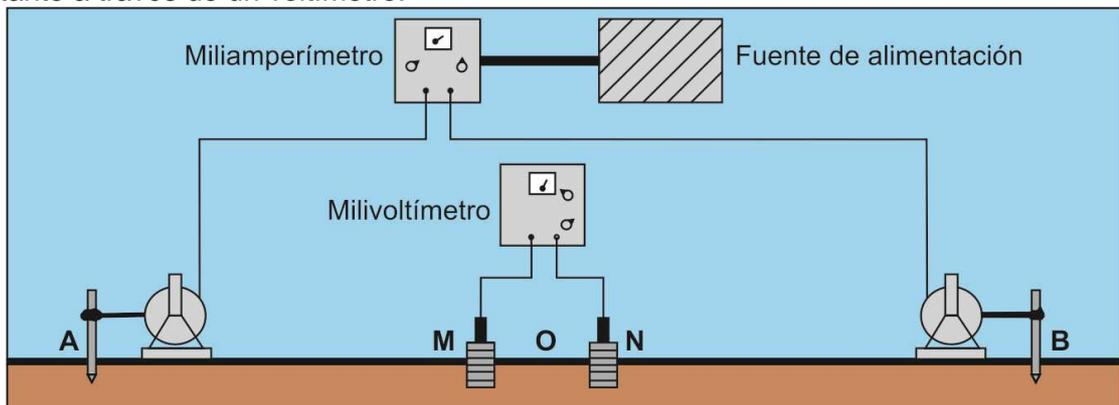
$$V = IR$$

La **Conductividad** es la inversa de la Resistividad. Se distinguen dos clases de conductividad: La **metálica o electrónica**, que es la que tienen todos los materiales metálicos que pueden transportar electrones, como la Pirita, la Galena, el Sulfuro de Cobre, la magnetita, etc. La **electrolítica** es la que se presenta en minerales y rocas aislantes (arenas cuarzosas o areniscas) que conducen la electricidad a través del **agua de impregnación** que llena los poros. En este caso la corriente se da por circulación de iones, y la conductividad es función de la cantidad de agua y de sales ionizadas disueltas en ella. Concretamente, dependerá de los siguientes factores:

- 1) De la proporción en volumen de huecos o Factor de Porosidad;
- 2) De la disposición geométrica de los poros o Factor de Formación;
- 3) De la proporción en que los poros están llenos de agua o Factor de Saturación, y
- 4) De la resistividad del agua que contiene, dependiente a su vez de las sales disueltas.

La **Isotropía** es la propiedad de los cuerpos de que alguna magnitud física, por ejemplo la conductividad, sea la misma en todas las direcciones. La **anisotropía** es lo opuesto, es decir que las propiedades varíen según la dirección. El Grafito es un ejemplo de material anisótropo. A los fines geofísicos, encontraremos **macroisotropía** y **macroanisotropía**. Esto es que, suelos anisótropos pueden en conjunto tener isotropía y suelos isotrópicos pueden tener macroanisotropía al estar dispuestos en capas como consecuencia de su formación geológica.

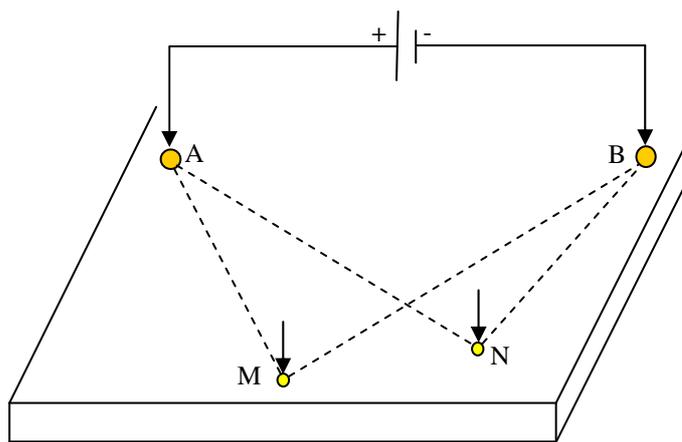
El **equipo de campo** más usado está diseñado para corrientes continuas artificiales. La corriente generada por una batería se transmite a través de **cables aislados** dispuestos sobre el suelo, y en sus extremos se conectan a **electrodos** (varillas de cobre o acero) que se clavan para cerrar el circuito eléctrico. Con otros dos electrodos independientes se mide la tensión resultante a través de un voltímetro.



Veamos ahora como se distribuye la corriente en el suelo. Primeramente consideremos un electrodo puntual desde el cual sale la corriente. Si el suelo es homogéneo e isótropo el flujo o la densidad de corriente es la misma en todas las direcciones, por lo tanto asumimos que la corriente fluye radialmente en todas las direcciones, tal como se propagan los rayos sísmicos. A una determinada distancia r tendremos una media esfera de ese radio, porque la otra mitad es el aire que es aislante. Entonces el área atravesada por las líneas de corriente será la de la media esfera, es decir $4\pi r^2/2 = 2\pi r^2$. Como la longitud desde la fuente a un punto cualquiera de la media esfera es $L = r$, aplicando la Ley de Ohm tendremos:

$$V = IR \quad \text{con} \quad R = \rho L/S \quad \text{y} \quad S = 2\pi r^2, \quad \text{entonces} \quad V = I\rho/2\pi r$$

Pero este análisis fue realizado considerando un electrodo puntual. Para que circule la corriente necesitamos cerrar un circuito, es decir que la corriente sea introducida en un punto **A** mediante un **electrodo de corriente**, circule por el material y salga por otro electrodo en el punto **B**. Como el voltímetro mide diferencia de tensión o de potencial, necesitamos conectarlo en dos puntos **M** y **N** mediante dos **electrodos de potencial**.



$$V_M^A = I \rho / (2\pi AM) \quad \text{y} \quad V_M^B = I \rho / (2\pi BM)$$

$$V_N^A = I \rho / (2\pi AN) \quad \text{y} \quad V_N^B = I \rho / (2\pi BN)$$

$$V_M = V_M^A - V_M^B$$

$$V_N = V_N^A - V_N^B$$

$$V_M = I \rho / 2\pi (1/AM - 1/BM)$$

$$V_N = I \rho / 2\pi (1/AN - 1/BN)$$

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

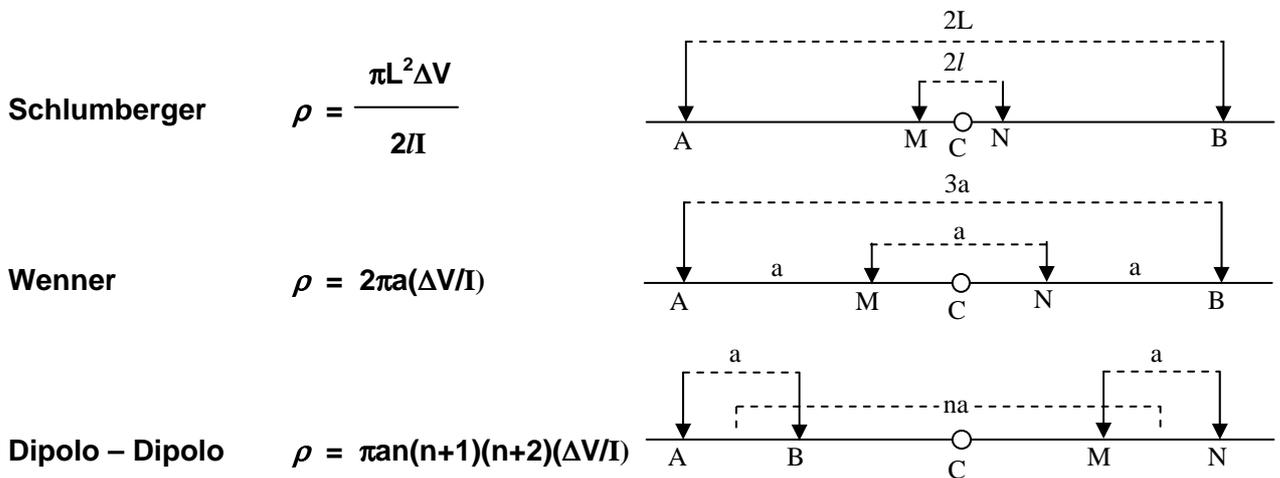
Es decir que midiendo I con un amperímetro y ΔV con un voltímetro, además de conocida la posición de los puntos **A**, **B**, **M** y **N**, podremos determinar el valor de la resistividad ρ . Por lo tanto,

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \frac{\Delta V}{I}$$

o simplemente

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I}$$

k es conocida como la **constante electródica** y depende de la configuración de los electrodos. Existen distintos tipos de arreglos o disposiciones electródicas diseñadas y con un k diferente:

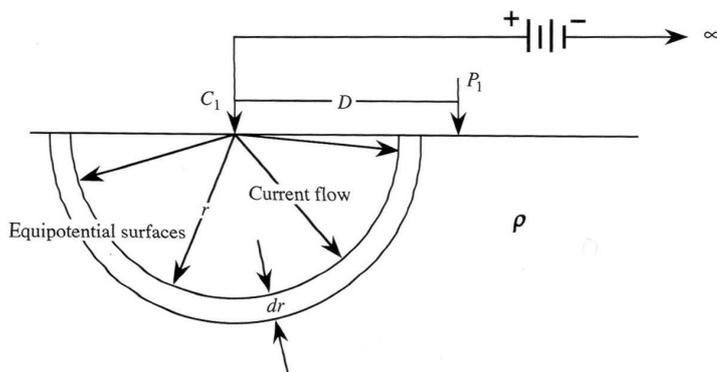


Lee utiliza la misma configuración de Wenner introduciendo un tercer electrodo **O** en el centro **C** de **MN**, con dos voltímetros para medir ΔV_1 y ΔV_2 entre **MO** y **NO**, haciendo $MO = NO = a/2$, con lo que la constante $k = 6\pi a$.

Teóricamente, la resistividad que se obtiene es la del material entre **A** y **B** hasta una profundidad $AB/2$, ya que consideramos una media esfera de ese radio. Pero en la práctica, por las inhomogeneidades del subsuelo, la profundidad efectiva es la mitad ($AB/4$), siempre que no exista un estrato muy buen conductor que absorba toda la corriente y no permita que pase más abajo.

Flujo de una corriente eléctrica

La ecuación fundamental de la geoeletrica para un electrodo es $V = I \cdot \rho / 2\pi \cdot D$

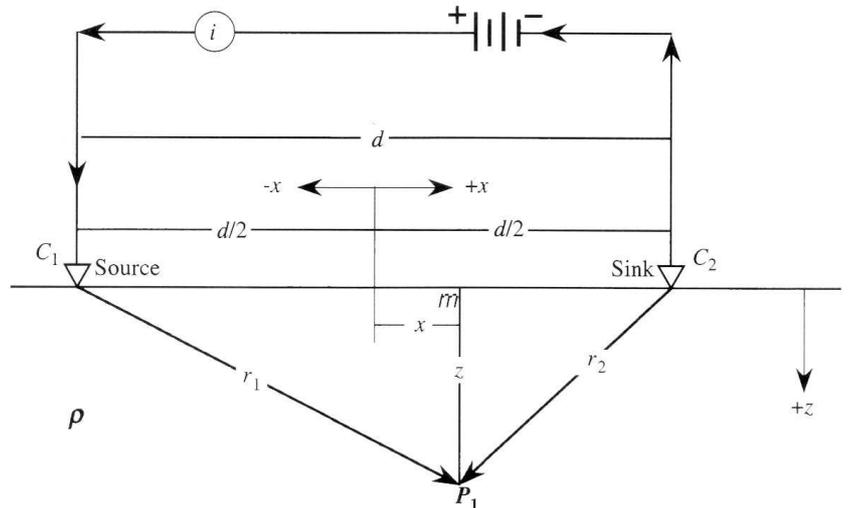


Nuestro próximo paso será determinar el flujo de corriente en una Tierra homogénea e isotrópica cuando tenemos dos electrodos. En este caso la corriente fluye del electrodo positivo (Fuente) al electrodo negativo (Sumidero), pero el camino de la corriente no es tan simple. Para ello recurriremos a determinar el potencial en un punto, luego las superficies equipotenciales y recién el flujo de corriente.

El potencial en P₁ se determina usando la ecuación para un electrodo, pero se necesitan dos electrodos (Fuente C₁ y Sumidero C₂) para que se cierre el circuito.

Así podremos calcular en distintos puntos en el plano x-z y dibujar curvas de igual potencial.

Por ejemplo construir una tabla dinámica a valores de profundidad z variando de 0m a 20m y posición x desde -10m a +10m, para una resistividad $\rho = 50\Omega\text{m}$, una corriente $I = 1$ Ampere para obtener valores del potencial V en Volts.



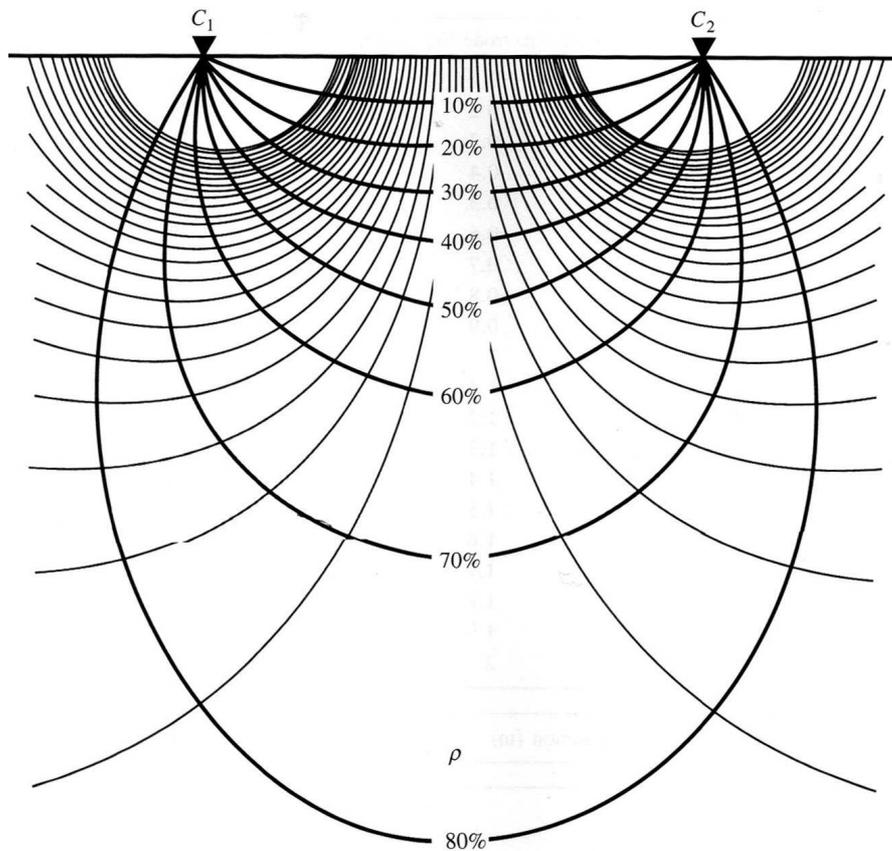
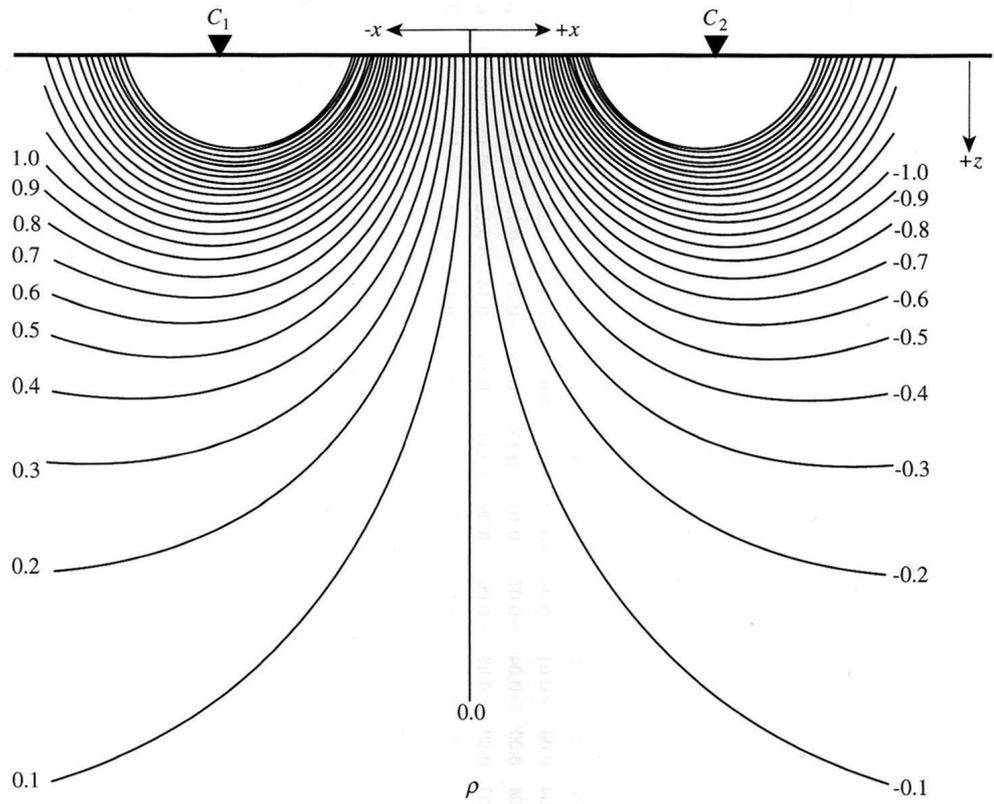
$$V_{P_1} = \frac{i\rho}{2\pi} \left\{ \frac{1}{\left[\left(\frac{d}{2} + x \right)^2 + z^2 \right]^{1/2}} - \frac{1}{\left[\left(\frac{d}{2} - x \right)^2 + z^2 \right]^{1/2}} \right\}$$

Como sabemos, las líneas de corriente son perpendiculares a las líneas equipotenciales, pero como es muy complicado determinar la geometría de las primeras, utilizamos una simple ecuación que permite calcular la distribución de la corriente como una fracción (porcentaje) de la corriente total. El análisis matemático es bastante complicado, pero se resuelve en una simple ecuación:

$$i_f = (2/\pi) \cdot \text{arctg}(2/d)$$

Donde i_f es la fracción de corriente que penetra a la profundidad z para una separación d de electrodos, a lo largo de la vertical en el punto medio entre los electrodos de corriente.

Así se pueden construir gráficas como las de las siguientes figuras en las que se observan las líneas de corriente y las líneas equipotenciales, variando siempre la separación de los electrodos para lograr mayor penetración de la corriente.



Refracción de una corriente eléctrica

Una sección geológica puede mostrar interfaces que pueden coincidir con límites identificados eléctricamente. Una unidad geoelectrica se define básicamente por dos parámetros: La resistividad ρ_i y el espesor h_i de los que pueden derivarse otros cuatro conocidos como los parámetros de Dar Zarrouk:

$$\begin{aligned}
 S_L \text{ (Conductancia longitudinal)} &= h / \rho \\
 T \text{ (Resistencia transversal)} &= h \cdot \rho \\
 \rho_L \text{ (Resistividad longitudinal)} &= h / S \\
 \rho_T \text{ (Resistividad transversal)} &= T / h
 \end{aligned}$$

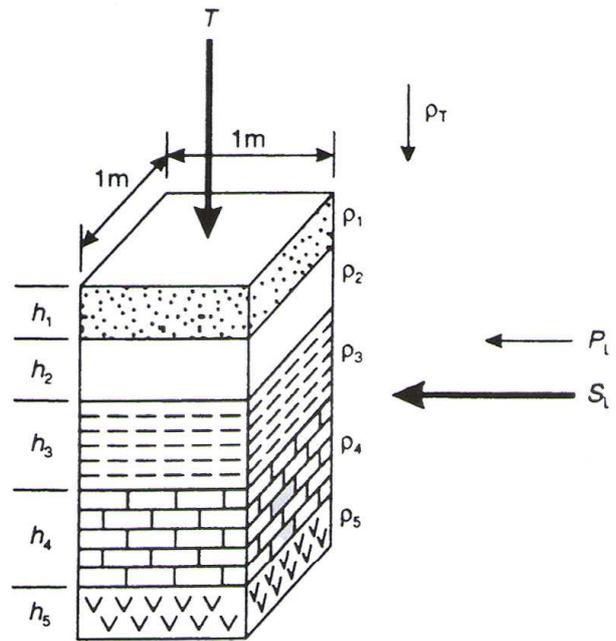
De estos surge:

$$A \text{ (Anisotropía)} = \rho_T / \rho_L$$

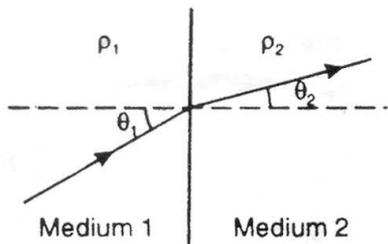
Para n capas:

$$\begin{aligned}
 S_L &= h_1 / \rho_1 + h_2 / \rho_2 + h_3 / \rho_3 + \dots + h_n / \rho_n \\
 T &= h_1 \cdot \rho_1 + h_2 \cdot \rho_2 + h_3 \cdot \rho_3 + \dots + h_n \cdot \rho_n
 \end{aligned}$$

Las dimensiones son $[T] = \Omega m^2$ y $[S] = \text{Siemen}$.



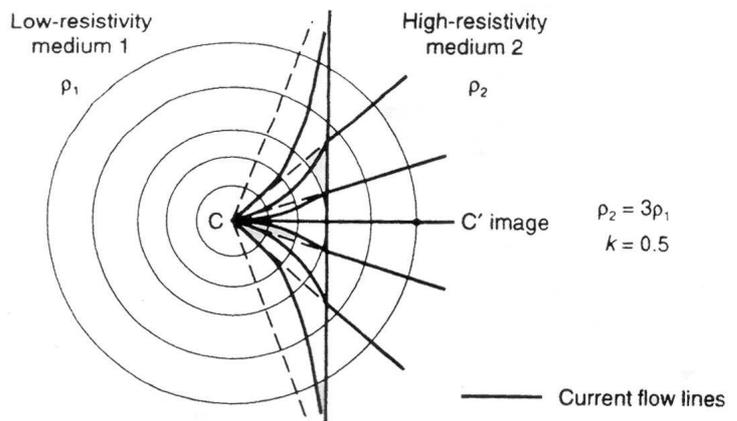
La principal utilidad de estos parámetros es que cualquier conjunto de capas geoelectricas puede ser reemplazado por una sola capa homogénea e isotrópica de resistividad ρ_m y espesor h_m , cuyos parámetros de Dar Zarrouk sean iguales a los del conjunto de capas. Esto resulta de gran utilidad en el proceso de interpretación cuando el número de capas es grande.



Las líneas de corriente que salen de un punto C y llegan a un límite entre dos medios homogéneos, se refractan en función del contraste de resistividades conforme a

$$\text{tg } \theta_1 / \text{tg } \theta_2 = \rho_1 / \rho_2$$

En un medio homogéneo la corriente fluye radialmente pero se distorsiona en las proximidades de un cambio de medio como muestra la figura. Divergen si el otro medio es más resistivo y convergen si es menos resistivo.

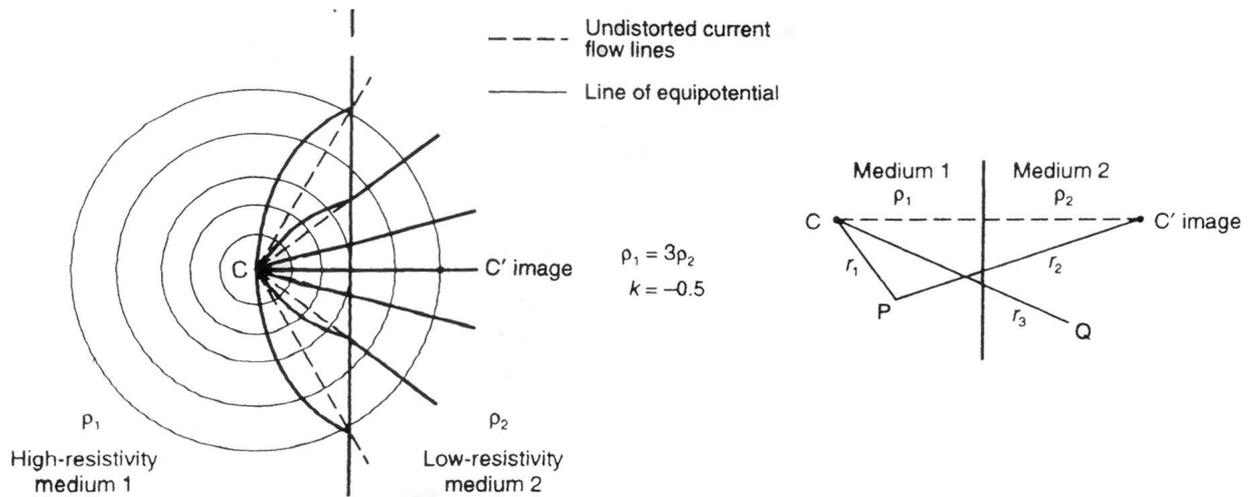


El potencial eléctrico se calcula utilizando la teoría de las imágenes ópticas.

Si una fuente de corriente de intensidad S está ubicada en un medio de resistividad ρ_1 , el punto imagen en el medio de resistividad

ρ_2 , tendrá la intensidad reducida a kS , donde k es el contraste de resistividades, similar al de la óptica y de la reflexión en sísmica, que es negativo cuando la corriente pasa de un medio de menor resistividad a otros de mayor resistividad, y viceversa.

Aquí el Potencial V es la mitad porque la irradiación es esférica y no de una media esfera como vimos para un electrodo en la superficie de la Tierra. Entonces,

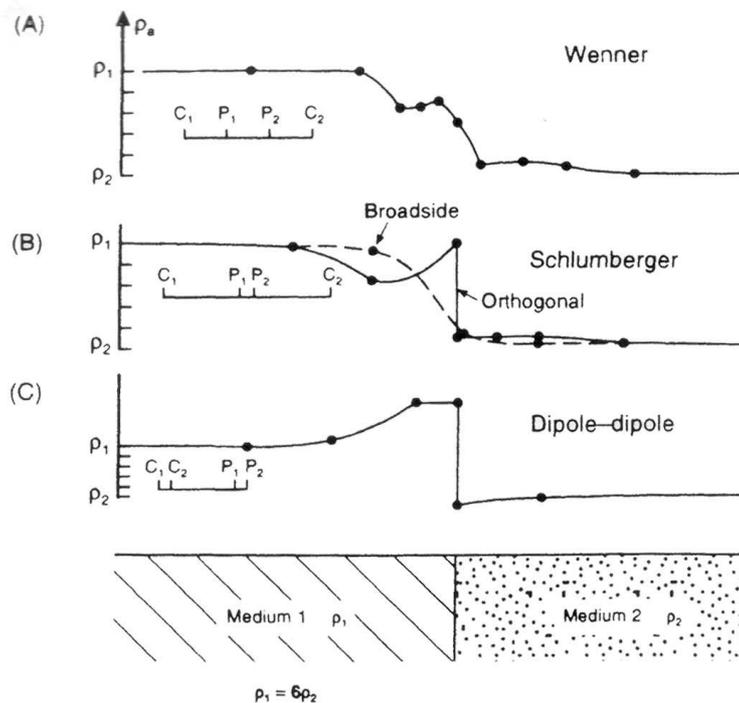


$$V_P = \frac{I \cdot \rho_1}{4 \cdot \pi} \left[\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right]$$

$$V_Q = \frac{I \cdot \rho_2}{4 \cdot \pi} \left[\frac{1}{r_3} \right]$$

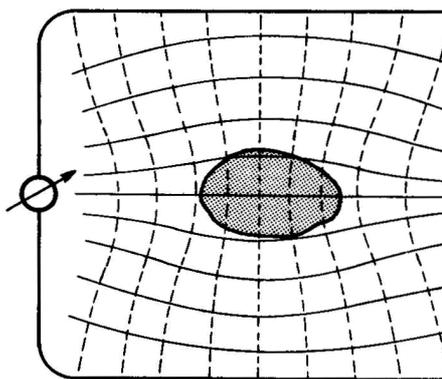
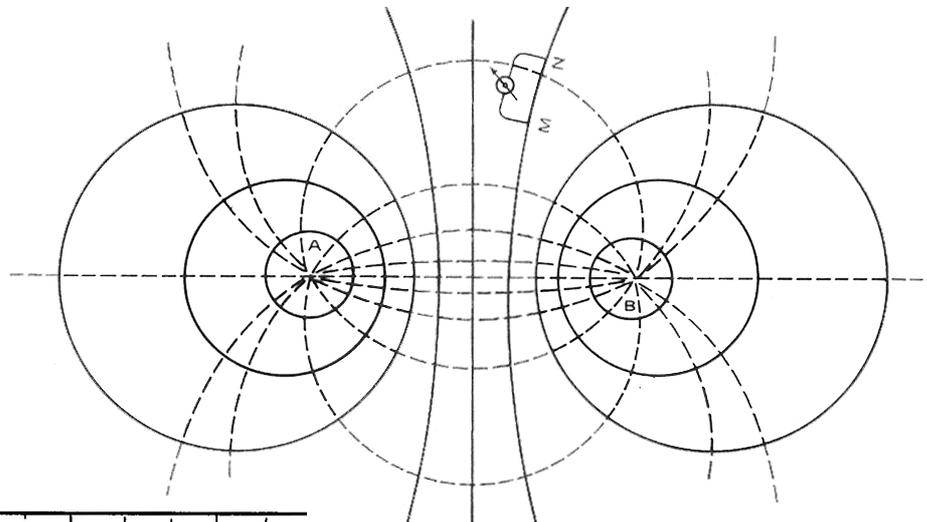
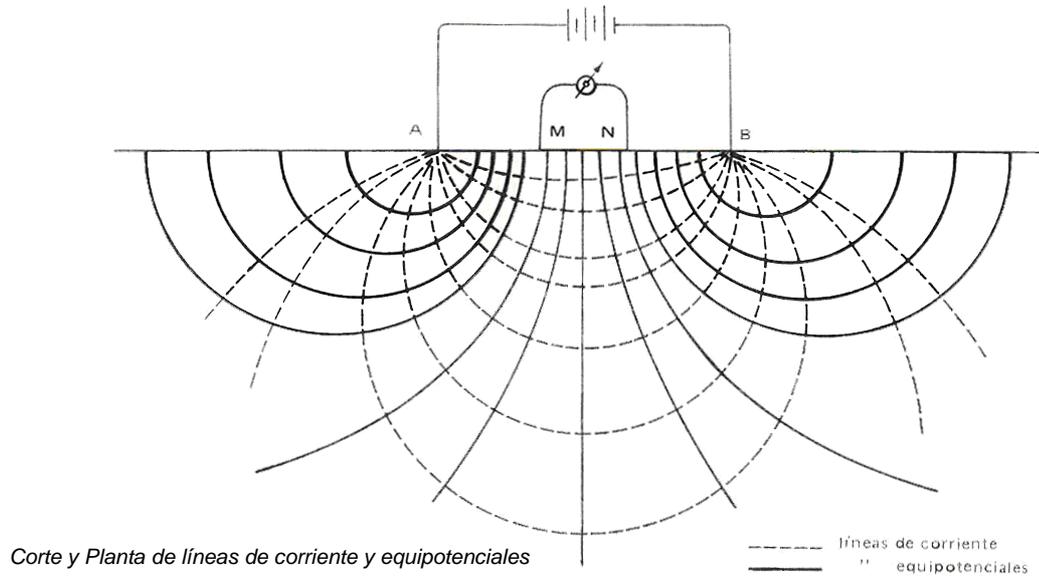
$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1 - k}{1 + k} \quad \text{ó} \quad k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

Cuando el límite de medios es vertical, se producen diferentes anomalías según el tipo de configuración electrónica (Wenner, Schlumberger o Dipolo-Dipolo):



MÉTODO DE LAS EQUIPOTENCIALES

Es el método geoelectrico más simple. Consiste sencillamente en introducir la corriente por dos electrodos y buscar las diferentes curvas equipotenciales, es decir aquellas líneas con el mismo valor de diferencia de potencial. Al cartografiarlas se detecta si hay anomalía conductora o aisladora porque las líneas no tienen su forma teórica de la figura.



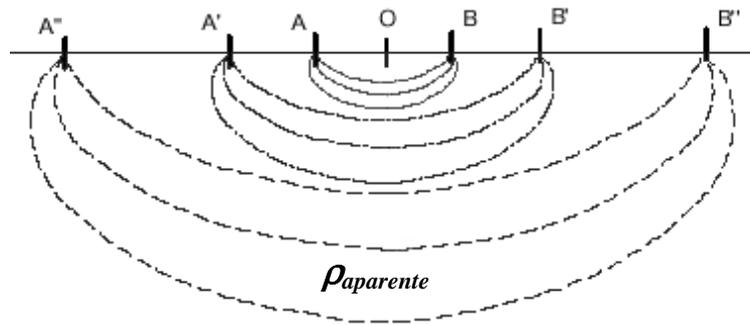
Debido a que las líneas equipotenciales son curvas, en la práctica suele simplificarse la interpretación utilizando electrodos lineales. Esto implica utilizar cables desnudos extendidos en forma paralela sobre el suelo y firmemente anclados para lograr el contacto lineal.

METODO DE RESISTIVIDAD

Es el método más usado de la geoeléctrica. Se presenta para su interpretación en dos modalidades: **Sondeos** y **Calicatas**, según el propósito geológico.

Los sondeos verticales permiten determinar la variación de la resistividad con la profundidad en un punto **O** ubicado en el centro de **AB**. Esto se logra ampliando la separación de los electrodos de corriente **AB** desde dicho centro, de modo que la corriente penetre cada vez a mayor profundidad.

Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)

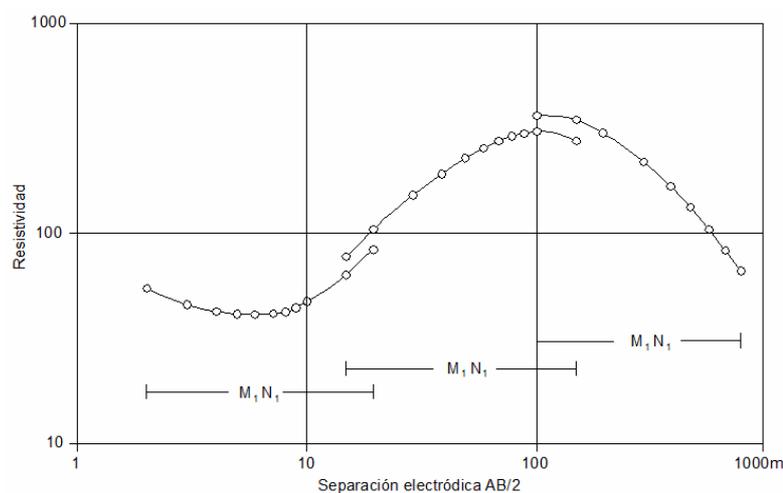


Los sucesivos valores de ρ determinados corresponden a distintas profundidades, y siempre bajo el punto central. Esto se realiza manteniendo fijos los de potencial **MN**, pero cuando la tensión en el voltímetro es muy pequeña por la distancia a los electrodos de corriente, se expanden los **MN** y se realizan dos mediciones con las dos últimas posiciones de los **AB**, para asegurar el ensamble de todos los tramos.

En un sondeo eléctrico vertical ocurre lo mismo que con las velocidades de propagación de las ondas en el método de reflexión, la resistividad de la primera capa o sustrato superficial es verdadera, pero después de la primera interfaz la resistividad obtenida es el valor medio de las correspondientes a todas las capas por donde circula la corriente, que se le llama **resistividad aparente** ρ_a . No obstante, cuando la separación **AB** es pequeña, ρ_a tiende a ρ_1 , la resistividad verdadera de la primera capa y cuando **AB** es grande, ρ_a tiende a ρ_n , la resistividad verdadera de la última capa.

Los datos de campo y los cálculos se vuelcan en una gráfica que tiene en las ordenadas las resistividades calculadas (aparentes) y en las abscisas la separación electrónica **AB/2** para Schlumberger y **a** para Wenner, en escala logarítmica para que el tamaño y la forma de las curvas sean independientes de las unidades utilizadas. El módulo logarítmico es de 62,5mm.

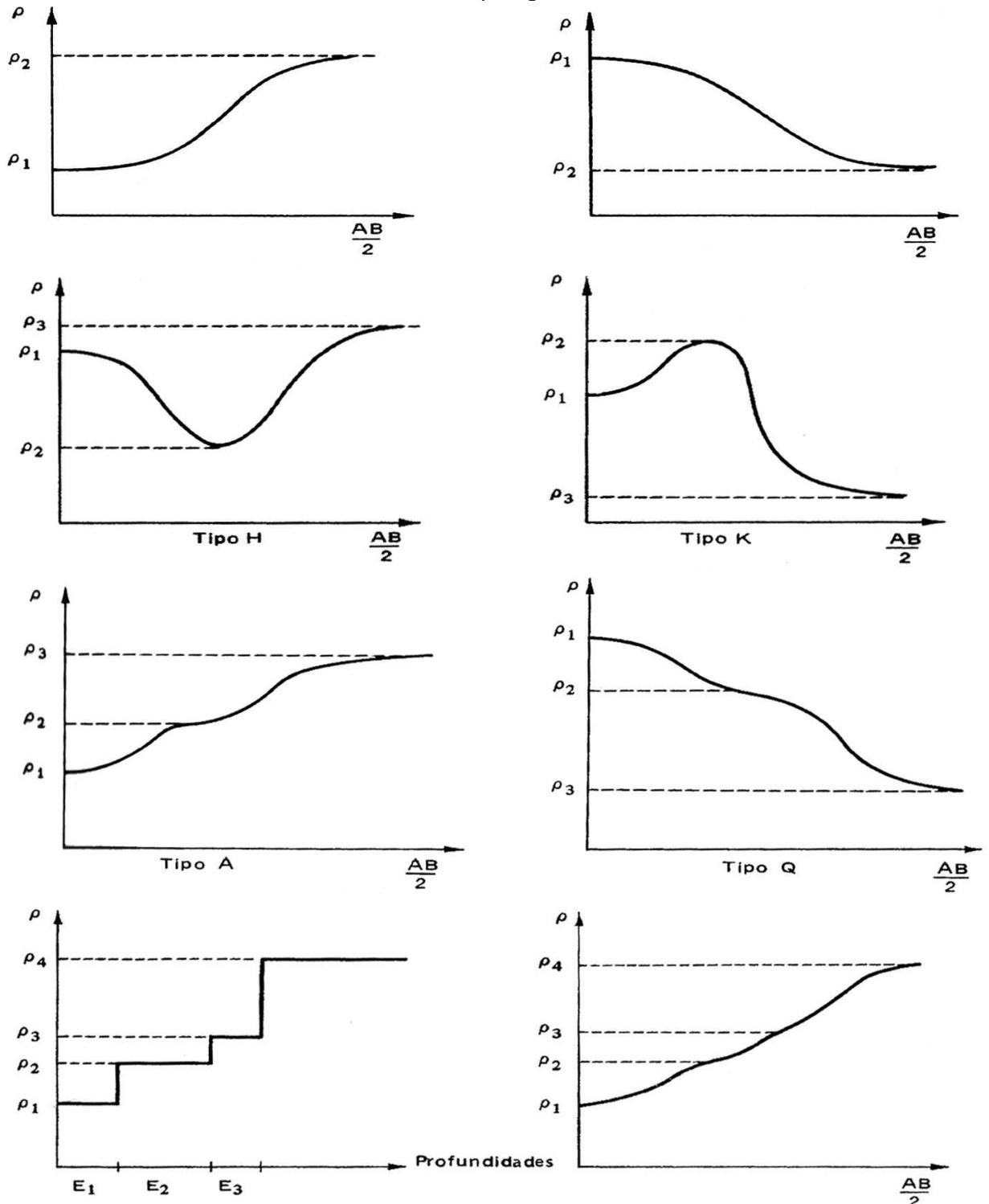
Un problema que generalmente se presenta es el de la falta de continuidad o saltos en los diferentes tramos de la curva de campo. Esto ocurre por los cambios de posición de los electrodos de potencial **MN**, ya que el suelo donde se clavan no es siempre el mismo. Si los saltos no son grandes, se los elimina con un suavizado manual. Caso contrario debe decidirse cuales son los mejores contactos con el suelo y desplazar el resto de los tramos paralelamente hasta que se apoyen en aquellos.



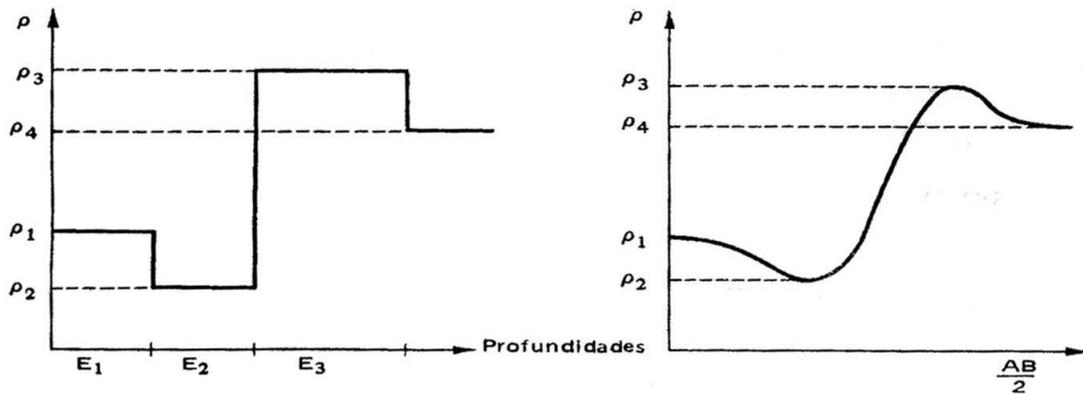
La forma de las curvas que se obtiene ya proveen información sobre la cantidad de estratos en cuestión, pues cada cambio importante de pendiente o los máximos y mínimos, implican distintos estratos.

La interpretación cuantitativa de un sondeo de resistividad para estructuras compuestas por varias capas no es sencilla, y tiene el problema de **equivalencia** o ambigüedad y de **supresión**. El primero, similar a lo que ocurre en otros métodos de prospección, tiene que ver con el hecho de que distintas configuraciones del subsuelo pueden producir idéntica interpretación. El segundo, es el hecho que una capa muy delgada o de bajo contraste de resistividad no es detectada por el método.

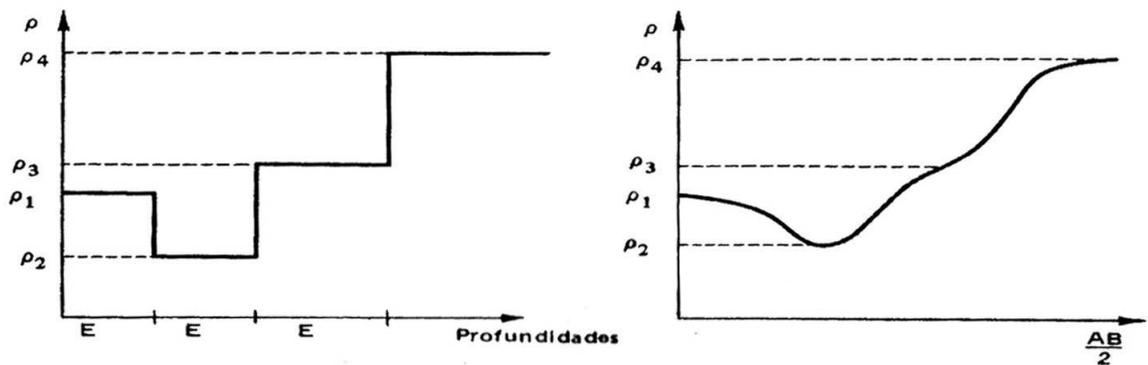
Un modelo de subsuelo de dos, tres o cuatro capas geoeléctricas tiene esta forma de curvas:



Curvas de cuatro capas del tipo AA

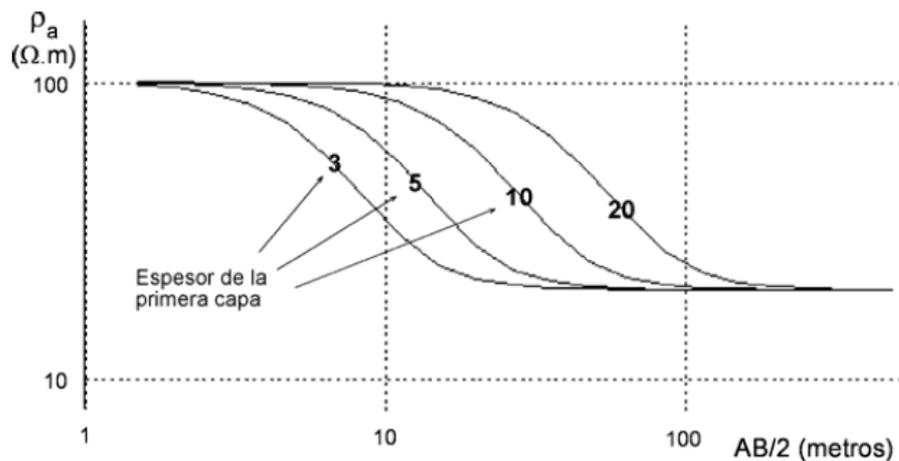


Curvas de cuatro capas del tipo HK



Curvas de cuatro capas del tipo HA

Un interesante ejercicio nos muestra como se desplaza una curva de campo cuando varía el espesor de la primera capa aunque los valores de resistividad $\rho_1 = 100 \Omega\text{m}$ y $\rho_2 = 20 \Omega\text{m}$ sean los mismos.



Para la interpretación se construyeron familias de **curvas patrones**, una solución teórica por analogía con la óptica, y que representan la relación entre ρ_a/ρ_1 y la separación eléctrica sobre la profundidad en una gráfica bi-logarítmica.

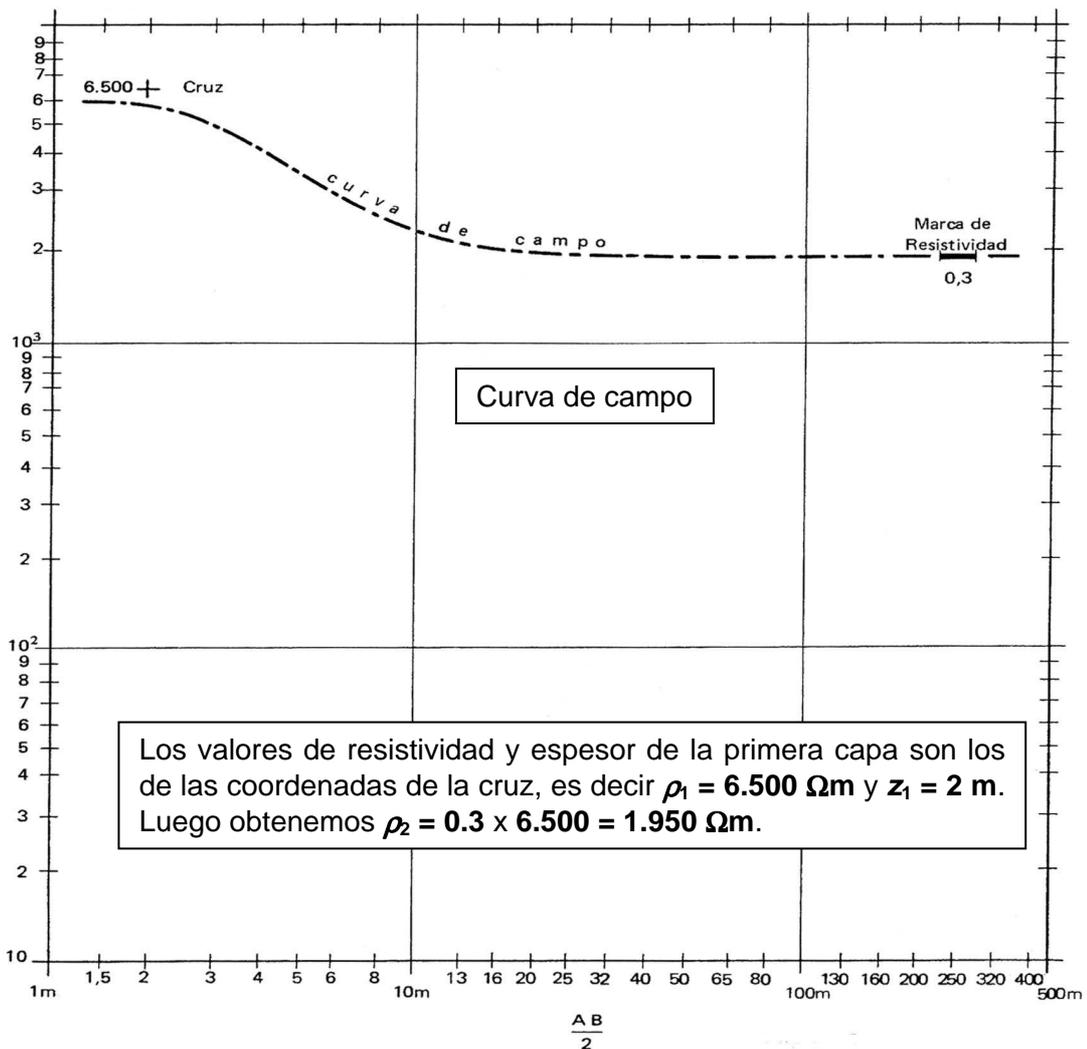
Veamos a continuación una planilla de campo y de cálculos de un S.E.V. y su interpretación con las curvas patrones correspondientes.

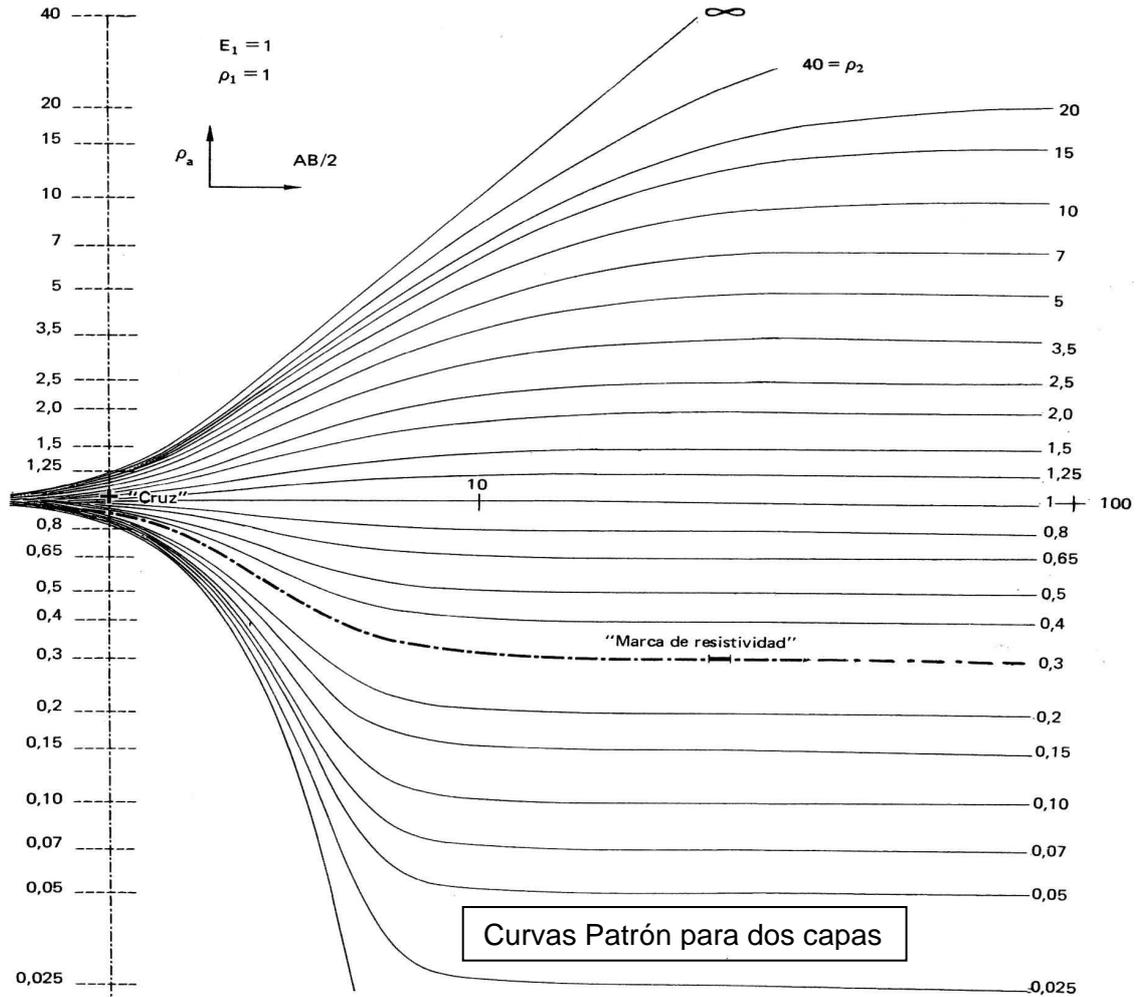
Operador: F. Martínez		PERFIL N° 1.....					
Fecha: 01/02/2012		S.E.V. N° 1.....					
Tiempo: Húmedo . 17°C							
Estación	AB/2 (m)	MN/2 (m)	I (mA)	ΔV (mV)	ΔV / I	k	ρ (Ωm)
1	1,5	0,4	6,50	4.842,0	745,00	8,2	6.100
2	2	0,4	7,00	2.620,0	384,00	15,1	5.800
3	3	0,4	8,40	1.210,0	144,00	34,7	5.000
4	4	0,4	9,30	625,0	67,20	62,5	4.200
5	5	0,4	9,00	332,0	36,90	97,5	3.600
6	6	0,4	9,50	200,0	22,10	140,6	3.100
7	8	0,4	9,50	98,5	10,35	251,0	2.600
8	10	0,4	9,20	54,0	5,87	392,0	2.300
9	13	0,4	9,40	29,8	3,17	663,0	2.100
8	10	2,0	12,80	390,0	30,50	75,4	2.300
9	13	2,0	13,40	200,0	15,15	130,0	2.100
10	16	2,0	11,60	120,0	10,35	198,0	2.050
11	20	2,0	14,00	90,0	6,44	311,0	2.000
12	25	2,0	14,50	59,5	4,10	488,0	2.000
13	32	2,0	14,20	34,4	2,44	801,0	1.950
14	40	2,0	14,00	21,4	1,53	1.253,0	1.900
15	50	2,0	13,50	13,1	0,97	1.960,0	1.900
14	40	8,0	13,50	85,0	6,30	302,0	1.900
15	50	8,0	13,80	55,0	3,98	478,0	1.900
16	65	8,0	13,30	33,0	2,33	817,0	1.900
17	80	8,0	14,00	21,4	1,53	1.244,0	1.900
18	100	8,0	13,40	13,0	0,97	1.951,0	1.900
19	130	8,0	14,90	8,5	0,57	3.305,0	1.900
20	160	8,0	15,00	5,7	0,38	5.014,0	1.900

La interpretación de un SEV implica entonces determinar el valor verdadero de la resistividad y la profundidad de cada estrato. Hoy las modernas computadoras construyen estas curvas permitiendo simplificar bastante el trabajo de interpretación. No debe olvidarse que, solo para el caso de una interfaz intervienen tres variables: ρ_1 , ρ_2 y z_1 , lo que implica una combinación casi infinita de curvas.

Como vemos, al representar los datos en la gráfica bi-logarítmica, se trata de un caso simple de dos capas.

La curva de campo dibujada en papel transparente se superpone sobre la curva patrón, manteniendo siempre los ejes paralelos. Una vez lograda la coincidencia se calca la cruz y el valor k de la curva, en este caso 0,3 referido a $\rho_2 = k \cdot \rho_1$.





Operador: F. Martínez		PERFIL N° 3.....					
Fecha :01/02/2012		S.E.V. N° 23.....					
Tiempo: Húmedo . 17°C							
Estación	AB/2 (m)	MN/2 (m)	I (mA)	ΔV (mV)	ΔV / I	k	ρ (Ωm)
1	1,5	0,4	8,00	4.400,0	550,00	8,2	4.500
2	2	0,4	9,00	2.440,0	271,00	15,1	4.100
3	3	0,4	9,30	870,0	93,60	34,7	3.250
4	4	0,4	9,60	400,0	41,60	62,5	2.600
5	5	0,4	9,20	200,0	21,75	97,5	2.100
6	6	0,4	9,10	106,0	11,55	140,6	1.620
7	8	0,4	11,30	45,0	3,99	251,0	1.000
8	10	0,4	11,70	19,4	1,66	392,0	650
9	13	0,4	11,70	6,9	0,59	663,0	390
8	10	2,0	12,40	107,0	8,62	75,4	650
9	13	2,0	12,00	36,0	3,00	130,0	390
10	16	2,0	12,00	14,4	1,20	198,0	240
11	20	2,0	12,50	6,0	0,48	311,0	150
12	25	2,0	11,90	2,5	0,21	488,0	104
13	32	2,0	11,70	1,1	0,09	801,0	75
14	40	2,0	11,20	0,6	0,05	1.253,0	67
15	50	2,0	12,00	0,4	0,03	1.960,0	65
14	40	8,0	12,10	2,7	0,22	302,0	67
15	50	8,0	12,50	1,7	0,14	478,0	65
16	65	8,0	12,10	0,9	0,08	817,0	64
17	80	8,0	13,60	0,7	0,05	1.244,0	64
17	80	32,0	12,80	3,5	0,27	263,4	72
18	100	32,0	12,40	2,0	0,16	439,8	72
19	160	32,0	13,40	0,8	0,06	1.206,0	72
20	200	32,0	10,50	0,4	0,04	1.913,0	72

Veamos ahora un caso de tres capas utilizando el Método de Ebert que se vale de un punto auxiliar que permite reducir de tres a dos capas.

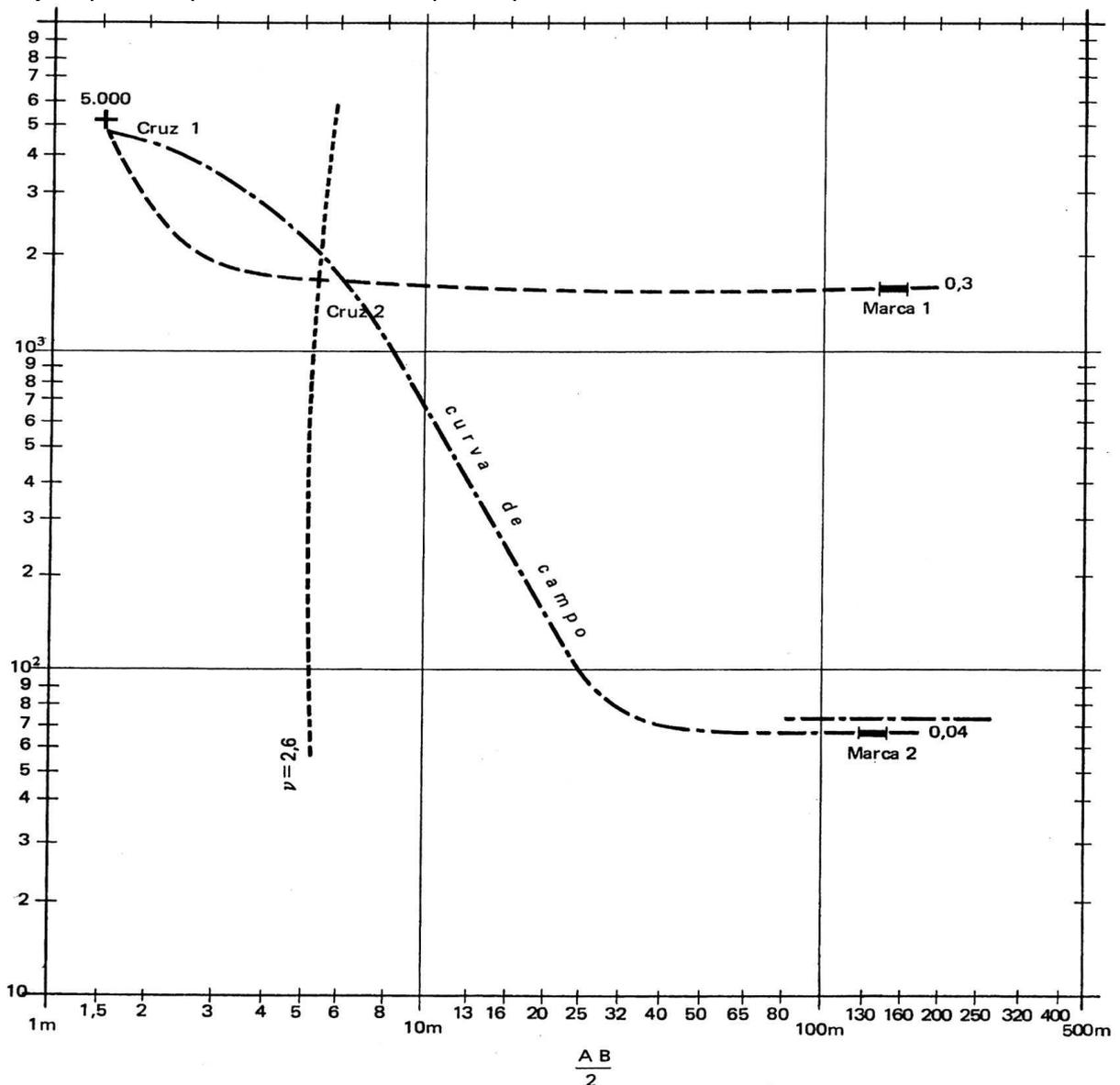
Primero se superpone la parte izquierda de la curva de campo con la que mejor se ajuste de la curva patrón, y se calcan la primera cruz (cruz 1) y la marca de resistividad. Los valores se leen y calculan igual que en el caso anterior:

$$\rho_1 = 5.000 \Omega m \text{ y } z_1 = 1,5 m$$

$$\rho_2 = 0.3 \times 5.000 = 1.500 \Omega m.$$

Luego se coloca la cruz 1 sobre el origen de coordenadas del diagrama del punto auxiliar, para las curvas de la siguiente figura, siempre manteniendo los ejes paralelos. Se calca entonces la curva que sale de la primera cruz y corresponde a la marca de resistividad hallada, es decir $\rho_2 = 0.3\rho_1$.

Mooney y Wetsel publicaron en 1956 las conocidas Curvas Maestras o Patrones para modelos de dos capas y de tres capas como las Tipo H, A, K y Q, y las Curvas Auxiliares para varias capas. Estas últimas con una sola limitación, que el espesor de cada capa sucesiva debe ser mayor que el espesor total de las capas superiores.



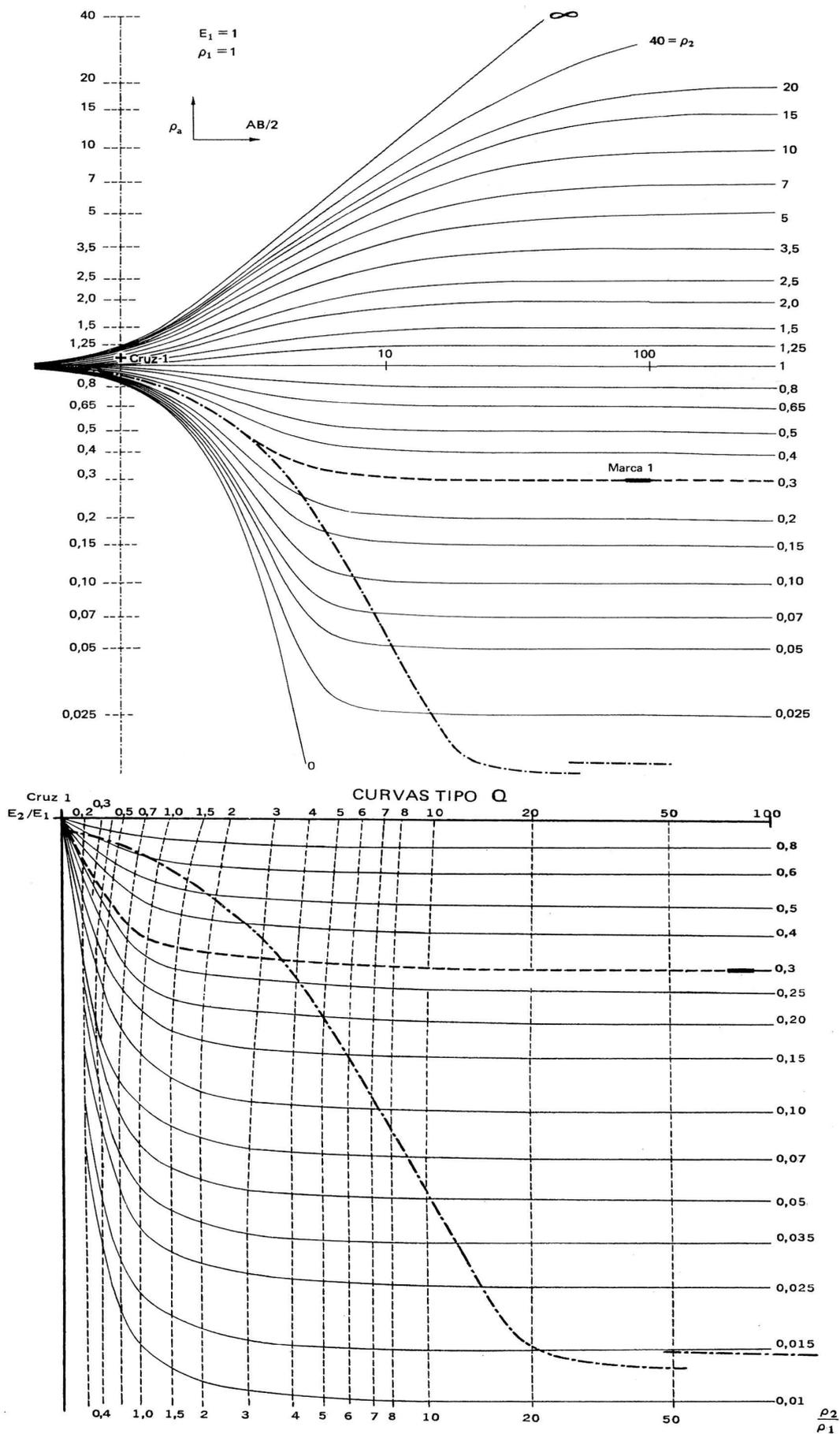
La curva de campo en papel transparente se superpone otra vez a la curva patrón de dos capas, siempre con el cuidado de mantener los ejes paralelos, y llevando el origen de coordenadas de la curva patrón a sobre la curva auxiliar trazada anteriormente, hasta que la parte derecha de la curva de campo coincida con una de las curvas patrón. Entonces se calca la segunda cruz sobre el transparente. Las coordenadas de la cruz dan la resistividad ρ_e y el espesor de la capa ficticia. Anotamos $\rho_e = 1.950 \Omega m$ y la marca de resistividad $\rho_3 = 0,04\rho_e$ con lo que $\rho_e = 0,04 \times 1.950 = 76 \Omega m$, como se ve en la figura.

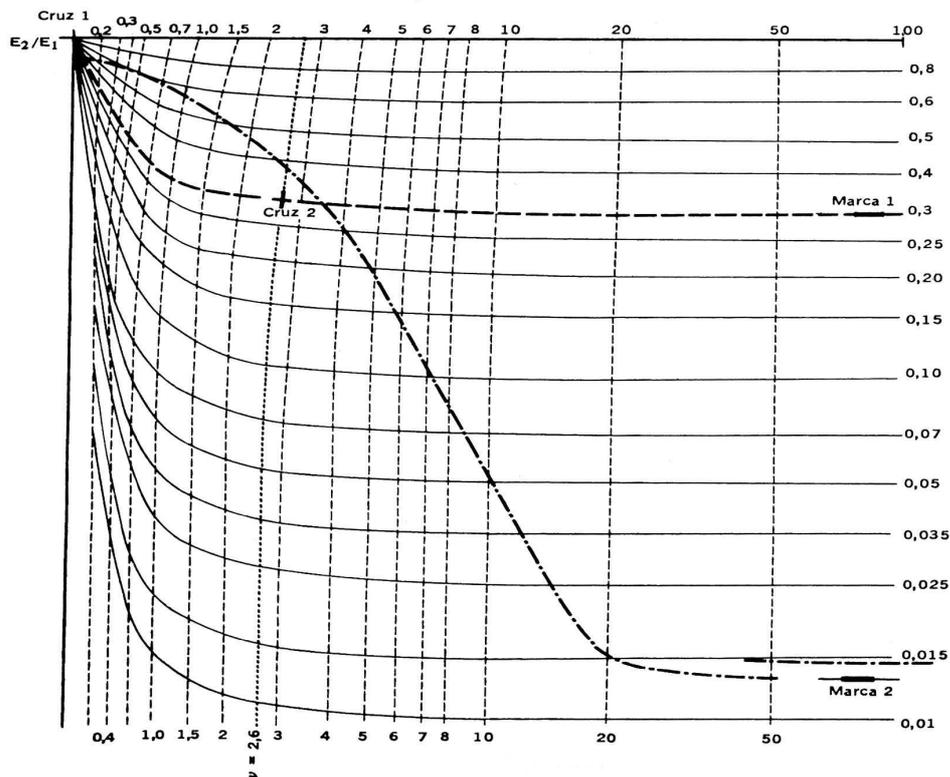
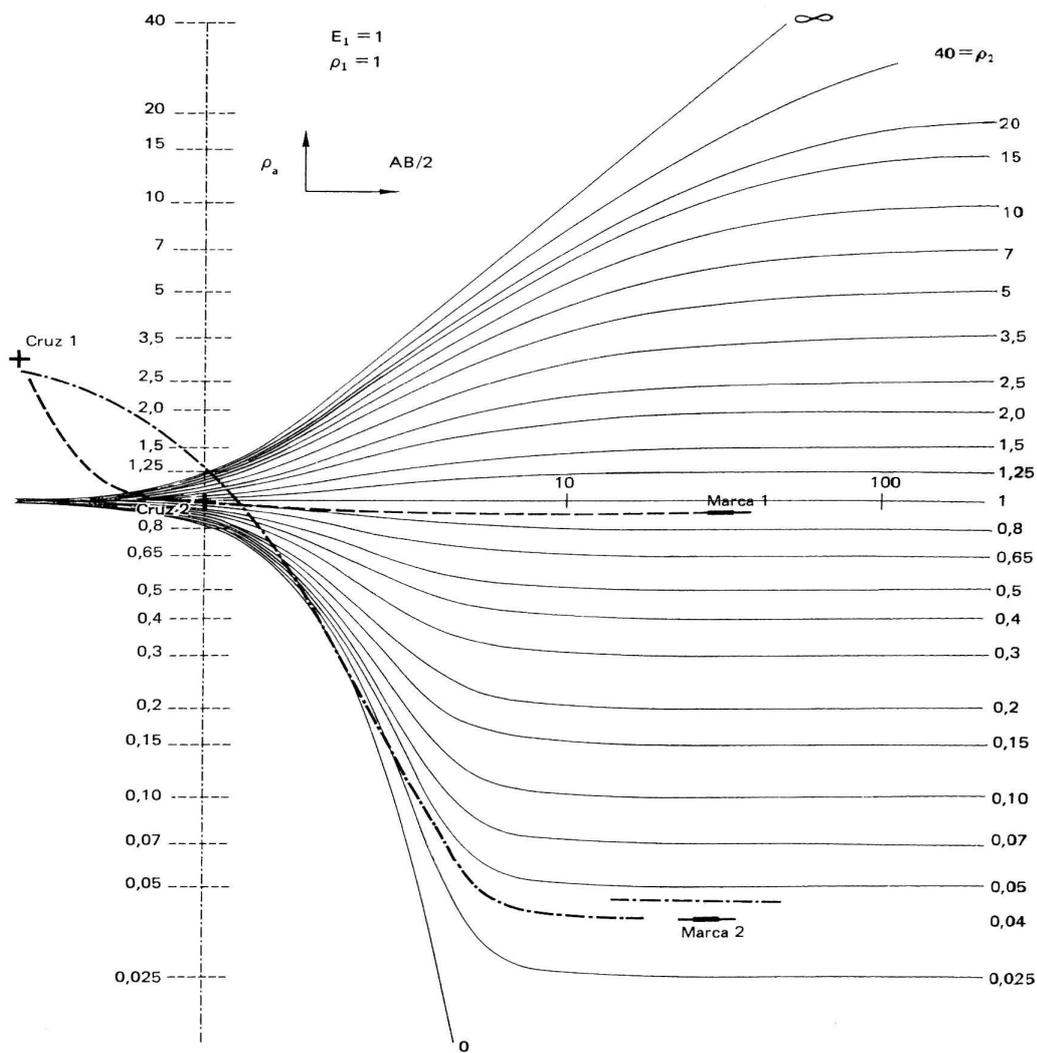
Se superpone nuevamente la curva de campo sobre el gráfico auxiliar colocando la primera cruz sobre el origen. Sobre la segunda cruz se calca ahora la curva de línea continua que pasa sobre ella, interpolándola, y se anota el número que corresponde $v = E_2 / E_1 = 2,6$.

Entonces $E_2 = 2,6 \times 1,5 = 3,9 m$. Finalmente el sondeo queda interpretado como:

$\rho_1 = 5.000 \Omega m$ y $z_1 = 1,5 m$; $\rho_2 = 1.500 \Omega m$ y $z_2 = 3,9 m$; $\rho_3 = 76 \Omega m$.

Esta curva de campo de tres capas también se pueden interpretar con las curvas patrón para tres capas, pero esto requiere contar con un gran número de curvas, lo que resulta muy engorroso.





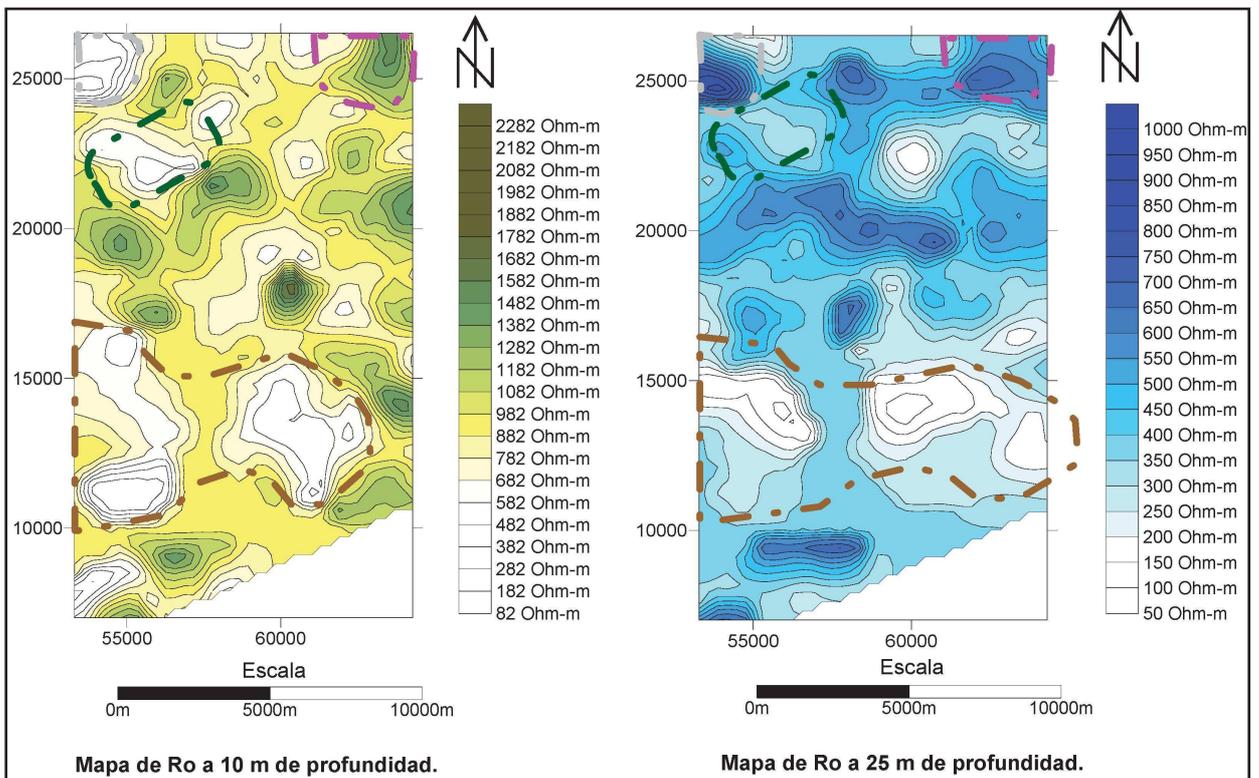
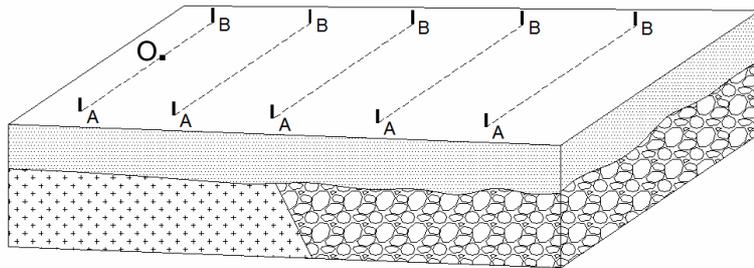
Nunca un estrato podrá tener una pendiente mayor de 45° (por la misma escala bi-logarítmica en ambos ejes), lo que generalmente ocurre en el último. No debe olvidarse el fenómeno de la equivalencia, que distintos modelos dan idéntica respuesta, ni de la supresión, que una capa muy delgada no aparece en la curva.

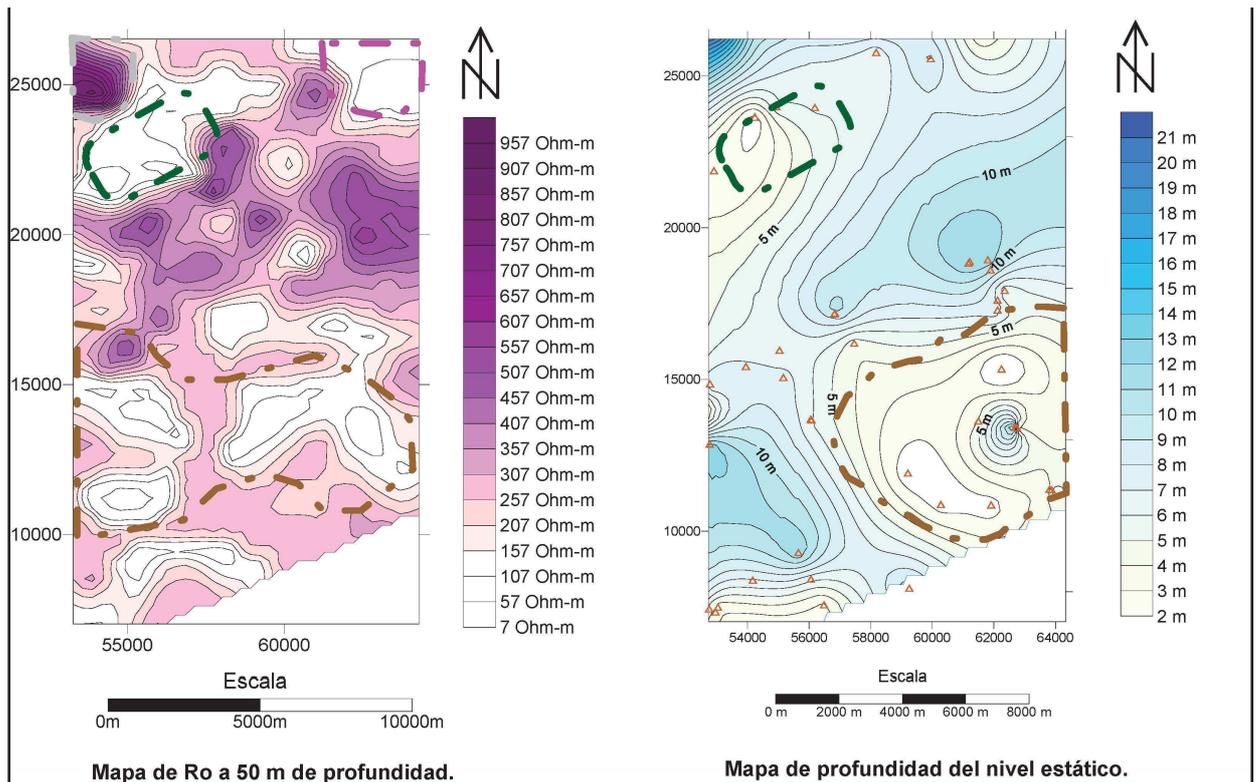
El macheo de curvas mediante el proceso manual ha venido a ser obsoleto a causa de la gran disponibilidad de sofisticados programas de computación, quedando solo reservadas para estimaciones en el campo. Con el uso de computadoras se simplificó bastante la tarea, ya que con solo ingresar el perfil geoeléctrico medido en coordenadas $AB/2$ y ρ , automáticamente se obtienen las diferentes capas con sus profundidades.

Si se utilizan computadoras para la interpretación, debe tenerse algún conocimiento de la geología como para estimar un modelo de inicio, luego esta optimizará los resultados mediante métodos iterativos.

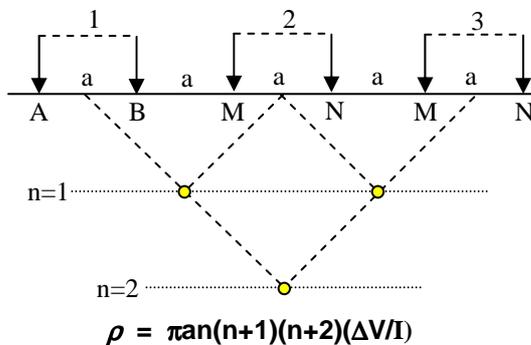
Calicatas

Se utilizan para cartografiar el subsuelo determinando la resistividad a una profundidad constante. Para ello se recorre la zona de investigación con el arreglo eléctrico fijo, es decir con AB y MN constantes, preferentemente siguiendo perfiles con la configuración eléctrica perpendicular. En cada punto O se obtiene un solo valor de resistividad, que servirá para confeccionar curvas de igual valor llamadas isorresistivas. Estos mapas muestran la variación lateral de la resistividad a una misma profundidad, y permiten determinar cualitativamente la forma de las estructuras subyacentes a esa profundidad.





En el mapa de isorresistivas a 10 metros de profundidad se observan zonas de baja resistividad entre 200 y 700 Ωm . En las de 25 metros el rango es de 50 a 300 Ωm , y continúa el comportamiento de bajas resistividades en el de 50 metros en la zona delimitada en marrón. Surge entonces que existirían acuíferos en esa zona hasta los 50 metros de profundidad.



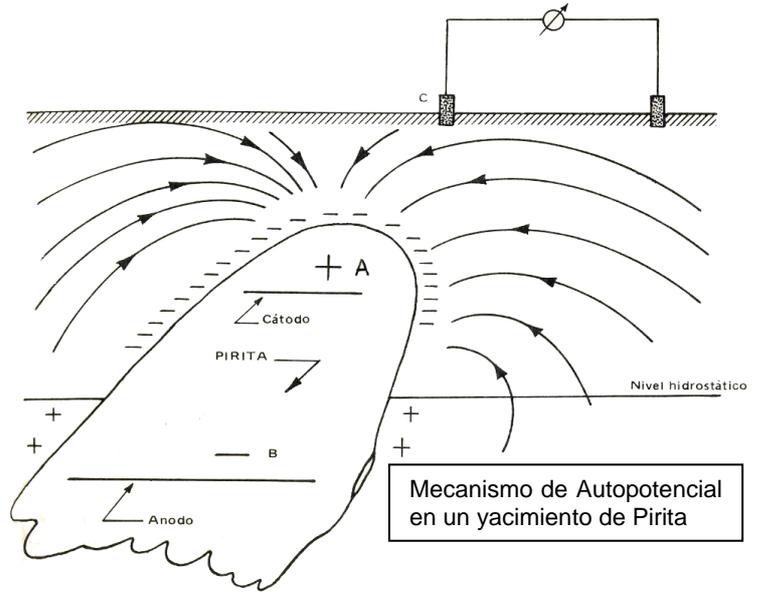
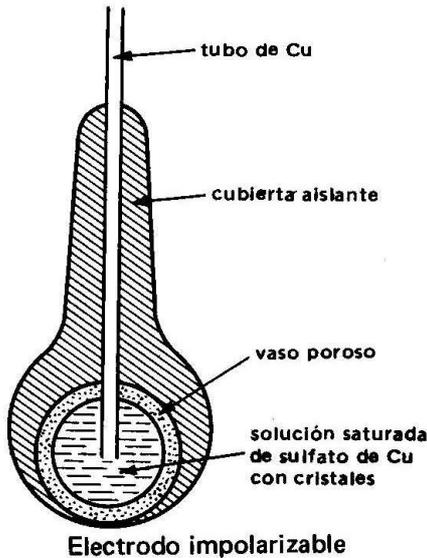
Cuando se investiga tanto las variaciones laterales como verticales de la resistividad, se utiliza mucho la **configuración dipolo-dipolo**, con los electrodos dispuestos siempre en una misma línea. La interpretación de los resultados tiene alguna particularidad. Cuando los **AB** están colocados en la posición **1** y los **MN** en la **2**, estamos investigando a la profundidad equivalente al plano **n=1**. Lo mismo cuando se desplazan a los **AB** a **2** y los **MN** a **3**. Cuando los **AB** están en **1** y los **MN** en **3** obtenemos la resistividad en el plano **n=2**.

Entonces, con los valores de **I**, **ΔV** , **n** y **a** medidos se determina **ρ** . Se interpreta que la profundidad **n** se encuentra en la intersección de las rectas que parten de los centros de **AB** y **MN** con una inclinación de 45° desde la superficie, lugar al que se asigna la resistividad calculada.

MÉTODO DE POTENCIAL ESPONTÁNEO O DE AUTOPOTENCIAL

Se origina en reacciones químicas y efectos de contacto que se producen en suelos de distinta naturaleza. Esto es, que se generan corrientes debidas a la oxidación y reducción de un mineral, por ejemplo pirita, que tiene la parte superior embebida en agua de infiltración y la inferior seca. Al oxidarse la superior se carga en positivo y al reducirse la inferior se carga en negativo, constituyendo lo que conocemos como una pila. Es así que se origina una corriente electrónica de arriba hacia abajo en el material, y se cierra el circuito con la circulación de una corriente electrolítica de abajo hacia arriba fuera del material.

Si recorremos solo con un voltímetro el área donde está el yacimiento, detectaremos diferencias de potencial cada vez mayores a medida que nos acerquemos al cuerpo. Este método es solo indicativo de la presencia de un yacimiento cargado como pila, sin que se pueda precisar forma y profundidad. Solo inferirla por la experiencia del intérprete.



Para este método deben usarse electrodos impolarizables, esto porque las clásicas varillas metálicas también producen potencial espontáneo en el contacto con el suelo y enmascaran los resultados. Estos electrodos por lo general consisten de un metal inmerso en una solución saturada de su propia sal, tales como cobre (**Cu**) en sulfato de Cobre (**CuSO₄**) o Zinc (**Zn**) en sulfato de zinc (**ZnSO₄**). Para ello se utiliza un recipiente cerámico con el fondo poroso, lleno con la solución saturada y con los cristales, donde es introducida la varilla metálica. De esta manera el contacto con el suelo se produce a través de la solución

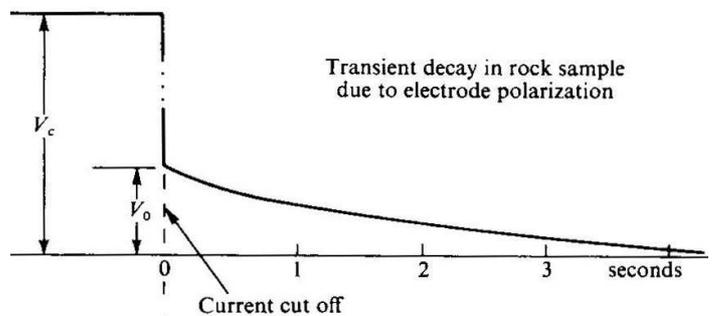
que fluye lentamente por los poros del recipiente. Cuando se genera la corriente espuria, desaparece consumiendo los cristales.

MÉTODO DE CAIDA DE POTENCIAL

Es similar al de resistividades en el sentido que se inyecta corriente entre dos electrodos **A** y **B**. La diferencia estriba en que se utiliza un tercer electrodo de potencial **O** en medio de los dos **M** y **N**, de manera de comparar los potenciales **MO** con **ON** y se confeccionan curvas de relación de diferencias de potencial o de gradientes de resistividad.

MÉTODO DE POLARIZACIÓN INDUCIDA

Surge del hecho que al interrumpir la corriente, la diferencia de potencial no cae inmediatamente a cero. Si bien el mayor porcentaje desaparece, hay un remanente que disminuye gradualmente en el tiempo (unos segundos). Esto ocurre cuando hay conductores electrónicos embebidos en una matriz conductora electrolítica. Estos materiales tienen la capacidad de bloquear o polarizar la corriente eléctrica como una batería recargable, esto es, acumulan cargas en las caras en contacto entre ambos, y al quitarse la corriente comienza la descarga que genera una nueva corriente y la consecuente diferencia de potencial. La medición con corriente continua es similar a la ya vista.



Se construye una curva de la caída de potencial con el tiempo y se define como **cargabilidad aparente** a la relación entre el área de esta curva y la diferencia de potencial medida antes del corte de la corriente. Esta cargabilidad es proporcional a la resistividad.

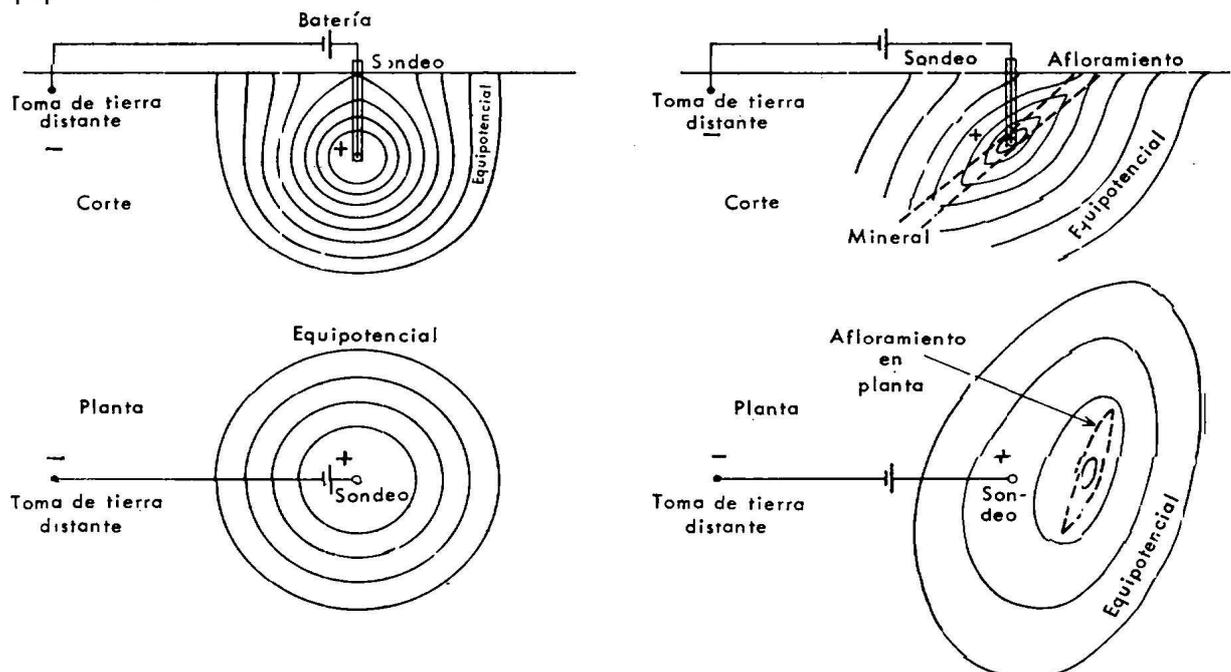
Las curvas de cargabilidad aparente se interpretan de modo similar a las de resistividad aparente. Al existir una relación teórica entre estas, finalmente se obtiene la resistividad verdadera. Este método utiliza los mismos arreglos electródicos vistos, pero tiene más aplicación en la localización de metales que en la clásica búsqueda de agua, no así el equipo medidor ya que requiere medir tiempos mientras decae la corriente.

Trabajando con corriente continua, se dice que el análisis se realiza en el **dominio del tiempo**.

Si la corriente inyectada es alterna, la intensidad de la corriente aumentará con la frecuencia de la tensión, por lo tanto la resistencia del circuito disminuirá. Aunque un condensador tiene resistencia infinita al paso de la corriente continua, permite el paso de la corriente alterna de una manera compleja que es dependiente de la frecuencia. Entonces, si se analiza la caída de potencial para diferentes frecuencias, la resistividad de las rocas disminuirá cuando aumente la frecuencia y el análisis se dice que es realizado en el **dominio de la frecuencia**. Para este método se utiliza el dispositivo **dipolo-dipolo**.

MÉTODO DE MISE A LA MASSE

También conocido como del cuerpo cargado o de excitación de la masa, permite comprobar si un mineral aflorando es pequeño y local o extenso, y en este último caso, determinar su dirección y tamaño para evaluar su potencial económico. Se trabaja como en el método de equipotenciales.

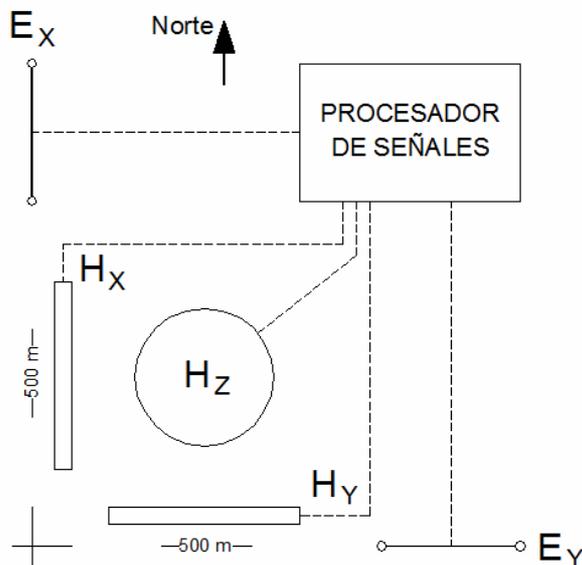


MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Las **corrientes telúricas** son corrientes naturales originadas en las variaciones del campo magnético de la Tierra. Estas variaciones son causadas por chorros de partículas cargadas desde el Sol, que aplastan o comprimen al campo magnético terrestre. La cara de la Tierra que enfrenta al Sol cambia durante 24 horas, por lo tanto el aplastamiento del campo tiene un período de un día. Estas variaciones inducen una corriente eléctrica alterna en Tierra.

Este método es similar al de Potencial Espontáneo visto, con la diferencia que las corrientes en juego ahora son alternas y que deben ser amplificadas porque son muy débiles.

A raíz de las grandes variaciones en amplitud y dirección de la señal, se utilizan dos juegos de electrodos: Uno como estación base y el otro móvil. Estos pares son dispuestos en dirección Norte-Sur y Este-Oeste. En la exploración petrolera se utilizan separaciones electródicas del orden de los 300-500 metros. Para minería de 30 metros.



Como estas corrientes producen un campo electromagnético, el método consiste en medir la componente Norte-Sur del campo Eléctrico (E_x) y la componente Este-Oeste del campo Magnético (H_y). Para cada frecuencia f se obtiene la resistividad ρ de la siguiente relación:

$$\rho = \frac{0,2 E_x^2}{f H_y^2}$$

Las frecuencias que se usan en este método van desde los 10^{-3} a los 10 Hz. Cuando el rango de frecuencia utilizado va de los 10 a los 104 Hz, el método se conoce como **AFMAG** o de audio frecuencias.

Se calcula ρ para diferentes frecuencias (lo que implica diferentes profundidades de investigación) y ahí se presenta nuevamente la resistividad aparente. Se construye una curva de la resistividad aparente versus la frecuencia o el período, y se realiza la interpretación con curvas patrones similares a las de los sondeos eléctricos.

Para medir el campo eléctrico se utilizan electrodos impolarizables y para medir el magnético se utilizan bobinas de unas 30.000 espiras de cobre, con un núcleo de molibdeno y permaloy de 2 metros de largo y 15 centímetros de diámetro, en las que se induce una corriente alterna. Los dos pares de electrodos se colocan separados unos 500 metros y perpendiculares entre si. Las tres bobinas sensoras del campo magnético H_x , H_y y H_z están perpendiculares entre si, y ubicadas cerca del cruce de las líneas que forman los electrodos.

Este método tiene la ventaja que permite estudiar estructuras muy profundas a nivel de Corteza terrestre, es decir unas decenas de kilómetros.

MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS (EM)

Introducción

Entre todos los métodos geofísicos, estos son los que tienen la mayor variedad de instrumentos, y muestran una gran diversidad geográfica, ya que la mayoría son solo utilizados en la zona donde fueron desarrollados. Los primeros fueron usados en 1935 por Karl Sundberg en Suecia para la exploración de minerales, y también para el mapeo estructural en la exploración de hidrocarburos. La mayoría estuvo disponible comercialmente después de la Segunda Guerra Mundial. Últimamente aumentó su uso para cuestiones ambientales.

La gran ventaja de estos métodos es que no requieren contacto con el suelo, lo que hace más rápida y económica la medición. Además permiten su utilización en barcos o aviones. La interpretación es complicada porque requiere un considerable tiempo en el análisis de modelos computacionales.

Estos métodos no permiten una interpretación cuantitativa (dimensiones y profundidad), pero detectan muy bien los materiales conductores en mediciones de reconocimiento. Tampoco permiten investigar el subsuelo a profundidades mayores de unas pocas decenas de metros.

Para entender el funcionamiento de estos métodos es necesario familiarizarse con la generación y propagación de los campos electromagnéticos, recordando algunos conceptos físicos elementales que describimos a continuación.

Oersted descubrió que toda corriente eléctrica crea un campo magnético y **Faraday** descubrió el efecto contrario, es decir que todo campo magnético variable genera electricidad, continua si el movimiento es uniforme.

Si se cuelga un imán de un hilo, de modo que oscile como un péndulo cerca de una bobina o un solenoide, generará una corriente en este, pero alterna, ya que cambiará de sentido según se acerque o se aleje el imán. Entonces la corriente alterna inducida tendrá una frecuencia igual a la de oscilación del imán.

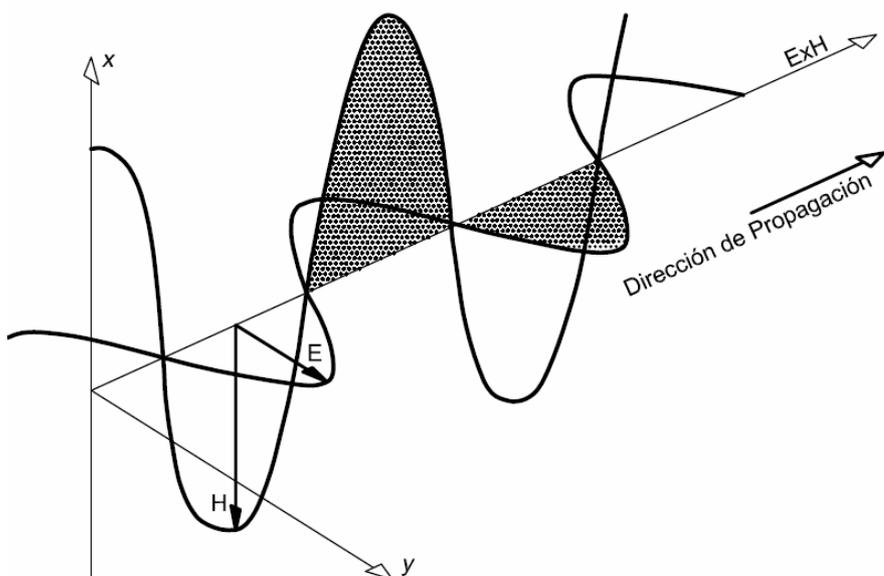
Analizando estos fenómenos, **Maxwell** concluyó que la variación de un campo magnético (oscilante) produce un campo eléctrico variable. Entonces, por el efecto Oersted se crea un campo magnético variable, y por el efecto Faraday se genera otro campo eléctrico variable, y así sucesivamente. Maxwell llamó campo electromagnético a este conjunto de campos sucesivos, cuya propiedad principal es la de propagarse por el espacio a la velocidad de la luz.

A Faraday se le ocurrió la genial idea de medir los campos por el apretujamiento de las líneas, lo que definió como el **flujo ϕ (cantidad de líneas)** en un área determinada. Y en el caso de los campos electromagnéticos definió la **fuerza electromotriz (f.e.m.) inducida** en lugar de la corriente inducida, que es el **cambio de flujo en el tiempo**.

Ondas electromagnéticas

Estas ondas constan de dos componentes ortogonales: La intensidad eléctrica **E** y la fuerza magnética **H** que oscilan a la misma frecuencia pero en planos perpendiculares entre si y a la dirección de viaje. Se propagan como un frente, igual que las ondas sísmicas. Son del mismo tipo que las ondas de radio, rayos X, rayos γ y la luz.

En estos métodos ignoramos la existencia del eléctrico y solo tenemos en cuenta el magnético.



La diferencia entre los distintos tipos es la **longitud de onda λ** , que está relacionada a la frecuencia por la velocidad **$v = f \cdot \lambda$** .

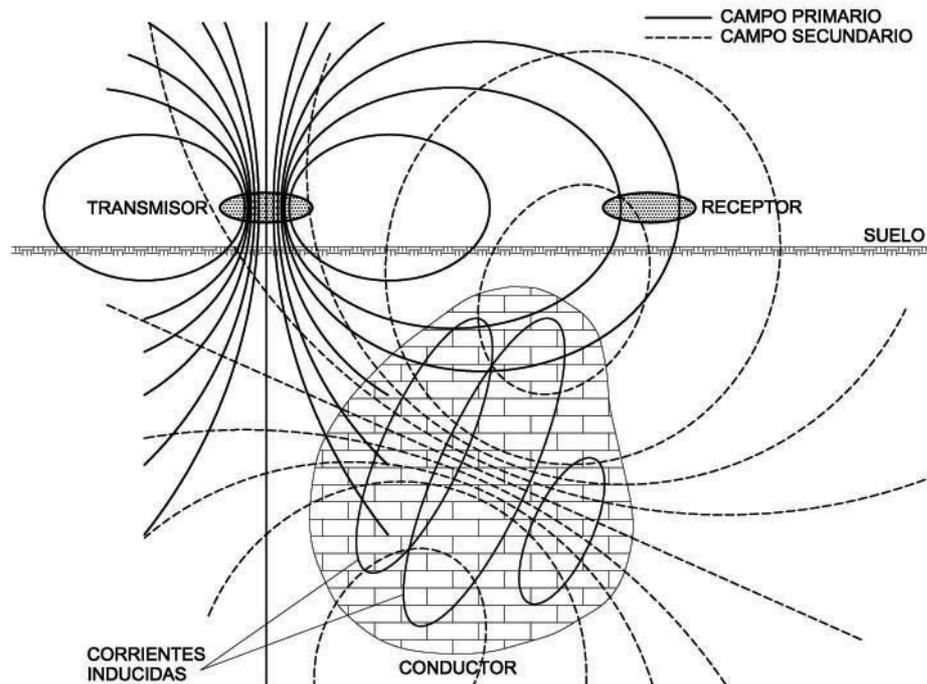
Estas ondas viajan a unos 300.000 km/seg (velocidad de la luz), de modo que para las frecuencias de unos cientos de Hertz, típicas de un equipo electromagnético, la longitud de la onda es del orden de los 10 a 100 km, mientras que la separación fuente

receptor es de unos pocos metros. En consecuencia, la propagación de estas ondas con su atenuación asociada puede ser despreciada.

Principio de los Métodos EM

Se basa en el hecho de que una bobina llamada **Transmisora**, por la que circula una corriente alterna, produce un campo electromagnético variable llamado **Primario**. Este campo se propaga tanto por encima como por debajo de la superficie del suelo. Cuando el subsuelo es homogéneo no hay diferencia entre el campo que se propaga fuera o dentro de el, salvo una ligera reducción en amplitud de este último respecto del primero.

Recordemos que las líneas de campo producidas por una bobina por la que circula una corriente alterna son similares a las de un imán colocado perpendicular al plano de la bobina, y que las líneas de fuerza producidas por un cable con corriente forman círculos concéntricos en planos perpendiculares al cable.



Si hay un conductor en el subsuelo, el campo primario le induce una corriente alterna Eddy, la cual genera un nuevo campo electromagnético que llamamos **Secundario**, el que difiere del primario en amplitud y fase, y es detectado por otra bobina que llamamos **Receptora**, la que recibe la resultante de los campos Primario y Secundario, sin identificarlos a cada uno por separado.

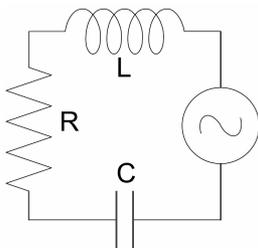
La diferencia entre el primario y el resultante provee información sobre las propiedades eléctricas, geometría y tamaño del conductor.

Para la detección del campo resultante en la bobina receptora se amplifica el voltaje alterno inducido, y se lo conecta luego a unos auriculares donde se escuchará un ruido. La amplitud de este voltaje es proporcional a la componente del campo perpendicular al plano de la bobina, entonces la intensidad de la señal en los auriculares será máxima cuando el plano de la bobina esté a 90° de la dirección del campo, o será nula cuando dicho plano sea paralelo a la dirección del campo. Si no hay un cuerpo conductor en el subsuelo, esta dirección será la del primario.

Como el oído es más sensible a un sonido mínimo que a uno máximo, se gira la bobina hasta que se anule el sonido. El plano de la bobina estará entonces en la dirección del campo.

En la mayoría de las mediciones EM las longitudes de onda son mayores que el área a relevar, de modo que en cualquier instante el campo primario es efectivamente el mismo y se lo considerará solamente variando con el tiempo.

Fundamento eléctrico



Para el análisis de este método se considera al suelo como un circuito equivalente **RLC** (Resistencia, Inductancia y Capacitor). El voltaje alterno aplicado tiene la forma de una onda senoidal con una frecuencia angular $\omega=2\pi f$, una amplitud máxima E_0 que varía en el tiempo como $E = E_0 \cdot \text{sen}(\omega t)$ y con una corriente equivalente

$$I = E_0 \left\{ \left[\omega L - \left(1/\omega C \right) \right]^2 + R^2 \right\}^{-1/2} \cdot \text{sen}(\omega t - \phi)$$

$$\text{Donde } \phi = \text{arctg} \left[\omega L - \left(1/\omega C \right) \right] / R$$

La corriente **I** tiene entonces un atraso de fase ϕ con respecto al voltaje aplicado.

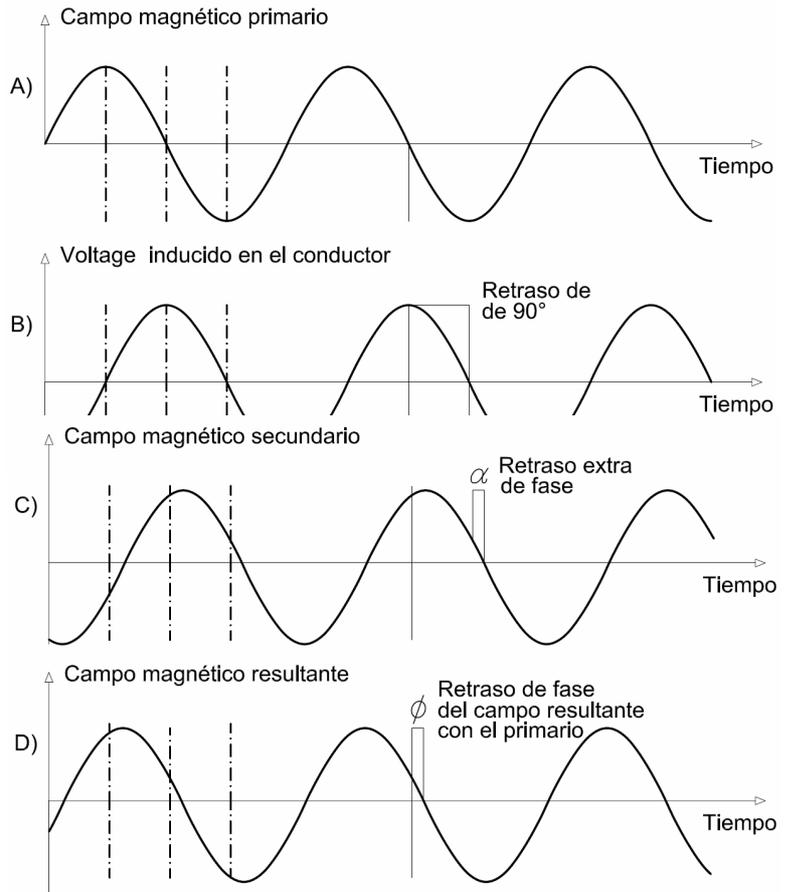
El campo magnético primario **P** tiene la forma $P = P_0 \cdot \text{sen}(\omega t)$ (Figura A), o $P = P_0 \cdot \text{cos}(\omega t)$.

El voltaje inducido en un conductor perfecto, como resultado del campo magnético primario incidente, se atrasa 90° .

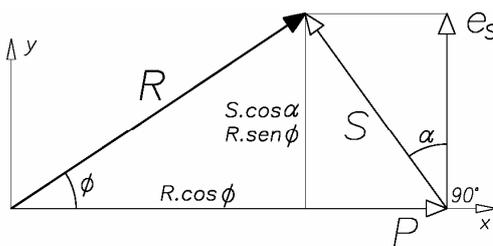
De acuerdo a las leyes de Faraday de la inducción electromagnética, la magnitud del voltaje inducido es directamente proporcional a la razón de cambio del campo. Entonces el voltaje inducido será cero cuando el campo magnético sea máximo o mínimo (Figura B).

Las corrientes Eddy (e_s) inducidas toman un cierto tiempo para generarse en un conductor. Este tiempo se manifiesta como un atraso α , que dependerá de las propiedades eléctricas del conductor. Será un gran atraso para buenos conductores y pequeño para malos (Figura C).

Una vez generado el campo secundario, interactúa con el primario para formar el campo magnético resultante, el cual tendrá un atraso total ϕ respecto del primario (Figura D).



La relación entre los campos primario P , secundario S y la resultante R , así como las componentes real (en-fase) $R \cdot \cos \phi$ y la imaginaria (fuera-de-fase o cuadratura) $R \cdot \sin \phi$ puede ser representada en forma vectorial. Se les llama real e imaginaria cuando el ángulo de fase es 0° ó 90° respectivamente. Esta representación no es la relación espacial de las direcciones de los campos y la rotación en sentido antihorario significa atraso en el tiempo.



Vemos que el voltaje inducido por las corrientes Eddy (e_s) se atrasa 90° respecto del primario, y el campo magnético secundario S se atrasa además un ángulo α , es decir que S se atrasa $90^\circ + \alpha$ respecto de P y R tiene un atraso ϕ respecto de P .

El campo secundario S a su vez puede ser descompuesto en sus componentes horizontal $S_x = S \cdot \sin \alpha$ (real) y vertical $S_y = S \cdot \cos \alpha = R \cdot \cos \phi$ (imaginaria), las

que pueden determinarse según el equipo de medición utilizado. La relación entre las intensidades de estas componentes tiene que ver con la tangente del ángulo de fase α . Pero esta relación varía con la posición del punto de observación respecto del conductor en el subsuelo y con la frecuencia del campo primario.

Para la medición de las componentes de la tensión alterna inducida en la bobina exploradora se generan dos tensiones de referencia ajustables cuyas fases difieran 90° para compararlas con la tensión desconocida. Esto se logra con circuitos adecuados denominados compensadores, que en síntesis permiten medir la amplitud y fase del campo resultante, así como las intensidades de los campos real e imaginario.

Polarización Elíptica

Los vectores P y S difieren en fase un ángulo $(\pi/2 + \alpha)$ y espacialmente un ángulo β , y su combinación produce un **campo magnético polarizado elípticamente**. Las operaciones matemáticas utilizando ondas senoidales son las siguientes:

$$P(t) = P = P_0 \cdot \text{sen}(\omega t) \quad \text{y} \quad S(t) = S = S_0 \cdot \text{sen}[\omega t - (\pi/2 + \alpha)] = S_0 \cdot \text{cos}(\omega t - \alpha)$$

Donde P_0 y S_0 son funciones de la geometría del transmisor, el conductor y el receptor.

La resultante R siempre existe, varía en magnitud y está rotando en el espacio. La punta de este vector describe una elipse conocida como elipse de polarización y su eje mayor estará inclinado un ángulo θ con la horizontal. Un método EM aprovecha este parámetro y es conocido como el método de inclinación.

Cuando el campo secundario sea debido a un buen conductor, $\alpha \rightarrow \pi/2$, y la diferencia de fase será prácticamente de 180° . Para el caso de un conductor muy pobre, $\alpha \rightarrow 0$, y el secundario estará desfasado solo 90° . Entonces la presencia de un conductor hará que S esté desfasado entre 90° y 180° respecto de P .

Para eliminar (ωt) desarrollamos S en función de P haciendo:

$$\text{cos}(\omega t - \alpha) = \text{cos}(\omega t) \cdot \text{cos}(\alpha) + \text{sen}(\omega t) \cdot \text{sen}(\alpha) = \sqrt{(1 - (P/P_0)^2) \cdot \text{cos}(\alpha) + (P/P_0) \cdot \text{sen}(\alpha)} = S/S_0$$

Elevando al cuadrado y reordenando queda:

$$\frac{P^2}{P_0^2} + \frac{S^2}{S_0^2} - \frac{2 \cdot P \cdot S \cdot \text{sen}(\alpha)}{P_0 \cdot S_0} = \text{cos}^2(\alpha)$$

$$\frac{P^2}{P_0^2 \cdot \text{cos}^2(\alpha)} + \frac{S^2}{S_0^2 \cdot \text{cos}^2(\alpha)} - \frac{2 \cdot P \cdot S \cdot \text{sen}(\alpha)}{P_0 \cdot S_0 \cdot \text{cos}^2(\alpha)} = 1$$

Que es la ecuación de una elipse de la forma $Lz^2 - 2Mxz + Nx^2 = 1$, cuyo eje mayor está inclinado un ángulo θ con el eje horizontal en nuestro caso. Es decir,

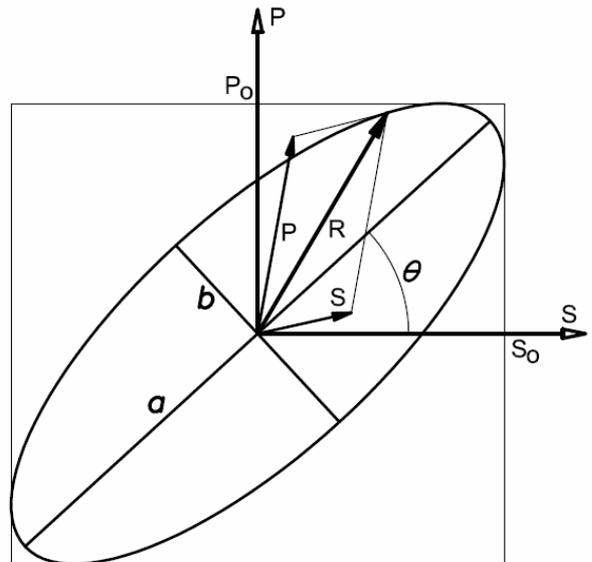
$$\text{tg}(2\theta) = \frac{P_0 \cdot S_0 \cdot \text{sen}(\alpha)}{S_0^2 - P_0^2}$$

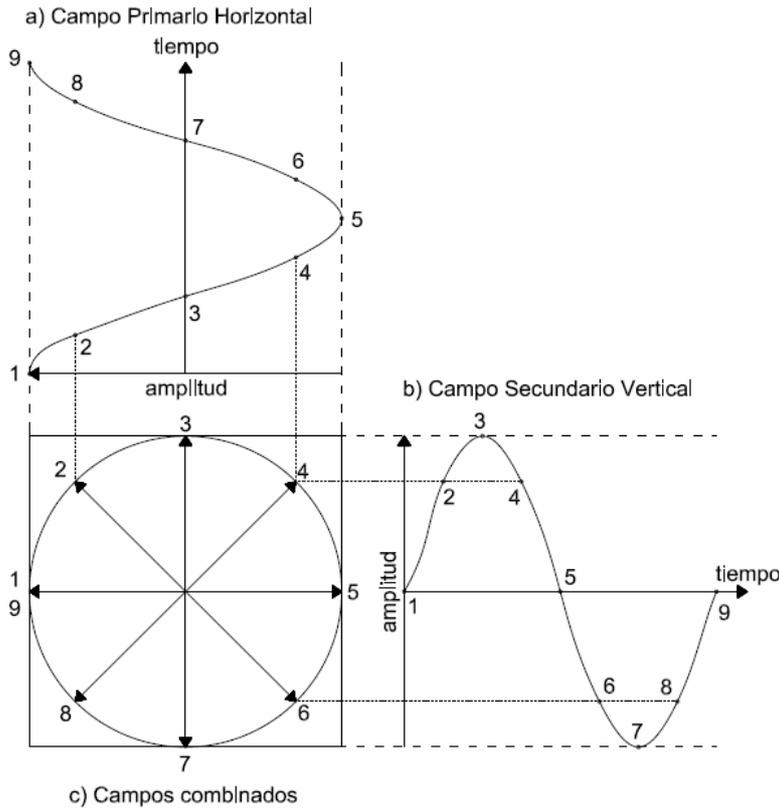
Obviamente, la bobina receptora puede ser orientada de modo que coincida con el plano de la polarización, y entonces habrá una señal nula en los auriculares. Algunos métodos utilizan este aspecto, midiendo la inclinación y el azimut de la elipse, y determinando el eje mayor y menor.

Si la bobina detectora es rotada alrededor de su diámetro horizontal o vertical, no siempre será posible encontrar una posición de nulo perfecto porque el plano de la bobina no coincidirá, en general, con el plano de la elipse. Habrá sin embargo una señal mínima en una orientación.

Los parámetros de estas mediciones son la Amplitud, la Frecuencia y la Elipticidad, elementos que en definitiva permiten hacer una interpretación cuantitativa de los datos.

Supongamos dos campos iguales en tamaño, con P horizontal y S vertical (Figuras a y b). También supongamos que la fase de S esté atrasada 90° respecto de P (esto es en cuadratura). Cuando P esté en un máximo (Punto 1 Figura a), S estará en cero (Punto 1 Figura b), de modo que el campo resultante es por lo tanto horizontal (Punto 1 Figura c).



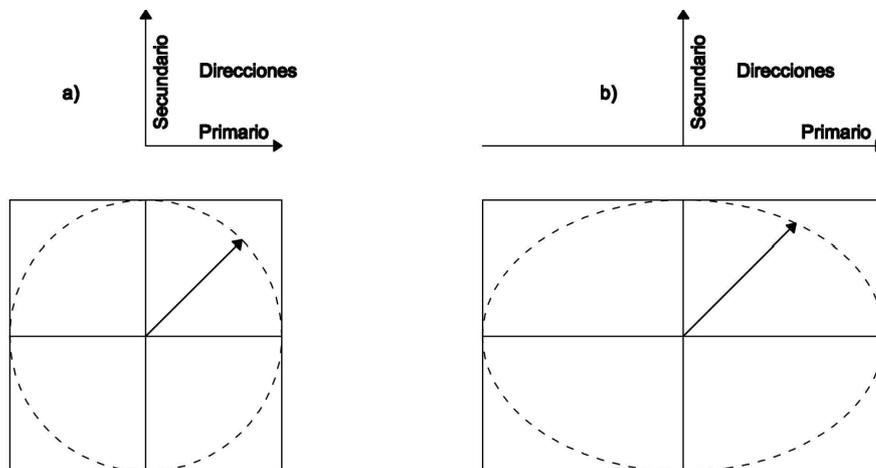


Cada un octavo de ciclo los campos son iguales (Puntos 2, 4, 6 y 8), de modo que el campo total está a mitad de camino entre el horizontal y el vertical, o 45° del horizontal (este es un ángulo en el espacio, no un ángulo de fase).

En 3 el S es máximo y el P es cero, de modo que el campo combinado es ahora vertical y así sucesivamente hasta el 9 donde se completa un ciclo. Durante la vuelta la longitud del campo combinado permanece constante (Figura c), por ello se le llama polarización circular.

En la figura veremos que este círculo se ajusta dentro de un cuadrado cuyos lados son dos veces la longitud del valor máximo del campo (a). Si los dos campos no son iguales, con P mayor como es común, el cuadrado se convierte en un rectángulo y el círculo en una

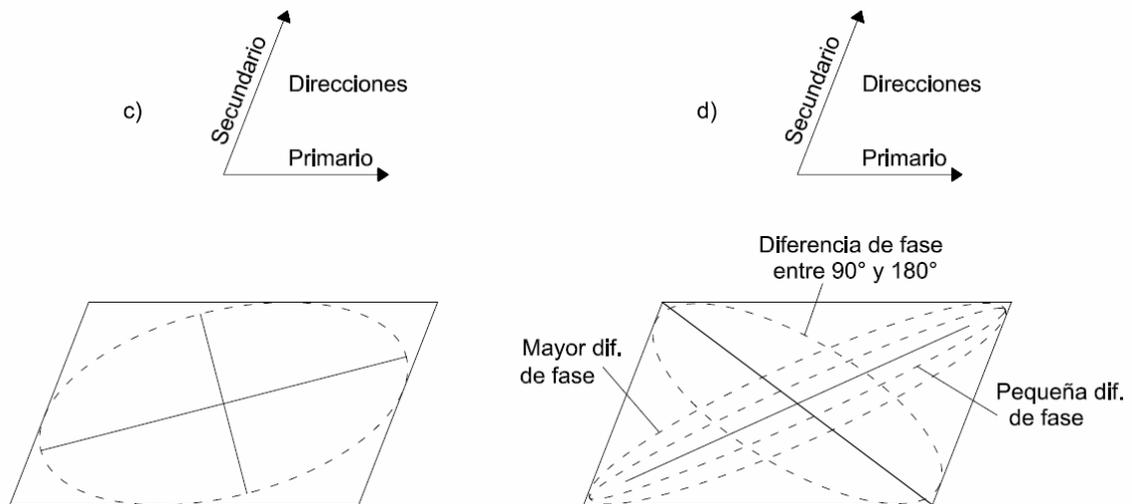
elipse (b). Si S no es vertical el rectángulo se convierte en un paralelogramo (c) y los dos campos se combinan para dar una elipse inclinada. Hasta aquí los dos campos tenían una diferencia de fase de 90° .



Cambiando la fase se logra que la elipse cambie su forma (relación entre sus ejes) así como la inclinación del paralelogramo (d), convirtiéndose en una diagonal que es la suma de los dos vectores.

En síntesis, cuando dos señales no son iguales en tamaño ni están a 90° ni desfasadas exactamente 90° , producen una elipse de polarización cuyo eje mayor está inclinado hacia la dirección del campo primario.

Dicho de otra forma, la aparición del campo secundario es lo que produce una elipse. Si este fuera separado en dos, uno en fase y el otro fuera de fase, la inclinación de la elipse dependerá fuertemente de la componente en fase, mientras que la relación entre los ejes menor y mayor dependerá de la componente fuera de fase (cuadratura), suponiendo siempre que P sea mucho mayor que S lo que ocurre generalmente.



Entonces la forma y la inclinación de la elipse de polarización pueden ser usada para obtener la componente en fase y la cuadratura de una señal que es nuestro objetivo.

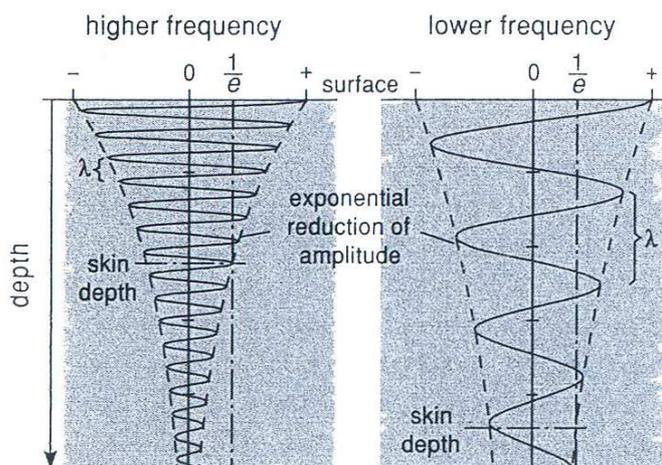
La dirección y módulo del vector campo electromagnético dependerá de la naturaleza de la fuente y de la posición relativa entre esta y el punto de observación.

En el campo no perturbado de una bobina existen infinitas posiciones de anulación porque el vector campo continúa estando en el plano de la bobina cuando se la hace girar alrededor de un diámetro que coincida con la dirección del campo. Pero si existe un conductor en el subsuelo el campo se polariza elípticamente, y hay una y solo una posición de la bobina para la cual la tensión inducida es nula, que es en la que coincide el plano de la bobina con el de la elipse.

Algunos equipos de EM tienen además un potenciómetro (compensador de amplitud y fase) para comparar las señales del campo primario y secundario. Las bobinas son arrolladas generalmente en un marco rectangular o circular de unos 50 ó 100 cm de lado o diámetro. Las fuentes de energía son alternadores en motores de gasolina o pequeños osciladores en baterías.

Absorción de las ondas electromagnéticas

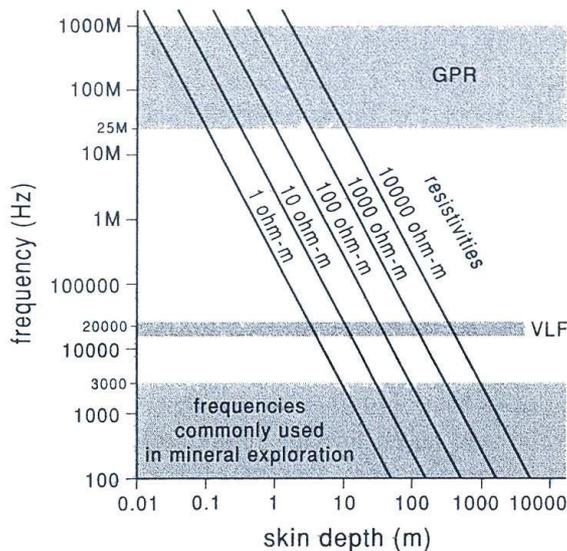
Cuando se propagan, las ondas son más débiles, o atenuadas, por dos razones: Porque la energía debe distribuirse en un frente de onda cada vez más grande, por eso la recepción de una radio es cada vez más pobre a mayor distancia del transmisor, y segundo, porque las ondas pueden ser absorbidas. Esta absorción es similar a la que ocurre con las ondas sísmicas, y es lo que determina la profundidad de investigación.



Si bien las ondas EM pueden viajar indefinidamente por el espacio, son progresivamente absorbidas cuando lo hacen a través de un conductor, y más absorbidas aún cuanto más alta sea la conductividad. La amplitud decrece exponencialmente como muestra la figura. Como la amplitud nunca llega a cero, se define la **Profundidad de Piel (PP)**, distancia a la cual la amplitud cae a $1/e$, que es alrededor de un tercio ($e=2,718$). A dos veces la profundidad se reduce a $1/e^2$, y así sucesivamente. La PP en metros se calcula como:

$$PP = 500\sqrt{1/\sigma \cdot f} = 500\sqrt{\lambda/\sigma \cdot v} = 500\sqrt{\rho/f} = 500\sqrt{\rho \cdot \lambda/v}$$

Con λ la longitud de onda, f la frecuencia, v la velocidad, ρ la resistividad y σ la conductividad.



La PP es menor (poca profundidad) para altas frecuencias y altas conductividades (bajas resistividades). La figura de la derecha muestra cómo están relacionadas: Para encontrar esta profundidad primero se elige la frecuencia en el eje correspondiente y desplazándose horizontalmente hasta la apropiada línea de resistividad, de donde se cae verticalmente al eje horizontal. En la figura se ven los rangos de frecuencia usados en los diferentes equipos.

A causa de la absorción, se necesitarán frecuencias más bajas y un transmisor poderoso para encontrar objetivos más profundos. Si estos están debajo de otro muy buen conductor será imposible detectarlo. A la inversa, este método trabajará muy bien para detectar cuerpos debajo de otros altamente resistivos como arena seca, lo

que vuelve poco prácticos los métodos resistivos de corriente continua.

Modalidades en la medición

Hay dos tipos de técnicas para separar los campos primario y secundario, según se trabaje con la frecuencia o con el tiempo:

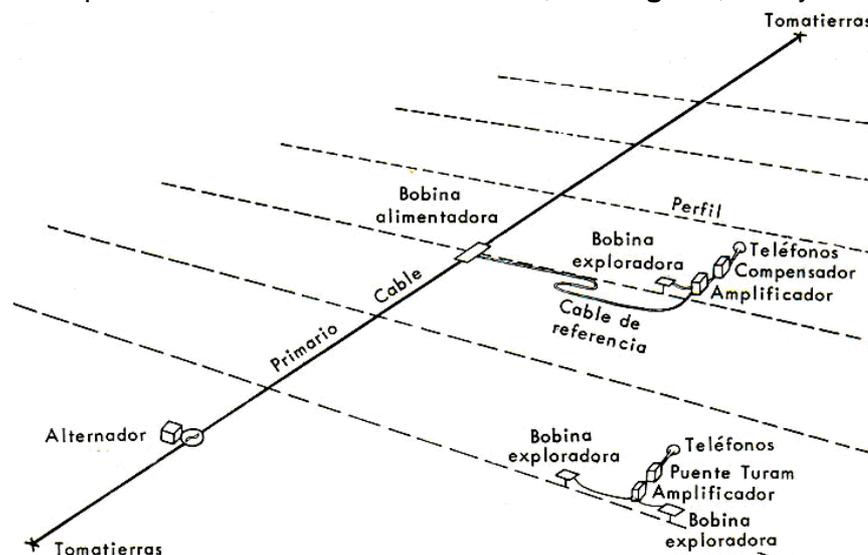
DFEM (Dominio de la Frecuencia EM) que separa las componentes del secundario que están en fase y fuera de fase (cuadratura) con respecto al campo primario. Utilizan bobinas fijas, y al variar la frecuencia se logra mayor o menor penetración de las ondas EM.

DTEM (Dominio del Tiempo EM) que utiliza un campo EM pulsado en lugar de uno continuo y se mide el secundario justo después que el campo primario es apagado. De este modo se mide como decae el campo secundario. Los cuerpos más conductores decaen más lentamente sus corrientes, y la relación de decaimiento en distintos lugares permite detectarlos.

Modalidad en la disposición de las bobinas.

La disposición de las bobinas transmisora y receptora es generalmente horizontal coplanar o vertical coaxial y define dos grupos:

- 1) Emisor Fijo: Donde el emisor permanece inmóvil y el receptor se desplaza, conocidos como de **Inclinación de Campo** y el **Sundberg** o **Del Compensador**.
- 2) Emisor y Receptor Móvil: Utilizan bobinas portátiles, donde la transmisora y receptora se desplazan con separación constante como el **Turam**, el **Slingram**, **VLF** y **GPR** o **Radar**.



En esta figura el campo primario es generado por un cable de varios cientos de metros, y es alimentado por una corriente alterna de baja frecuencia (unos 500 ciclos/seg). Las aplicaciones de los métodos electromagnéticos son las siguientes:

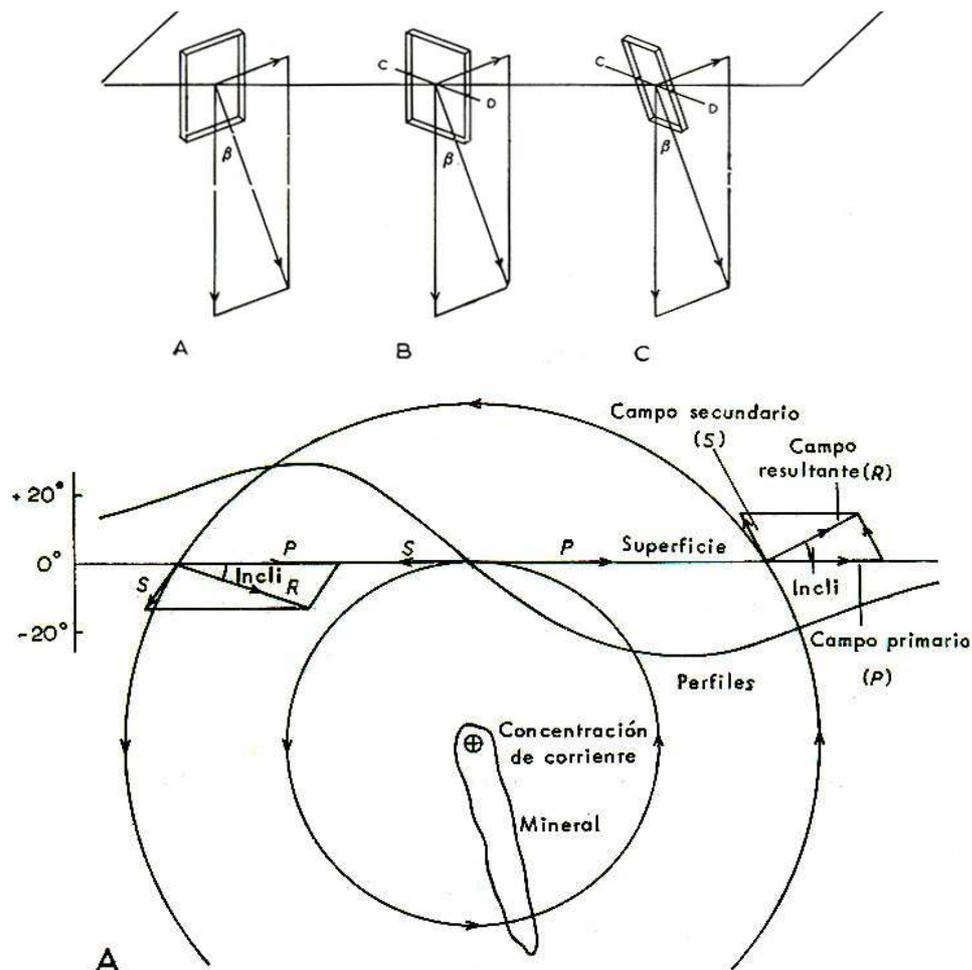
- 1) Estratigrafía del terreno atendiendo a sus propiedades eléctricas;
- 2) Detección de depósitos enterrados de residuos urbanos e industriales;
- 3) Definición de zonas de intrusión marina;
- 4) Determinación de niveles freáticos;
- 5) Identificación de acuíferos contaminados y
- 6) Estudios de suelos y sus características hidrológicas.

El equipo es completamente portátil y sólo se necesita un operador para su funcionamiento. Consta de una pequeña consola alimentada por pilas, con dos largas barras a sus extremos, las cuales incluyen las bobinas o antenas, emisora y receptora.

Método de Inclinación de Campo

Cuando el plano de la bobina coincide con el del campo, la señal se reduce a cero porque no se cortan líneas de fuerza. Para determinar el ángulo β de inclinación la bobina debe estar montada sobre un trípode, de modo que pueda girar sobre tres ejes perpendiculares.

En la práctica se procede como sigue: A) Se gira la bobina alrededor de un eje vertical hasta que la señal alcanza un mínimo. B) Se la gira 90° sobre el mismo eje. C) Se la gira alrededor de un eje horizontal hasta desaparezca la señal, entonces el vector resultante yace en el plano de la bobina, y el ángulo que esta forma con la horizontal es la inclinación del campo.



Veamos este ejemplo, donde el campo P primario es horizontal y generado por una bobina vertical y perpendicular al plano del dibujo. Suponemos un filón conductor extenso en el plano perpendicular a la figura, y que la corriente secundaria inducida en el filón se concentra a lo largo del borde superior. Esta corriente produce un campo magnético S que se opondrá al campo primario.

El campo resultante se inclina por debajo del horizonte (positiva) a un lado del conductor, y sobre el horizonte (negativa) al otro lado. El conductor está ubicado en el punto de inflexión donde la inclinación es nula.

Este método no es muy preciso porque su poder resolutivo no es muy grande, pero es buen indicador de la presencia y ubicación de un conductor en el subsuelo.

Método de Sundberg o del Compensador

Como el método de inclinación de campo no daba suficiente precisión, era lento de operar y dejaba una señal residual en los teléfonos, se agregó el compensador debido a Sundberg, que logra el silencio equilibrando las dos tensiones en juego. De esta manera se miden tanto la componente real como la imaginaria de la tensión inducida en la bobina exploradora. Para ello se requiere una referencia u origen de los tiempos, que se logra con la tensión suministrada por una bobina auxiliar. Esta se ubica junto al cable que genera el campo primario, y previa amplificación se conecta a un compensador que permite equilibrar las dos tensiones en juego, lo que se evidencia por un silencio en los teléfonos.

Para la medición se comienza próximo al cable y se avanza con la bobina exploradora en un perfil perpendicular hasta donde alcance el cable de referencia. Entonces se cambia de perfil repitiendo el proceso. El radio de acción efectiva del método está dado por la longitud del cable de referencia, que no puede ser muy largo (1 a 2 kilómetros) por la resistencia e inductancia propia por un lado, y por cuestiones prácticas por el otro.

La tensión en la bobina exploradora es proporcional al campo magnético que actúa sobre la bobina y a la intensidad de la corriente.

Método Turam

Este método (Tva-ram en sueco significa dos cuadros) supera el gran inconveniente del Sundberg, es decir la necesidad de tener el cable de referencia. Consta de dos bobinas exploradoras idénticas a separación constante de 10 ó 20 metros, que se utilizan para medir la relación entre las amplitudes y las diferencias de fase de los campos electromagnéticos captados por las bobinas. Generalmente se las mantiene en posición horizontal para comparar las componentes verticales.

Al tener separación constante las bobinas y medirse los mismos parámetros en cada localización, puede determinarse el gradiente horizontal de fase de la resultante vertical.

En el avance de la medición por el perfil, la bobina de atrás ocupa el lugar de la bobina de adelante en la medición anterior.

Funciona muy bien para cuerpos a poca profundidad, la que puede ser regulada variando la separación de las bobinas, ya que cuanto mayor sea esta mayor es la penetración.

Las mediciones son similares a las del método de los dos cuadros, con la diferencia de que la comparación de los campos es completa y mucho más exacta por el equipo utilizado.

La ventaja operativa de este método está en que no requiere cable de referencia entre el sistema de medida y la fuente del campo, aunque hay un límite práctico a esto dado por la distancia al cable. De esta manera, los operadores pueden pasar directamente a un perfil paralelo. Recordemos que en el del Compensador, el cable debe ser enrollado de nuevo cuando ha llegado a su límite.

Sobre un cuerpo conductor, las relaciones medidas alcanzan un máximo, esto implica que la diferencia de fase sea expresada como un adelanto del campo en la bobina delantera respecto de la trasera. Si no hay conductor, la diferencia será cero. El campo secundario es diferente en cada bobina R y se mide la relación o gradiente entre ambas, que obviamente cambia más de lo esperado cuando hay un cuerpo conductor

Método Slingram

Es tal vez el más popular de los de emisor y receptor móviles, ya que tanto la fuente generadora del campo primario (bobina transmisora) como la bobina receptora se mueven juntas a separación constante. Una batería con un oscilador produce una corriente alterna en la transmisora. El diámetro de cada bobina es generalmente de un metro y están separadas en el orden de los 30 a 100 metros. Las bobinas son coplanares y en la mayoría de las mediciones están horizontales. El cable conector también sirve para controlar la separación. La máxima señal de amplitudes medida implica que se está en presencia de un cuerpo conductor. La interpretación cuantitativa en términos de profundidad y tamaño del cuerpo, puede hacerse con la ayuda de curvas tipo que son suministradas por el constructor del equipo. En la siguiente figura vemos claramente la respuesta del equipo. Para anular la corriente inducida por el primario, el cable que viene del transmisor suministra al receptor una corriente que anula la inducida. Esta anulación es exacta solo si las bobinas **T** y **R** son mantenidas a separación constante y con la misma orientación una respecto de la otra.

Los instrumentos más pequeños de este tipo tienen las **T** y **R** rígidamente puestas en los extremos de una barra. Los más grandes, con bobinas separadas 10 metros o más no permiten una barra y deben ser posicionadas cuidadosamente en cada estación.

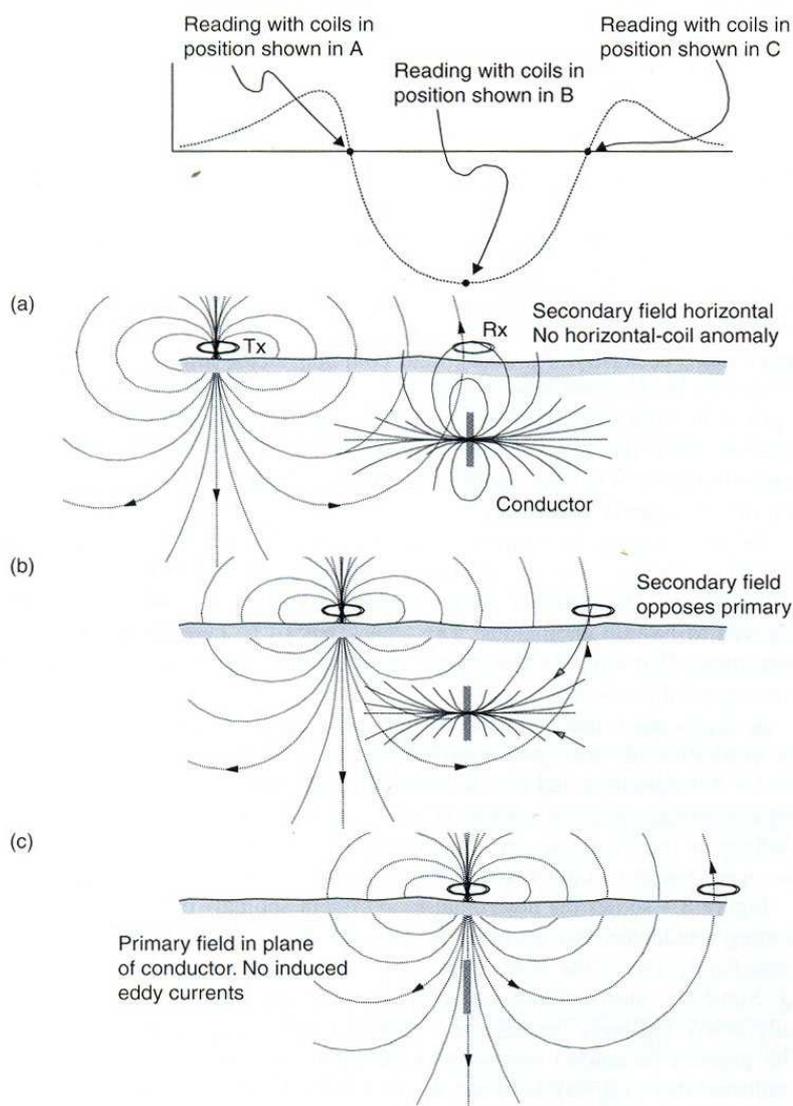
El campo secundario es generalmente medido como un porten-taje del primario. Alternativamente, algunos instrumentos son calibrados para leer la conductividad aparente.

Si el cuerpo tiene la forma de una hoja vertical delgada, como un filón metálico, no habrá señal cuando **T** esté sobre el cuerpo, porque el campo magnético primario no atraviesa el cuerpo y no hay flujo en la bobina **R**.

Cuando **R** está sobre el cuerpo tampoco hay señal porque el campo secundario en **R** es horizontal y por lo tanto no corta la **R** que también es horizontal.

La señal tendrá un máximo cuando el cuerpo esté en el punto medio entre **T** y **R**. El máximo es negativo porque en todo momento el primario y el secundario tienen direcciones opuestas. Si la lámina está inclinada, el perfil será asimétrico.

Para localizar cuerpos más profundos deben separarse más las bobinas, aumentarse la corriente y reducir la frecuencia.



Las bobinas pueden ir montadas en los extremos de las alas de un avión o colgadas en un “pájaro” debajo de un helicóptero. Esto tiene varias ventajas, como la velocidad y el bajo costo en función del área. La disminución de la señal debido a las mayores distancias puede compensarse usando grandes bobinas y corrientes. Una alternativa es usar el EM Transitorio (TEM en inglés).

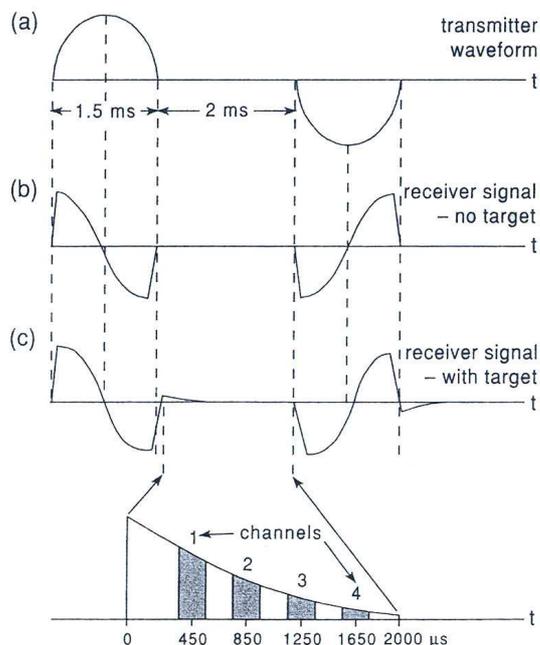
SISTEMAS TEM (EM Transitorio)

Conceptos Básicos

Uno de los problemas de las mediciones EM es la anulación total de la corriente inducida por el campo primario del transmisor T en el receptor R. Cuando la señal generada por el cuerpo es débil, aparece una señal espuria si la anulación no es completa.

Esto es particularmente un problema para las mediciones aéreas, donde R está generalmente detrás del avión para dar una mayor distancia entre T y R, y además hay un movimiento relativo entre ambos. El campo secundario es pequeño en razón de la distancia desde el cuerpo hasta el avión.

Para evitar este problema se usa el TEM, en el cual la señal se mide después que se corta la corriente en el T.



Sistema INPUT

La sigla proviene del inglés INduced Pulse Transient (Pulso Transitorio Inducido). Hay varios sistemas, pero este es el más usado.

Como la corriente en T es alterna, el flujo cambia de dirección y lo hace más rápidamente cuando pasa por cero.

Por lo tanto la corriente inducida en el cuerpo será máxima, como también el campo secundario y la señal que este produce. Es en este momento en el que se corta la corriente (Figura a), de modo que la corriente en el cuerpo será cero, aunque no es cero instantáneamente porque el campo producido por el cuerpo pasa a través de el y le produce un flujo.

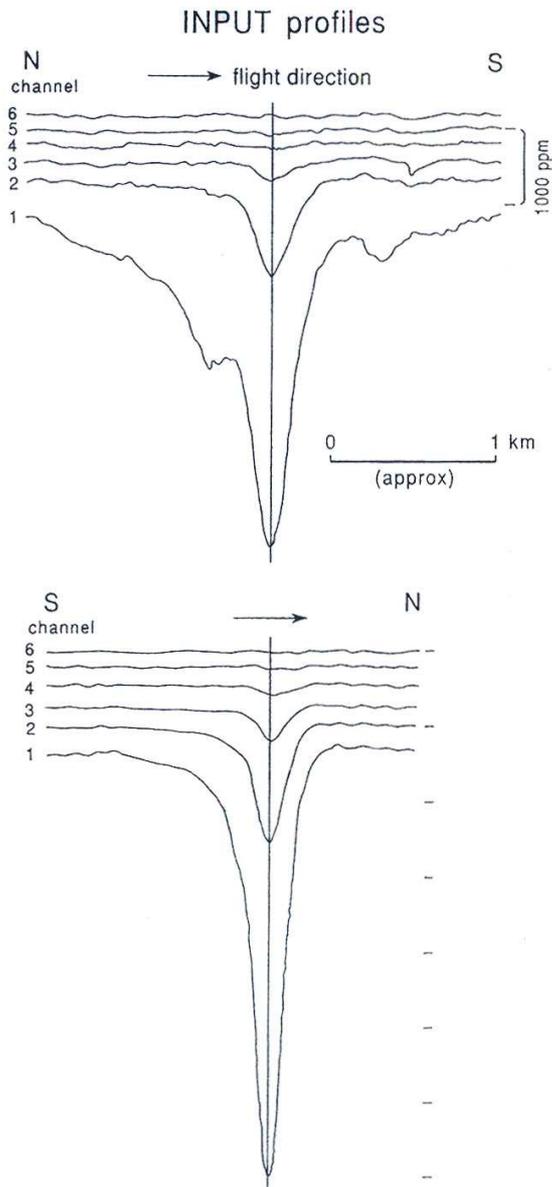
Cuando este flujo disminuye induce una corriente en el mismo sentido de la corriente inducida por el campo primario, y esto baja la razón de decrecimiento (si el cuerpo fuera un muy buen conductor la corriente continuaría indefinidamente). Como la corriente no cesa abruptamente,

sino que continúa como una corriente transitoria que dura una fracción de segundos. Otra forma de ver esto es que crear un campo magnético requiere energía proveniente de una corriente eléctrica, y que es de algún modo devuelta cuando el campo es anulado.

La Figura b muestra la señal del receptor en ausencia de un cuerpo conductor. Al final del medio ciclo esta cae rápidamente a cero, pero no instantáneamente porque ocurre el mismo efecto en el sistema Transmisor-Receptor, aunque este puede ser minimizado con el diseño del sistema.

Cuando hay un conductor la corriente transitoria produce una señal que dura más tiempo (Figura c).

La señal transitoria es muestreada cada intervalos llamados canales y se la registra por separado. Si hay un cuerpo buen conductor a poca profundidad, la corriente transitoria es relativamente larga y registrada por varios canales, lo que no ocurre si no es buen conductor. Si el cuerpo es profundo la señal es pequeña en los primeros canales, pero como necesita un tiempo el campo para propagarse hasta la superficie, la señal crece primero antes de decrecer. Este Sistema puede detectar cuerpos a unos 300 bajo los aviones.

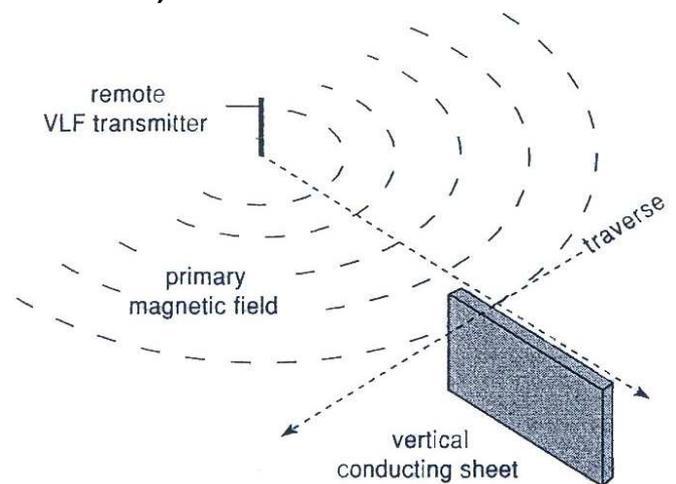


Veamos la figura de la izquierda que muestra dos perfiles que permitieron detectar unos depósitos de zinc, cobre y plata en Quebec, Canadá. Estos fueron levantados en la dirección Norte-Sur, perpendicular al rumbo del yacimiento. El transmisor fue llevado a 120 metros de altura en un avión y el receptor separado 100 metros, pero a 67 más abajo. Cada perfil muestra seis canales y la barra de escala vertical es 1.000 ppm, de modo que $1.000\text{ppm} = 1/10\%$ del campo del transmisor. Los dos muestran claramente una anomalía. Esta alcanza el tercer canal en el primero, y llega hasta el cuarto en el segundo, lo que implica mayor riqueza del mineral. Como el primer canal da la mayor anomalía, el mineral no puede estar muy profundo. Perforaciones posteriores mostraron que estaba a unas pocas decenas de metros.

Por ejemplo, cuando se quiere elegir la ruta de una tubería a enterrar a través del desierto, puede ser necesario verificar si no hay agua salada (por la corrosión) debajo de la superficie seca. Una medición con el método Slingram a lo largo de la ruta sería muy rápida y efectiva.

MÉTODO VLF (Very Low Frequency: Muy Baja Frecuencia)

Este método no tiene transmisor propio, y utiliza poderosos radio transmisores para comunicaciones con submarinos. Estos transmisores tienen antenas verticales con corrientes alternas circulando de abajo hacia arriba y viceversa, lo que produce un campo magnético cuyas líneas se propagan como círculos horizontales. La frecuencia que usan es de uno 20.000 Hertz (20 kHz), que es muy baja para radio pero bastante alta para EM. Se utilizan justamente para comunicarse con submarinos sumergidos en agua salada que absorbe las ondas, y tienen mayor penetración al ser de baja frecuencia.



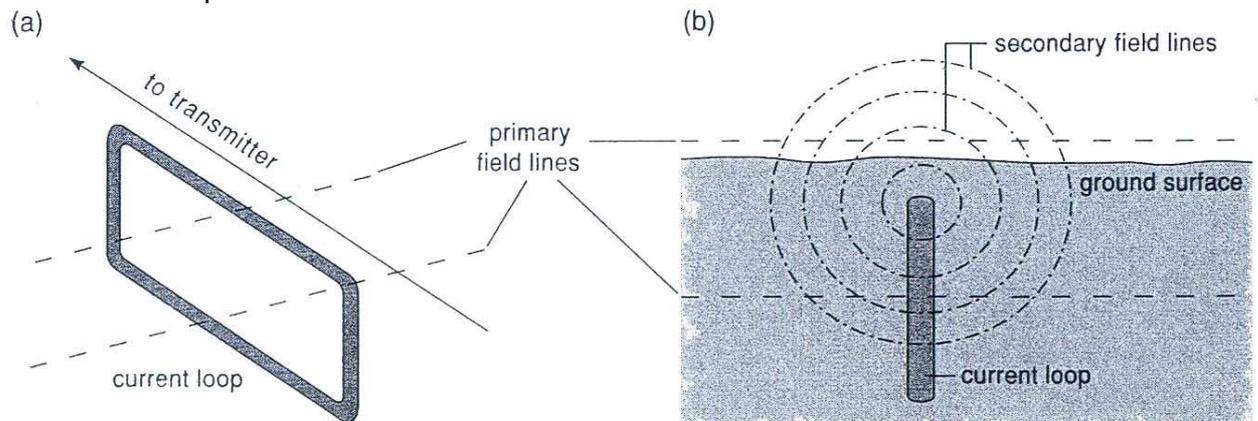
A gran distancia del transmisor, cientos o miles de kilómetros, la curvatura del frente de onda tan pequeña que puede considerarse plana. El campo magnético es horizontal en el plano del frente de onda. Recordemos que las ondas EM son transversales como las S de sísmica.

Suponiendo que el objetivo sea un yacimiento metálico en forma de losa vertical, se tendrá la máxima señal (máximo flujo de líneas) cuando la dirección de la losa sea hacia el transmisor y la medición se hará en perfiles perpendiculares a esa dirección.

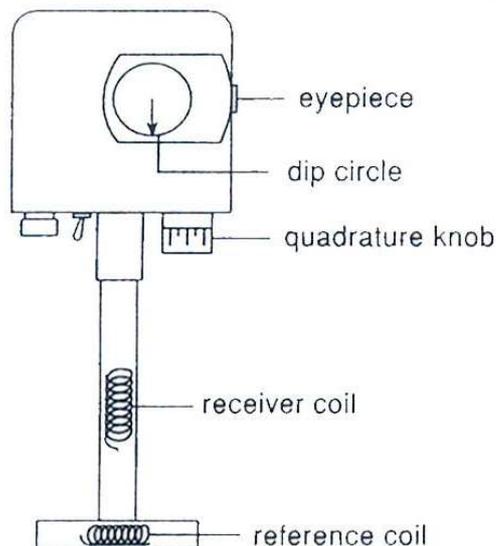
Si bien no puede elegirse la orientación de la losa, puede elegirse el transmisor que se encuentre en esa dirección, ya que existen varios transmisores alrededor del mundo. Si no se conoce el rumbo del cuerpo conductor, las mediciones se hacen con dos transmisores que se encuentren a direcciones perpendiculares entre si respecto al receptor.

Para ver cuando se produce una anomalía basta imaginar la losa como una bobina vertical con una corriente inducida en ella. La parte más alta de la bobina está más cerca del transmisor y por lo tanto es la que más contribuye a la señal. La parte más baja puede ser despreciada. El campo secundario que esta produce tiene líneas circulares de campo magnético alrededor de un eje horizontal (compare esto con el transmisor de la siguiente figura).

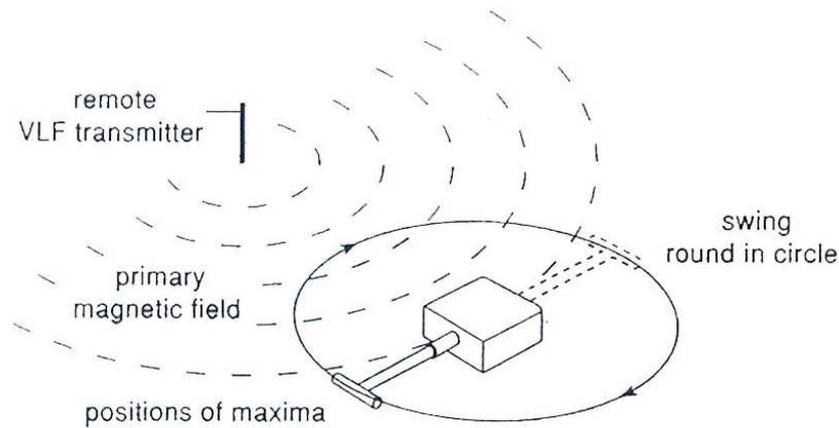
No es posible eliminar el efecto del campo del transmisor con un compensador, de modo que el receptor detecta el campo resultante del transmisor y del objetivo. Este campo es generalmente inclinado, y como el primario es siempre horizontal, la inclinación puede ser usada para localizar el cuerpo buscado



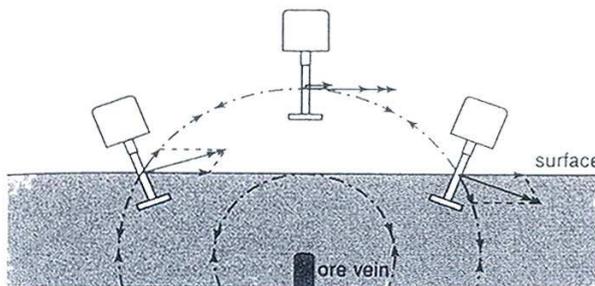
El instrumento es un receptor de radio para sintonizar el transmisor elegido. Por ello es muy liviano y compacto. Tiene una bobina receptora en su mango para detectar el campo magnético alterno. Esta emite una señal audible (irritante), que es usada para ajustar el instrumento.



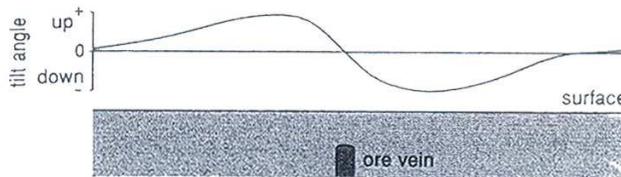
Primero es girado alrededor de un círculo con la bobina receptora en un plano horizontal: Habrá dos direcciones antiparalelas de señal máxima cuando el mango esté alineado con el campo y por lo tanto está pasando a través de la bobina. Una de estas direcciones debe ser aproximadamente la de medición. Luego es puesto vertical con la bobina de referencia en la dirección de medición y girada en el plano vertical hasta encontrar la señal mínima.



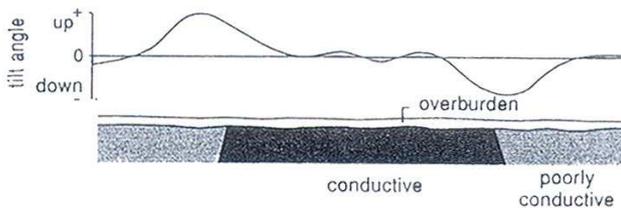
(a) tilt-angle measurement



(b) tilt anomaly of a vertical sheet



(c) tilt anomaly of a wide conductor



En ausencia de un cuerpo conductor la bobina receptora estará vertical pero se inclinará en la proximidad de un cuerpo. Este ángulo es leído en una escala dentro del ocular. Como muestra la figura a, el instrumento se inclina hacia arriba (ángulo positivo) cuando se aproxima al cuerpo, está horizontal cuando está encima y se inclina hacia abajo (ángulo negativo) cuando se aleja. Si el terreno no es plano, el campo magnético, en ausencia de un conductor, tiende a ser paralelo a la superficie del terreno, dando una inclinación positiva ascendiendo y negativa descendiendo. Este efecto no debe ser interpretado como el de un cuerpo conductor.

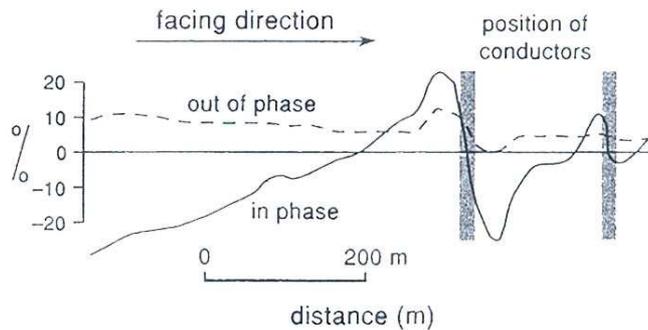
Si el cuerpo es una lámina delgada y vertical, producirá una anomalía (angular) con un máximo y un mínimo a cada lado del cuerpo (Figura b). Si es una losa horizontal conductora rodeada de material no conductor, el máximo y el mínimo se separan hacia los extremos de la losa (Figura c).

Si el cuerpo es una lámina delgada y vertical, producirá una anomalía (angular)

con un máximo y un mínimo a cada lado del cuerpo (Figura b). Si es una losa horizontal conductora rodeada de material no conductor, el máximo y el mínimo se separan hacia los extremos de la losa (Figura c).

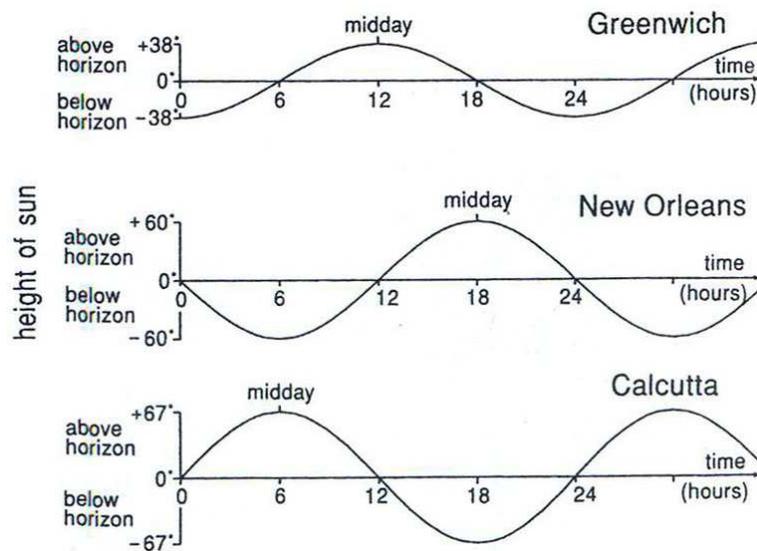
Las mediciones VLF son apropiadas para detectar losas verticales. Las horizontales, si son extensas condicionan el tamaño de la zona del relevamiento (llegar hasta los bordes) y sus amplitudes dependen de la profundidad del cuerpo.

La siguiente figura muestra una anomalía detectada para dos largas y verticales láminas de material conductor. La curva en fase corresponde al ángulo descrito anteriormente. La fuera de fase o cuadratura es la lectura usando un dial conectado a la segunda bobina, la bobina de referencia, ubicada en el extremo del mango. La menor señal obtenida cuando se inclina el instrumento no es cero (excepto cuando no hay un cuerpo), pero puede ser eliminada totalmente usando el dial de cuadratura.



La lectura de la cuadratura indica cuán conductor es el cuerpo, y en caso de minerales, cuán concentrados están. La cuadratura se refiere a la fase de la señal, un tema que las mediciones electromagnéticas no han explicado todavía.

La figura muestra como la altura del sol, medida por su ángulo sobre el horizonte, varía con el tiempo en tres diferentes lugares sobre la Tierra (Particularmente el 21 de Marzo cuando el día y la noche son iguales).



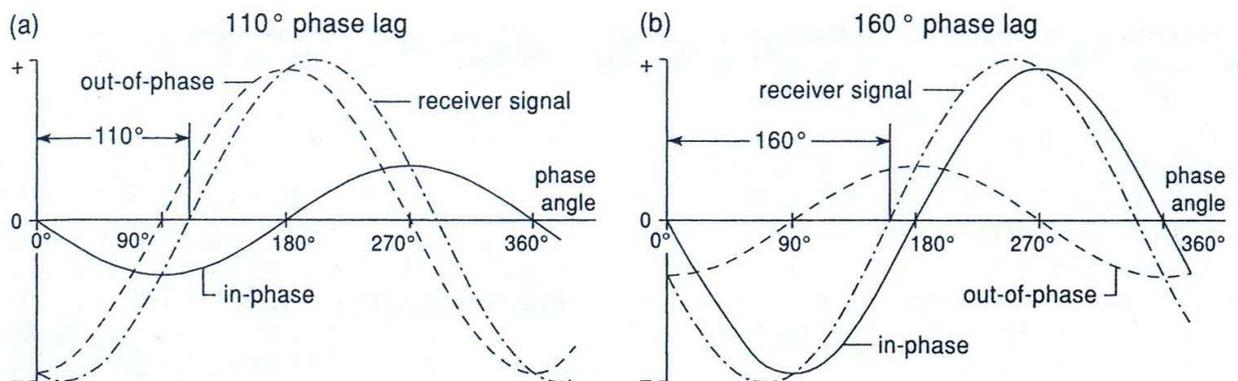
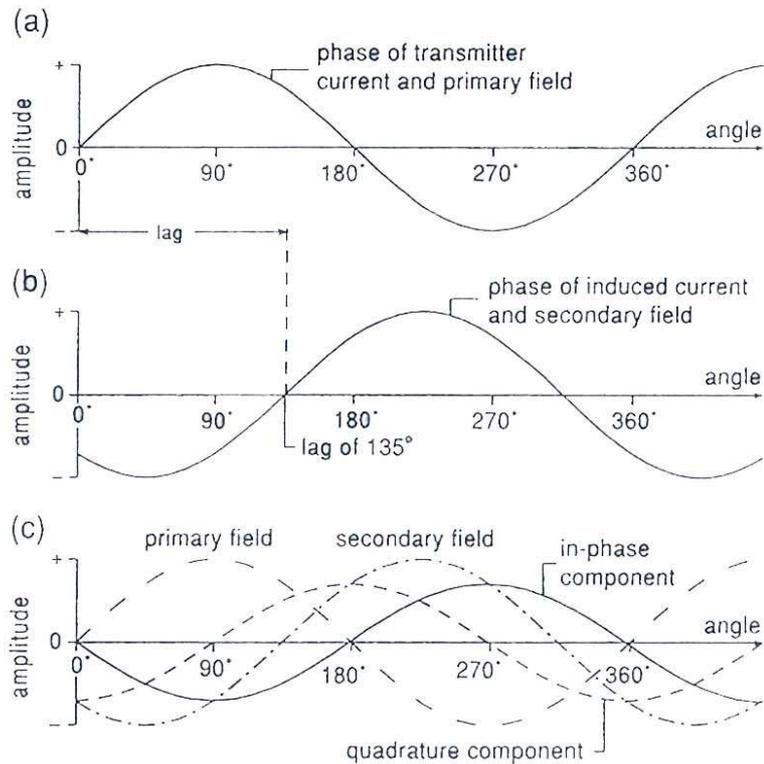
Las curvas tienen la forma de una onda o senoide. Todas tienen el mismo período de 24 horas pero difieren en su amplitud y también están desplazadas unas de otras. La diferencia es la cantidad de horas que deben corregirse los relojes cuando se viajan grandes distancias.

Para describir esta diferencia, o la diferencia de fase, debemos establecer primero qué comparamos con qué. Nueva Orleans atrasa (LAGS) respecto a Greenwich porque el mediodía ahí es más tarde, o podríamos decir que Greenwich (LEADS) a Nueva Orleans.

A mayor conductividad del cuerpo mayor atraso de la señal recibida. Desde un poco más de 90° hasta cerca de los 180° . Cuando el atraso se aproxima a los 180° la componente en-fase crece cuando la cuadratura disminuye, y este efecto indica la conductividad del cuerpo, una medida de la concentración del yacimiento.

El atraso a adelanto se expresa generalmente por la diferencia en grados, en lugar de las horas. En las mediciones electromagnéticas la fase es la diferencia en grados entre el campo primario del transmisor y el campo secundario del receptor, 135° en el caso de la figura.

Otra forma de describir la fase de la señal del receptor es separándola matemáticamente en dos ondas, como se ve en la figura (c). Una está en fase con el transmisor y la otra se atrasa 90° . Esta separación siempre puede lograrse, pero requiere que las amplitudes de las dos ondas elegidas sean elegidas de modo tal que sumadas sean igual a la onda original. En este caso, la amplitud en-fase es negativa (atraso o adelanto de 180°) que es por lo que se muestra invertida. Las dos ondas son llamadas componentes en-fase y fuera-de-fase o cuadratura. También se las conoce como componentes real e imaginaria respectivamente.

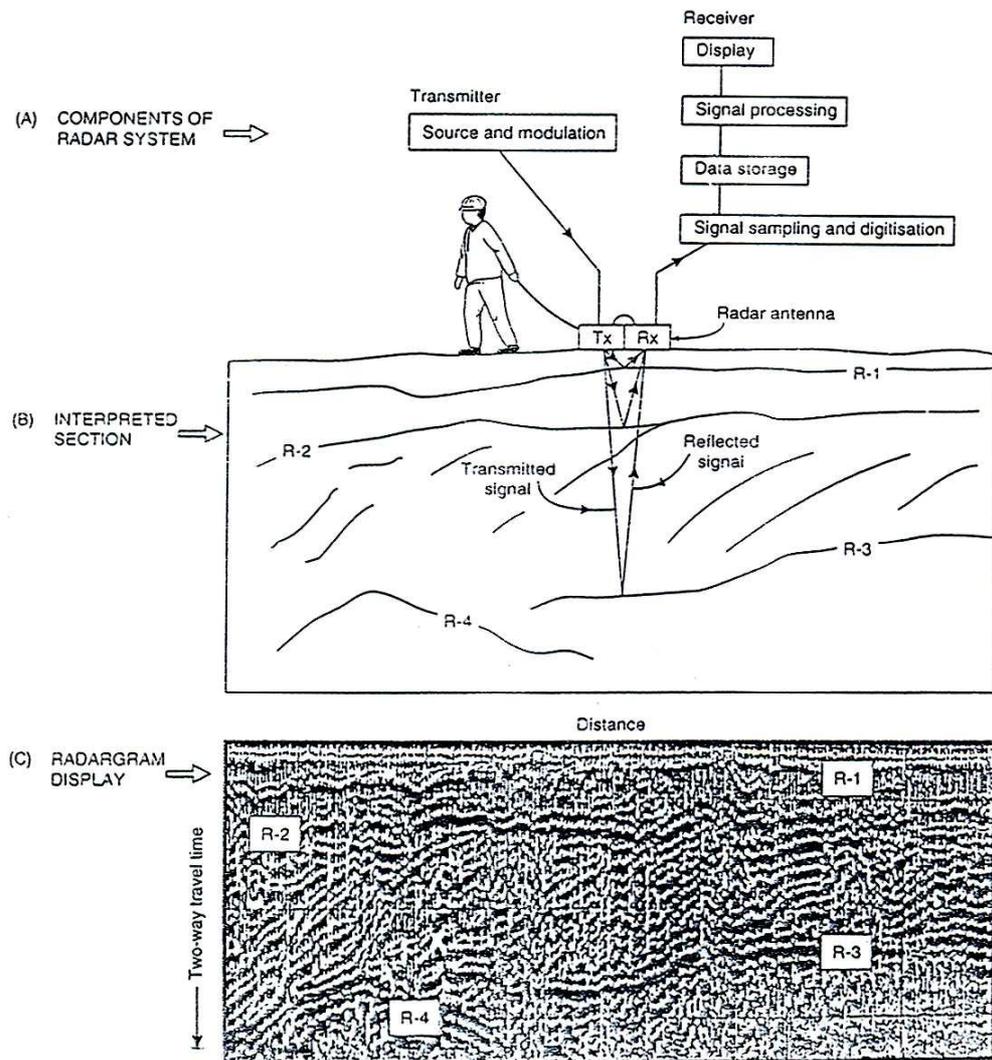


Algunos instrumentos muestran las componentes en-fase y cuadratura como lecturas separadas (V.L.F.). La primera es obtenida del ángulo del instrumento y la segunda del dial correspondiente. En otros como los Slingram, convierten la cuadratura en una aparente conductividad. En resumen, la señal recibida generalmente difiere en magnitud y fase (respecto al campo primario), pero la fase es la que da información sobre la conductividad del cuerpo.

MÉTODO GPR (Ground Penetrating Radar o Geo-Radar)

Es una técnica de alta resolución de imágenes de estructuras del subsuelo que utiliza ondas electromagnéticas en la banda de frecuencias de los 10 a 1.000 MHz. El equipo genera una señal de corta longitud de onda que se irradia en el suelo para detectar variaciones anómalas en las propiedades dieléctricas del cuerpo geológico.

El GPR no atraviesa materiales altamente conductivos como las arcillas, pero es muy utilizado por su simpleza y comodidad para trabajar en centro urbanos o yacimientos arqueológicos. La desventaja es que su penetración está limitada a los 20 metros, aunque en condiciones favorables de baja conductividad del suelo puede investigar hasta los 50 metros.



En esencia, el GPR funciona de manera similar a la Reflexión Sísmica puesto que mide el tiempo de viaje de una señal hasta su reflexión o rebote en un cambio de material, pero para ello el sistema debe tener una muy alta resolución que permita diferenciar el arribo de señales muy próximas en tiempo.

La velocidad de la señal en roca es de 0.12 metros por nanosegundo, mientras que en suelo húmedo es de 0.06m/nseg. Esta resolución puede mejorarse aumentando la frecuencia de la señal.

El sistema consta de un generador de la señal, de una antena transmisora y una receptora y de un receptor. La antena transmisora genera un tren de radio-ondas que se propagan a 300.000 km/seg, es decir a 0.3 m/nseg. El tiempo de viaje es de unas decenas a cientos de nanosegundos.

La velocidad de propagación de las radio-ondas depende de la **velocidad de la luz c** (0.3m/nseg), de la **constante dieléctrica relativa ϵ_r** ($\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$ constante dieléctrica del medio respecto del vacío) y de la **permeabilidad magnética relativa μ_r** ($\mu_r = \mu/\mu_0$ permeabilidad magnética del medio respecto del vacío: 1 para materiales no magnéticos), entonces:

$$V = c / \sqrt{(\mu_r \epsilon_r)}$$

Los contrastes de constantes dieléctricas producirán reflexiones, y la señal reflejada dependerá de dicho contraste y el espesor de la capa. El coeficiente de reflexión **K** es similar al de sísmica, siendo en este caso:

$$K = (\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}) / (\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}})$$

La técnica de interpretación también es similar a la del Método de Reflexión, utilizando el método de Green de X^2-T^2 , el de Punto Común y correcciones por Sobretiempos o Moveout. Los contrastes de constantes dieléctricas producirán reflexiones, y la señal reflejada dependerá de dicho contraste y el espesor de la capa. El coeficiente de reflexión **K** es similar al de sísmica, siendo en este caso:

$$K = (\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}) / (\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}})$$

Finalmente, la atenuación de las ondas de radar con la profundidad depende de la conductividad eléctrica y de la constante dieléctrica del medio a través del cual se propagan, como también de su frecuencia.

La técnica de interpretación también es similar a la del Método de Reflexión, utilizando el método de Green, de Dix, el de Punto Común y correcciones por Sobretiempos o Moveout.

Bibliografía

***An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* - John M. Reynolds – Wiley - 1997**

***Fundamentos de Geofísica* - Agustín Udías – Julio Mezcua -Alianza Universidad Textos -1997**

***Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface* - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992**

***Tratado de Geofísica Aplicada* - José Cantos Figuerola – Litoprint - 1978**

***Introduction to Geophysical Prospecting* - Milton Dobrin - McGraw – Hill B. Company –1976**

***Applied Geophysics* - W. M. Telford – L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976**

***Prospección Geoeléctrica por Campos Variables* – Ernesto Orellana – Paraninfo – Madrid - 1974**

***Geofísica Minera* - D. S. Parasnis – Paraninfo - 1971**

***Introducción a la Geofísica* – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962**

***Exploration Geophysics* - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company – 1957**

***Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics* – Alan Musset – Aftab Khan**