

Prospección geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales

Introducción

Todas las técnicas geofísicas intentan distinguir o reconocer las formaciones geológicas que se encuentran en profundidad mediante algún parámetro físico, por ejemplo en sísmica por la velocidad de transmisión de las ondas o en prospección eléctrica por la resistividad.

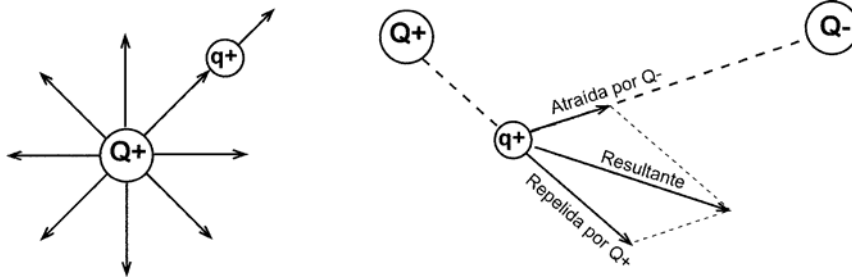
Existen diversas técnicas geofísicas eléctricas o electromagnéticas que miden la resistividad de los materiales, o en algún caso su inverso, la Conductividad. Algunas de estas técnicas son más modernas y mucho más precisas, pero los Sondeos Eléctricos Verticales se siguen utilizando por su sencillez y la relativa economía del equipo necesario.

El objetivo en nuestro caso será delimitar varias capas en el subsuelo, obteniendo sus espesores y resistividades. En una segunda etapa de interpretación, se intentará identificar el tipo de roca de acuerdo con el valor de su resistividad.

Fundamentos de Electricidad

Carga eléctrica. Campo eléctrico

Una carga eléctrica (positiva o negativa) genera a su alrededor un **campo eléctrico** que atrae a otras cargas de signo contrario y repele a las cargas de su mismo signo. La fuerza con que el campo repele o atrae una carga unitaria se denomina **Intensidad de campo**



Si existen varias cargas eléctricas, la fuerza con que una carga q es atraída o repelida se obtendrá sumando los vectores debidos a cada uno de los campos existentes

La **unidad** de carga eléctrica es el **culombio**

Potencial eléctrico, diferencia de potencial

Potencial de un campo eléctrico en un punto es el trabajo que realiza el campo para repeler una carga de 1 culombio hasta el infinito (o el que tendríamos que realizar para llevarla desde el infinito hasta ese punto contra las fuerzas del campo).

Diferencia de potencial entre dos puntos de un campo eléctrico es el trabajo que hay que realizar para mover una carga de 1 culombio de un punto a otro contra las fuerzas del campo (o el trabajo que hace el campo para mover una carga de un punto a otro)

Unidad: Voltio. Entre dos puntos de un campo eléctrico hay una diferencia de potencial de **1 voltio** cuando hay que efectuar un trabajo de **1 julio** para mover **1 culombio** de un punto a otro (o el trabajo que efectúa el campo para mover dicha carga).

Superficies equipotenciales

Son el lugar geométrico de los puntos que tienen el mismo potencial. Aunque se trata de superficies tridimensionales, cuando hacemos una representación en un papel (simplificamos la realidad tridimensional a las dos dimensiones del dibujo), la traza de la superficie equipotencial sobre el papel es lo que llamamos línea equipotencial.

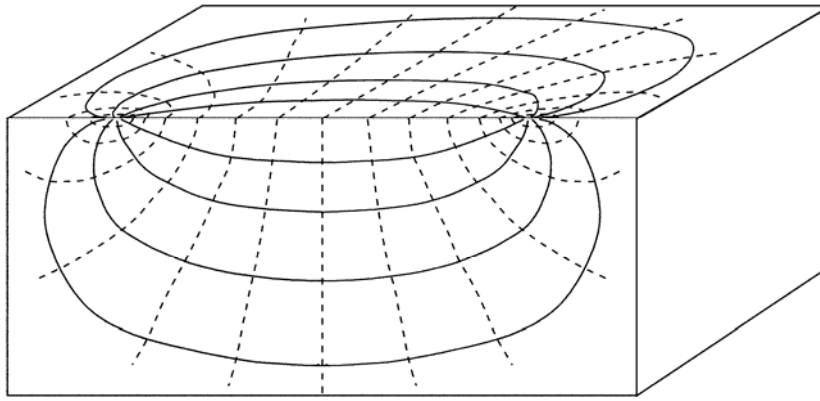


Fig 2. Campo eléctrico tridimensional creado por dos cargas iguales y de signo contrario. Similar a éste será el campo generado al realizar un Sondeo Eléctrico

En la figura 2 se aprecia que las líneas de fuerza (intensidad del campo) y las líneas equipotenciales son perpendiculares, como en cualquier red de flujo.

Flujo eléctrico: Intensidad

Si existen cargas eléctricas libres en un campo eléctrico, se moverán empujadas por las fuerzas del campo. La medida de este flujo de cargas eléctricas es la intensidad.

Unidad: amperio. Se dice que por una sección está circulando una intensidad de un amperio cuando está pasando un culombio por segundo.

Resistencia eléctrica. Resistividad. Ley de Ohm

Experimentalmente se demuestra que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de sección es linealmente proporcional al gradiente del potencial $(\Delta V/\Delta l)^1$. Por tanto, para una sección cualquiera, será:

$$Intensidad = C \cdot Sección \cdot \frac{\Delta V}{\Delta l} \quad (1)$$

donde la constante de proporcionalidad, C , es la *Conductividad* del material.

Por otra parte, la *Resistencia* (R) que opone un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud e inversamente proporcional a la sección. La constante de proporcionalidad lineal ρ (ro) es la **resistividad**, un parámetro característico de cada material.

$$R = \rho \frac{longitud}{Sección} \quad (2)$$

Como la *Conductividad* (C) es el inverso de la *resistividad* (ρ):

$$R = \frac{1}{C} \cdot \frac{\Delta l}{Sección} \quad (3)$$

Despejando C en (3) y sustituyendo su valor en (1) obtenemos:

$$Intensidad = \frac{\Delta V}{R} \quad (4)$$

Unidad de resistencia: ohmio (Ω). Un cuerpo ofrece una resistencia de **1 ohmio** cuando sometido a una diferencia de potencial de **1 voltio** circula a través de él una intensidad de corriente de **1 amperio** (Ver expresión (4))

A partir de (2) obtenemos las unidades de ρ , que son $\Omega \cdot m$ (ohmios . metro)

¹ Esto es análogo a la Ley de Darcy en la que el caudal de agua es linealmente proporcional al gradiente hidráulico

Ejemplo.-

La figura 3 representa un bloque de arenisca cuya resistividad queremos medir. La sección es cuadrada de 20x20 cm. Hacemos pasar una corriente eléctrica que medimos con el amperímetro (5 mA). En dos puntos situados a una distancia de 50 cm. medimos una diferencia de potencial de 100 mV. Calcular la resistividad (ρ) de esa arenisca.

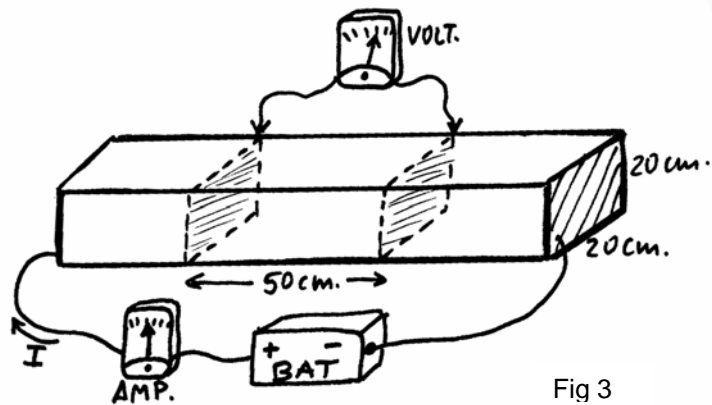


Fig 3

Solución:

$$\text{Aplicamos (4): } R = 100 \text{ mV} / 5 \text{ mA} = 20 \Omega$$

Esto quiere decir que la parte del bloque situada entre los dos polos del voltímetro ofrece una resistencia de 20 ohmios

$$\text{Aplicamos (2) : } 20 \Omega = \rho (0,5 \text{ m} / 0,04 \text{ m}^2)$$

$$\rho = 16 \Omega \cdot \text{m}$$

Resistividad de los materiales naturales

La resistividad en los materiales naturales varía desde 10^{-8} en los metales nativos hasta 10^{15} en micas (perpendicularmente a la foliación).

Los valores de la resistividad en una roca están determinados más que por su composición mineralógica, por el agua que contienen, fundamentalmente por la porosidad y por la salinidad del agua (más salinidad implica mayor conductividad).

Todo ésto hace que la resistividad de cada tipo de roca presente una gran variabilidad. En general, en el campo encontraremos valores de este orden:

- Rocas ígneas y metamórficas inalteradas: $> 1000 \Omega \cdot \text{m}$
- Rocas ígneas y metamórficas alteradas, o fuertemente diaclasadas: 100 a $1000 \Omega \cdot \text{m}$
- Calizas y areniscas: 100 a más de $1000 \Omega \cdot \text{m}$
- Arcillas: 1 a $10 \Omega \cdot \text{m}$
- Limos: 10 a $100 \Omega \cdot \text{m}$
- Arenas: 100 a $1000 \Omega \cdot \text{m}$
- Gravas: 200 a más de $1000 \Omega \cdot \text{m}$

Es importante que en materiales detríticos la resistividad aumenta con el tamaño de grano. Por tanto, en una investigación hidrogeológica en materiales detríticos, buscaremos resistividades elevadas que indican los materiales más gruesos, mayor permeabilidad.

En rocas compactas (en general las que deben su permeabilidad a la posible fisuración) buscaremos las resistividades más bajas, que indicarán las zonas en que la formación presente la mayor fracturación y/o alteración. En este caso también puede que las zonas o niveles de menor conductividad tampoco sean permeables si los planos de fracturación han sido colmatados por arcillas de alteración.

En una región determinada, la experiencia nos indicará qué valores concretos de resistividad presenta cada una de las formaciones. En otras ocasiones, estos valores pueden obtenerse de diagráfias o realizando Sondeos Eléctricos en el mismo punto donde exista una perforación de la que conozcamos la columna litológica ("SEV paramétricos").

Medida de la resistividad en un punto. Resistividad aparente

Supongamos que introducimos una corriente de intensidad I en el suelo en un punto A , y mediante la Ley de Ohm calculamos la resistencia, R , que opone al paso de esa corriente un casquete (semiesférico) de radio r y espesor dr . Aplicando (2):

$$R = \rho \frac{\text{longitud}}{\text{sección}} = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \quad (5)$$

Aplicando la expresión (4):

$$-dV = R \cdot I \quad (6)$$

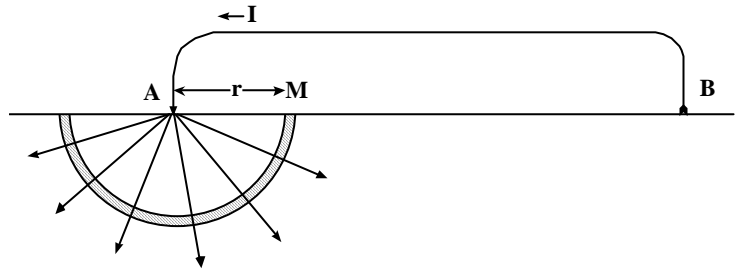
Y sustituyendo en (6) el valor de R por el obtenido en (5):

$$-dV = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \cdot I \quad (7)$$

Integrando, resulta:

$$V = \rho \frac{I}{2\pi r} \quad (8)$$

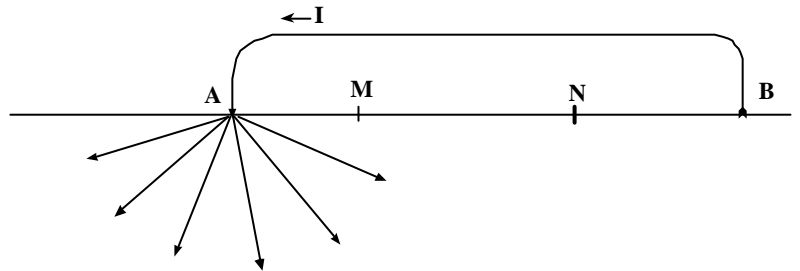
Para introducir esa corriente, debe existir otro electrodo B , por lo cual el potencial generado en el punto M será igual al producido por A menos el producido por B . Aplicando dos veces la expresión (8) y restando, obtenemos el potencial en el punto M :



$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi AM} - \frac{\rho I}{2\pi BM} \quad (9)$$

Pero en la práctica no medimos el potencial en un punto (para éso habría que situar uno de los polos del voltímetro en el infinito) sino que medimos la diferencia de potencial entre dos puntos M y N . Aplicando la expresión (9) al punto N resulta:

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi AN} - \frac{\rho I}{2\pi BN} \quad (10)$$



Por tanto, la diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (11)$$

Despejando la resistividad ρ :

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (12)$$

Simplificando, y llamando K a la segunda fracción, resulta la fórmula que se utiliza en el campo en cada medida:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (13)$$

La constante K se denomina *coeficiente geométrico del dispositivo*, porque depende solamente de las distancias entre los cuatro electrodos. Si se trabaja con distancias predeterminadas, los valores de K ya se llevan calculados.

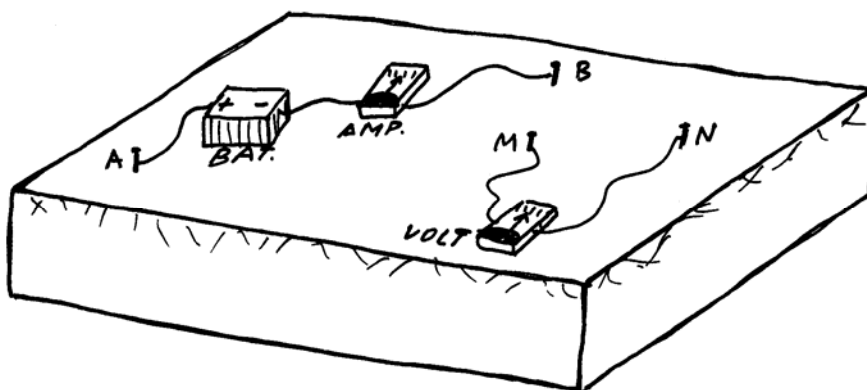


Fig 7.- Medida de la resistividad aparente. Los cuatro electrodos aparecen dispuestos de modo aleatorio

Para deducir la fórmula (13) no hemos necesitado suponer que los electrodos A, B, M y N

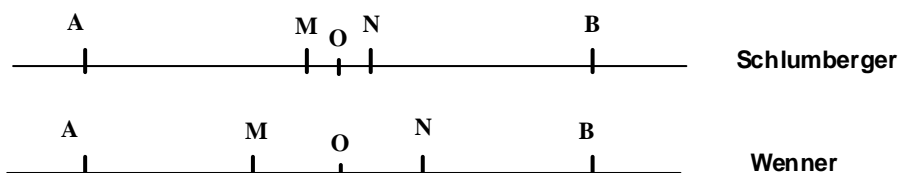
estén en una disposición especial, de modo que, colocándolos en cualquier posición (ver figura 7), para obtener la resistividad del subsuelo, simplemente hay que dividir la lectura del voltímetro por la lectura del amperímetro y multiplicar por K .

El valor de ρ obtenido sería la resistividad real del terreno si éste fuera homogéneo, pero es habitual que la ρ obtenida sea una mezcla de las resistividades de diversos materiales. Por tanto, lo denominamos resistividad aparente (ρ_a).

Dispositivos electródicos

En la figura anterior se ha representado los cuatro electrodos dispuestos aleatoriamente. A pesar de ello, aplicando la fórmula (12) obtendríamos correctamente la resistividad del terreno. En el trabajo real, los cuatro electrodos se colocan con una estructura determinada, es lo que se denomina "dispositivo electródico".

Los más utilizados disponen los cuatro electrodos alineados y simétricos respecto del centro, aunque hay otros dispositivos en que no están alineados.



En el dispositivo Schlumberger la distancia MN es pequeña en relación con AB, generalmente $AB/5 > MN > AB/20$. En la práctica MN se mantiene tan pequeño como sea posible siempre que se puedan conseguir lecturas correctas del voltímetro.

El dispositivo Wenner, más utilizado en países anglosajones, mantiene idénticas las tres distancias: $AM = MN = NB$, de modo que si se mueven A y B, también hay que mover M y N.

Para el dispositivo Schlumberger, K (ecuación 13) se simplifica a: $K = \pi (AM \cdot AN / MN)$

Sondeos eléctricos y calicatas eléctricas

Ya indicamos que si el subsuelo se compone de formaciones de diferentes resistividades, la medida que realizamos de resistividad no corresponde a ninguna de ellas, sino que tendrá un valor intermedio.

Básicamente, existen dos estrategias para deducir la estructura del subsuelo con una serie de medidas sucesivas de ρ_a .

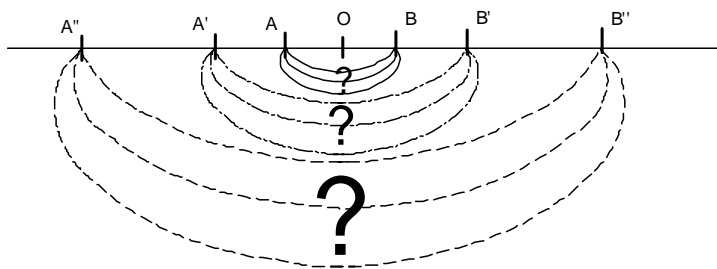


Fig 9. Esquema simplificado de un Sondeo Eléctrico: A medida que se abre la distancia AB, aumenta la profundidad de investigación

a A''B''².

En cambio, en la figura 10, apreciamos que si mantenemos la apertura AB y movemos lateralmente todo el dispositivo, la profundidad de investigación se mantendrá aproximadamente constante, e investigaremos las variaciones laterales del terreno, por lo que decimos que estamos realizando una calicata eléctrica³

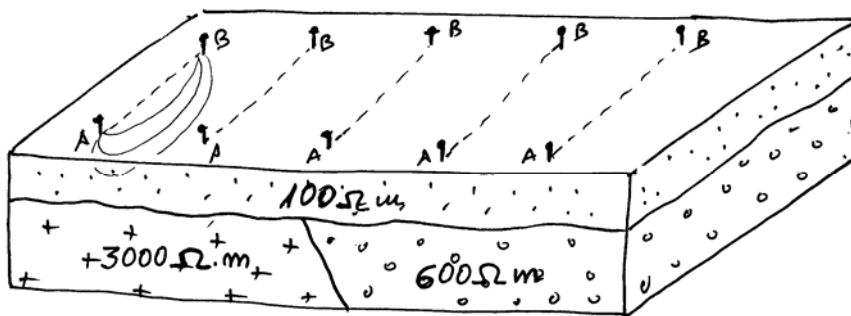


Fig 10. Esquema simplificado de una calicata eléctrica

Realización de un SEV. Curva de resistividad aparente

Vamos a referirnos en adelante a Sondeos Eléctricos realizados mediante el dispositivo Schlumberger, abreviadamente SEV.

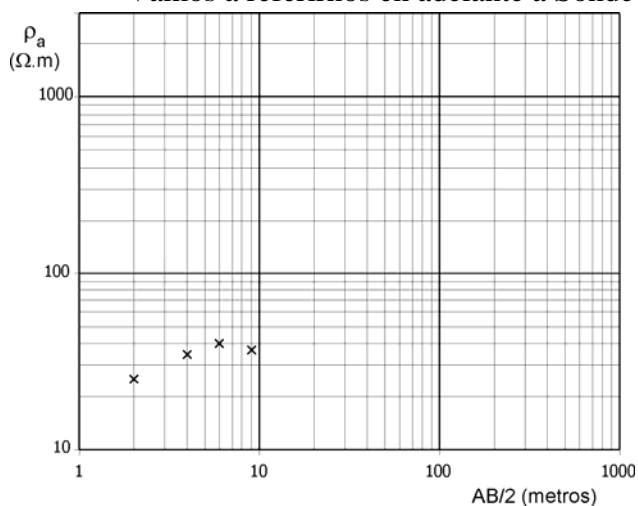


Fig 11. En el campo se va representando cada medida en un gráfico como éste

Las distancias a las que se sitúan los electrodos dependen de los objetivos planteados y del modo de trabajo del investigador. Por ejemplo, si queremos investigar hasta una profundidad de 150 metros, el SEV podría empezar con $AB/2=2$ metros y terminar en $AB/2=300$ metros, realizando en ese intervalo de 15 a 25 medidas de resistividad aparente. Las distancias se van espaciando de modo que al representarse en escala logarítmica queden equidistantes.

Los resultados se representan en un gráfico logarítmico: en abcisas la distancia $AB/2$ de cada medida, y en ordenadas la resistividad aparente de cada punto. Esta curva es la que vamos a interpretar

² Se trata de un esquema conceptual, excesivamente simplista, ya que la corriente no se limita a las tres franjas indicadas, sino que, en cada una de las tres etapas el flujo eléctrico discurriría desde la misma superficie hasta una profundidad mayor de la dibujada y sin un límite fijo.

³ De nuevo la descripción es didácticamente simplista, el asunto es más complejo.

para conseguir los espesores y resistividades de las formaciones geológicas de la zona en que hemos realizado el SEV

Cortes geoelectricos. Nomenclatura

Un SEV puede realizarse sobre cualquier combinación de formaciones geológicas, pero para que la curva de resistividad aparente obtenida sea interpretable, el subsuelo debe estar formado por capas horizontales y homogéneas. En muchos casos la realidad se acerca lo suficiente a esta descripción teórica como para que los resultados sean aprovechables. En otros casos, el procedimiento no es aplicable.

Un corte geoelectrico de n capas se compone de los siguientes datos: n valores de resistividad y $n-1$ espesores (no se conoce el espesor de la última capa).

Cortes de dos capas

Solamente pueden presentarse dos posibilidades: $\rho_1 > \rho_2$ y $\rho_1 < \rho_2$. No reciben nomenclatura específica.

Supongamos un ejemplo del primer caso:

$\rho_1 = 100 \Omega.m$ (Arenas)

$\rho_2 = 20 \Omega.m$ (Limos)

Si comenzamos la realización de un SEV, supongamos que en la primera medida el flujo

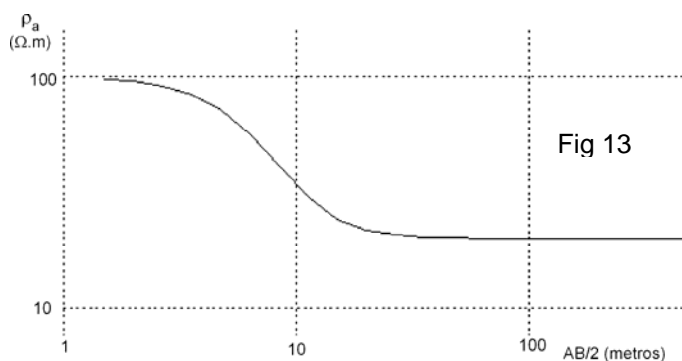
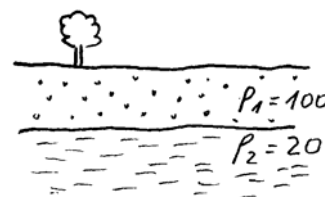


Fig 13

electrico pasa solamente por la primera capa, y obtendríamos una ρ_a igual a la ρ_1 de la primera capa: $100 \Omega.m$. Al realizar la segunda medida, parte del flujo eléctrico pasaría por la segunda capa, por lo que el valor de ρ_a obtenido estaría entre $100 \Omega.m$ y $20 \Omega.m$, por ejemplo $96 \Omega.m$. A medida que fuéramos abriendo la distancia AB , la corriente iría circulando a profundidad creciente, por lo que cada vez sería mayor la

fracción del flujo eléctrico que circularía por la capa de $20 \Omega.m$. Consecuentemente, los valores de ρ_a siempre estarían entre $100 \Omega.m$ y $20 \Omega.m$, pero se irían acercando asintóticamente a $20 \Omega.m$ a medida que fuéramos abriendo AB . Por tanto, obtendríamos en el campo una curva como la que se muestra en la figura 13.

Cualquier otro corte geoelectrico en que $\rho_2 = \rho_1/5$ (por ejemplo: $\rho_1 = 600 \Omega.m$; $\rho_2 = 120 \Omega.m$.) nos proporcionará exactamente la misma curva, simplemente situada más arriba

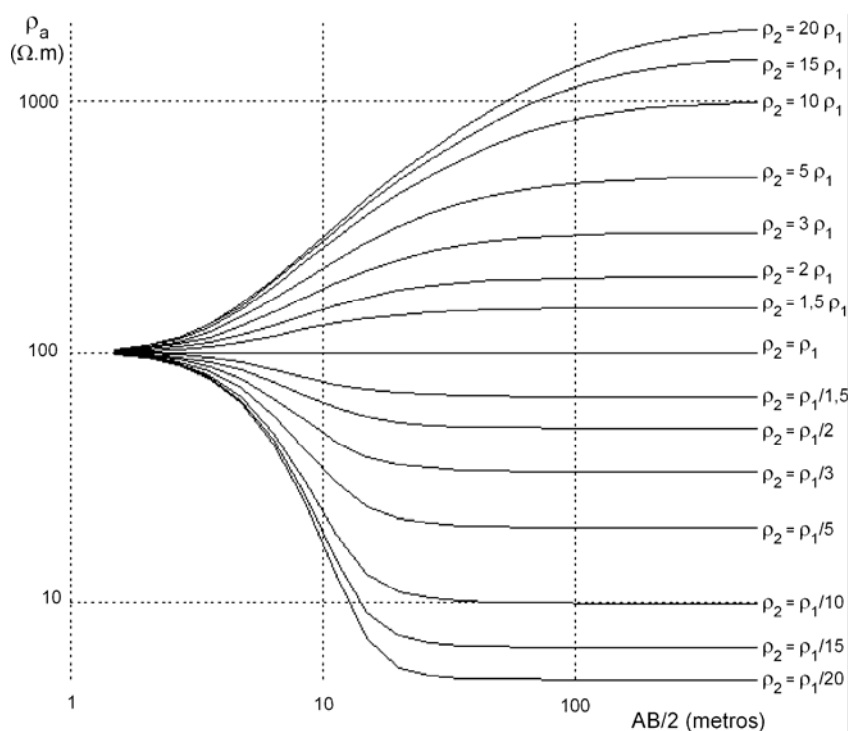


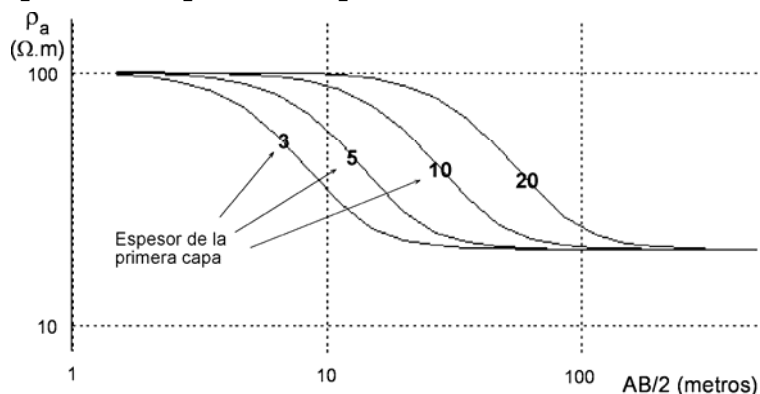
Figura 14.- Posibles curvas de resistividad aparente que obtendríamos sobre dos capas, siendo $\rho_1 = 100 \Omega.m$ y $E_1 = 3$ metros

o más abajo en el gráfico, pero la curva sería idéntica.

Si mantenemos el valor de ρ_1 del ejemplo anterior (100 $\Omega.m$) y pensamos que la resistividad de la segunda capa puede presentar cualquier valor, las infinitas posibilidades se representan en la figura 14.

Variación de la curva con el espesor de la primera capa

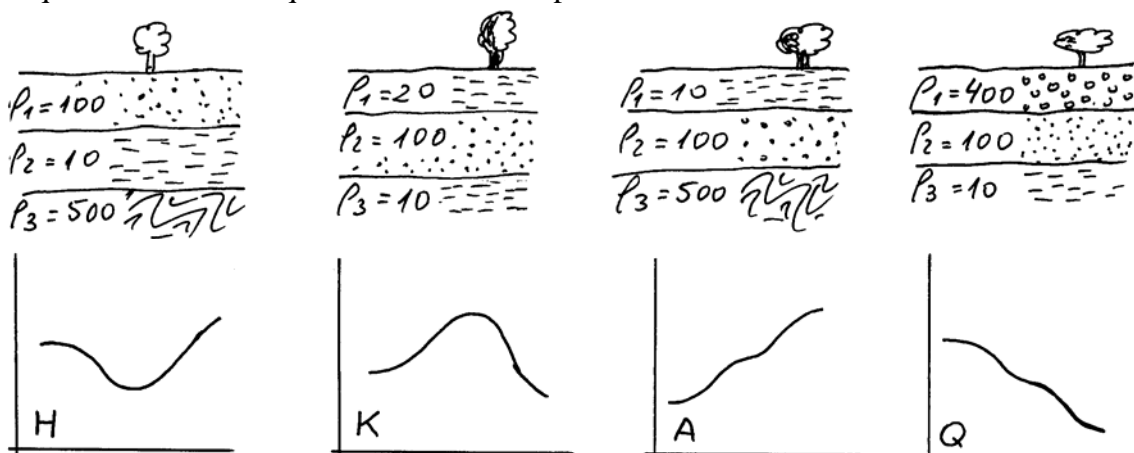
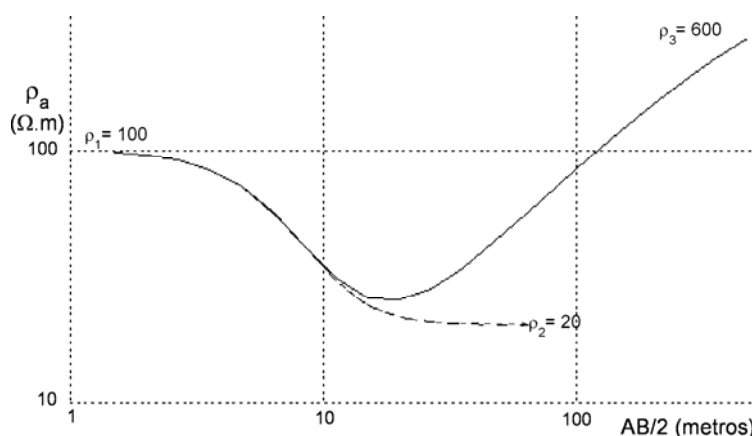
Recordando los datos del ejemplo ($\rho_1 = 100 \Omega.m$; $\rho_2 = 20 \Omega.m$) vemos que todos los cortes con esas dos resistividades tienen que generar la misma curva: partiendo del 100 ira bajando lentamente hacia 20 a medida que la corriente va circulando a mayor profundidad.



Si el espesor de la primera capa es mayor la curva comenzará a bajar más tarde, es decir: será necesario abrir más los electrodos AB para que la corriente comience a circular por la capa inferior

Cortes de tres capas

Supongamos que bajo las dos capas del ejemplo anterior existe una tercera de mayor resistividad (600 $\Omega.m$). En ese caso, cuando la curva que vimos estuviera bajando desde 100 hacia 20, en algún momento comenzará a subir hacia 600. Esto será debido a que cuando el flujo eléctrico circule a suficiente profundidad, una parte comenzará a atravesar la formación más profunda de 600 $\Omega.m$, por lo que el valor medio que calculamos en superficie debe aumentar.



Cuando el subsuelo se compone de tres capas, se admiten cuatro posibilidades:

Tipo H.- La segunda es la menos resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$.

Tipo K.- La segunda es la más resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.

Tipo A.- La resistividad va aumentando con la profundidad, es decir: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$.

Tipo Q.- La resistividad va disminuyendo con la profundidad, es decir: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

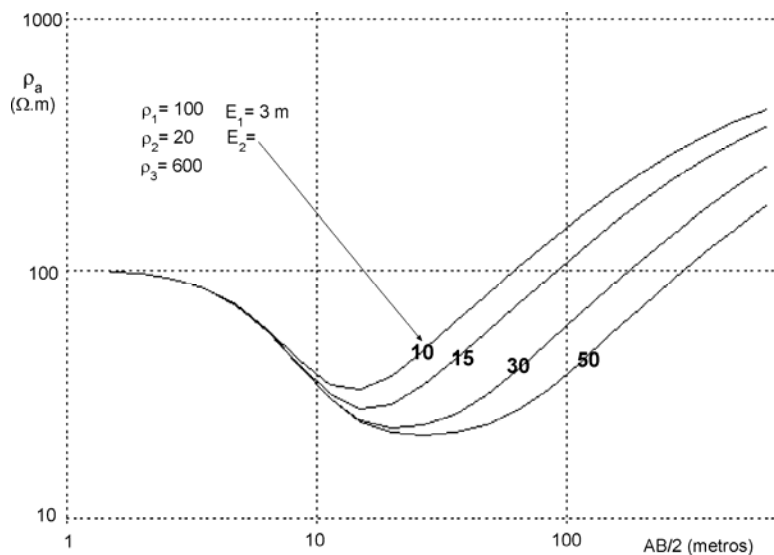


Fig 18.- Variación de la curva con el espesor de la segunda capa (Los valores 10, 15,...serían E_2 en metros, siendo siempre $E_1=3$ metros)

Variación de la curva con el espesor de la segunda capa

Supongamos esa misma combinación de resistividades (100-20-600) y vamos a considerar cómo varía la curva obtenida si el espesor de la segunda capa fuera mayor. La curva resultante igualmente comenzaría a bajar de 100 hacia 20 para subir finalmente hacia 600 $\Omega.m.$, pero tardaría más en empezar a subir hacia ρ_3 . En la figura 18 vemos las posibles curvas que se generarían sobre cortes geoelectricos 100-20-600 $\Omega.m.$ Se obtendrían curvas exactamente iguales sobre cortes

de tres capas en que las tres resistividades guarden la relación 1- 0,5 - 6

Cortes de cuatro y más capas

Un corte geoelectrico de cuatro o más capas se descompone en intervalos de 3 en 3, dándole la nomenclatura correspondiente a cada tramo de 3. Por ejemplo, en la figura 19 vemos que las tres primeras forman un tipo H. La 2ª, 3ª y 4ª dan lugar a un tipo K (la del medio es la mayor de las tres) y, finalmente, las capas 3ª, 4ª y 5ª son de tipo Q.

Por tanto, el corte completo, una vez interpretado se diría que es de tipo HKQ.

Este corte generaría la curva de resistividad aparente que se presenta en la figura 20. Se aprecia que inicialmente bajaba de 145 hacia 38 $\Omega.m$ cuando comenzó a subir hacia 260 $\Omega.m$. Hubiera continuado siguiendo la línea de puntos si la 3ª capa hubiera sido de espesor infinito, pero cuando la corriente empieza a circular por la 4ª capa, la curva comienza a bajar hacia 65 $\Omega.m$, para, finalmente, comenzar una bajada más pronunciada hacia 30 $\Omega.m$

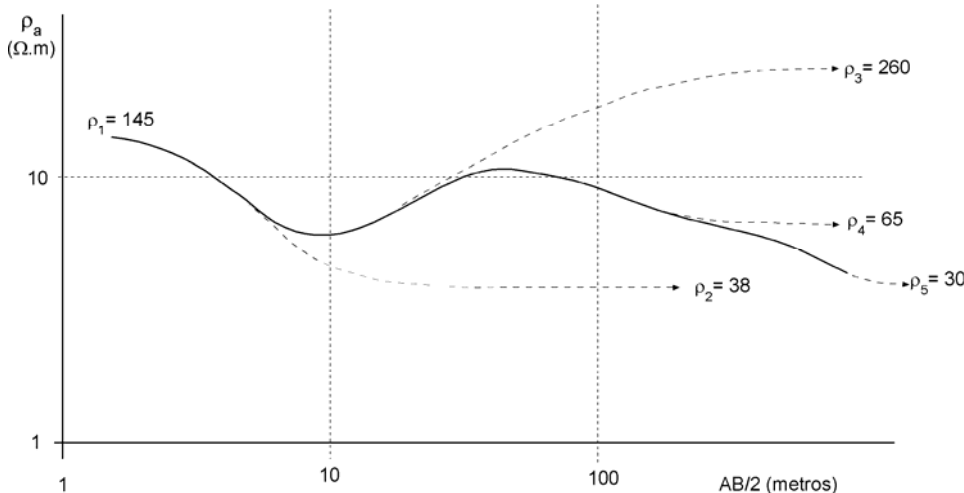


Fig 20 Curva de resistividad aparente obtenida realizando un SEV sobre el corte geoelectrico representado en la figura 19

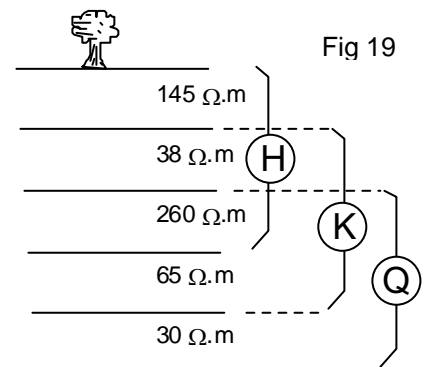


Fig 19

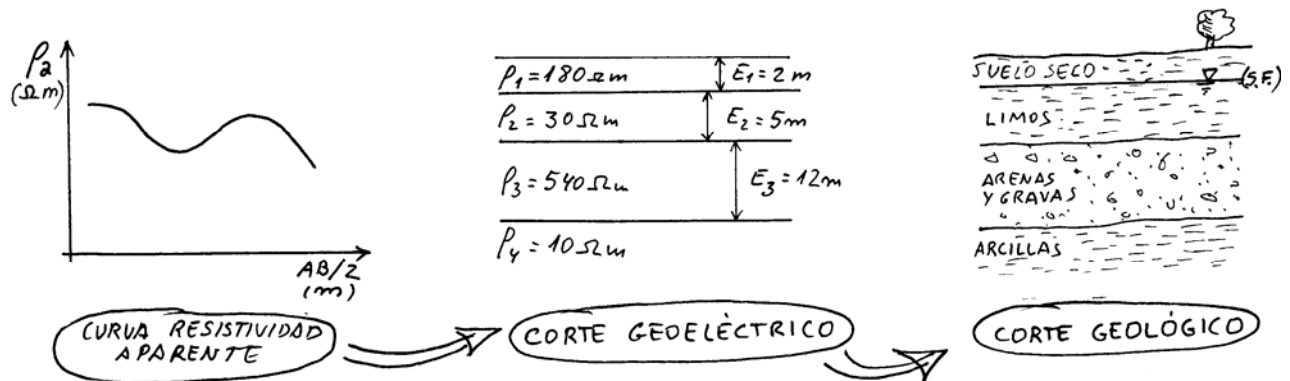
comienza a bajar hacia 65 $\Omega.m$, para, finalmente, comenzar una bajada más pronunciada hacia 30 $\Omega.m$

Con estos cinco valores de resistividad del ejemplo pueden obtenerse curvas distintas a la presentada, dependiendo de los espesores de las cuatro primeras capas.

Interpretación de las curvas de resistividad aparente

Antes de interpretar una curva cuantitativamente se debe razonar cualitativamente el número de capas y la nomenclatura del corte, siguiendo un proceso similar al que utilizábamos para explicar la figura 20.

La **primera fase** de la interpretación consiste en conseguir el **corte geoelectrico**, formado por espesores y resistividades. Esto puede realizarse superponiendo la curva obtenida en el campo a gráficos patrón o mediante programas de ordenador.



La **segunda fase** de la interpretación es convertir el corte geoelectrico en un **corte geológico**. Esta etapa precisa de un conocimiento geológico de la región, pues ya hemos comentado que, aunque intentamos reconocer las formaciones por su resistividad eléctrica, un valor determinado, por ejemplo $100 \Omega \cdot m$ puede corresponder a diversos tipos de roca. Esta incertidumbre puede solucionarse si se han realizado en la zona otros SEV en lugares en que se disponga también de datos geológicos. De este modo se habrá tomado nota de una equivalencia entre litologías y resistividades en esa zona.

Posibles ambigüedades en la interpretación

A partir de un corte geoelectrico sólo se puede obtener una sola curva de resistividad aparente. El proceso de cálculo teórico de la curva es complejo, se realiza con ordenador, pero de un corte se deduce una única curva.

En sentido inverso, a partir de una curva de resistividad aparente, y en determinadas circunstancias podemos interpretar varios cortes geoelectricos diferentes. Básicamente esto se explica mediante el Principio de Equivalencia y el Principio de Supresión. Para ello debemos conocer estos conceptos:

Resistencia Transversal es producto del espesor de una capa por su resistividad:

$$T_i = \rho_i \cdot E_i$$

Conductancia Longitudinal es el cociente de dividir el espesor de una capa por su resistividad:

$$S_i = E_i / \rho_i$$

Principio de Equivalencia

Una capa mas resistiva que las adyacentes (tipo K y combinaciones), con T grande y S pequeño, puede producir el mismo efecto en el SEV que otra capa con valores diferentes de ρ y E pero con la misma T. (ver figura 22)

O bien: Una capa mas conductora que las adyacentes (tipo H y combinaciones), con un valor de T pequeño y S grande, puede producir el mismo efecto en el SEV que otra capa con diferentes E y ρ pero con el mismo S.

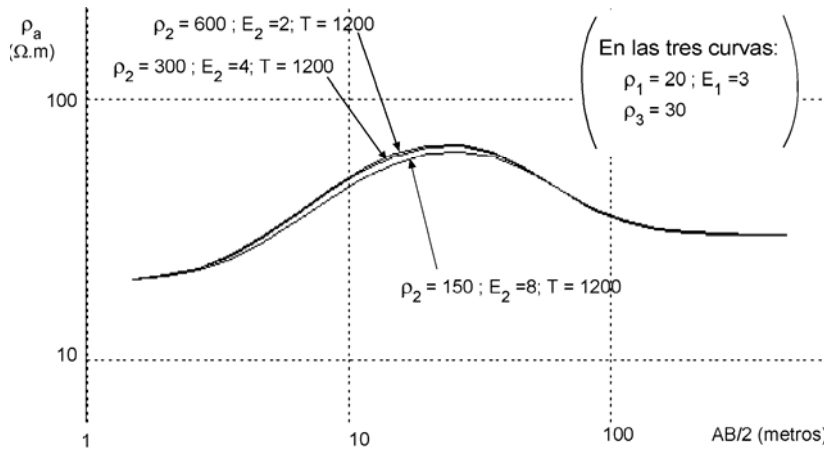


Figura 22.- Principio de Equivalencia: pueden generarse curvas muy similares con diferentes valores de la 2ª capa, siempre que el producto $\rho \cdot E$ sea constante

Principio de Supresión

Una capa delgada, con una resistividad intermedia entre las adyacentes (tipos Q y A y sus combinaciones) puede pasar desapercibida en la interpretación (figura 23)

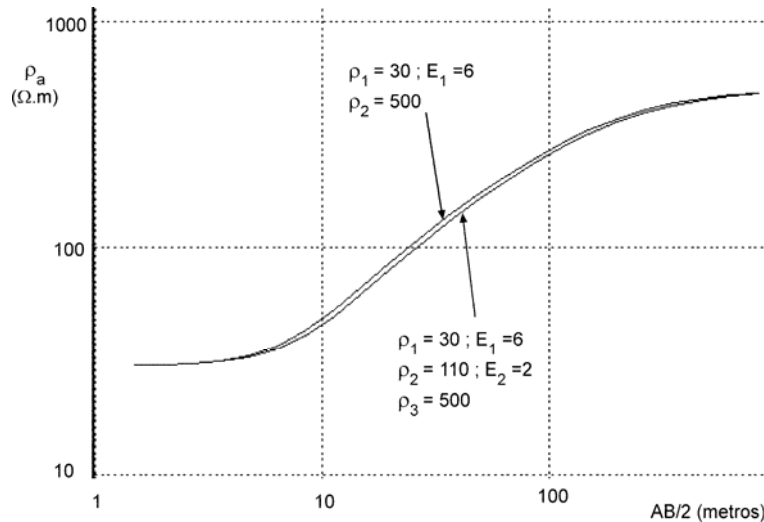


Figura 23.- Principio de Supresión: la capa de 2 m de espesor y resistividad intermedia pasa desapercibida

Otras posibles interpretaciones

Mapas de Resistencia Transversal

Se pueden utilizar en áreas con materiales detríticos para situar las sonas óptimas para captación de agua subterránea.

Si en un área se han realizado muchos SEV, puede calcularse para cada uno de ellos el sumatorio de la Resistencia Transversal de todas las capas interpretadas:

$$T = \sum \rho_i \cdot E_i$$

Situando todos los valores de T de cada SEV sobre un mapa, se pueden trazar isólinas de resistencia transversal.

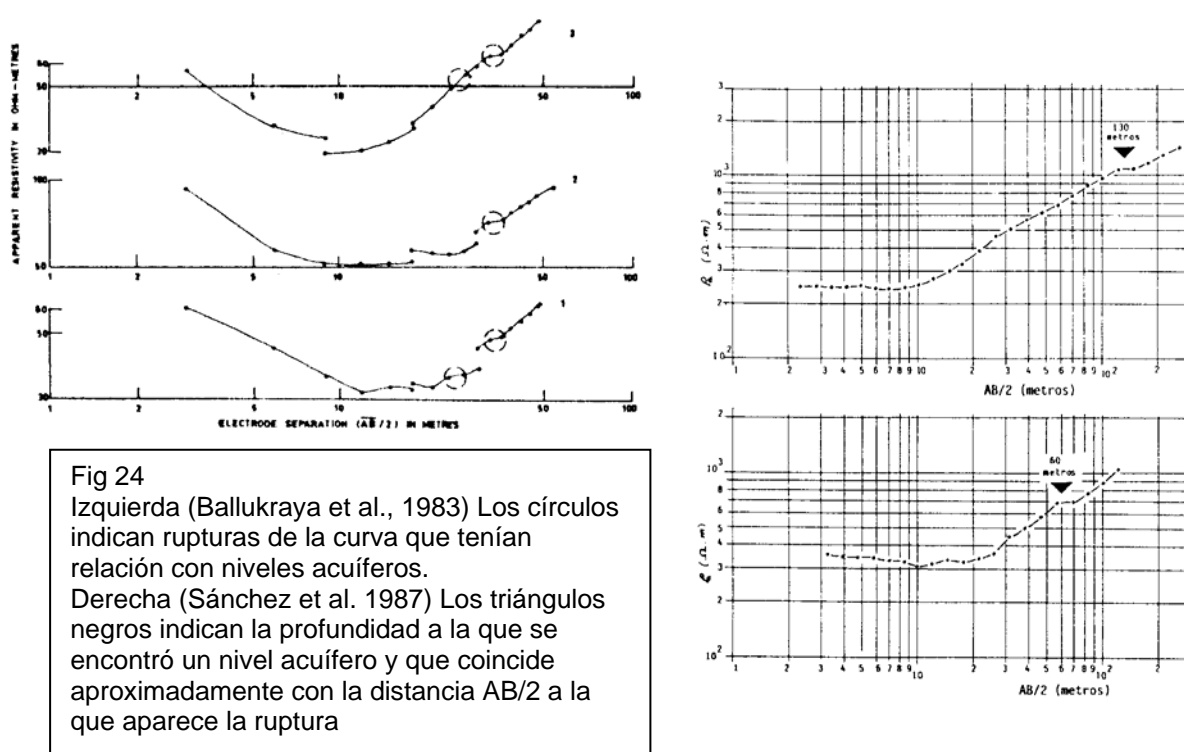
En una zona de materiales detríticos, existe una proporción directa entre la Resistencia Transversal y la transmisividad de la formación (casualmente también representada con la letra T). Ya hemos visto que una ρ_1 más elevada indica los detríticos más gruesos, o sea mayor permeabilidad. Y, al igual que la Transmisividad tiene en cuenta el producto permeabilidad x espesor, la Resistencia Transversal considera conjuntamente la ρ y el espesor de las capas.

Interpretación de rupturas en las curvas

Al margen de la interpretación clásica ya explicada (conseguir un corte geoelectrico a partir de la curva de ρ_a), algunos autores han cuantificado la relación entre escalones o picos que aparecen en las curvas, y discontinuidades en el terreno que presentan interés como acuíferos.

En rocas compactas, se ha encontrado una relación empírica entre escalones o rupturas en las curvas de resistividad aparente y la profundidad a la que las perforaciones encontraban discontinuidades en la roca que proporcionaban un caudal apreciable. (Ballukraya et al., 1983). En la Figura 24 se esquematiza uno de estos escalones. De un modo empírico, y hasta una profundidad de 50 metros, señalan que la distancia $AB/2$ a la que aparece el escalón es similar a la profundidad real a la que la perforación encontró un nivel acuífero.

Hemos comprobado esta correlación en granitos (Sánchez, 1985, 1987) hasta una profundidad mayor, pero es evidente que el razonamiento a la inversa no tiene por qué ser cierto; es decir: una discontinuidad en la roca compacta puede originar una ruptura en la curva, pero una ruptura en la curva puede haber sido generada por otras causas, como variaciones laterales.



Bibliografía

- Astier, J.L. (1971).- *Géophysique Appliquée a l'Hydrogéologie*. Masson, 273 pp. (Traducción española Ed. Paraninfo)
- Ballukraya, P.N.; R. Sakthivadivel y R. Baratan (1983) .- Breaks in Resistivity Sounding Curves as Indicators of Hard Rock Aquifers. *Nordic Hydrology*, **14**: 33-40.
- European Association of Exploration Geophysicists (1980).- *Standards Graphs for Resistivity Prospecting*. Swets & Zeitlinger, Lisse.
- Meyer, C. (1991).- *Applications de la Géophysique aux recherches d'eau*. Lavosier, 183 pp.
- Orellana, E. (1972).- *Prospección Eléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo, 523 pp.
- Orellana, E. y H. M. Mooney (1966).- *Tablas y curvas patrón para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados*. Interciencia, Madrid.
- Sánchez, F.J. (1985).- Prospección hidrogeológica en rocas metamórficas mediante geofísica eléctrica. *Studia Geol. Salm.* **XX**: 127-136.
- Sánchez, F.J. ; M.A. de Andrés, y I. Tardáguila (1987).- Prospección hidrogeológica en rocas ígneas y metamórficas mediante Sondeos Eléctricos Verticales. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, **XI**: 557-566.