

Geofísica de exploración, implementación de métodos geoelectricos, electromagnéticos entre otros para diversos casos de estudio.

Mariana Carolina Villamil Sastre - Universidad de los Andes

Abstract—El método geoelectrico consiste en modelar la distribución de resistividad del subsuelo a partir del flujo de una corriente eléctrica y una diferencia de potencial que se dan por medio de una configuración de electrodos predispuestos en la zona de estudio. La resistividad eléctrica está relacionada con las propiedades físicas del subsuelo, de tal forma el perfil geoelectrico da una visión muy precisa del terreno a profundidad. Por otro lado, los métodos electromagnéticos se basan en los cambios en las propiedades eléctricas y magnéticas de las rocas circundantes, en especial estos métodos pueden estudiar más detalladamente los primeros metros de profundidad, proporcionan información ya sea 1D, 2D o 3D de la zona de estudio.

Index Terms—Corriente, voltaje, Skinddepth, conductividad, permitividad, Ley de Archie, configuración dipolo-dipolo.

I. TALLER 3.1- PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

Previamente, se ha estudiado las propiedades físicas de las rocas con las cuales es posible implementar los métodos geofísicos, en esta sección se discutirá sobre la resistividad en rocas y que factores son determinantes para su correspondiente medición. Inicialmente, se consideran los fluidos presentes en las rocas ya sean acuosos o fundidos parciales dependiendo de la temperatura presente del sistema, por ejemplo, si la roca está saturada de agua, el fundido será a bajas temperaturas y viceversa. Múltiples relaciones empíricas han desarrollado un modelo de predicción de la resistividad en las rocas, la cual depende de la resistividad de los fluidos y la geometría de los poros que interconectan dichos fluidos. En este caso, la ley de Archie interpreta los datos de resistividad permitiendo inferir el tipo de fluidos presentes en las diversas capas de roca en estudio.

La ley de Archie se representa mediante la siguiente ecuación:

$$\rho = C \rho_w \Phi^{-m}$$

Donde m representa el factor de cementación (Figura 1), dicha variable modela qué tanto aporta la red de poros al incremento de la resistividad, pues la roca en sí es asumida como no conductora, de tal forma que si la red de poros se modelara como tubos capilares predispuestos paralelamente, la resistividad arrojaría un valor de cementación de 1. De igual forma se relaciona con la permeabilidad de la roca, mayor permeabilidad menor factor de cementación. Empíricamente, se ha encontrado un valor de m cercano a 1.3 para arenas no consolidadas y su valor incrementa a medida que la red de poros se ve reducida. En rocas carbonatadas, éste factor muestra un valor más grande dada la afinidad diamagnética de estas rocas con complejas redes de estructuras.

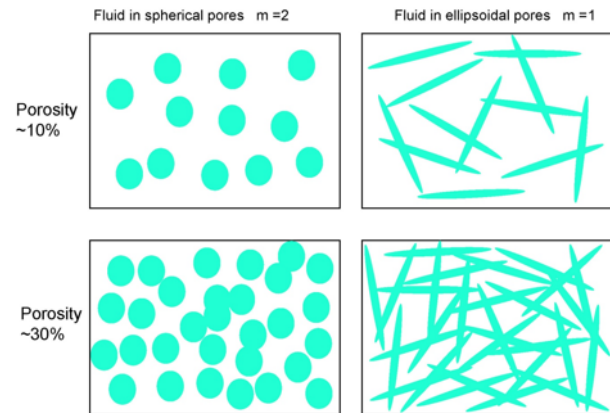


Fig. 1. Cementation factor from Martyn Unsworth Classes

A continuación, se muestra la representación de la ley de Archie gráficamente ($\log_{resistividad}$ Vs \log_{ϕ}) con valores del factor de cementación entre 1.2 hasta 2.5, evidenciando que a menores valores de m el $\log_{resistividad}$ va disminuyendo consecuentemente.

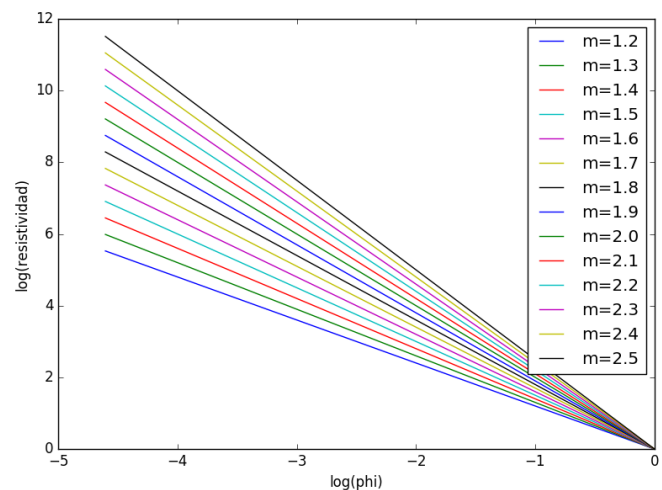


Fig. 2. Gráfica ley de Archie para diversos valores de m

Teniendo en cuenta la geometría del sistema, tenemos dos configuraciones posibles con respecto al flujo de corriente, es decir un sistema ya sea en paralelo o en serie (Figura 3) :

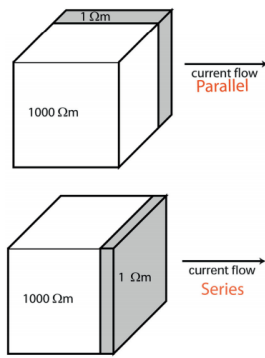


Fig. 3. Configuración del sistema respecto al flujo de corriente

Posteriormente, se muestra la gráfica de Resistividad Vs Fracción de fluido (Figura 4), en la cual se muestran ambas configuraciones explicadas anteriormente y se observan los valores máximos y mínimos de las resistividades, en ambos casos un factor de cementación igual a 1 representa la mejor interconexión entre los poros y una resistividad menor, de tal manera que estos modelos se pueden aplicar a rocas que contienen en sí capas poco resistivas como grafito o sulfuros y que están al alcance de las medidas de resistividad.

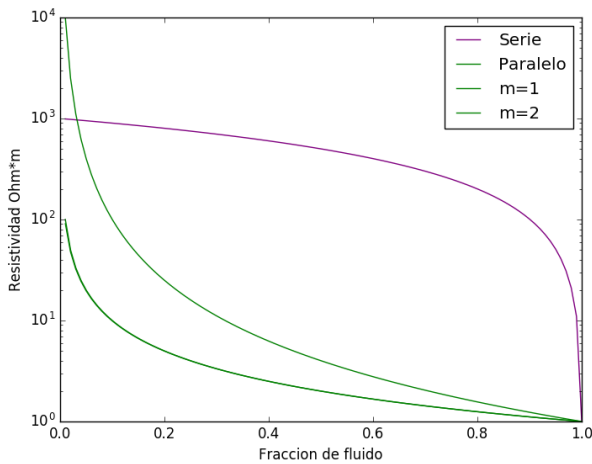


Fig. 4. Gráfica de la resistividad en función de la porosidad de la roca

II. TALLER 3.2 - MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Estos métodos con dominio de frecuencia, permiten crear mapas de variación de fase y amplitud del campo electromagnético secundario con respecto al campo primario inducido. Dichas amplitudes dependen de las propiedades eléctricas ya sea del subsuelo o de objetos enterrados. Por lo tanto, se usa frecuentemente en aplicaciones como: investigaciones arqueológicas, cartografía, caracterización agronómica del subsuelo y presencia de acuíferos en la zona.

A. Georadar- GPR

Este tipo de exploración se caracteriza por ser no-invasivo, pues se basa en la transmisión de ondas electromagnéticas

al subsuelo, una parte de la onda se refleja cuando alcanza el límite entre dos materiales con diferentes permitividades dieléctricas y otra parte vuelve a la antena receptora. Los siguientes perfiles fueron tomados con este método y alcanzan a mostrar hasta una profundidad de 30 m aproximadamente. Inicialmente, se observa en la Figura 5 una fuerte y plana reflexión, esto se puede dar por el límite que existe entre los medios de propagación de la onda, es decir justo en ese punto se evidencia el límite entre el aire y el subsuelo y dadas las velocidades correspondientes en cada medio y el índice de refracción se observa este fenómeno que no es tan evidente en el resto del perfil dadas las profundidades.

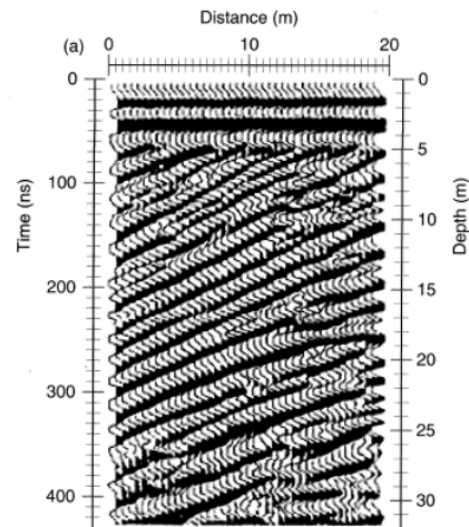


Fig. 5. Perfil 1 Frecuencia de 50MHz

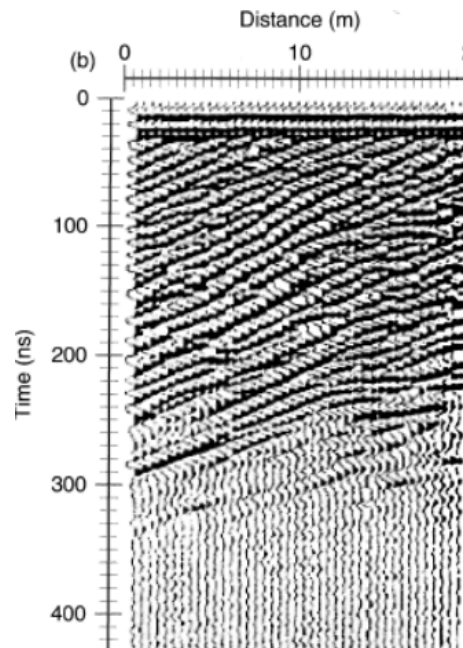


Fig. 6. Perfil 2 Frecuencia de 100MHz

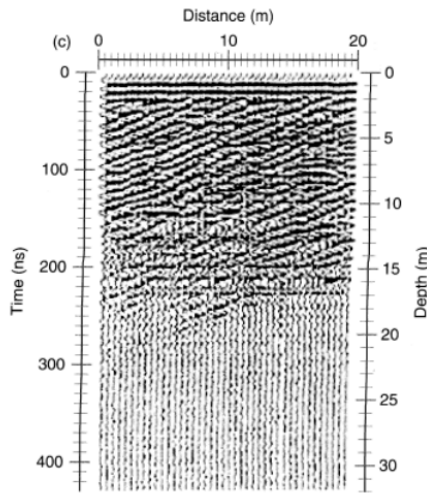


Fig. 7. Perfil 3 Frecuencia de 200MHz

B. Análisis

Posteriormente, con ayuda del software ImageJ se logra sacar las longitudes de onda en paralelo con los pixeles de la imagen, utilizando la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Es posible estimar las velocidades de onda para cada uno de los perfiles con frecuencias de 50,100 y 200 MHz respectivamente, obteniendo:

Frecuencia(Hz)	Lenght	Crestas	$\lambda(m)$	Velocidad (m/s)
50000	109,089	5	21,8178	1,09E6
100000	96,654	9	10,7393	1,07E6
200000	128,202	13	9,8616	1,97E6

Luego, la resolución en estos perfiles está definida como la cuarta parte del valor en la longitud de onda, es decir:

$$d > \frac{\lambda}{4}$$

Obteniendo una resolución de los perfiles 1,2 y 3 respectivamente

Perfil	Resolucion (m)
1	5,45445
2	2,684833333
3	2,465423077

Ahora, para hallar la conductividad del subsuelo hay que utilizar el skindepth, éste último término se define como el área efectiva en la cual circula el flujo de corriente, es dependiente de la frecuencia, permeabilidad magnética y la conductividad del material, en terminos de simplificación:

$$\delta = \frac{503.8}{\sqrt{\sigma f}}$$

$$\sigma = \frac{1}{f} \left(\frac{503}{\delta} \right)^2$$

Obteniendo una serie de valores correspondientes para las conductividades:

Perfil	Skindepth (m)	Conductividad (S * m)
1	22	1,05E-02
2	18	7,81E-03
3	13	7,49E-03

C. WARR

En esta sección se analizará el comportamiento de un perfil de GPR tomado con el transmisor estático y el receptor a una distancia variable, se tiene en cuenta que en el caso estudiado anteriormente, ambos tenían una posición constante. A continuación, se muestra el perfil con las dos primeras líneas señaladas de arriba hacia abajo y que evidencian una onda de aire seguida por una onda del subsuelo, cada una con velocidades distintas estimadas con los tiempos registrados y las longitudes de onda.

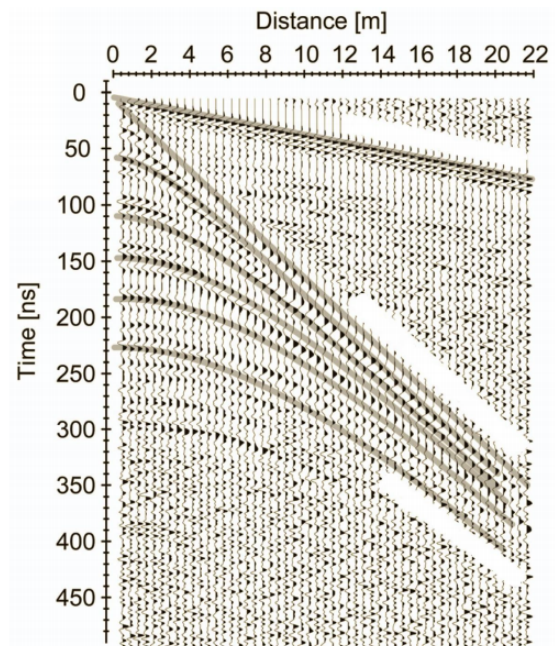


Fig. 8. Perfil con transmisor estático y receptor movable

Tiempo (s)	Velocidad (m/s)
7,50E-08	2,93E+08
3,50E-07	6,29E+07

Para ser más específicos, se muestra un esquema de los diferentes caminos que tomaron las ondas detectadas en el perfil, asumiendo que las capas presentes en el subsuelo están depositadas horizontalmente.

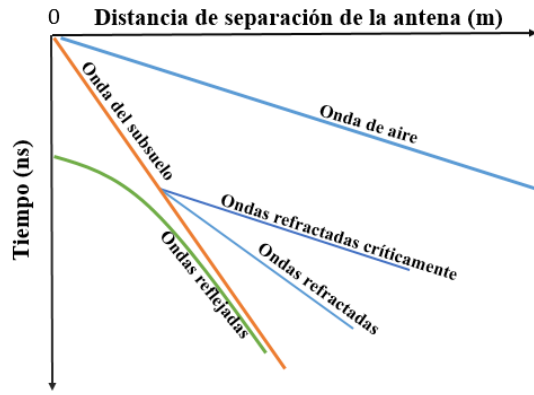


Fig. 9. Caminos de las ondas detectadas

Finalmente, se realiza un cálculo de t^2 y x^2 con el fin de encontrar la velocidad de la onda reflejada para el reflector $t_0 = 110\text{ns}$

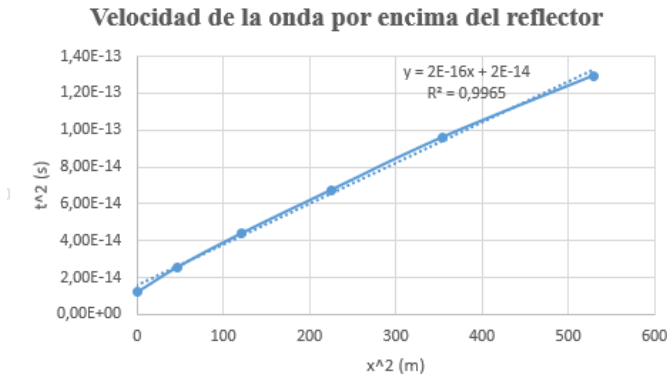


Fig. 10. Gráfica t^2 Vs x^2

Luego, al tener la pendiente de la recta usamos la relación para la velocidad de este tipo de ondas y obteniendo:

$$t = \frac{2\sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + d^2}}{v}$$

Velocidad (m/s)	Profundidad(m)
141E6	61

III. TALLER 4.1 -GEOELÉCTRICA-SEV

Anteriormente, se estudió los métodos de inducción electromagnética y su funcionalidad, ahora se analizará los datos de resistividad de la región de Paipa-Boyacá caracterizada por sus evidentes fuentes termales, dichos datos se tomaron bajo el arreglo de Schlumberger y se procesaron con el programa IP2Win. Recordando que en este método, se determina el parámetro de resistividad a profundidad, mediante la inyección de un flujo de corriente y posteriormente con la toma de medidas en la diferencia de potencial a través de una configuración de Schlumberger, la cual se define ilustrativamente como:

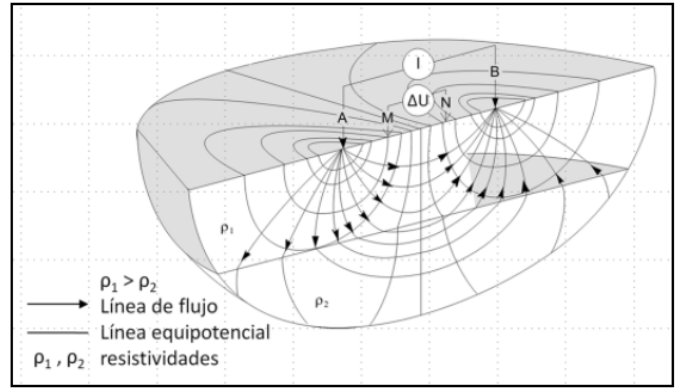


Fig. 11. Configuración de SEV tipo Schlumberger

Inicialmente, en la toma de datos se tuvieron en cuenta 5 Dataset correspondientes a diversas líneas en las que se hizo el Sondeo Eléctrico en la región de Paipa, para el DataSet2 se manejaron los datos con el software mencionado y a pesar que este programa da un modelo solución automático con un error mínimo, siempre es necesario intervenir en dicho modelo pues pueden haber inconsistencias geológicas. En este caso se manejó un modelo de 4-5 capas con distintos grosores que permitieron tener un error de 1,34 y una profundidad de prospección de aproximadamente 250 m, teniendo el máximo de resistividad en la capa inferior.

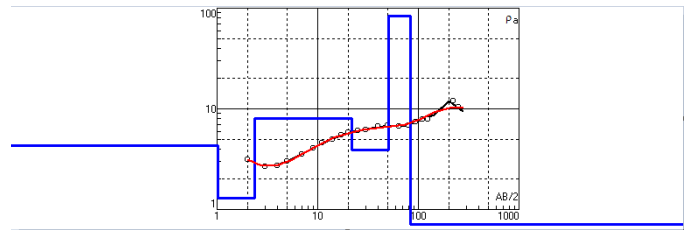


Fig. 12. SEV Dataset2

Para el DataSet4, se utilizó una configuración de 4 capas de grosor variable, donde la resistividad disminuye en la capa más profunda y tiene sus máximos en las capas intermedias, para esta configuración se obtuvo en error de 0.957 y una profundidad de 300m aproximadamente

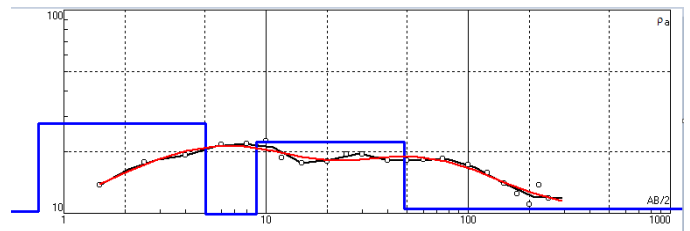


Fig. 13. SEV Dataset4

Por el contrario, para el DataSet5 se obtuvo el máximo de resistividad aparente en la capa más superior ($200\text{Ohm} \cdot \text{m}$), una profundidad de 280m y un arreglo de 4 capas con grosores entre los 10-20 m. El error fue de 1.27

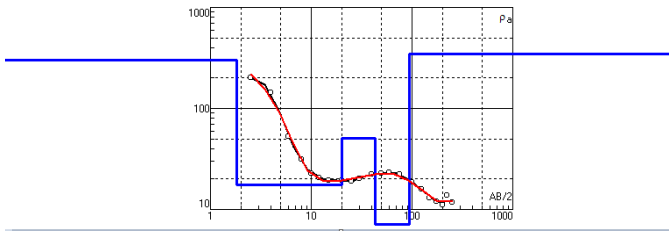


Fig. 14. SEV Dataset5

En el DataSet6 se obtuvieron 4 capas, una adicional para ajustar un poco más el modelo y no precisamente como lo encuentra el software automáticamente. Aproximadamente 300m de profundidad y al igual que en el caso anterior la resistividad tiene su máximo en las capas superiores y va decayendo con la profundidad. El error fue de 0.87

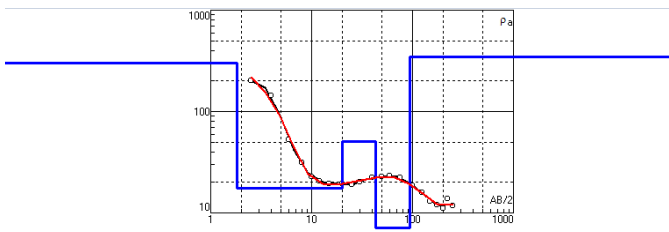


Fig. 15. SEV Dataset6

Finalmente, en el DataSet12 se obtiene los máximo de resistividad en la base y las capas menos profundas, alcanzando una profundidad de prospección de aproximadamente 150m y un error de 1.47

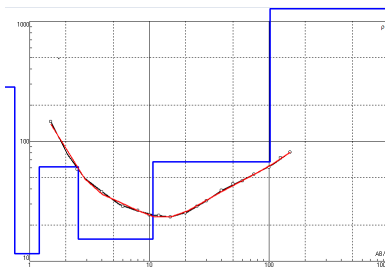


Fig. 16. SEV Dataset12

Como conclusión, teniendo en cuenta el historial geológico que tiene en sí la zona de Paipa-Boyacá, se tiene un gradiente geotérmico el cual puede ser producido por las fallas presentes en la zona, al ver el mapa geomorfológico, las estructuras volcánicas están alineadas precisamente por el fallamiento, dado que este tipo de físuras lleva consigo fluidos, se puede afirmar que parte de las observaciones vistas en los anteriores perfiles se pueden deber a ese fenómeno y mostrar dichos contrastes en la resistividad aparente. Además, está la formación Guaduas, Tilatá entre otras que tratan de cuerpos sedimentarios que en su mayoría son el medio de transporte de las aguas hidrotermales que "desembocan" en las zonas de descarga y que son utilizadas para el turismo, dado que son arcillas y conglomerados, la red de porosidad es propicia para la interconexión de fluidos que al inyectarse un flujo de carga se ve reflejados en las mediciones del potencial.

IV. TALLER 4.2- TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA

Los nuevo métodos geoelectrico proponen un sistema de adquisición de múltiples electrodos e inversiones en 2D y 3D, la tomografía es uno de esos métodos pues ofrece imagenes de los contrastes de resistividad en estructuras complejas del subsuelo, usando las diversas configuraciones entre electrodos mencionadas previamente. Ahora, se muestra la tomografía geoelectrica generada con el software Res2D en el mismo punto del DataSet4 de la discusión anterior y se obtiene:

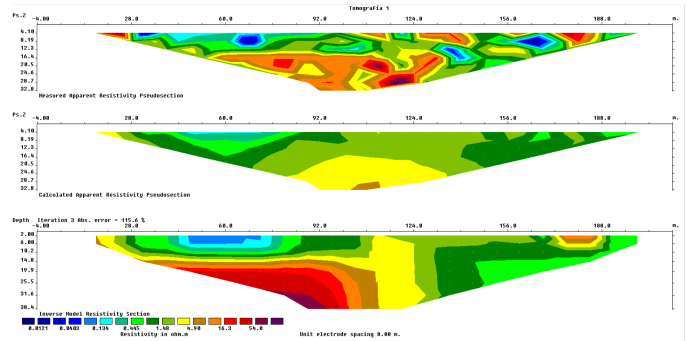


Fig. 17. SEV Dataset12

Donde la primera imagen de arriba hacia abajo, corresponde a la interpretación automática de los datos, luciendo bastante caótico, posteriormente el software arroja un posible modelo que interpreta los datos luego de haber hecho un tratamiento de los mismos, mostrando así un contraste de resistividad bastante evidente. Dado que se trata de la misma línea del DS4, en este caso es más facil observar la falla que pasa por ahí. De tal forma, que es más eficiente trabajar con tomografías que con sondeos para la caracterización de este tipo de estructuras, son más detalladas y las diferencias en el ρ aparente permiten un mejor análisis en sentido lateral.

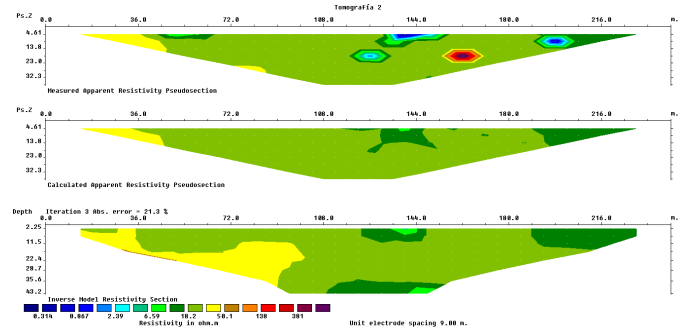


Fig. 18. SEV Dataset12

Finalmente, en la Tomografía 2 no se observan cambios significativos en las resistividades como en la Tomografía 1, dado que se trata de un punto distinto, se encuentra un medio medianamente homogéneo en términos de ρ que de por sí no son muy altas, esto puede deberse a una formación allí presente con una única litología de resistividad aparente media.

V. BIBLIOGRAFIA

- Buscaglia, Silvana (1 de enero de 2007). Más allá de la superficie: arqueología y geofísica en Floridablanca

(Patagonia, siglo XVIII). Teseo. ISBN 9789871354030.
Consultado el 19 de diciembre de 2016

- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Unsworth MJ and S Rondenay, Mapping the distribution of fluids in the crust and lithospheric mantle utilizing geophysical methods, in *Metasomatism and Metamorphism: The Role of Fluids in Crustal and Upper Mantle Processes*, Springer-Verlag, 2012.
- Telford, W. M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E, Keys, D.A. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.