

**CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA DEL SUBSUELO EN EL SECTOR
FLOREÑA NW 6, YOPAL – CASANARE**

JUAN CAMILO GÓMEZ ROYERO



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

**CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA DEL SUBSUELO EN EL SECTOR
FLOREÑA NW 6, YOPAL – CASANARE**

**JUAN CAMILO GÓMEZ ROYERO
PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE
GEÓLOGO**

**DIRECTOR:
M.Sc. JAIRO ALBERTO TORRES PEÑA**

**TUTOR:
M.Eng. IVAN CAMILO GALVIS TARAZONA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

AGRADECIMIENTOS

Principalmente a Dios, a quien le agradezco la virtud de superar con éxito esta etapa tan importante en mi vida y me indica el mejor camino para lograr mis metas, deseos y anhelos.

A la ciudad de Bucaramanga, que me ha acogido durante los últimos 6 años de mi vida y me ha hecho sentir parte de ella.

A la Universidad Industrial de Santander (UIS), especialmente a la Escuela de Geología, quienes hicieron parte de una de las etapas más importante de mi vida.

A todos los profesores que contribuyeron a mi formación académica, profesional, ética, moral y personal.

A la empresa HYDROINGENIERIA S.A.S, quien depositó su confianza en mí y me brindó la oportunidad de poner en práctica los conocimientos y valores adquiridos en mi formación como Geólogo en la UIS.

A Iván Camilo Galvis Tarazona por su apoyo y colaboración en las actividades realizadas para el desarrollo y cumplimiento de los objetivos propuestos para la práctica empresarial.

Al profesor Jairo Alberto Torres Peña, por su apoyo y seguimiento constante durante el desarrollo y realización del proyecto de grado.

DEDICATORIA

Este trabajo va dedicado principalmente a mis padres, quienes son mi fortaleza para enriquecer mi alma de alegría y amor cada día, y a quienes quiero devolverles en vida todo lo que han hecho por mí; por su apoyo incondicional, su amor constante y su comprensión.

Tengo un ángel que me ilumina desde el cielo, mi abuelita, a quien también quiero dedicarle este triunfo. Ella fue la base para mi formación moral, ética y personal.

A mis hermanos, quienes han sido una motivación e inspiración para seguir adelante.

A mis amigos, con los que he compartido mis tristezas y alegrías.

A todos ustedes muchas gracias.

*“El vallenato... un estilo de vida, una manera de pensar...
El vallenato es la forma como afrontamos y solucionamos los problemas,
es la forma como nos expresamos, como nos comportamos,
como nos enamoramos y entregamos el corazón a cada amor.
El vallenato es la identidad de un pueblo, de una región,
de una cultura... El vallenato es folclor.
El vallenato... mi estilo de vida.”*

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	16
1. OBJETIVOS	17
1.1. OBJETIVO GENERAL	17
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
2. JUSTIFICACIÓN	18
3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	19
4. INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA	20
4.1. PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS	20
5.1.1. RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (IAKUBOVSKII & LIAJOV, 1980, CAP. I, PÁGS. 1-9)	20
4.2. FUNDAMENTOS DE LA TEORÍA DE LA EXPLORACIÓN ELÉCTRICA MEDIANTE CAMPOS CONSTANTES (IAKUBOVSKII & LIAJOV, 1980, CAP. II, PÁGS. 13-37)	30
4.2.1. CAMPO ELÉCTRICO NORMAL	30
4.2.2. CAMPOS DE FUENTES PUNTUALES EN MEDIOS HETEROGÉNEOS	45
4.3. GENERALIDADES SOBRE EL MÉTODO DE RESISTIVIDAD	63
4.3.1. RESISTIVIDAD APARENTE (IAKUBOVSKII & LIAJOV, 1980, CAP. III, PÁGS. 43-46)	63
4.3.2. DISPOSITIVOS GEOELÉCTRICOS	67
4.3.3. TIPOS DE PROSPECCIONES GEOELÉCTRICAS	69
4.3.3.1. SONDEOS DE RESISTIVIDAD 1D	70
4.3.3.2. SONDEOS DE RESISTIVIDAD 2D	72
4.3.3.3. SONDEOS DE RESISTIVIDAD 3D	73
5. TEORÍA DE LA TÉCNICA DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA	74
5.1. FUNDAMENTOS DE LA TÉCNICA DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA	74
5.2. METODOLOGÍA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE PERFILES DE RESISTIVIDAD APARENTE: PSEUDOPERFILES (PSEUDOSECCIONES)	75
5.2.1. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA CON ARREGLO TIPO WENNER	76
5.2.2. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA CON ARREGLO TIPO SCHLUMBERGER (WENNER-SCHLUMBERGER)	77
5.2.3. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA CON ARREGLO TIPO DIPOLO-DIPOLO	78
5.3. VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LOS TIPOS DE DISPOSITIVOS GEOELÉCTRICOS	79
5.4. PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN	80
5.5. TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN	84

6. MARCO GEOLÓGICO	90
7. DISEÑO Y ADQUISICIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA EN EL SECTOR FLOREÑA NW 6.	94
7.1. INSTRUMENTACIÓN	94
7.2. PROCEDIMIENTO DE MEDICIÓN	97
7.3. DISEÑO Y ADQUISICIÓN DE DATOS	101
8. PROCESAMIENTO DE DATOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	103
9. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	111
10. CONCLUSIONES	122
BIBLIOGRAFÍA	124
ANEXOS	126

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Localización geográfica del sector Floreña NW 6, municipio de Yopal, Casanare. Tomado y modificado de Google Inc.</i>	<i>19</i>
<i>Figura 2. Relación entre la resistividad de una solución de NaCl y su concentración en el agua.</i>	<i>23</i>
<i>Figura 3. Textura de una roca. Forma y distribución de los poros. a) isótropa; b) anisótropa. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 4. Correlación entre los componentes buenos y malos conductores en las menas. a) no metálica, el mal conductor es el cemento, un mineral de alta resistividad; b) metálica, el buen conductor es el cemento, un mineral de baja resistividad. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>30</i>
<i>Figura 5. Circuito compuesto por dos electrodos situados en la superficie del terreno. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>31</i>
<i>Figura 6. Campo eléctrico generado por un electrodo. Líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>32</i>
<i>Figura 7. Gráfica del potencial U y de la intensidad E del campo eléctrico normal producido por un electrodo. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>35</i>
<i>Figura 8. Explicación del cálculo del campo producido por dos electrodos. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 9. Gráfica del potencial U y de la intensidad E_x del campo eléctrico normal generado por dos electrodos. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>37</i>
<i>Figura 10. Líneas de corriente y equipotenciales del campo eléctrico generado por dos electrodos, en un medio homogéneo. Líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>38</i>
<i>Figura 11. Distribución de la densidad de corriente en el campo eléctrico generado por dos electrodos de diferente polaridad. a) explicación de la deducción de la relación entre la densidad de corriente y la distancia entre los electrodos; b) variación de la densidad de corriente con la profundidad. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>39</i>
<i>Figura 12. Dipolo eléctrico. a) explicación de la deducción de la expresión del potencial; b) componentes de la intensidad de campo. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>42</i>
<i>Figura 13. Líneas de corriente de un polo del dipolo eléctrico, en un medio homogéneo. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>44</i>
<i>Figura 14. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual de corriente, con presencia en el corte de una superficie de separación plana. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 15. Cálculo de la influencia del límite tierra-aire. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 16. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual de corriente, situada en la superficie de la tierra, con presencia en el corte de una superficie de separación vertical. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>54</i>
<i>Figura 17. Campo eléctrico de una fuente puntual situada en la superficie de separación de dos medios de distinta resistividad. a) $\rho_2 = \rho_1/5$; b) $\rho_2 = 5\rho_1$; líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 18. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual en un medio de dos capas. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 19. Influencia de la anisotropía en las líneas de corriente. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>60</i>
<i>Figura 20. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual en un medio anisótropo. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>61</i>
<i>Figura 21. Vectores j y E del campo eléctrico de una fuente puntual en un medio homogéneo anisótropo. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 22. Dispositivo tetraelectrónico para el trabajo por el método de resistividad. Tomado de lakubovskii & Liajov, 1980.</i>	<i>64</i>
<i>Figura 23. Dependencia de ρ_a del carácter del corte geoelectrónico. Medio: a) homogéneo; b) incluye</i>	

<i>un cuerpo buen conductor; c) incluye un cuerpo mal conductor (calizas). Tomado de Iakubovskii & Liajov, 1980.</i>	67
<i>Figura 24. Diferentes tipos de dispositivos geoelectricos.</i>	68
<i>Figura 25. Modelos de sondeos de resistividad según el método aplicado: a) 1D; b) 2D; c) 3D. Tomado y modificado de López et al., 2003.</i>	70
<i>Figura 26. Etapas del procedimiento de inversión eléctrica.</i>	75
<i>Figura 27. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Wenner. Tomado de Molina, 2006.</i>	77
<i>Figura 28. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Wenner-Schlumberger. Tomado de Molina, 2006.</i>	78
<i>Figura 29. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Dipolo-Dipolo. Tomado de Molina, 2006.</i>	79
<i>Figura 30. Función de sensibilidad. Tomado de Arlandi, 2005.</i>	82
<i>Figura 31. Diagrama de la distribución de los bloques que se toman como base para el modelado del programa de inversión. Tomado de De la Torre, 2010.</i>	86
<i>Figura 32. Mapa geológico del área de estudio. Muestra las unidades geológicas y las principales fallas cartografiadas en el área. Tomado de Geoingeniería, 2008.</i>	91
<i>Figura 33. Equipo utilizado para la medición de los datos de resistividad. Tomado de ABEM.</i>	95
<i>Figura 34. Panel de conexiones del Terrameter LS. Tomado de ABEM.</i>	95
<i>Figura 35. Panel de energía del Terrameter LS.</i>	96
<i>Figura 36. Arreglo de cables durante la primera estación de mediciones para un levantamiento roll along, donde el Cable 1 es excluido.</i>	98
<i>Figura 37. Conector de cables con conexiones para set de cables 4x21. Tomado de ABEM.</i>	99
<i>Figura 38. Arreglo de cables durante la segunda estación de mediciones para un levantamiento roll along.</i>	100
<i>Figura 39. Arreglo de cables durante la tercera estación de mediciones para un levantamiento roll along, donde el Cable 4 es excluido.</i>	101
<i>Figura 40. Localización de los perfiles de tomografía eléctrica realizados en el sector Floreña NW 6.</i>	102
<i>Figura 41. Modelo de bloques con puntos de atribución de resistividad aparente.</i>	103
<i>Figura 42. Opción del RES2DINV para leer archivos .dat</i>	104
<i>Figura 43. Ejemplo de un conjunto de datos con unos pocos puntos de datos erróneos. Tomado de Geotomo Software, 2013.</i>	105
<i>Figura 44. Opción del RES2DINV para el análisis de datos adquiridos en campo.</i>	105
<i>Figura 45. Ventana de dialogo del RES2DINV para seleccionar el método de inversión robusta.</i>	107
<i>Figura 46. Ventana de dialogo del RES2DINV para definir el factor de amortiguamiento.</i>	108
<i>Figura 47. Opción del RES2DINV para seleccionar el método de resolución del modelo directo.</i>	108
<i>Figura 48. Ventana de dialogo del RES2DINV para seleccionar el método de resolución del modelo directo.</i>	109
<i>Figura 49. Menú del RES2DINV para establecer el tipo de modelado topográfico.</i>	109
<i>Figura 50. Ventana de dialogo del RES2DINV para establecer el tipo de modelado topográfico.</i>	109
<i>Figura 51. Opción del RES2DINV para iniciar el proceso de inversión de datos.</i>	110
<i>Figura 52. Proceso de inversión – Perfil geoelectrico 1</i>	112
<i>Figura 53. Proceso de inversión – Perfil geoelectrico 2</i>	113
<i>Figura 54. Modelo de resistividad 2D – Perfil 1.</i>	115
<i>Figura 55. Modelo de resistividad 2D – Perfil 2.</i>	117
<i>Figura 56. Modelo geológico 2D obtenido del modelo de resistividad – Perfil 2.</i>	119
<i>Figura 57. Modelo geológico 2D obtenido del modelo de resistividad – Perfil 1.</i>	119
<i>Figura 58. Descripción geológica del sector Floreña NW 6.</i>	120
<i>Figura 59. Modelo geológico psuedo-3D del sector Floreña NW 6.</i>	121

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 1. a) Valores de resistividad de los principales minerales constituyentes de las rocas y menas. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980; b) rangos de resistividad eléctrica de rocas y sedimentos. Tomado de Palacky, 1987.</i>	<i>22</i>
<i>Tabla 2. Ecuación para el cálculo de la resistividad aparente para cada uno de los dispositivos geoelectricos.</i>	<i>69</i>
<i>Tabla 3. Ventajas y desventajas de los tipos de dispositivos geoelectricos. Tomado de Nely, 2010.</i>	<i>80</i>
<i>Tabla 4. Profundidad de investigación para diversos dispositivos geoelectricos. Tomado de Nely, 2010.....</i>	<i>83</i>
<i>Tabla 5. Localización de los perfiles eléctricos de resistividad 2D realizados en campo.....</i>	<i>102</i>
<i>Tabla 6. Características de los perfiles geoelectricos desarrollados.</i>	<i>111</i>

LISTA DE ANEXOS

<i>Anexo A. FORMATO DE DATOS ADQUIRIDOS EN CAMPO.....</i>	<i>126</i>
<i>Anexo B. ARCHIVOS DE DATOS EN FORMATO DE LECTURA RES2DINV</i>	<i>129</i>

RESUMEN

TÍTULO: CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA DEL SUBSUELO EN EL SECTOR FLOREÑA NW 6, YOPAL-CASANARE*.

AUTOR: JUAN CAMILO GÓMEZ ROYERO.**

PALABRAS CLAVE: Prospección Geoeléctrica, Tomografía Eléctrica, Resistividad.

Como parte del proyecto ESTUDIO DE SUELOS Y DISEÑO DE LA VIA DE ACCESO A LA ESTACION FLOREÑA NW 6, que tiene como objetivo final la elaboración del modelo geotécnico para el área de la estación y su vía de acceso, se hizo necesario adelantar un estudio de prospección geoeléctrica en el sector para definir el modelo geológico que sirva de apoyo para el modelo geotécnico. Mediante el uso de la técnica de tomografía eléctrica de resistividad 2D, se determinó la profundidad, espesor y continuidad lateral de las unidades geológicas en el sector.

El sector Floreña NW 6 se encuentra localizado en el Cinturón Plegado y Fallado del Piedemonte de la Cordillera Oriental. Las rocas aflorantes en el área de influencia del estudio geoeléctrico están representadas por la Formación Carbonera (Toc), la cual está constituida por una secuencia típicamente arcillosa, el nivel Toc1, compuesto por areniscas friables del Oligoceno, y depósitos cuaternarios coluviales (Qc).

Los depósitos coluviales (Qc), consisten en mezclas heterogéneas de fragmentos angulares de areniscas y arcillolitas, embebidos en una matriz limo-arcillosa, presentes sobre la mayoría de la superficie del área estudiada con un espesor variable entre 3 y 8 metros y valores de resistividad entre 100 y 2000 ohm-m. Los valores de resistividad de la Formación Carbonera (Toc) se encuentran entre 5 y 200 ohm-m y alcanza una profundidad medida de 80 metros. Por otra parte, los valores de resistividad de la unidad de la Formación Carbonera Toc1 corresponden a valores por encima de los 2000 ohm-m.

*Proyecto de Grado. Modalidad: Práctica Empresarial

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: M.Sc. Jairo Alberto Torres Peña. Codirector: M.Eng. Iván Camilo Galvis Tarazona.

ABSTRACT

TITLE: SUBSURFACE GEOELECTRICAL CHARACTERIZATION IN THE SECTOR FLOREÑA NW 6, YOPAL-CASANARE*.

AUTOR: JUAN CAMILO GÓMEZ ROYERO.**

KEYWORDS: Prospecting Geoelectric, Electrical Tomography, Resistivity.

As part of the project ESTUDIO DE SUELOS Y DISEÑO DE LA VÍA DE ACCESO A LA ESTACIÓN FLOREÑA NW 6, whose final objective is the development of the geotechnical model for the area of the station and its access road, it was necessary to advance a study of geoelectric prospecting on the sector to define the geological model that supports the geotechnical model. By using electrical resistivity tomography 2D technique was determined depth, thickness and lateral continuity of geologic units in the sector.

The sector Floreña NW 6 is located in the Folded and Failed Belt of the Eastern Cordillera Foothills. The rocks exposed in the area of influence of geoelectric study are represented by the Carbonera Formation (Toc), which consists of a typically clay sequence, the Toc1 level, composed by friable sandstone of the Oligocene, and colluvial Quaternary deposits (Qc).

The colluvial deposits (Qc), consist of heterogeneous mixtures of sand and claystones angular fragments, embedded in a silt-clay matrix, present on the surface most of the survey area with a variable thickness between 3 and 8 meters and resistivity values between 100 and 2000 ohm-m. The resistivity values of the Carbonera Formation (Toc) are between 5 and 200 ohm-m and reaches measured depth 80 meters. Moreover, the resistivity values of the unity of the Carbonera Formation Toc1 correspond to values above 2000 ohm-m.

*Graduate Project. Mode: Industry Practice.

**Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: M.Sc. Jairo Alberto Torres Peña. Codirector: M.Eng. Iván Camilo Galvis Tarazona.

INTRODUCCIÓN

En los estudios geotécnicos se utiliza el método geoelectrico como herramienta para el estudio de la constitución y posición de los sedimentos, rocas y agua subterránea, con base en la variación de la resistividad eléctrica con la profundidad. El objetivo fundamental de estos estudios es medir contrastes de resistividad entre estructuras u objetos de interés con las rocas circundantes.

Los métodos geoelectricos consisten en inducir corriente en el terreno y medir el voltaje producido por la misma en puntos determinados de la superficie. A partir del valor de la corriente inyectada y del voltaje medido, puede obtenerse la resistividad de objetos o zonas del subsuelo. Cada tipo de material o estructura presenta un rango de resistividad característico, cuyo valor sirve de base para la interpretación de resultados. Los datos geoelectricos tratados de manera adecuada con métodos modernos y haciendo uso de valiosas herramientas matemáticas y computacionales, nos proporcionan una imagen de la distribución de la resistividad en el subsuelo.

Uno de los nuevos métodos desarrollados en años recientes para la exploración del subsuelo es la técnica de la tomografía eléctrica de resistividad 2D. Las tomografías eléctricas permiten conocer las dimensiones y profundidad de estructuras o cuerpos en el subsuelo mediante la realización de imágenes en dos dimensiones de la variación espacial de la resistividad eléctrica con la profundidad.

Con el fin de realizar una caracterización del subsuelo en el sector Floreña NW 6, municipio de Yopal, Casanare, se decidió emplear un estudio geoelectrico mediante la técnica de la tomografía eléctrica de resistividad 2D con el objetivo de suministrar información sobre la profundidad, espesor y continuidad lateral de los cuerpos geológicos en el área de estudio.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivo General

Determinar la profundidad, espesor y continuidad lateral de las unidades litológicas en el sector Floreña NW 6 usando el método de resistividad para prospección geoelectrónica.

1.2. Objetivos Específicos

- Realizar una revisión bibliográfica del método de resistividad para prospección geoelectrónica, enfatizando en los fundamentos de la teoría de la exploración eléctrica mediante campos constantes.
- Describir la metodología de desarrollo de un levantamiento de prospección geoelectrónica mediante la técnica de la tomografía eléctrica de resistividad 2D en el sector Floreña NW 6.
- Emplear un programa de inversión con el que transformar las resistividades aparentes obtenidas en la campaña de campo a valores de resistividad real.
- Obtener una imagen de la variación espacial de la resistividad eléctrica en el subsuelo para demarcar los contactos entre las unidades litológicas de diferente naturaleza en el sector Floreña NW 6, determinando su morfología.
- Crear un modelo pseudo-3D a partir de los perfiles 2D de resistividad, que permitan evaluar la distribución y disposición de las unidades litológicas en el sector Floreña NW 6.

2. JUSTIFICACIÓN

El estudio de prospección geoelectrica en el sector Floreña NW 6 lo desarrolla la empresa HYDROINGENIERIA S.A.S para la definición del modelo geológico, necesario para la ejecución del proyecto ESTUDIO DE SUELOS Y DISEÑO DE LA VIA DE ACCESO A LA ESTACION FLOREÑA NW 6 a cargo de la empresa GRADEX INGENIERIA S.A para EQUION ENERGIA LIMITED.

La identificación y limitación de las unidades litológicas presentes en el sector Floreña NW 6 es una prioridad para el cumplimiento de los objetivos establecidos por la empresa GRADEX INGENIERIA S.A para la ejecución del proyecto, entre los que se destacan el diseño de la vía de acceso, y la elaboración del modelo geotécnico para el área de la estación y su vía de acceso.

El método de tomografía eléctrica de resistividad 2D es una técnica de prospección geoelectrica que se ha venido utilizando en los últimos años con buenos resultados principalmente en la identificación de unidades litológicas y/o estructuras geológicas en áreas con anomalías complejas (intrusiones, cavernas, etc.), donde el empleo de otras técnicas no permiten obtener información de detalle de las unidades y estructuras geológicas.

3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El sector Floreña NW 6 se encuentra localizado aproximadamente a 14.5 km al norte del municipio de Yopal, Casanare, como se observa en la *Figura 1*, entre las coordenadas N=1.097.490 – 1.097.750; E=1.184.900 – 1.185.400 (Origen de coordenadas Colombia Bogotá Zone), con una elevación entre 880 y 960 msnm.

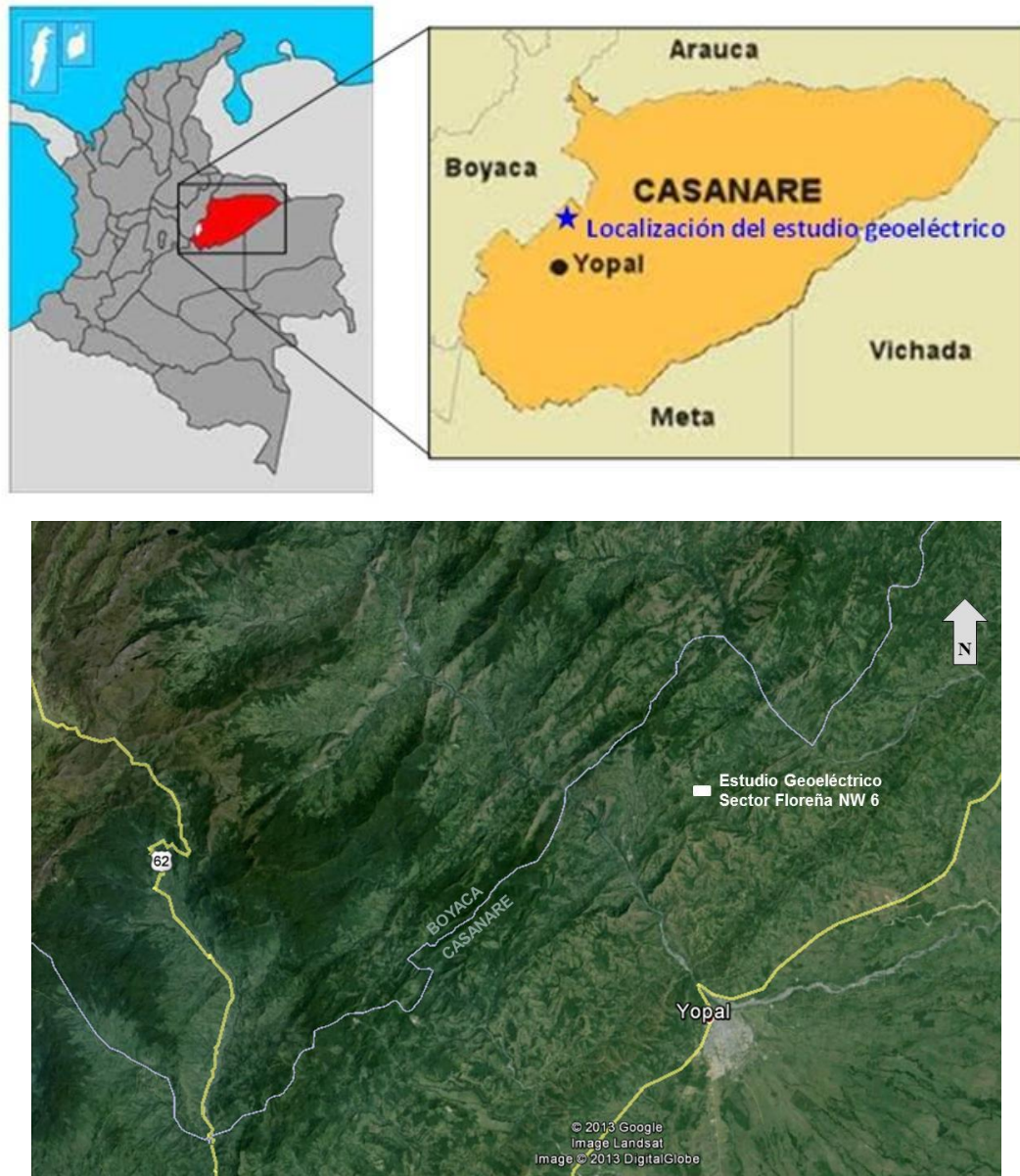


Figura 1. Localización geográfica del sector Floreña NW 6, municipio de Yopal, Casanare.

Tomado y modificado de Google Inc.

4. INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

4.1. Propiedades eléctricas de las rocas

5.1.1. Resistividad eléctrica (Iakubovskii & Liajov, 1980, cap. I, págs. 1-9)

La *resistividad eléctrica*, ρ , de cualquier material se determina numéricamente por la resistencia que se obtiene en un centímetro cúbico de ese material, tomado en forma de cubo, a la corriente eléctrica dirigida perpendicularmente a una de las aristas de ese cubo.

La resistividad se mide en ohm·centímetro u ohm·metro. En la exploración eléctrica se utiliza el ohm·metro, por ser una unidad mayor (1 ohm·m = 100 ohm·cm).

La magnitud inversa de la resistividad, $\gamma = 1/\rho$, se denomina *conductividad eléctrica* y su unidad es el siemens por metro (S/m).

A una roca, como conductor de la corriente eléctrica, se le puede considerar como un agregado que consta de tres fases: sólido (minerales), líquido y gas. La resistividad del tal agregado depende de los siguientes factores:

- La resistividad de los minerales que forman la fase sólida de la roca.
- La resistividad de los líquidos y gases que rellenan los poros de la roca.
- La temperatura, humedad y porosidad de la roca.
- La textura de la roca, y la forma y distribución de sus poros.
- Los procesos que ocurren en el contacto entre los líquidos de los poros y el mineral.

Consideremos la influencia de cada uno de estos factores. En la *Tabla 1a* se observan los valores de resistividad de los principales minerales que constituyen las rocas y menas. Como se ve en la misma, la resistividad de los minerales constituyentes de las rocas, entre ellos los minerales del grupo silicatado, es muy

grande y oscila entre 10^6 y 10^{15} ohm·m. Adicionalmente, en la *Tabla 1b* se indican los rangos de resistividad que caracterizan a las rocas y sedimentos, en donde se pueden apreciar diferencias notorias entre los materiales de grano fino (margas, limos, arcillas), los de grano mediano (arenas) y grueso (gravas).

La resistividad de los metales nativos, los cuales poseen enlaces metálicos con gran movilidad de los electrones, oscila entre 10^{-6} y 10^{-4} ohm·m.

La mayoría de las menas, por el carácter de la conductividad, pertenecen a los semiconductores, los cuales necesitan la presencia de campos eléctricos fuertes para producir el movimiento de los electrones necesarios para la conducción de la corriente eléctrica. Entre ellas se pueden observar minerales muy buenos conductores (10^{-5} a 10^{-1} ohm·m) y minerales relativamente malos conductores (10^0 a 15^5 ohm·m).

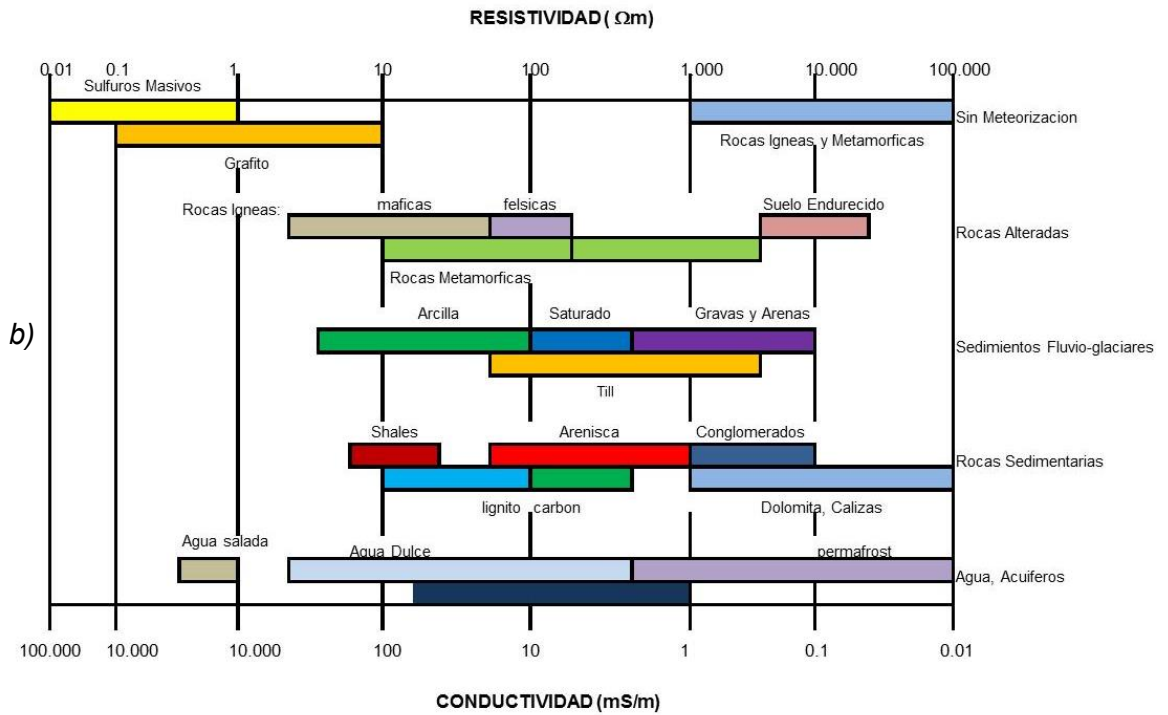
La resistividad de los fluidos que saturan las rocas puede variar entre amplios límites. En la mayoría de los casos estos líquidos son soluciones acuosas de diversas sales minerales, entre las cuales juega un papel importante el cloruro de sodio (NaCl). La resistividad del agua que rellena los poros de las rocas es inversamente proporcional a la concentración de la sal en disolución. En la *Figura 2* está representada la curva de correlación entre la resistividad de la solución de NaCl y su concentración en el agua.

En condiciones naturales la resistividad mínima (1 ohm·m y menos) la poseen las aguas profundas fuertemente mineralizadas y también las marinas. La resistividad de las aguas subterráneas oscila, en función de su mineralización, entre 10^{-2} y 10^2 ohm·m. Los valores de resistividad muy altos (del orden de decenas y centenas de ohm·m) corresponden a aguas fluviales débilmente mineralizadas; tienen aún mayores valores de resistividad (hasta 1500 ohm·m), a causa de su escasa mineralización, las aguas meteóricas.

Tabla 1. a) Valores de resistividad de los principales minerales constituyentes de las rocas y menas. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980; b) rangos de resistividad eléctrica de rocas y sedimentos. Tomado de Palacky, 1987.

a)

Minerales	Resistividad de los minerales. Ohm * m															
	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²	10 ¹³	10 ¹⁴	10 ¹⁵	10 ¹⁶		
Metales nativos																
Oro																
Cobre																
Estaño																
Platino																
Mercurio																
Plata																
Menas																
Arsenopirita																
Bornita																
bauxita																
Galena																
Hematites																
Grafito																
Ilmenita																
Covellina																
Limonita																
Marcasita																
Magnetita																
Molibdenita																
Pirita																
Pirrotina																
Siderita																
Calcopirita																
Anhidrita																
Halita																
Cuarzo																
Calcita																
Micas																
Azufre																
Feldespatos																
Fluorita																
Petróleo																
Componentes rocosos																



En la resistividad del agua que se encuentra en los poros de las rocas tiene influencia su temperatura.

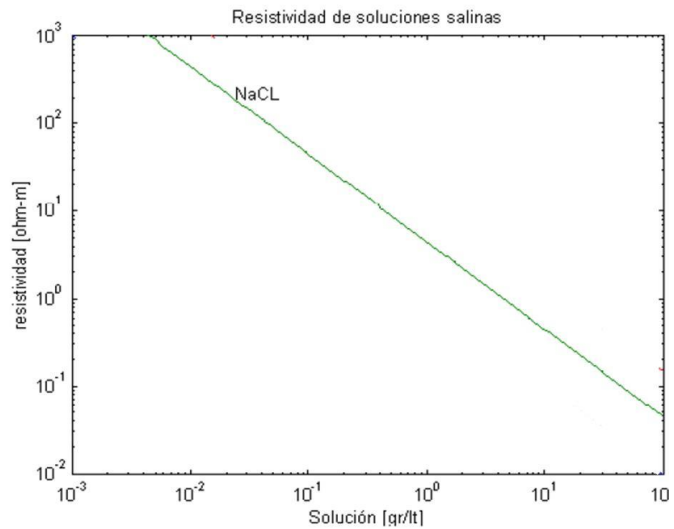


Figura 2. Relación entre la resistividad de una solución de NaCl y su concentración en el agua.

La relación entre la resistividad de una solución y su temperatura se expresa por la

fórmula:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + \alpha (t - 18^\circ)}$$

en la que ρ_t es la resistividad de la solución a la temperatura t , ρ_{18° es la resistividad de la solución a la temperatura de 18° C; α es un coeficiente de temperatura de la conductividad eléctrica, igual en promedio a 0.025 $1/^\circ\text{C}$.

Los poros de las rocas pueden estar rellenos además de por soluciones acuosas, por petróleo. La resistividad del petróleo es siempre grande; alcanza 10^{16} ohm·m, lo cual le concede al petróleo la característica de aislante eléctrico.

La fase mineral de las rocas habitualmente conduce la corriente con mayor dificultad que las soluciones que rellenan sus poros. De este modo en las rocas (con exclusión de algunos minerales y rocas), la corriente eléctrica circula prácticamente por el electrolito que rellena sus poros. En relación con esto la conductividad eléctrica de las rocas es esencialmente electrolítica (iónica). De aquí se deduce que la humedad de las rocas debe influir fuertemente en su resistividad.

Si designamos por ρ_v la resistividad de la roca totalmente saturada de una solución, por k_v un coeficiente igual a la relación entre el volumen del espacio poroso ocupado por la solución y volumen total del espacio poroso, entonces la resistividad de las rocas para el grado de saturación establecido ρ_{k_v} , se puede calcular por la siguiente fórmula:

$$\rho_{k_v} = k_v^{-3.15} \rho_v$$

Hay que señalar que si la roca se encuentra bajo el nivel de las aguas subterráneas, los poros de la misma están totalmente saturados de agua. En este caso, el valor absoluto del grado de saturación se determina por la porosidad de la roca, por lo que las rocas porosas, en condiciones naturales, suelen dar resistividades bajas.

En las rocas existe una superficie de separación entre las fases líquida y sólida, es decir en el contacto del mineral y del líquido de los poros, en el cual ocurre un proceso de adsorción de iones (habitualmente de aniones), los cuales forman un revestimiento de una capa eléctrica binaria fuertemente enlazada con él. Los iones que quedan en exceso en la solución de signo opuesto, forman un segundo revestimiento de la capa binaria. La parte interna de este revestimiento está rígidamente enlazada con la superficie de separación de las fases y la externa tiene una estructura difusa (la concentración de las cargas en ella disminuye al alejarse de la superficie de separación). En conjunto, en ausencia de un campo eléctrico externo, la capa binaria es eléctricamente neutra.

La influencia de la capa eléctrica binaria en la resistividad total de la roca se reduce ante todo a que, en los límites de esta capa, el líquido de los poros normalmente tiene una mayor concentración de iones y, a causa de ello, una conductividad eléctrica elevada. En relación con esto, la conductividad de las rocas crece a medida que aumenta la extensión de la superficie de separación entre las fases sólida y líquida. En condiciones naturales, las rocas finamente dispersas (en particular, las arcillas) normalmente conducen mejor la corriente eléctrica que las rocas de grano grueso.

La relación de la resistividad de las rocas con su estructura queda aclarada en las *Figuras 3a y 3b*. En la *Figura 3a* se representa en forma esquemática una roca en la que los minerales y los poros están orientados en el espacio desordenadamente. La resistividad de tal roca será la misma en cualquier dirección (*roca isótropa*).

En la *Figura 3b* está representada una roca en la que los minerales y los poros tienen forma alargada. Esto lleva a que las condiciones de paso de la corriente en la roca sean distintas para las diversas direcciones. La resistividad de tales rocas depende de la dirección, es decir la roca, desde el punto de vista eléctrico, es *anisótropa*. En la dirección designada en la *Figura 3b* con la flecha de puntos, la

resistividad de la roca será mayor que en la dirección coincidente con la orientación de los granos minerales y poros entre los mismos.

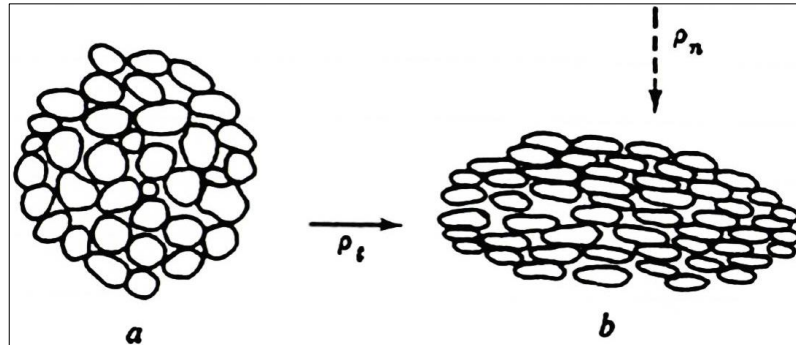


Figura 3. Textura de una roca. Forma y distribución de los poros. a) isótropa; b) anisótropa. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Si designamos la resistividad en la primera dirección por ρ_n y en la segunda dirección por ρ_t entonces, según lo dicho antes, $\rho_n > \rho_t$.

La raíz cuadrada de la relación entre ρ_n y ρ_t tiene el nombre de *coeficiente de microanisotropía* y se designa por

$$\lambda_{\mu} = \sqrt{\rho_n / \rho_t}$$

Para las rocas el valor de este coeficiente varía entre 1 (rocas isótropas) y 2; sólo en algunos casos excede esta magnitud.

Por lo que se refiere al grado de saturación y a la textura, son diferentes para los tres grupos genéticos fundamentales de rocas: sedimentarias, ígneas y metamórficas; por consiguiente también son diferentes los rangos de resistividad de estas rocas.

Rocas sedimentarias. Se caracterizan por valores de resistividad bajos en comparación con los otros tipos de rocas. Esto se explica por su gran porosidad y, en caso de ubicarse bajo el nivel de las aguas subterráneas, también por su elevado grado de saturación de agua.

Sin embargo, entre las rocas de este grupo se pueden encontrar algunas rocas que se caracterizan por una resistividad elevada. A ellas pertenecen, por ejemplo, las arenas secas y los sedimentos hidroquímicos compactos y de baja porosidad, como el yeso y la anhidrita.

Es característico, dentro de las rocas sedimentarias, que la resistividad de las arcillas sea habitualmente menor que la resistividad de las arenas (Ver *Tabla 1b*). Esto se explica por una parte, por la considerable influencia del agua vinculada a la superficie de separación de las fases sólida y líquida y, por otra, a que en las arcillas a causa de su baja permeabilidad ($<10^{-3}$ m/día) las aguas subterráneas fluyen a velocidades muy bajas y aumenta la mineralización a cuenta de las sales minerales preexistentes en la fase sólida de la roca. La mineralización de las aguas subterráneas en rocas arenosas que filtran bien, por lo general, es más baja, especialmente en el caso donde las rocas acumulan aguas meteóricas frescas.

La resistividad de las rocas congeladas es mucho mayor que la resistividad de esas mismas rocas desheladas. Así, por ejemplo, la resistividad de las rocas friables congeladas durante muchos años oscila entre varios millares y algunas decenas de millares de ohm·m. Pequeña en comparación con la de un banco de hielo. La resistividad de las rocas heladas se explica fundamentalmente porque, para las temperaturas que se encuentran en las condiciones naturales, parte de las soluciones que se hallan en los poros de las rocas no se congelan.

La resistividad de las rocas saturadas de petróleo crece con el aumento del contenido de petróleo. El aumento de la resistividad de las rocas saturadas de petróleo con el aumento del grado de saturación, se caracteriza por un coeficiente Q , igual a la relación de la resistividad de esta misma roca a una saturación total con agua de sus poros.

Rocas ígneas. Se caracterizan por los valores más altos de la resistividad. Esto es imputable enteramente a que el grupo dado de rocas tiene una porosidad propia

muy pequeña a nula en comparación con la porosidad de las demás rocas. La resistividad de las rocas ígneas compactas se mide por miles y a veces decenas de miles de $\text{ohm}\cdot\text{m}$ (Ver *Tabla 1b*).

La resistividad de las rocas ígneas fisuradas, en el caso en que las fisuras sirven como vías para la circulación de las aguas subterráneas, es más baja que la resistividad de estas mismas rocas en estado masivo (la resistividad de las rocas muy fisuradas alcanza centenas de $\text{ohm}\cdot\text{m}$).

Rocas metamórficas. En cuanto a su resistividad ocupan una posición intermedia entre las rocas sedimentarias y las ígneas. La porosidad de las rocas metamórficas depende principalmente del grado de su metamorfismo, por ello la resistividad de las rocas es tanto mayor cuanto mayor lo sea el grado de su metamorfismo. Así, por ejemplo, la resistividad de los neises muy metamorfoseados se mide por miles de $\text{ohm}\cdot\text{m}$, es decir, es próxima a la resistividad de los granitos; la resistividad de los esquistos arcillosos, en estado suficientemente saturado de agua, puede corresponder a sólo algunas decenas de $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Entre las rocas metamórficas de baja resistividad, se tienen las rocas grafitizadas y carbonificadas, principalmente esquistos. La resistividad de estas rocas se reduce a causa de la presencia del grafito, conductor electrónico, y al material carbonoso disperso fuertemente metamorfoseado. Para un contenido suficientemente alto de grafito, la resistividad de los esquistos grafitizados puede medirse por décimas de $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Normalmente oscila entre unidades y algunas decenas de $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Las variaciones de las rocas próximas a las mineralizaciones y contactos, que se acompañan de mineralizaciones secundarias y variaciones en la porosidad, pueden influir de modo considerable en la magnitud de su resistividad. Como ejemplo indicamos que la cuarcificación de las rocas que acompañan a la mineralización, normalmente se conoce por un aumento de su resistividad.

En las rocas metamórficas, a causa de la influencia dinámica a que han sido sometidas, es característica la textura esquistosa, por la cual las partículas de roca y por consiguiente también los poros se extienden en la dirección de esa esquistosidad. En relación con esto hay que hacer constar que la resistividad de las rocas en la dirección de la esquistosidad es menor que en la dirección perpendicular a ella. Por consiguiente las rocas metamórficas a menudo presentan anisotropía eléctrica.

La resistividad de los minerales constituyentes de menas, en los casos en que en su composición entran minerales buenos conductores tales como piritita, calcopiritita, pirrotina, galena y otros, se determina por el porcentaje contenido de estos minerales buenos conductores y por sus interrelaciones de estructura y textura con los minerales malos conductores.

La mayor conductividad la poseen las pirititas masivas y las menas polimetálicas, cuyas resistividades oscilan entre centésimas partes y unidades de $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Se excluyen las menas piríticas masivas que contienen esfalerita, que es un mal conductor cuando ésta envuelve en forma de película los granos de piritita y calcopiritita; en este caso, la resistividad del mineral puede alcanzar cientos de $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Los minerales filonianos polimetálicos, dentro de los límites de un mismo yacimiento, con frecuencia tienen una resistividad muy variable. Ello es debido a la composición mineralógica compleja y variable del mineral, en el que a menudo además de minerales sulfurados buenos conductores, se encuentran también minerales malos conductores y minerales no metálicos tales como esfalerita, arsenopiritita, sulfuros oxidados, cuarzo, feldespatos, cuarcita y otros.

La resistividad de los minerales de impregnación y de filon-impregnación depende de la relación espacial de los componentes minerales metálicos y no metálicos. En el caso en que los minerales malos conductores rellenan el espacio existente entre los minerales metálicos individuales (*Figura 4a*), la resistividad de los minerales de

impregnación se diferencia poco de la resistividad de las rocas circundantes.

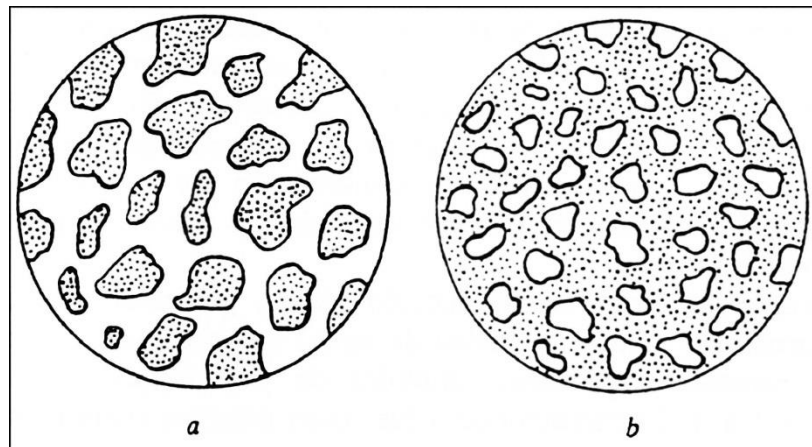


Figura 4. Correlación entre los componentes buenos y malos conductores en las menas. a) no metálica, el mal conductor es el cemento, un mineral de alta resistividad; b) metálica, el buen conductor es el cemento, un mineral de baja resistividad. Tomado de Iakubovskii & Liajov, 1980.

Mucha menor resistividad poseen las rocas en las que los minerales metálicos cementan un entorno compuesto por minerales no metálicos (*Figura 4b*).

4.2. Fundamentos de la teoría de la exploración eléctrica mediante campos constantes (Iakubovskii & Liajov, 1980, cap. II, págs. 13-37)

4.2.1. Campo eléctrico normal

Para crear en el terreno un campo eléctrico constante se ponen a tierra los dos polos de una fuente de corriente con ayuda de dos tomas de tierra (electrodos) que se colocan según las particularidades del método de exploración eléctrica. El campo eléctrico creado en el terreno por los electrodos, se denomina abreviadamente *campo de electrodos*, el cual depende de las dimensiones, cantidad y configuración de los electrodos, su distribución relativa, fuerza de la corriente enviada al terreno y, por último, del carácter del corte geoelectrico. Puesto que el estudio del corte geoelectrico es el problema básico de los trabajos de la exploración eléctrica, tiene el máximo interés la dependencia del campo de

electrodos del carácter del corte geoelectrico. El corte geoelectrico más simple es el de un medio homogéneo y el campo eléctrico creado en él es el que sirve frecuentemente como patrón con el que se comparan los resultados de las observaciones de campo.

El campo eléctrico generado en un medio homogéneo e isotrópico conductor, lo llamaremos en lo sucesivo *campo normal*.

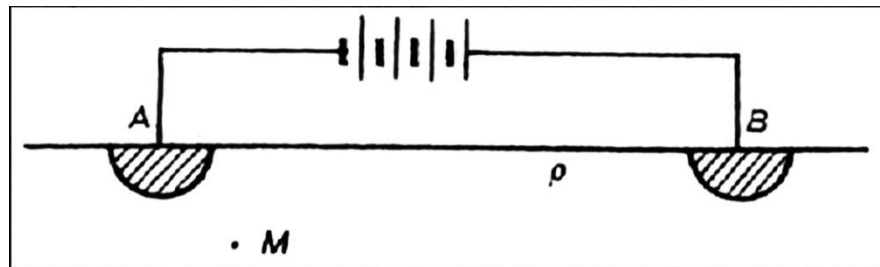


Figura 5. Circuito compuesto por dos electrodos situados en la superficie del terreno.

Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Campo de electrodos puntuales. Supongamos un circuito compuesto por dos electrodos, denominados A y B, situados en la superficie del terreno (Figura 5). El campo eléctrico de estos electrodos en cualquier punto, en particular en el punto M, será la suma de los campos creados por los electrodos A y B. Si uno de estos electrodos se separa una distancia suficientemente grande en comparación con la distancia entre el segundo electrodo y el punto M, entonces el campo en este punto será creado prácticamente sólo por el electrodo más cercano. El campo generado por este electrodo varía en función de la resistividad ρ del medio, de la posición del punto M y de la intensidad de la corriente I inyectada en el terreno a través de los electrodos. La distancia entre el punto A y el punto M se designa por r (Figura 6).

La solución del problema se simplifica si la corriente, a causa de la homogeneidad del medio, se extiende uniformemente en todas las direcciones. Las líneas de corriente en este caso coinciden con los radios que parten del electrodo, y las

superficies equipotenciales forman un sistema de semiesferas concéntricas con centro en el punto A perpendicularmente a las líneas de corriente.

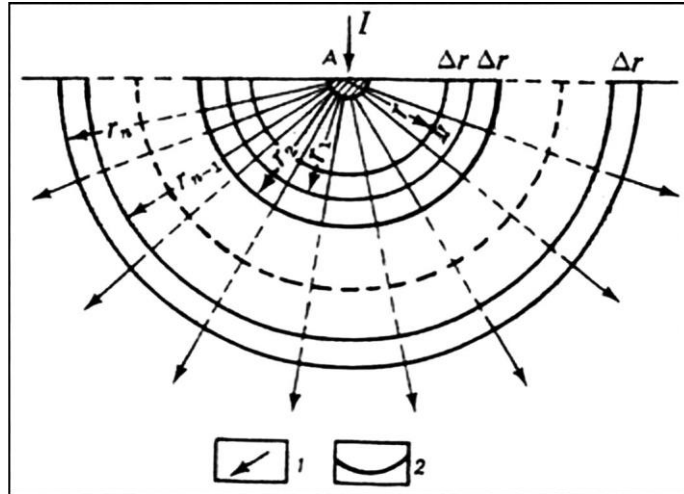


Figura 6. Campo eléctrico generado por un electrodo. Líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Fijamos un sistema de superficies equipotenciales en el que la primera pasa por el punto M, la segunda dista de la primera una distancia Δr , infinitamente pequeña en comparación con r , la tercera a la distancia $2\Delta r$ de la primera, la cuarta $3\Delta r$, etc. Evidentemente, de este modo obtenemos una serie de superficies semiesféricas de radios que aumentan de modo continuo:

$$\begin{aligned} r_1 &= r + \Delta r, & r_2 &= r_1 + \Delta r, \\ r_3 &= r_2 + \Delta r, \dots, & r_n &= r_{n-1} + \Delta r \end{aligned}$$

Al potencial en la superficie de radio r_n lo designamos por U_{r_n} . Hallemos la expresión de la diferencia de potencial ΔU entre dos superficies equipotenciales contiguas, considerando la capa semiesférica incluida entre ellas como un conductor lineal. Para ello señalamos que la intensidad de corriente que fluye a través de la capa semiesférica es igual a I .

Según la ley de Ohm, para conductores lineales $\Delta U_{rr_1} = U_{r_1} - U_r = IR$, siendo R la

resistencia de la capa semiesférica.

La magnitud R puede expresarse por la fórmula:

$$R = \frac{\rho l}{s},$$

siendo ρ la resistividad del conductor; l su longitud; y s la sección transversal.

En nuestro caso l es igual a Δr , y s es el valor medio del área de la sección transversal de la capa semiesférica incluida entre las superficies de radios r y r_1 :

$$s = 2\pi (r + \Delta r/2)^2$$

Por consiguiente,

$$R = \rho \Delta r / 2\pi (r + \Delta r/2)^2$$

También puede escribirse así:

$$R = \rho (r_1 - r) / 2\pi \left(r^2 + r\Delta r + \frac{\Delta r^2}{4} \right)$$

Teniendo en cuenta que Δr es mucho menor que r y por consiguiente que la magnitud $\frac{\Delta r^2}{4}$ es pequeña en comparación con los restantes miembros que están entre paréntesis, se puede escribir:

$$R = \rho \frac{r_1 - r}{2\pi r (r + \Delta r)} = \frac{\rho}{2\pi} \frac{r_1 - r}{r_1 r} = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1} \right)$$

Por consiguiente la expresión de ΔU_{rr_1} , definitivamente, tendrá la siguiente forma:

$$\Delta U_{rr_1} = U_{r_1} - U_r = -\frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1} \right)$$

La causa del signo menos se explica aquí porque la corriente fluye de los puntos

de potencial elevado a los puntos de bajo potencial, es decir al aumentar r el potencial disminuye.

De un modo análogo

$$U_{r_2} - U_{r_1} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right),$$

$$U_{r_3} - U_{r_2} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} \right),$$

$$U_{r_n} - U_{r_{n-1}} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{n-1}} - \frac{1}{r_n} \right),$$

Sumando las partes izquierdas y derechas de las anteriores expresiones hallamos para ΔU :

$$U_r - U_{r_n} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_n} \right)$$

Si el radio de la última circunferencia se toma como infinitamente grande, entonces en la parte izquierda de la igualdad se tiene la diferencia de potencial entre el punto M y un punto situado en el infinito. Dado que el potencial de los puntos situados en el infinito es igual a cero, esta diferencia es el potencial en el punto M .

Para $r_n \rightarrow \infty$ el segundo miembro del paréntesis en la primera parte de la ecuación se reduce a cero. Por tanto llegamos a una expresión para el potencial creado por un electrodo, en un medio homogéneo e isótropo:

$$U_M = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r} \tag{5.1}$$

En la *Figura 7* se tiene la gráfica de la relación entre el potencial de un electrodo alimentado por una corriente de intensidad $I = 1\text{A}$ y la distancia hasta esa fuente, en un medio con resistividad igual a $1 \text{ ohm}\cdot\text{m}$. Con la variación de la intensidad de

la corriente o de la resistividad del medio el carácter de la gráfica se conserva; sólo cambia la escala del eje de ordenadas.

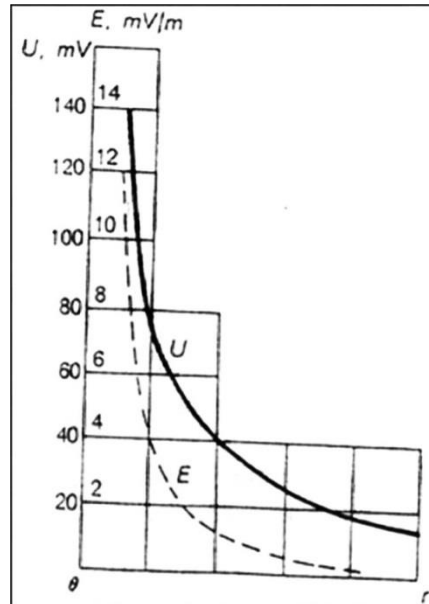


Figura 7. Gráfica del potencial U y de la intensidad E del campo eléctrico normal producido por un electrodo. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

La intensidad del campo eléctrico creado por el electrodo se determina como la derivada del potencial de este campo en la dirección del radio vector, llevada la fuente al punto M , tomada con signo contrario:

$$E = -\frac{dU}{dr} = -d\left(\frac{\rho I}{2n r}\right)/dr$$

$$E = \frac{\rho I}{2n r^2} \quad (5.2)$$

La gráfica de la relación entre E y la distancia r hasta la fuente de corriente, se expone en la *Figura 7*.

Consideremos el caso en que ambos electrodos se hallan a distancias del mismo orden de magnitud del punto de observación M y por consiguiente el campo en este punto es creado por ambos electrodos (*Figura 8*). El punto M está situado

sobre la superficie del terreno para calcular el campo eléctrico producido sobre esta misma.

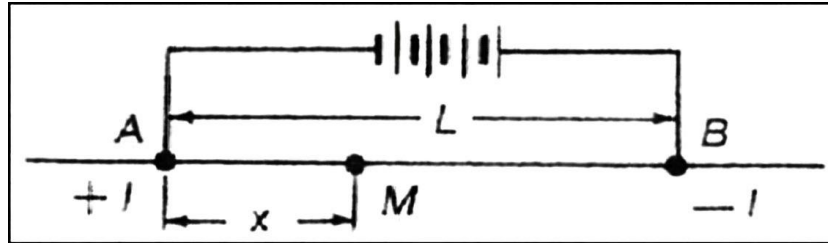


Figura 8. Explicación del cálculo del campo producido por dos electrodos. Tomado de Iakubovskii & Liajov, 1980.

Designamos a la distancia del electrodo A al punto M por x y a la distancia entre los electrodos A y B por L , para hallar la relación entre U y x .

El potencial U_{M_A} creado por el electrodo A en el punto M, según la Ecuación (5.1), es:

$$U_{M_A} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{|x|}$$

El potencial U_{M_B} creado en este mismo punto por el electrodo B es:

$$U_{M_B} = -\frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{|L-x|}$$

El signo menos de esta expresión obedece a que el electrodo B está conectado al polo negativo de la fuente de corriente.

El potencial U_M creado en el punto M por ambas tomas de tierra, es igual a la suma de los potenciales U_{M_A} y U_{M_B} :

$$U_M = U_{M_A} + U_{M_B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{|x|} - \frac{1}{|L-x|} \right) \quad (5.3)$$

En la Figura 9 se tiene la relación gráfica entre el potencial y x . Para $x \rightarrow 0$ y $x \rightarrow$

L el potencial tiende respectivamente al infinito positivo y negativo y para $x = L/2$ cambia su signo pasando por el valor cero. En la *Figura 10* se han indicado las líneas de corriente y equipotenciales del campo de ambos electrodos, para un plano vertical que pasa por la línea AB .

En la *Figura 9* se tiene la relación gráfica entre E_x y x . En el tercio medio del segmento AB la intensidad del campo varía poco con la variación de x . Esta circunstancia se utiliza en algunas variantes de los métodos eléctricos de exploración. La *Figura 11a* exhibe la distribución de la densidad de corriente enviada al terreno con ayuda de los electrodos A y B en un plano vertical QQ' , que pasa por el punto medio de la recta que une los puntos en que están situados los electrodos (punto O). Sea $+I$ y $-I$ la corriente que emiten respectivamente los electrodos.

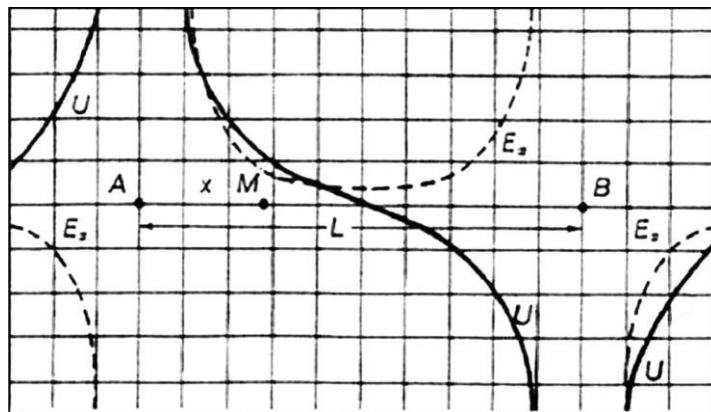


Figura 9. Gráfica del potencial U y de la intensidad E_x del campo eléctrico normal generado por dos electrodos. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Para calcular la intensidad del campo eléctrico E_x en los puntos de la recta que une ambos electrodos es necesario tomar la primera derivada del potencial respecto a la distancia, con signo contrario:

$$E_x = -\frac{dU}{dx} = -\frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{x^2} + 1/(L-x)^2 \right] \quad (5.4)$$

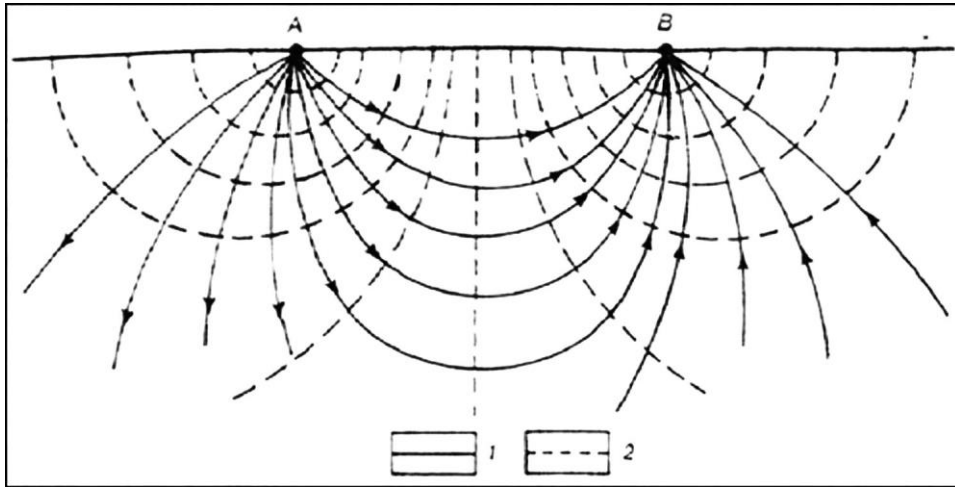


Figura 10. Líneas de corriente y equipotenciales del campo eléctrico generado por dos electrodos, en un medio homogéneo. Líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

En un punto arbitrario p de este plano, que se encuentra a una profundidad h , la densidad de corriente total j_{AB} es igual a la suma geométrica de las densidades de corriente j_A y j_B . Puesto que:

$$j_A = I/2\pi R_A^2 \quad \text{y} \quad j_B = -I/2\pi R_B^2,$$

entonces:

$$j_{AB} = j_A + j_B = \frac{I}{2\pi R_A^2} \cos \alpha - \frac{I}{2\pi R_B^2} \cos \beta = \frac{I}{2\pi} \left[\frac{\cos \alpha}{R_A^2} - \frac{\cos(180^\circ - \alpha)}{R_B^2} \right]$$

Puesto que el plano QQ' está a la misma distancia de los electrodos A y B , entonces $R_A = R_B = R$ y por consiguiente:

$$j_{AB} = \frac{I}{\pi R^2} \cos \alpha = \frac{1}{\pi h^2} \text{sen}^2 \alpha \cos \alpha$$

Sobre la superficie del terreno en el punto O , $h = 0$, $\cos \alpha = 1$, $R = L/2$. La densidad de corriente en este punto j_0 , según la citada expresión anterior es:

$$j_0 = 4I/\pi L^2$$

Hallemos la relación de la densidad de corriente j en profundidad a la densidad de corriente j_0 sobre la superficie del terreno en el punto O:

$$\frac{j}{j_0} = \frac{I \cos \alpha}{\pi R^2} : \frac{4I}{\pi L^2}$$

Puesto que $R = L/2 \cos \alpha$,

$$\frac{j}{j_0} = \frac{\left(\frac{L}{2}\right)^3}{R^3} = 1 / \left[1 + \left(\frac{2h}{L}\right)^2 \right]^{3/2} \quad (5.5)$$

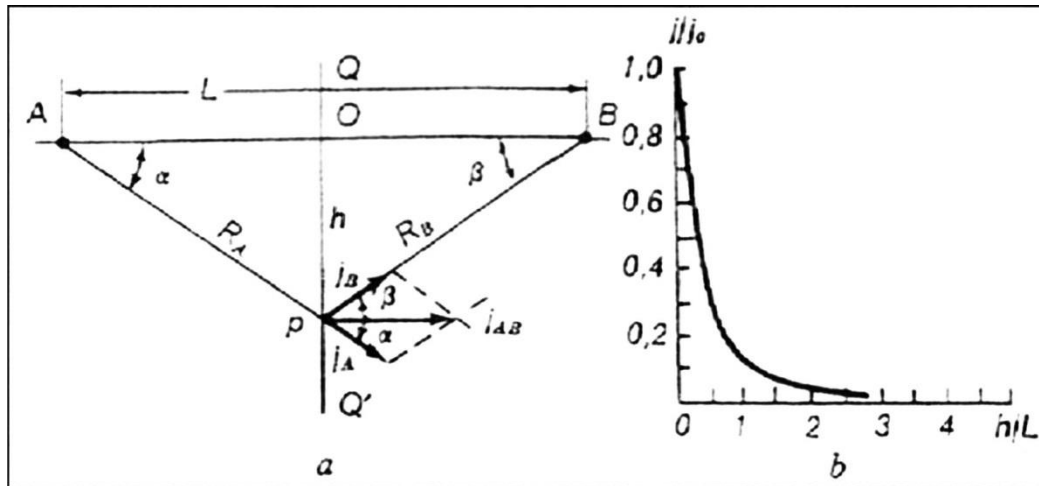


Figura 11. Distribución de la densidad de corriente en el campo eléctrico generado por dos electrodos de diferente polaridad. a) explicación de la deducción de la relación entre la densidad de corriente y la distancia entre los electrodos; b) variación de la densidad de corriente con la profundidad. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

La curva de variación de la densidad de corriente con la profundidad, se observa en la Figura 11b. En el eje de abscisas se toma la profundidad h expresada en fracción de la distancia L , es decir h/L , y en el eje de ordenadas la relación j/j_0 . A la profundidad $h = AB$, la densidad de corriente es aproximadamente el 10 % de j_0 y a la profundidad $h = 3AB$ disminuye prácticamente a cero.

La Ecuación (5.5), así como la curva de la Figura 11b, evidencian que la distribución de la densidad de corriente con la profundidad depende de la distancia

entre los electrodos. Cuanto mayor es esta distancia, tanto mayor es la profundidad h a la que se observará un valor de j/j_0 . Por ejemplo, para una distancia entre los electrodos A y B igual a 100 m, la relación j/j_0 igual a 0.2, se observará a una profundidad de 70 m. Para una distancia entre electrodos de 500 m, esta misma relación j/j_0 se observará a la profundidad de 350 m.

Las características indicadas de la distribución de la densidad de corriente siguen siendo igual en un medio heterogéneo. Y en este caso el aumento de la distancia entre los electrodos normalmente lleva al aumento del valor relativo de la densidad de corriente en zonas profundas del corte geológico. Sin embargo, en ese caso la *Ecuación (5.5)* pierde su valor.

Al elegir la distancia entre los electrodos A y B para cualquier dispositivo de exploración eléctrica, hay que procurar que una parte importante de la corriente enviada al terreno alcance las capas, masas minerales, diques, etc., que nos interesan. Sólo en este caso los objetos de la investigación influirán en la distribución del campo en los puntos de la superficie del terreno. Por consiguiente, para aumentar la profundidad de la investigación, es necesario aumentar las medidas del dispositivo de la exploración eléctrica.

De la *Ecuación (5.1)* a *(5.4)* se deduce que el potencial y la intensidad del campo de los electrodos, para unos valores dados de ρ y de I , no depende del radio de la semiesfera. El campo en cualquier punto de observación no varía si estos radios se hacen todo lo pequeños que se quiera. Por tanto, las citadas expresiones definen también el campo normal de fuentes puntuales.

Las *fuentes puntuales* son aquellas cuyas dimensiones son pequeñas en comparación con la distancia entre los puntos de observación y los puntos en que están situadas las fuentes. Se puede demostrar que el campo de una fuente puntual no depende de su diseño y puede ser calculado con ayuda de la expresión para una fuente puntual de forma semiesférica. Muchos métodos de exploración

eléctrica están basados en el estudio de los campos con fuentes puntuales.

En la exploración eléctrica con corriente continua se utilizan ampliamente electrodos en forma de varilla, que son jalones metálicos longitudinales, de algunas decenas de centímetros. El campo de tal electrodo, a una distancia que excede sólo en algunas veces la longitud del electrodo, no se diferencia prácticamente del campo de un electrodo puntual y puede ser calculado por los métodos descritos anteriormente.

Campo de un dipolo. Además de los campos creados por fuentes puntuales, se utilizan en la exploración eléctrica campos creados por dipolos eléctricos.

Se denomina *dipolo eléctrico* al conjunto de dos fuentes puntuales de corriente de igual magnitud y signo contrario, siendo la distancia entre ellas pequeña en comparación con la distancia de estas fuentes al punto en que se determina el campo.

Las fuentes puntuales que constituyen el dipolo se denominan polos. Se denomina *longitud del dipolo* a la distancia entre sus polos. La recta entre ambos polos se designa como el *eje del dipolo*.

Sea el punto M , cuyo potencial hay que determinar, que se halla, como se indica en la *Figura 12a*, a la distancia r_1 y r_2 de ambos polos del dipolo. La distancia del punto M al centro del dipolo la designamos por r , el ángulo entre r y el eje del dipolo por θ y la longitud del dipolo por l .

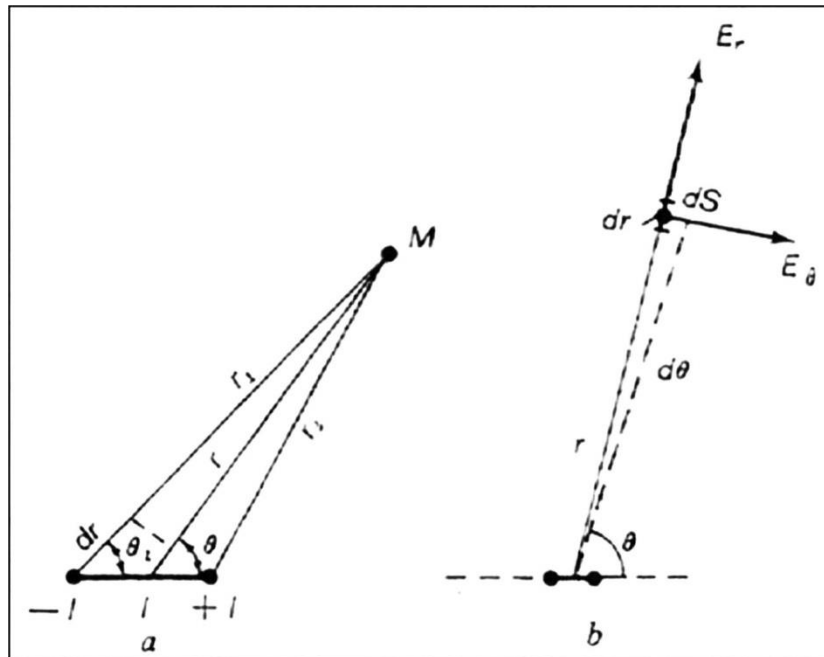


Figura 12. Dipolo eléctrico. a) explicación de la deducción de la expresión del potencial; b) componentes de la intensidad de campo. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

El potencial del campo del dipolo se establece como la suma de los potenciales de ambos polos del dipolo:

$$U_M = \frac{\rho l}{2\pi} \frac{1}{r_1} - \frac{\rho l}{2\pi} \frac{1}{r_2} = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{\rho l}{2\pi} \frac{r_2 - r_1}{r_2 r_1} = \frac{\rho l}{2\pi} \frac{dr}{r_2 r_1}$$

Teniendo en cuenta que $l \ll r$ y, por consiguiente, $r_1 \approx r_2 \approx r$, $\theta \approx \theta_1$, y $dr = l \cos(\theta)$, la expresión para U_M la escribimos de la siguiente forma:

$$U_M = \frac{\rho l}{2\pi} \frac{l \cos \theta}{r^2}$$

Designamos la magnitud $\rho l / 2\pi$ por P y denominamos a la misma, *momento del dipolo*. Por consiguiente la expresión definitiva para el potencial del campo del dipolo será:

$$U_M = P \cos \theta / r^2$$

La intensidad del campo del dipolo en cualquier punto de la superficie del terreno puede establecerse por dos componentes, uno de ellos dirigido según el radio vector r (*componente radial* E_r) y un segundo con una dirección perpendicular a este vector (*componente acimutal* E_θ). Ambos componentes están indicados en la *Figura 12b*.

El componente E_r se establece como la derivada de U_M en función de r , tomada con signo contrario:

$$E_r = -\frac{dU}{dr} = 2P \cos \theta / r^3$$

El componente E_θ es igual a la relación del incremento de potencial dU a dS , siendo dS el desplazamiento del extremo del vector r para una variación del ángulo acimutal en la magnitud $d\theta$.

De la *Figura 12b* se deduce que $dS = r \cdot d\theta$. Por tanto,

$$E_\theta = -\frac{1}{r} \frac{dU}{d\theta}$$

pero

$$\frac{dU}{d\theta} = -M \sin \theta / r^3$$

por tanto, en el resultado, hallamos la siguiente expresión para E_θ

$$E_\theta = M \sin \theta / r^3$$

Cuando $\theta = 0$, podemos calcular el valor de la intensidad del campo en los puntos situados en el eje del dipolo:

$$E_r = 2M/r^3, E_\theta = 0$$

Para $\theta = \pi/2$, es decir, en los puntos del *plano ecuatorial* (del plano perpendicular

al eje del dipolo que pasa por su centro),

$$E_r = 0, \quad E_\theta = M/r^3$$

En la *Figura 13* están representadas las líneas de corriente del campo eléctrico del dipolo en un medio homogéneo.

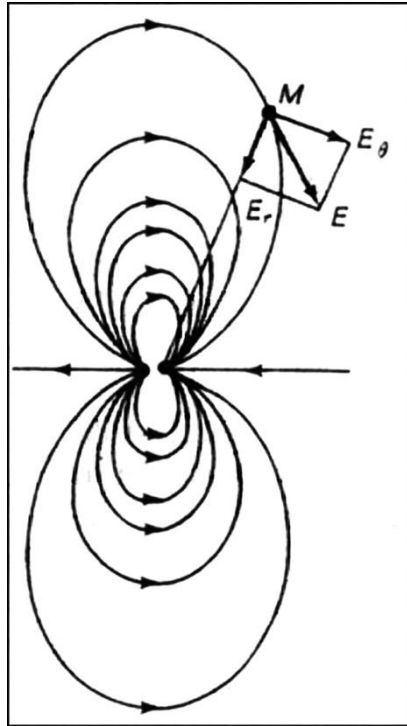


Figura 13. Líneas de corriente de un polo del dipolo eléctrico, en un medio homogéneo.

Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

De las expresiones citadas anteriormente se deduce que la intensidad del campo de la fuente puntual disminuye proporcionalmente al cuadrado de la distancia entre la fuente del campo y el punto de observación, mientras que el campo del dipolo disminuye proporcionalmente al cubo de esta distancia. En relación con esto, para el trabajo con dispositivos dipolares hay que utilizar fuentes de corriente de elevada potencia.

4.2.2. Campos de fuentes puntuales en medios heterogéneos

El campo eléctrico de las fuentes (electrodos) en medios heterogéneos, se diferencia considerablemente de los campos normales examinados anteriormente.

La desviación del campo observado en un medio eléctrico heterogéneo de su valor normal, se denomina *anomalía* del campo eléctrico. Todos los métodos de exploración eléctrica por corrientes constantes se basan en el estudio de las anomalías del campo eléctrico.

Para resolver el problema fundamental de la exploración eléctrica, es decir, para dar una idea de la estructura del corte geoelectrico por el campo observado en la superficie del terreno es necesario poner de manifiesto claramente la naturaleza de las anomalías que se pueden encontrar en el estudio de los cortes geoelectricos de los diversos tipos. Y esto, a su vez, exige el conocimiento de los cálculos del campo de las diversas fuentes en medios eléctricos heterogéneos. Sin embargo, estos cálculos son muy complejos y se logran realizar sólo con una serie de simplificaciones. Para ello, cada roca del corte geológico real que, en mayor o menor grado, es eléctricamente heterogénea, se sustituye en el corte idealizado por varias zonas constituidas por medios eléctricos homogéneos. La variación de las propiedades de estos medios dentro de sus límites ocurre de modo irregular. Las superficies complejas por las que se ponen en contacto las rocas del corte, se sustituyen por otras simples: planas, esféricas, cilíndricas y otras. En unos casos, estas simplificaciones no producen grandes desviaciones en estos cortes respecto al geológico real (por ejemplo, por la sustitución de un corte con capas horizontales o débilmente inclinadas de rocas sedimentarias por un corte geoelectrico estratificado horizontalmente) y los cálculos realizados permiten determinar cuantitativamente el espesor y la profundidad de las diversas capas. En otros casos, para condiciones geológicas complejas, los cálculos de campo realizados basándose en las simplificaciones indicadas anteriormente, dan sólo la posibilidad de juzgar cualitativamente la situación, dimensiones o naturaleza del

objeto geológico que ha sido la causa del campo eléctrico anómalo observado. Sin embargo, este solo juicio cualitativo es ya suficiente para comprender los resultados de la exploración eléctrica.

La naturaleza de la influencia de las heterogeneidades del corte en el campo eléctrico y también las particularidades del cálculo del campo en medios heterogéneos, lo vemos con el siguiente ejemplo. Sea, en el medio de resistividad ρ_1 que ocupa el semiespacio de la izquierda, un punto A en el que hay una fuente de corriente de intensidad I (Figura 14).

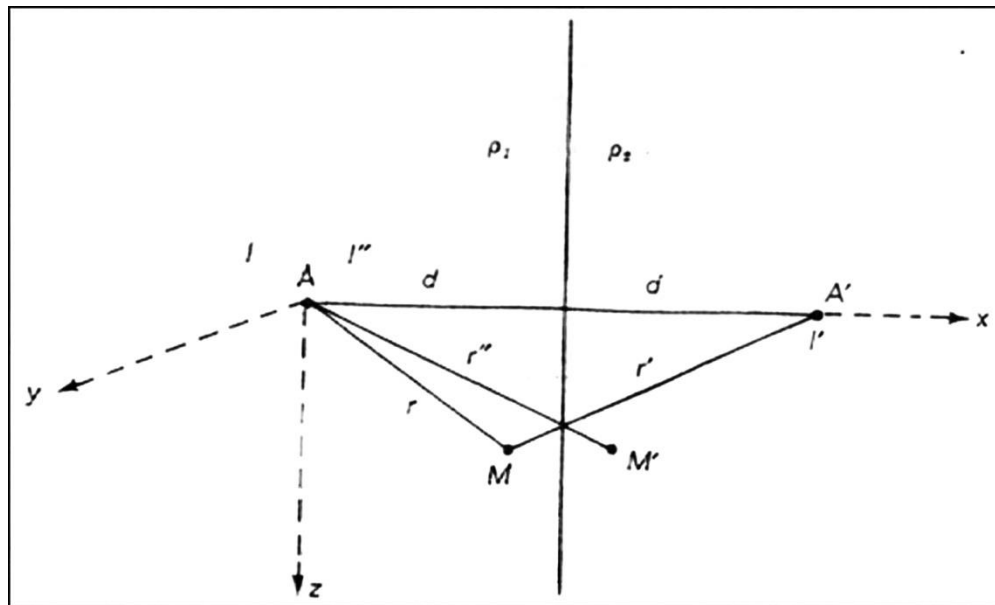


Figura 14. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual de corriente, con presencia en el corte de una superficie de separación plana. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Si no existiera el segundo medio de resistividad ρ_2 , que ocupa el semiespacio de la derecha, entonces el potencial U_1 en el punto M , producido por la fuente de corriente I , sería

$$U_1 = I\rho_1/4\pi r_{AM}$$

La existencia de la superficie de separación entre los dos medios de resistividad

diferente, determina la variación de la magnitud del potencial U_1 en el punto M . Esto se explica porque el medio de resistividad ρ_2 influye en la densidad de corriente en el entorno del punto M . Si $\rho_2 > \rho_1$, entonces la densidad de corriente aumenta, debido a que en el volumen ocupado por el medio con resistividad ρ_2 hay una corriente menor que en el caso de que ese volumen fuera ocupado por un medio de resistividad ρ_1 . Si $\rho_2 < \rho_1$, la densidad de corriente disminuye porque el medio de resistividad ρ_2 desvía hacia sí más corriente a causa de su mejor conductividad. Un razonamiento análogo se puede hacer sobre el potencial U_2 en un punto M' que se encuentre en el medio de resistividad ρ_2 .

Por consiguiente, la influencia de la superficie de separación se manifiesta en la variación de la densidad de la corriente en su entorno y con ello en la variación de los valores del potencial en comparación con un medio homogéneo. El cálculo del campo eléctrico en medios heterogéneos, es decir, la obtención de la expresión del potencial en cualquier punto del medio heterogéneo, se deduce cuantitativamente de la influencia de la superficie de separación.

La solución rigurosa de tales problemas se realiza teniendo en cuenta las denominadas condiciones límite, es decir, las condiciones en el entorno de la fuente del campo y en el infinito, que determinan la variación del potencial en el entorno de la superficie de separación de los medios con diferente resistividad y también en las proximidades y a gran distancia de las fuentes.

Las *condiciones límite* se expresan por dos exigencias. En primer lugar, los potenciales en los puntos situados infinitamente próximos de la superficie de separación de los dos medios, a ambos lados de esta superficie, deben ser iguales, es decir:

$$U_1 = U_2$$

En otras palabras, la función potencial en la superficie de separación no sufre discontinuidad.

En segundo lugar, debe observarse la continuidad de la componente normal del vector densidad de corriente j_n en el paso de un medio a otro: $j_n^{(1)} = j_n^{(2)}$.

Según la ley de Ohm:

$$j_n = \frac{1}{\rho} E_n = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial n}$$

siendo $\frac{\partial U}{\partial n}$ la derivada en la dirección normal.

Entonces, la segunda condición límite se puede expresar del modo siguiente:

$$\frac{1}{\rho_1} \frac{\partial U_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial U_2}{\partial n}$$

La condición en la fuente de corriente se reduce a que el campo, en los puntos situados infinitamente próximos a esta fuente, coincida con el campo en un medio homogéneo. En el caso particular de una fuente puntual, el potencial en su entorno es igual a $\frac{I\rho}{4\pi r}$, es decir, para $r \rightarrow 0$, $U \rightarrow \infty$ como $1/r$.

La condición en el infinito supone que el potencial de la fuente, al aumentar r , tiende a cero.

En estos supuestos se basa el *método de las imágenes reflejadas*. La esencia del mismo se reduce a que para el cálculo del campo de una fuente puntual, en el caso de presencia de una superficie de separación de dos medios con distinta resistividad, la influencia perturbadora de esta superficie se suple por la influencia del campo de unas fuentes puntuales complementarias (ficticias) situadas en medio homogéneo. La intensidad de estas fuentes ficticias y también su disposición son elegidas de tal forma que satisfagan las condiciones en la superficie de separación de los medios de diferente resistividad.

De este modo, el campo de una fuente puntual en un medio heterogéneo se

calcula como el campo en un medio homogéneo, pero para el conjunto de las fuentes reales y ficticias. Las últimas se colocan en puntos reflejados de la fuente real respecto a la superficie de separación.

Campo de una fuente puntual en caso de existencia en el corte de una superficie plana de separación de los medios. Sea una fuente de corriente I situada en el punto A de un medio de resistividad ρ_1 (Figura 14). Para el cálculo de la influencia de la superficie plana de separación de los medios de resistividades ρ_1 y ρ_2 , situamos en el punto A' , que es la imagen reflejada del punto A , una fuente ficticia de corriente I' . El campo en el medio con resistividad ρ_1 se calculará como el campo de ambas fuentes en un medio homogéneo ilimitado de resistividad ρ_1 :

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{4\pi r} + I'\rho_1/4\pi r' \quad (5.12)$$

siendo r y r' la distancia del punto M , en que se determina el campo, a los puntos A y A' .

El potencial U_2 en los puntos del medio de resistividad ρ_2 se calculará como el campo de una fuente de corriente I'' situada en el punto A , al mismo tiempo que todo el medio se considera homogéneo y con resistividad ρ_2 :

$$U_2 = I''\rho_2/4\pi r'' \quad (5.13)$$

siendo aquí r'' la distancia del punto M' al punto A .

Las corrientes I' e I'' se eligen de tal modo que la influencia del límite plano entre ambos medios sea equivalente a la influencia de una fuente de corriente ficticia. Para ello se deben cumplir las condiciones límite y precisamente, para la posición de los puntos M y M' en la superficie de separación, se deben cumplir las igualdades

$$U_1 = U_2 \quad \text{y} \quad \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial U_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial U_2}{\partial n}$$

Sustituimos en esta ecuación las *Ecuaciones* (5.12) y (5.13). Para ello hay que tener en cuenta que en caso de coincidencia de los puntos M y M' , $x = d$ y $r = r' = r'' = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$. Además, la dirección de la normal a la superficie de separación coincide con la dirección del eje x ; por ello, para determinar la componente normal de la densidad de corriente, es necesario diferenciar en x el potencial de la función, es decir:

$$\frac{\partial U}{\partial n} = \frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{I\rho}{4\pi r} \right) = -\frac{I\rho}{4\pi r^3} = -\frac{I\rho}{4\pi r^3} \frac{d}{dx}$$

Entonces hallamos:

$$\frac{I\rho_1}{4\pi r} + \frac{I'\rho_1}{4\pi r'} = I''\rho_2/4\pi r''$$

$$-\frac{1}{\rho_1} \frac{I\rho_1}{4\pi} \frac{d}{r^3} + \frac{1}{\rho_1} \frac{I'\rho_1}{4\pi} \frac{d}{(r')^3} = -\frac{1}{\rho_2} \frac{I''\rho_2}{4\pi} \frac{d}{(r'')^3}$$

O, teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente:

$$\frac{I\rho_1}{4\pi r} + \frac{I'\rho_1}{4\pi r} = I''\rho_2/4\pi r$$

$$-\frac{1}{\rho_1} \frac{I\rho_1}{4\pi} \frac{d}{r^3} + \frac{1}{\rho_1} \frac{I'\rho_1}{4\pi} \frac{d}{r^3} = -\frac{1}{\rho_2} \frac{I''\rho_2}{4\pi} \frac{d}{r^3}$$

cambiando aquí el signo menos del segundo miembro en más, porque r' tiene sentido opuesto al del eje x .

Después de simplificar hallamos las ecuaciones

$$I\rho_1 + I'\rho_1 = I''\rho_2$$

$$-I + I' = -I''$$

Despejando en estas ecuaciones las incógnitas I' e I'' , hallamos

$$I' = \frac{I(\rho_2 - \rho_1)}{(\rho_2 + \rho_1)} = k_{12}I \quad (5.14)$$

$$I'' = \frac{2\rho_1 I}{(\rho_2 + \rho_1)} = (1 - k_{12})I \quad (5.15)$$

siendo

$$k_{12} = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$$

El coeficiente adimensional k se denomina *coeficiente de reflexión*. Esta denominación no es del todo acertada, porque no corresponde a la esencia del fenómeno en la superficie de separación ya que tales líneas no se reflejan desde esta superficie, sino que sólo se refractan.

Los subíndices del coeficiente k_{12} corresponden a los medios en contacto. La magnitud k_{12} , para cualquier valor de ρ_1 y ρ_2 , varía entre los límites del + 1 y - 1, es decir, no excede en magnitud absoluta de la unidad.

La expresión de los potenciales U_1 y U_2 permite hallar la solución del problema:

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{k_{12}}{r'} \right) \quad (5.16)$$

$$U_2 = \frac{I\rho_2(1-k_{12})}{4\pi r''} \quad (5.17)$$

El significado de la solución obtenida es aclarado con el ejemplo del campo de una fuente puntual situada en un medio con resistividad ρ_1 , próxima al contacto con un medio de resistividad infinita $\rho_2 = \infty$. En este caso, $k_{12} = 1$, es decir, que la fuente ficticia tiene la misma intensidad que la real. Si el punto de observación dista de la fuente real una distancia mucho mayor que la distancia entre estas fuentes y el contacto, o si la fuente del campo está situada en el contacto, entonces $r \rightarrow r'$ y el campo U_1 en el punto de observación, según la *Ecuación (5.16)*, se duplica. En el segundo medio, el potencial U_2 será igual a cero, es decir, la corriente, en el medio

de resistividad infinita, no circula.

Influencia de la superficie tierra-aire. La característica más singular de la exploración eléctrica es que el espacio estudiado por ella está limitado por la superficie de separación tierra-aire, al mismo tiempo que uno de los medios (aire) en contacto, el cual prácticamente no conduce la corriente eléctrica. El relieve de esta superficie influye de modo considerable en los resultados de las observaciones de campo. Pero para la solución de los problemas teóricos, con el fin de simplificar, normalmente se toma la forma de la superficie de separación tierra-aire como plana.

Supongamos que bajo la superficie plana aire-tierra se coloca una fuente que envía una corriente I (*Figura 15*). El campo de esta fuente, para cualquier estructura del corte geológico, tendrá la particularidad de que en la superficie del terreno la componente normal a ella, del vector densidad de corriente, j_n , es igual a cero. Físicamente esto significa que la corriente no circula del conductor (tierra) al aislante (aire). La indicada particularidad del campo, permite utilizar el método de las imágenes reflejadas para el cálculo de la influencia de la superficie de separación aire-tierra. Reflejamos el semiespacio inferior con todas sus heterogeneidades y la fuente del campo en la superficie de separación tierra-aire y suponemos que esta superficie no existe. Entonces, en el medio que se formaría, sin límites y heterogéneo, debido a su simetría respecto a la superficie tierra-aire, la componente normal del campo en los puntos de esta superficie, por lo anterior, será igual a cero. A causa de esto, también en todos los puntos del semiespacio inferior el campo se mantiene igual que antes. De este modo, el problema del cálculo del campo en un medio conductor se ha llevado a la solución del problema en el espacio total, en que la superficie de separación aire-tierra está ausente.

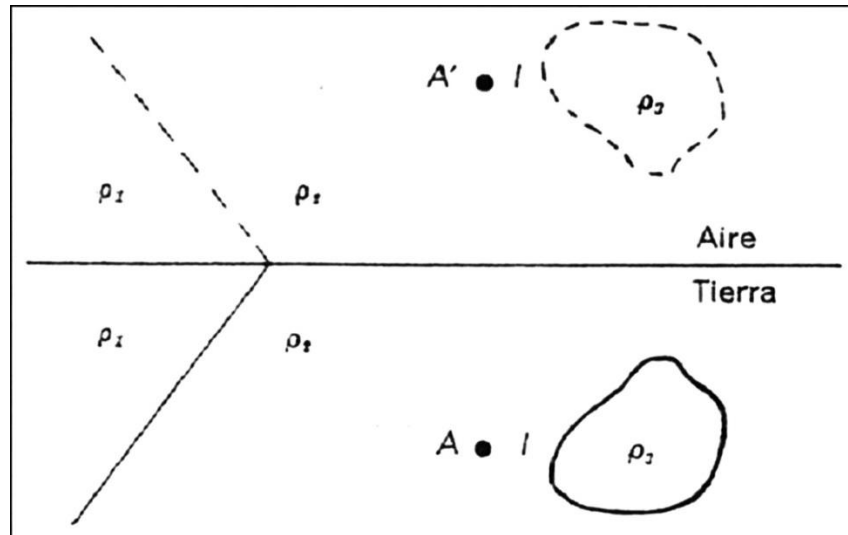


Figura 15. Cálculo de la influencia del límite tierra-aire. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

En el caso particular en que la fuente está situada en la superficie del terreno, su imagen coincide con la fuente misma y para el cálculo de la influencia de la superficie de separación tierra-aire, la intensidad de la corriente que emite la fuente se duplica.

Campo de una fuente puntual, con presencia en el corte de una superficie vertical de separación de los medios. Sea una fuente de corriente I situada en la superficie del terreno en el punto A y a distancia d del contacto vertical de los medios con ρ_1 y ρ_2 . Este problema es diferente del precedente por la presencia de una segunda superficie, el límite tierra-aire. Reflejamos el semiespacio inferior encima de esta superficie y de este modo calculamos su influencia. Entonces las condiciones del problema se reducen a las del problema anterior y podemos, para el cálculo del potencial, utilizar las Ecuaciones (5.16) y (5.17), sustituyendo en ellas en lugar de la corriente I la magnitud $2I$

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{k_{12}}{r'} \right)$$

$$U_2 = \frac{I\rho_2(1 - k_{12})}{2\pi r''}$$

Las fórmulas así calculadas se simplifican si el perfil de observación se hace pasar por la fuente A del campo, perpendicularmente a la línea de contacto de los medios (Figura 16). Situando el origen de coordenadas en el punto A y haciendo coincidir el eje x con la línea del perfil, hallamos:

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{x} + \frac{k_{12}}{(2d-x)} \right) \quad (5.20)$$

$$U_2 = \frac{I\rho_2(1-k_{12})}{2\pi x} \quad (5.21)$$

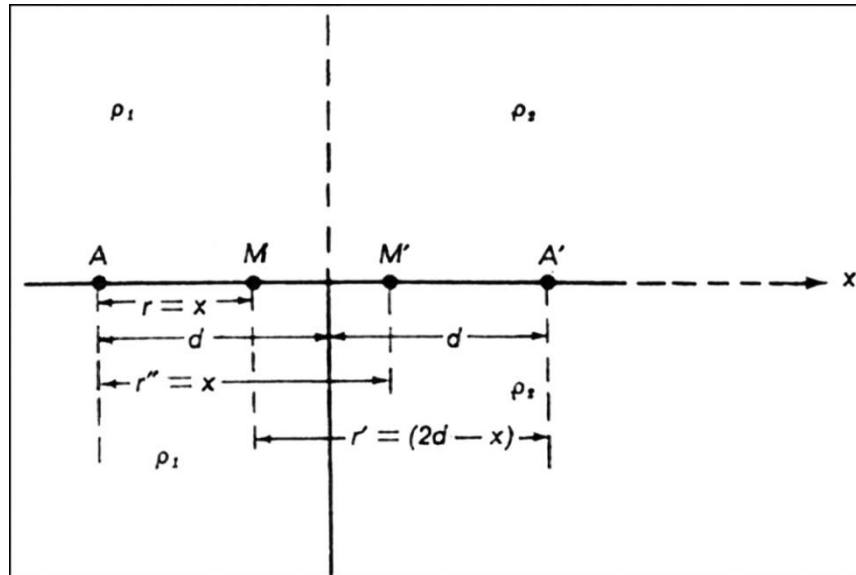


Figura 16. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual de corriente, situada en la superficie de la tierra, con presencia en el corte de una superficie de separación vertical. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Hallamos también las expresiones de las intensidades el campo:

$$E_1 = -\frac{\partial U_1}{\partial x} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left[\frac{1}{x^2} - \frac{k_{12}}{(2d-x)^2} \right] \quad (5.22)$$

$$E_2 = -\frac{\partial U_2}{\partial x} = \frac{I\rho_2(1-k_{12})}{2\pi x^2} \quad (5.23)$$

Las Ecuaciones (5.20) y (5.22) permiten calcular el campo en el medio con ρ_1 y las Ecuaciones (5.21) y (5.23) en el medio con ρ_2 .

Partiendo de la solución general del problema, se puede representar gráficamente el campo eléctrico de una fuente puntual situada en la superficie de separación de los dos medios. En la *Figura 17* se tiene el campo para los dos casos: $\rho_2 < \rho_1$ y $\rho_2 > \rho_1$.

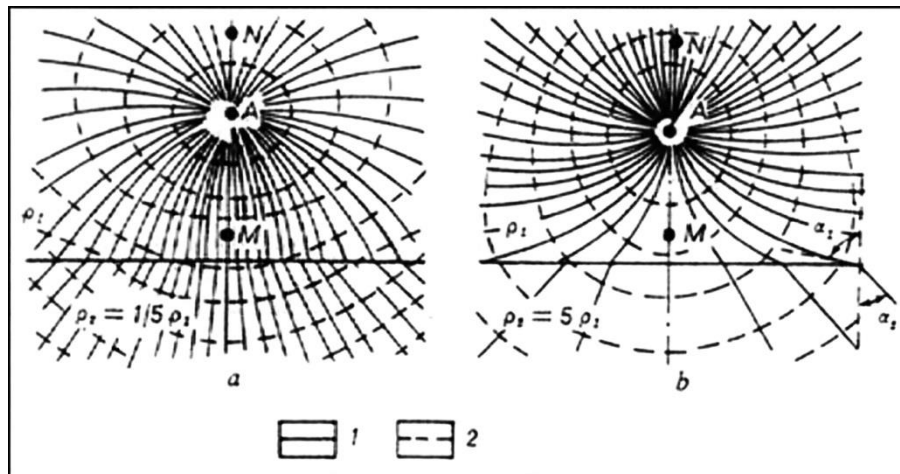


Figura 17. Campo eléctrico de una fuente puntual situada en la superficie de separación de dos medios de distinta resistividad. a) $\rho_2 = \rho_1/5$; b) $\rho_2 = 5\rho_1$; líneas: 1) de corriente, 2) equipotenciales. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Las líneas de corriente en el límite se refractan y para cada línea se observa la siguiente condición:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \tan \alpha_2 / \tan \alpha_1$$

siendo α_1 y α_2 los ángulos entre la dirección de las líneas de corriente y la normal al límite, en el punto de su refracción.

Según la alteración de tales líneas de corriente, varía la forma de las superficies equipotenciales. A menudo, tales líneas se desvían al medio de mayor resistividad y como sea que se introducen en el medio de baja resistividad, por ello en el

primer caso, en el medio superior la densidad de corriente aumenta (y con ello también la diferencia de potencial entre los puntos M y N) y en el segundo caso disminuye (y con ello disminuye también la diferencia de potencial entre los puntos M y N).

Hay que llamar la atención sobre el hecho de que la corriente, a causa de la refracción de las líneas de corriente en la capa mala conductora, tiende a discurrir transversalmente a la capa; el paso de la capa mala conductora a la capa de elevada conductancia tiende a hacerse a lo largo de la capa.

Campo de fuente puntual con presencia en el corte de una superficie horizontal de separación de los medios. Supongamos un corte geológico de dos capas con una superficie horizontal de separación de dos medios de resistividades ρ_1 y ρ_2 (Figura 18). Tomamos el espesor de la primera capa igual a h_1 . Calculemos en la superficie del terreno el campo de una fuente puntual de corriente I , situada también en la superficie del terreno, en el punto A .

Ante todo reflejamos el semiespacio conductor inferior en la superficie tierra-aire. Obtenemos con ello un medio con dos superficies de separación, la real I y la ficticia II y con una fuente A , que emite en total al espacio una corriente de intensidad $2I$. Calcularemos el potencial en un punto arbitrario M que se encuentra a distancia r de la fuente, por el método de las imágenes reflejadas. El potencial U_1 en el punto M será creado por la fuente puntual A y por la fuente ficticia A_I que es la imagen de la fuente A en el límite I.

Según la Ecuación (5.14), la fuente A_I debe dar una corriente al medio de

$$I_I = 2Ik_{12}$$

por ello, según las Ecuaciones (5.12) y (5.16)

$$U_1 = \frac{2I\rho_1}{4\pi r} + \frac{I\rho_1}{4\pi r'} = \frac{I\rho_1}{2\pi r} + \frac{Ik_{12}\rho_1}{2\pi r'} = \frac{I\rho_1}{2\pi r} + \frac{Ik_{12}\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2 + (2h_1)^2}}$$

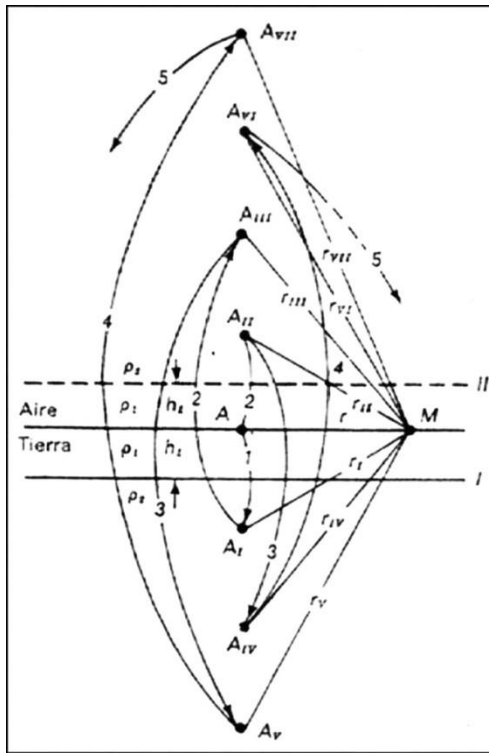


Figura 18. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual en un medio de dos capas. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Estas mismas condiciones observamos en el límite I. Sin embargo, es necesario obtener también las condiciones en el límite II. Para ello hay que reflejar en ella no sólo la fuente A sino también la A_I (en la *Figura 18* esta operación de reflexión —la segunda— se ha indicado por las flechas curvas 2). La fuente A, en su reflexión, crea la fuente ficticia A_{II}, situada a la distancia r_{II} del punto M y a la distancia 2h₁ de la superficie de observación; en el punto reflejado de la fuente ficticia A_I se tiene otra fuente ficticia A_{III}, a la distancia r_{III} del punto M y 4h₁ del punto A.

La corriente de la fuente A_{II} debe ser igual a

$$I_{II} = 2Ik_{12}$$

la corriente en la fuente A_{III}

$$I_{III} = I_1 k_{12} = (2Ik_{12})k_{12} = 2Ik_{12}^2$$

Pero las fuentes A_{II} y A_{III} que han aparecido, perturban las condiciones en el límite I. Para conservarlas, volvemos a reflejar las fuentes A_{II} y A_{III} en el límite I (en la *Figura 18* la tercera operación de reflexión la designamos con las flechas 3); obtenemos otras dos fuentes ficticias A_{IV} y A_V , a distancias del punto M y de la superficie de observación igual a r_{IV} , $4h_1$ y r_V , $6h_1$ respectivamente. Las corrientes de las fuentes A_{IV} y A_V serán

$$I_{IV} = I_{II}k_{12} = (2Ik_{12})k_{12} = 2Ik_{12}^2$$

$$I_V = I_{III}k_{12} = (2Ik_{12}^2)k_{12} = 2Ik_{12}^3$$

Sin embargo, ahora se perturban las condiciones en el límite II. Con la operación de reflexión 4 (*Figura 18*) se restablecen (fuentes A_{VI} y A_{VII}), pero de nuevo se perturban con ello las condiciones en el límite I. Realizamos una quinta operación de reflexión y así sucesivamente. Estas operaciones evidentemente se pueden alargar hasta el infinito.

Por consiguiente el potencial buscado U_1 en el punto M , se puede expresar como una suma infinita de potenciales creados por la fuente real A y las fuentes ficticias $A_I, A_{II}, A_{III}, \dots, A_n$:

$$\begin{aligned} U_1 = & \frac{I\rho_1}{2\pi r} + \frac{Ik_{12}\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(2h_1)^2}} + \frac{Ik_{12}\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(2h_1)^2}} + \frac{Ik_{12}^2\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(2\cdot 2h_1)^2}} + \\ & \frac{Ik_{12}^2\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(2\cdot 2h_1)^2}} + \frac{Ik_{12}^3\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(3\cdot 2h_1)^2}} + \frac{Ik_{12}^3\rho_1}{2\pi\sqrt{r^2+(3\cdot 2h_1)^2}} + \dots = \\ & \frac{I\rho_1}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{r^2+(2nh_1)^2}} \right] \end{aligned} \quad (5.24)$$

Hallamos la expresión de la intensidad del campo, para lo cual diferenciamos en r miembro a miembro, la Ecuación (5.24):

$$E_1 = \frac{\partial U_1}{\partial r} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r^2} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_{12}^n r}{[r^2+(2nh_1)^2]^{3/2}} \right\} \quad (5.25)$$

Las expresiones que están en las *Ecuaciones* (5.24) y (5.25) bajo el signo suma son series decrecientes, cada miembro de las cuales es una fracción exacta. Tales series, por ser decrecientes pueden ser calculadas con una exactitud dada, limitándolas al correspondiente número de miembros de la serie.

De modo análogo se puede resolver el problema para el corte con dos límites superficies horizontales. Hallamos para ello la expresión del potencial y de la intensidad del campo, obteniéndose también dos series decrecientes en un sistema de Ecuaciones análogas a las (5.24) y (5.25), pero que tienen bajo el signo suma unos factores constantes más complejos, que dependen de los coeficientes de reflexión k_{12} y k_{23} y del espesor de las capas.

Campo de una fuente puntual en un medio homogéneo anisótropo. Los medios homogéneos y heterogéneos en los que hemos considerado el campo eléctrico, se sobreentiende eran isótropos. Sin embargo, como se ha indicado inicialmente, las rocas a menudo poseen anisotropía.

La influencia de la microanisotropía de las rocas en el campo eléctrico la estimamos en el ejemplo del campo de una fuente puntual. Anteriormente se indicó que en un medio homogéneo este campo se caracteriza por una simetría central (esférica), es decir, que las líneas de corriente se extienden en todas direcciones radialmente y de un modo regular, desde el punto en que está situada la fuente, y las superficies equipotenciales son una familia de circunferencias concéntricas (ver *Figura 6*). En un sistema de coordenadas rectangulares x , y , z , con origen en el punto en que está situada la fuente, estas características del campo pueden expresarse por las siguientes proporciones:

$$\frac{j_x}{x} = \frac{j_y}{y} = \frac{j_z}{z}, \quad \frac{E_x}{x} = \frac{E_y}{y} = \frac{E_z}{z}$$

En un medio homogéneo anisótropo ilimitado, el campo de la fuente puntual se deforma en relación con el campo en un medio isótropo. El carácter de esta

deformación se puede apreciar en la *Figura 19*, en la que medio anisótropo está formado por un conjunto de capas paralelas de resistividades ρ_1 y ρ_2 . Las líneas de corriente 1 y 2 de la fuente puntual, que se encuentran en la capa de resistividad ρ_2 (nos limitamos a representar sólo dos líneas), en el caso de capas ilimitadas, irían en las direcciones *AB* y *AD*. En el mismo medio, pero anisótropo, las líneas de corriente se refractan en la superficie de separación de las capas y se transforman en las líneas quebradas $A_{abc\dots f}$ y $A_{gi\dots n}$.

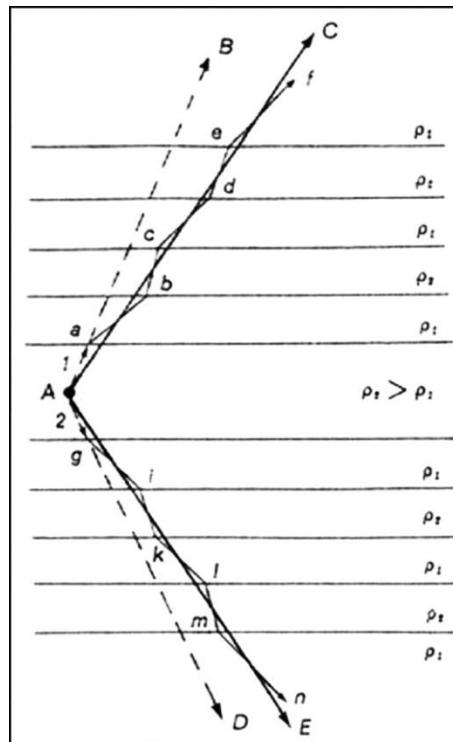


Figura 19. Influencia de la anisotropía en las líneas de corriente. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

En un medio microanisótropo, los segmentos A_a , A_b , y otros, son tan pequeños que, prácticamente, las líneas de corriente quebradas pueden ser sustituidas por las rectas promedias *AC* y *AE*. Pero, como se ve en la *Figura 19*, estas rectas se desvían de las rectas *AB* y *AD* en la dirección de la estratificación del medio anisótropo.

Por consiguiente, las líneas de corriente, conservando su trazado rectilíneo y radial, se distribuyen en un espacio anisótropo alrededor de la fuente, desigualmente —la mayor parte de la corriente se extiende en el sentido de la esquistosidad (o, en el caso general, en la dirección en que el medio anisótropo tiene menor resistividad ρ_t). A causa de ello, la distribución del potencial del campo de la fuente puntual se hace más compleja.

Situemos una fuente puntual de corriente de intensidad I , en el punto 0 de un medio anisótropo homogéneo (*Figura 20*). Los ejes x e y los situamos en el plano de esquistosidad y el eje z se hace coincidir con la normal a este plano. Entonces $\rho_x = \rho_y = \rho_t$, $\rho_z = \rho_n$.

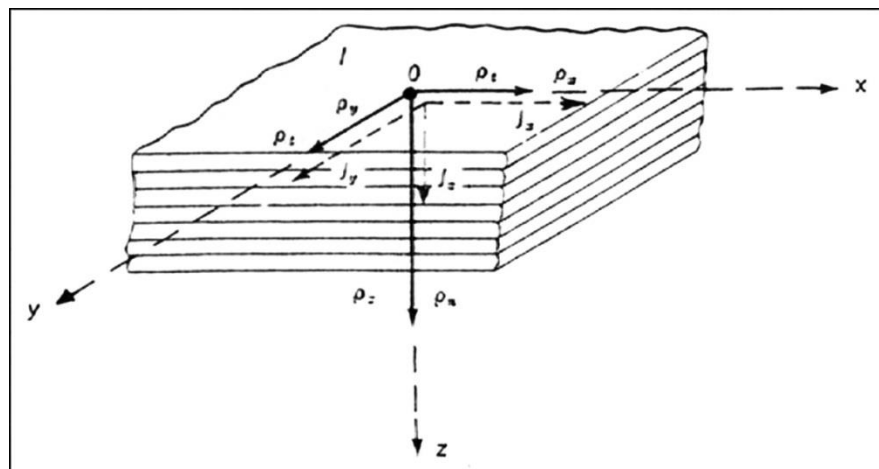


Figura 20. Explicación del cálculo del campo de una fuente puntual en un medio anisótropo. Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

Puesto que $\rho_n > \rho_t$, entonces $j_x = j_y > j_z$, por consiguiente, la intensidad del campo en la dirección de los ejes x e y será mayor que a lo largo del eje z . En relación con ello las superficies equipotenciales se extienden en la dirección de la esquistosidad y son elipsoides de revolución respecto al eje z . La sección de las superficies equipotenciales de los planos coordenados xOz e yOz son elipses con los semiejes mayores coincidentes con la dirección de los ejes x e y . La sección del plano xOy es un círculo.

Por consiguiente, en un medio anisótropo el campo, en comparación con el campo en un medio homogéneo isótropo, «se estira» a lo largo de los ejes x e y (o «se achata» a lo largo del eje z).

La deducción de la expresión para el potencial del campo en un medio anisótropo es compleja y la realizaremos con algunas hipótesis para su simplificación. Si variamos la escala de representación del campo, comprimiéndolo según los ejes x e y , o estirándolo a lo largo del eje z , y para ello consideramos el coeficiente de microanisotropía λ_μ como un coeficiente de alteración especial de un medio isótropo, entonces con tal artificio se puede dar al campo del medio anisótropo la forma característica para el medio isótropo y utilizar ya las expresiones conocidas del potencial. Pero para ello es necesario suponer que el medio posee una cierta resistividad media $\rho_m = \sqrt{\rho_n \rho_t}$.

La expresión para U , en tal medio transformado, la hallamos sustituyendo en la Ecuación (5.1) r por $\sqrt{x^2 + y^2 + \lambda z^2}$ y ρ por ρ_m , es decir,

$$U = \frac{I \rho_m}{4\pi \sqrt{x^2 + y^2 + \lambda z^2}} = \frac{I \sqrt{\rho_n \rho_t}}{4\pi \sqrt{x^2 + y^2 + \frac{\rho_n}{\rho_t} z^2}} = I \rho_t \sqrt{\rho_n} / 4\pi \sqrt{(x^2 + y^2) \rho_t + \rho_n z^2}$$

Y teniendo en cuenta los límites tierra-aire

$$U = I \rho_t \sqrt{\rho_n} / 2\pi \sqrt{(x^2 + y^2) \rho_t + \rho_n z^2}$$

Es característico del campo de una fuente puntual en un medio anisótropo, la no coincidencia de la dirección de los vectores E y j . En la *Figura 21* se tiene una línea equipotencial del campo de la fuente I , situada en un medio anisótropo, en un punto 0 . En todos los puntos de las líneas equipotenciales, la dirección de las líneas de corriente se determina por la dirección del vector j y el vector E se dirige según la normal (como por ejemplo en los puntos e y g) a las líneas equipotenciales. Sólo en los puntos a , b , c y d coinciden los vectores E y j .

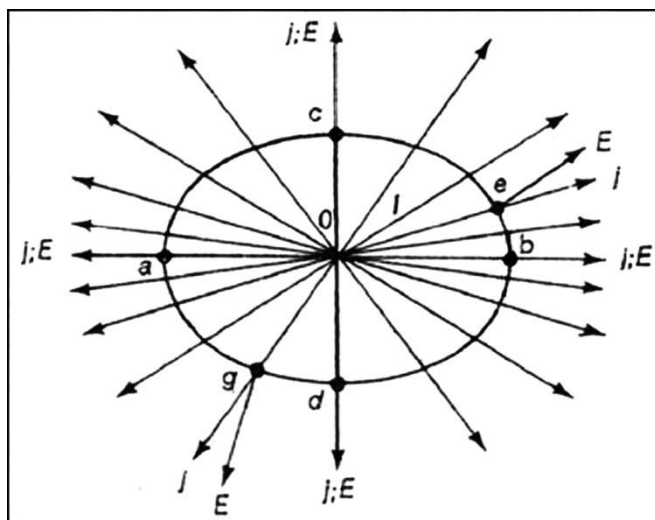


Figura 21. Vectores j y E del campo eléctrico de una fuente puntual en un medio homogéneo anisótropo. Tomado de Iakubovskii & Liajov, 1980.

Por consiguiente, la microanisotropía de las rocas complica el cuadro de los campos observados, dificultando la interpretación misma de los resultados de las observaciones de la exploración eléctrica. El no tener suficientemente en consideración la microanisotropía en una serie de casos, conduce a grandes errores. Sin embargo, la microanisotropía expresa las particularidades texturales de las rocas y en ella, tanto como en los fenómenos físico-geológicos, se basan algunos métodos particulares de la exploración eléctrica.

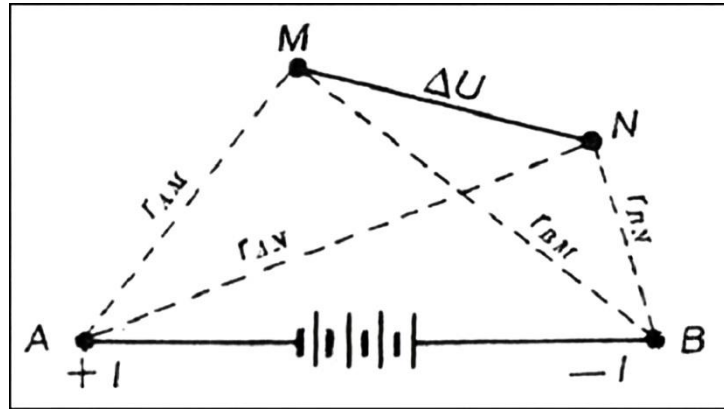
4.3. Generalidades sobre el método de resistividad

4.3.1. Resistividad aparente (Iakubovskii & Liajov, 1980, cap. III, págs. 43-46)

Para trabajar con el método de resistividad se crea un campo eléctrico mediante dos electrodos puntuales A y B . A través de estos electrodos, denominados de *emisión*, se introduce en el terreno una corriente eléctrica de intensidad I , de cualquier fuente de corriente continua. Entre dos puntos del terreno y con ayuda de dos tomas de tierra M y N de medición, situadas en estos puntos y mediante el correspondiente instrumento de medida, se miden las diferencias de potenciales, ΔU , que surgen. La disposición relativa de los electrodos A , B , M y N , que forman

el dispositivo tetrapuntual, se determina por el carácter del problema geológico que se quiere resolver.

La forma más general del dispositivo de cuatro puntos (con situación arbitraria de los electrodos de emisión y recepción) se tiene en la *Figura 22*.



*Figura 22. Dispositivo tetraelectrónico para el trabajo por el método de resistividad.
Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.*

Hallaremos la diferencia de potencial entre las tomas de tierra *M* y *N*, colocadas en el plano de la superficie del terreno de un semiespacio homogéneo ocupado por un medio de resistividad ρ .

Las tomas de tierra *A* y *B* crean en el punto *M*, que dista de ellos una distancia r_{AM} y r_{BM} , un campo eléctrico con potenciales U_{MA} y U_{MB} que, según la Ecuación (5.1), tienen los valores

$$U_{MA} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} \quad , \quad U_{MB} = -\frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}}$$

El potencial en el punto *M* es

$$U_M = U_{MA} + U_{MB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} - \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right)$$

Análogamente, el potencial en el punto *N* es

$$U_{N_A} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AN}} \quad , \quad U_{N_B} = -\frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BN}}$$

$$U_N = U_{N_A} + U_{N_B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right)$$

La diferencia de potenciales entre los puntos M y N será

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

De aquí obtenemos la siguiente expresión para la resistividad ρ en un medio homogéneo, en cuya superficie se encuentra un dispositivo tetrapuntual:

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}$$

o

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} K \quad (5.34)$$

siendo

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}} \quad (5.35)$$

La magnitud se determina por la distancia entre los electrodos del dispositivo y se denomina *coeficiente del dispositivo* o *factor geométrico*. Según la Ecuación (5.35), el coeficiente del dispositivo tiene las dimensiones de una longitud.

La Ecuación (5.34), obtenida para un medio homogéneo, se puede aplicar para la interpretación de los resultados de la medición con un dispositivo tetrapuntual situado en la superficie de un terreno heterogéneo; sin embargo, en este caso, en el resultado del cálculo tan sólo obtenemos una cierta magnitud arbitraria que tiene las dimensiones de una resistividad. A esta magnitud arbitraria se ha

denominado *resistividad eléctrica aparente* y se designa por ρ_a .

Por consiguiente, en el caso general

$$\rho_a = K\Delta U/I \quad (5.36)$$

En el caso particular de un medio homogéneo, la resistividad aparente coincide con la resistividad verdadera, $\rho_a = \rho$.

De la Ecuación (5.36) se deduce que ρ_a no depende de la intensidad de la corriente I que se envía al terreno, ya que la variación de la citada intensidad de corriente I origina otra variación proporcional de la diferencia de potencial ΔU . La magnitud de la resistividad aparente depende de la estructura del corte geoelectrico, de la distribución relativa de los electrodos en el dispositivo y de la situación de éste en la superficie del terreno. Veamos esto con los siguientes ejemplos. En la *Figura 23* está representado un dispositivo tetrapuntual situado: sobre un medio homogéneo (*a*); sobre un medio que incluye un cuerpo buen conductor (*b*) y sobre un medio que incluye un cuerpo mal conductor (*c*).

En el caso del medio homogéneo (*Figura 23a*), como ya se ha indicado anteriormente, la resistividad aparente será igual a la verdadera.

En el caso segundo (*Figura 23b*), la corriente se concentra en el cuerpo conductor, por lo cual la densidad de corriente en la parte del medio circundante en que está colocado las tomas de tierra de medición disminuye y a causa de esto disminuye la diferencia de potencial entre estas tomas de tierra. De la Ecuación (5.36) se deduce que la disminución de ΔU lleva a la disminución de ρ_a . Por consiguiente la presencia en el medio de un cuerpo buen conductor determina en este caso una disminución de ρ_a en comparación con su valor en un medio homogéneo.

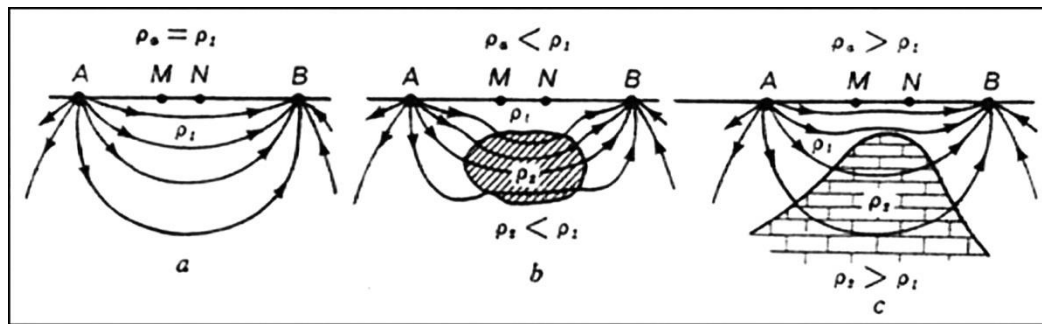


Figura 23. Dependencia de ρ_a del carácter del corte geoelectrico. Medio: a) homogéneo; b) incluye un cuerpo buen conductor; c) incluye un cuerpo mal conductor (calizas).

Tomado de Jakubovskii & Liajov, 1980.

En el caso representado en la Figura 23c, la corriente contornea el cuerpo de alta resistividad y se condensa en la zona de las tomas de tierra de medición. Esto lleva a un aumento de ΔU y por consiguiente a un aumento de ρ_a .

La resistividad aparente no se debe entender como el valor promedio de las resistividades verdaderas de las rocas que se encuentran en el corte geológico. Se pueden presentar ciertas condiciones para las que la resistividad aparente toma valores que se salen fuera de los límites de variación de las resistividades verdaderas de las rocas que forman parte de la estructura del corte.

En la relación entre la resistividad aparente y la estructura del corte geoelectrico está basada la posibilidad de aplicación del método de resistividad para la investigación geológica.

4.3.2. Dispositivos Geoelectricos

El termino *Dispositivo Geoelectrico* hace referencia al grupo de electrodos que inyecta una corriente eléctrica I en el subsuelo y genera una diferencia de potencial. Generalmente los dispositivos suelen estar compuestos por cuatro electrodos, aunque también suelen emplearse dispositivos de tres electrodos o de sólo dos. Se denomina una pareja de electrodos como “de corriente”, y son los encargados de inyectar la corriente en el subsuelo; otros dos electrodos son

apodados como “de potencial”, encargados de registrar el voltaje generado en el subsuelo por la corriente inyectada.

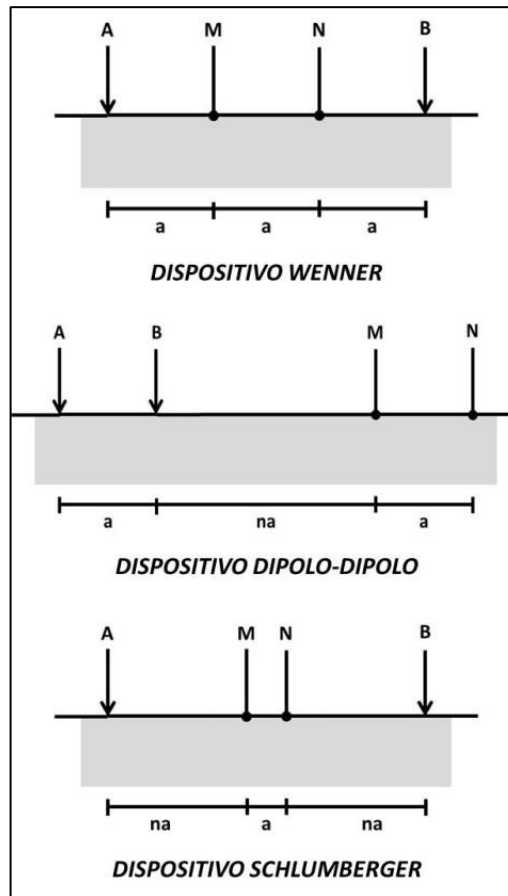


Figura 24. Diferentes tipos de dispositivos geoelectricos.

Los diferentes tipos de dispositivos empleados en el método de prospección geoelectrica se diferencian entre sí por la distancia relativa entre electrodos, y la posición de los electrodos de corriente respecto a los de potencial. En *Figura 24* se muestran los dispositivos empleados con mayor frecuencia: Wenner, Dipolo-Dipolo y Schlumberger.

En los dispositivos tipo Wenner la separación entre los electrodos AM, MN y NB se mantiene constante durante todas las mediciones. En un dispositivo tipo Dipolo-Dipolo los electrodos de corriente AB y los de potencial MN mantienen su distancia constante, variando la distancia entre los polos formado por cada par de

electrodos por un factor “n”. En los dispositivos tipo Schlumberger los electrodos de potencial MN se mantienen constante, variando la distancia entre los electrodos de corriente A y B.

En cualquier dispositivo electródico, si conocemos el factor geométrico K , la corriente eléctrica I inyectada por los electrodos A y B, y la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, podemos calcular la resistividad aparente mediante $\rho_a = K\Delta U/I$. Para cada uno de los dispositivos geoelectricos mencionados, la ecuación que proporciona el valor de la resistividad aparente es:

Tabla 2. Ecuación para el cálculo de la resistividad aparente para cada uno de los dispositivos geoelectricos.

DISPOSITIVO	ECUACION
Wenner	$\rho_a = 2a\pi \frac{\Delta V}{I}$
Dipolo-Dipolo	$\rho_a = a\pi \cdot n(n + 1)(n + 2) \frac{\Delta V}{I}$
Schlumberger	$\rho_a = \pi \cdot n(n + 1) \cdot a \frac{\Delta V}{I}$

4.3.3. Tipos de Prospecciones Geoelectricas

El propósito de toda técnica de prospección geoelectrica es conocer la forma, distribución y dimensiones de estructuras o cuerpos del subsuelo a partir de medidas en la superficie. Mediante la prospección geoelectrica conseguimos construir perfiles y/o sondeos que exhiben la variación de la resistividad en el subsuelo y de esta manera determinar las estructuras que lo componen. Las técnicas de prospección geoelectrica que se ejecutan se dividen en tres tipos:

- ❖ Sondeos de resistividad 1D
- ❖ Sondeos de resistividad 2D
- ❖ Sondeos de resistividad 3D

Según el método aplicado se generan tres modelos diferentes tras la adquisición y procesamiento de los datos para su posterior interpretación, como se observa en la *Figura 25*.

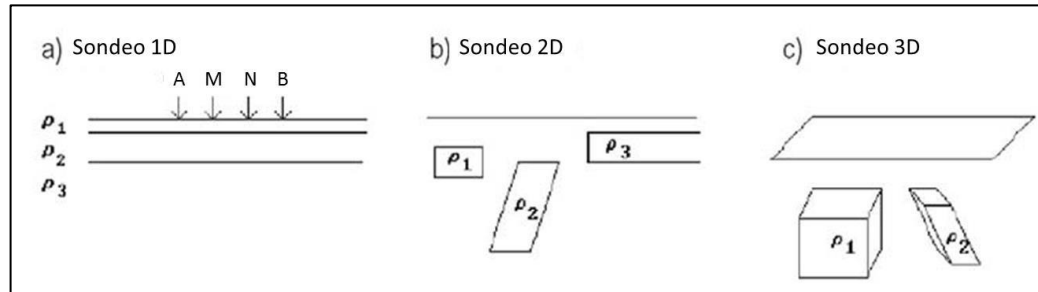


Figura 25. Modelos de sondeos de resistividad según el método aplicado: a) 1D; b) 2D; c) 3D. Tomado y modificado de López et al., 2003.

4.3.3.1. Sondeos de resistividad 1D

Los métodos de resistividad se empezaron a trabajar seriamente con los hermanos Schlumberger y Wenner, en 1915. Por aproximadamente 60 años fue usada la interpretación cuantitativa para los sondeos convencionales. En estos métodos, el punto central del arreglo permanece fijo, y se varía el espacio entre los electrodos, incrementándose para obtener información sobre secciones más profundas del subsuelo (Loke, 2012).

Para realizar la interpretación de los perfiles 1D, se presume normalmente que el subsuelo consiste de capas horizontales homogéneas e isotrópicas. Para estos casos, la resistividad del subsuelo cambia únicamente con la profundidad, pero no cambia en la dirección horizontal.

En los métodos de prospección eléctrica, los sondeos 1D reciben el nombre de *Sondeos Eléctricos Verticales* (SEV), cuando se investiga el terreno en dirección vertical, o *Calicatas Eléctricas*, cuando se alinean sucesivos SEV cortos para generar perfiles. En este tipo de reconocimientos se suelen emplear dispositivos Schlumberger para los SEV y Wenner para el levantamiento de Calicatas (Arlandi,

2005).

La principal limitación del método de Sondeo Eléctrico Vertical es que normalmente en el subsuelo se presentan cambios de resistividad en direcciones horizontales (laterales). Los cambios laterales en la resistividad del subsuelo causan los cambios en los valores de resistividad aparente que pueden ser y son frecuentemente mal interpretados (López *et al.*, 2003).

El procedimiento de ejecución de un SEV consiste en mantener fija la posición de los electrodos de potencial (M y N), e ir incrementando progresivamente la distancia que separa a los electrodos de potencial (A y B), con lo que se consigue progresivamente mayor profundidad de investigación (Arlandi, 2005).

La profundidad de penetración de la corriente eléctrica depende de la separación de los electrodos inyectores AB. Si la distancia entre los electrodos AB aumenta, la corriente circula a mayor profundidad pero su densidad disminuye. Para un medio isótropo y homogéneo, el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad $AB/2$ y el 70.6% por encima de una profundidad AB (Orellana, 1982, citado en Arias, 2011). Definiendo L como la distancia entre los dos electrodos extremos, Roy y Apparao (1971), citado en Arias (2011), determinan la profundidad de investigación de diversos dispositivos electródicos en un suelo homogéneo. Las profundidades de investigación efectiva para los dispositivos Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo son respectivamente de $0,17L$, $0,19L$ y $0,25L$.

Para el caso de una calicata eléctrica, se suelen realizar dos mediciones en cada punto, la primera de ellas con los electrodos equiespaciados (configuración Wenner), y la segunda separando más los electrodos de corriente AB, para conseguir una lectura correspondiente a una mayor profundidad (Arlandi, 2005). Esto lo hace adecuado para la detección de contactos verticales, cuerpos y estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad.

4.3.3.2. Sondeos de resistividad 2D

Para este tipo de estudios es especialmente efectiva la técnica geofísica denominada *Tomografía Eléctrica*, que puede considerarse como fruto de la evolución de los métodos geoelectricos clásicos, como el SEV y la calicata eléctrica. Para realizar el sondeo, se clavan en el subsuelo a la vez un gran número de electrodos de acero, con un espaciamiento constante, conectados mediante un cable multiconector. Esta alineación de electrodos sigue el perfil geoelectrico 2D que se quiere realizar. El amperímetro y voltímetro van montados en un mismo aparato, al que a su vez se conectan a los electrodos y un computador portátil. El computador es programado para que realice una secuencia de medidas, y es unido a una caja de conmutación electrónica, que selecciona automáticamente los electrodos utilizados para la inyección de corriente y medida de potencial (Arlandi, 2005).

La técnica de la *Tomografía Eléctrica* emplea los valores de resistividad aparente medidos, para generar imágenes del subsuelo donde se representan los valores de la resistividad verdadera de las diferentes zonas del subsuelo. Para calcular la distribución de la resistividad verdadera del subsuelo a partir de los valores de resistividad aparente, se aplica la técnica de inversión desarrollada por Loke & Barker (1996).

El resultado final de este tipo de estudio es una sección distancia-profundidad con la distribución de la resistividad real del subsuelo, fácilmente comprensible en términos geológicos o geotécnicos. En este sentido conviene aclarar que la tomografía eléctrica no es en modo alguno comparable a las calicatas eléctricas convencionales ya que estas últimas únicamente proporcionan información de tipo cualitativo, aunque las medidas de campo se efectúen de forma similar en ciertos aspectos (Arias, 2011).

La *Tomografía Eléctrica* es, sin duda, una de las herramientas de carácter no destructivo más eficiente para el estudio y caracterización de posibles

discontinuidades del subsuelo en el rango desde algunos metros hasta decenas de metros de profundidad, ya que acopla adecuadamente resolución lateral y vertical de la variación de los valores de resistividad. Entre los objetivos más usuales a determinar mediante la técnica de la tomografía eléctrica, se encuentra la detección de contactos entre unidades litológicas de diferente naturaleza, para así determinar la morfología, distribución y localización de tales discontinuidades.

4.3.3.3. Sondeos de resistividad 3D

Puesto que en la naturaleza todas las estructuras geológicas son tridimensionales, un relevamiento tridimensional de resistividad generaría un modelo de interpretación tridimensional 3D, lo que debería, en teoría, dar resultados más precisos. Hasta el presente, las investigaciones 3D están en pleno desarrollo. La desventaja principal de este tipo de relevamiento es el costo, el cual es comparativamente más alto que 2D, donde las áreas a investigar son suficientemente grandes (López *et al.*, 2003).

Hay dos desarrollos actuales que hacen que estos relevamientos tridimensionales sean una opción más eficaz en función de los costos. Uno de estos, está en los resistivímetros multicanal que permiten tomar más de una lectura a un mismo tiempo; esto es importante para reducir el tiempo del sondeo. El segundo avance se encuentra en los microcomputadores que cada vez son más rápidos, lo que permiten la inversión de conjuntos de datos muy grandes y obtener resultados en un tiempo razonable corto (López *et al.*, 2003).

5. TEORÍA DE LA TÉCNICA DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

Aproximadamente en la década de 1990 surge la técnica conocida como *Tomografía Eléctrica* (2D y 3D) con la necesidad de tener una imagen de distribución exacta de resistividades, y apearse más a la geología, en ocasiones compleja como lo es la caracterización de fallas y fracturas, y la detección de contactos entre unidades litológicas de diferente naturaleza.

La *Tomografía Eléctrica* es una imagen que exhibe la variación de la resistividad en dos dimensiones (vertical y horizontal), que se adquiere por medio de una técnica eléctrica que permite el levantamiento de valores de resistividad aparente utilizando los dispositivos geoelectricos conocidos en el área de prospección geoelectrica como Schlumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo.

5.1. Fundamentos de la técnica de la tomografía eléctrica

El procedimiento de generación de una *Tomografía Eléctrica* mediante inversión, parte de los datos de resistividad aparente medidos, representados en forma de pseudoperfil o pseudosección. A continuación se genera un modelo hipotético de resistividades verdaderas del subsuelo, y resolviendo lo que se define como “cálculo del problema directo”, se llega al modelo de resistividades aparentes que se derivaría del mismo. Estas resistividades aparentes se comparan con las realmente medidas, y se calcula el error entre estos modelos. A través de este error se modifica el modelo hipotético real de resistividades verdaderas, y se repite el proceso anterior. De este modo, tras una serie de iteraciones, se consigue un modelo de resistividades verdaderas del subsuelo que da explicación a las resistividades aparentes medidas (Arlandi, 2005).

La *Figura 26* describe gráficamente el procedimiento de inversión desarrollado para la generación de una *Tomografía Eléctrica*.

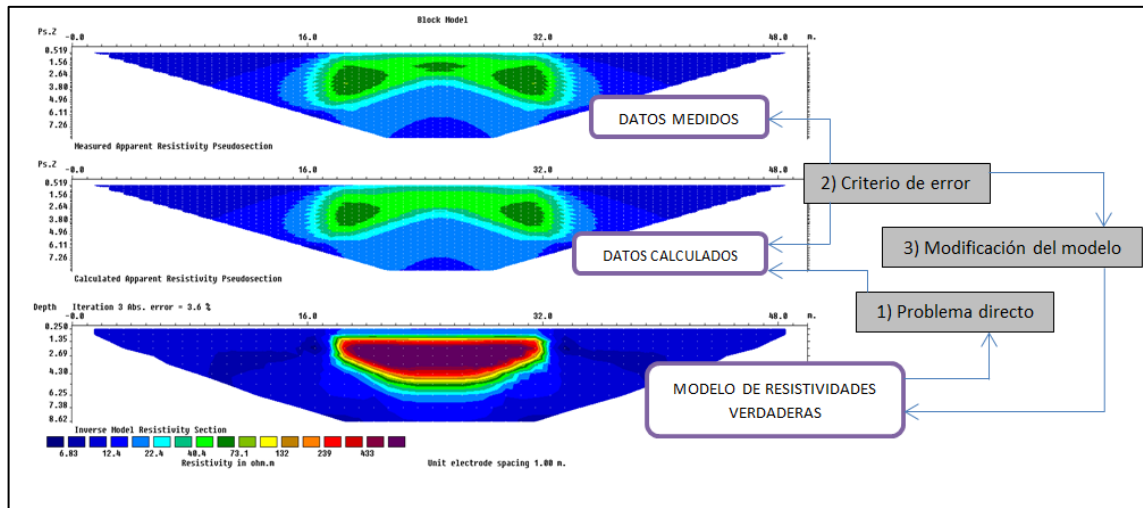


Figura 26. Etapas del procedimiento de inversión eléctrica.

5.2. Metodología para la construcción de perfiles de resistividad aparente: pseudoperfiles (pseudosecciones)

Para llevar a cabo las mediciones de los valores de resistividad aparente en un sondeo eléctrico 2D se utiliza el método de pseudosección. La ubicación horizontal del punto de medición se ubica en el medio entre los electrodos del arreglo o dispositivo geoelectrónico utilizado. La ubicación vertical del punto de medición se dispone a una distancia que es proporcional a la separación entre los electrodos.

La pseudosección calculada ofrece una representación aproximada de la distribución de resistividad del subsuelo. Sin embargo la pseudosección entrega una vista deformada del subsuelo, porque la forma de los contornos depende del tipo de arreglo o configuración electródica utilizada, así como también, de la resistividad del subsuelo. Un error común es usar la pseudosección como una imagen final de resistividad verdadera del subsuelo para realizar una interpretación.

El conjunto de datos de resistividad aparente (ρ_a) es utilizado para la construcción de una pseudosección de (ρ_a) (Haltof, 1957, citado en Nely, 2010) los cuales muestran una representación aproximada de la variación de la resistividad en el

subsuelo la cual involucra datos de ρ transversales como una sección a profundidad, donde cada valor de ρ_a es graficado como si fuera la ρ verdadera de un punto inmediatamente bajo el centro del arreglo de electrodos en una propiedad proporcional al espaciamiento de los electrodos a (Edwards, 1977, citado en Nely, 2010).

La metodología de campo utilizada para tomar los datos de resistividad aparente en una tomografía eléctrica con los dispositivos o arreglos Wenner, Schlumberger o Dipolo-Dipolo tienen en común, que el espaciamiento entre cada electrodo es constante; y se diferencian en la manera en que va cambiando de posición los electrodos de corriente A y B y de potencial M y N.

5.2.1. Tomografía Eléctrica con arreglo tipo Wenner

La configuración inicial del arreglo es igual al descrito en la *Sección 5.3.2* sólo que en la primera estación se registran todos los valores de resistividad aparente correspondiente al nivel 1 ($n=1$) producto del movimiento lateral del dispositivo, y así sucesivamente. Para realizar las medidas en el primer nivel se utilizan los primeros cuatro electrodos donde los electrodos 1 y 4 son los de corriente y los electrodos 2 y 3 son los de potencial (*Figura 27*); para la segunda medida del $n=1$ se utilizan los electrodos 2, 3, 4 y 5, donde los electrodos 2 y 5 son los de corriente y los electrodos 3 y 4 son los de potencial y así sucesivamente hasta culminar las mediciones del primer nivel. Para realizar las mediciones en el segundo nivel ($n=2$), se utilizan los electrodos 1, 3, 5 y 7 donde los electrodos de corriente son el 1 y el 7 y los de potencial son los electrodos 3 y 5, nótese que en este caso la separación entre A – M, M – N y N – B es $2a$. Se repite el procedimiento hasta registrar la totalidad de las mediciones.

En general, el dispositivo Wenner es bueno resolviendo cambios verticales de resistividad (estructuras horizontales), pero relativamente pobre en detectar los cambios horizontales (estructuras verticales). Una de las desventajas de este dispositivo para sondeos 2D es que la cobertura horizontal es relativamente pobre

cuando el espaciamiento entre electrodos se aumenta (López *et al.*, 2003).

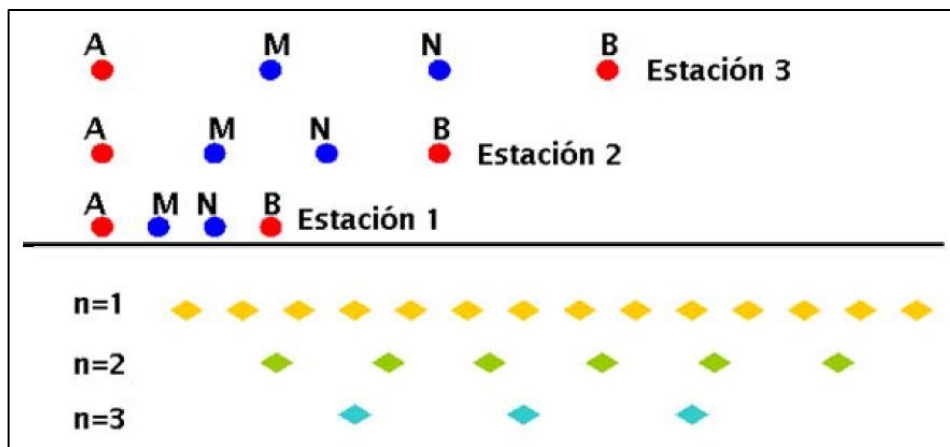


Figura 27. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Wenner. Tomado de Molina, 2006.

5.2.2. Tomografía Eléctrica con arreglo tipo Schlumberger (Wenner-Schlumberger)

Es llamado así por el movimiento lateral que se le aplica al arreglo clásico Schlumberger. En la primera estación se puede observar que se comporta como el dispositivo Wenner.

La metodología de adquisición es idéntica que la explicada para el dispositivo Wenner pero en este caso el factor “na” es la distancia entre los electrodos A – M y N – B. En la *Figura 28* se muestra como serían las medidas para n=1, n=2 y n=3.

Este conjunto es moderadamente sensible a estructuras horizontales y verticales. En áreas en donde ambos tipos de estructuras geológicas son esperadas, este conjunto puede ser utilizado convenientemente. La profundidad media de investigación para este conjunto es 10% más grande que para el dispositivo Wenner para la misma distancia entre los electrodos (A y B). La señal para este conjunto es menor que para el dispositivo Wenner, pero es más alta que para el arreglo Dipolo-Dipolo (López *et al.*, 2003).

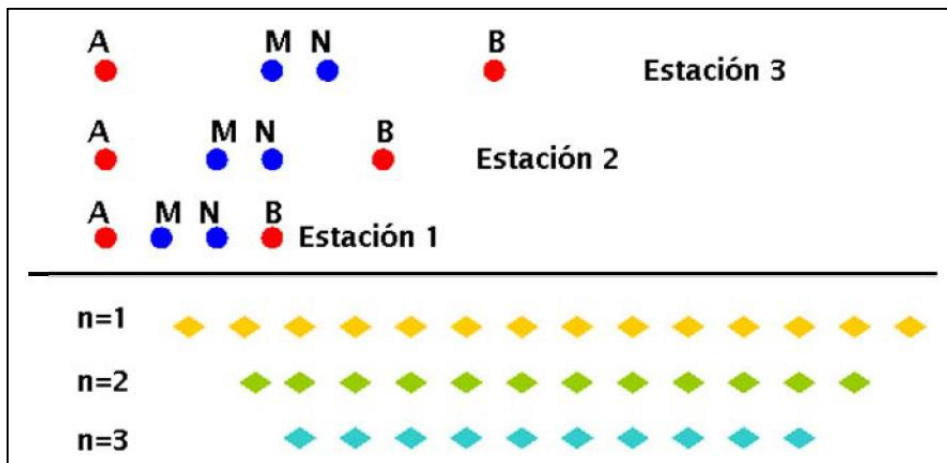


Figura 28. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Wenner-Schlumberger. Tomado de Molina, 2006.

5.2.3. Tomografía Eléctrica con arreglo tipo Dipolo-Dipolo

Conserva la estructura descrita en Sección 5.3.2 con la movilidad lateral. Para calcular una pseudosección con el arreglo Dipolo-Dipolo se colocan todos los electrodos necesarios equidistantes a lo largo de la línea de estudio. Los electrodos 1 y 2 son los electrodos de corriente y los electrodos 3 y 4 son los electrodos de potencial, en este caso la separación entre B y M es $n \cdot a$ para $n=1$; la segunda medida para este nivel consiste en utilizar los electrodos 2, 3, 4 y 5 donde los electrodos 2 y 3 son los electrodos de corriente y los electrodos 4 y 5 son los electrodos de potencial manteniéndose constante la distancia B y M, nótese que lo que se ha hecho es realizar la medición a “a” metros a la derecha del primer punto. Para realizar la medición en el segundo nivel se utilizan los electrodos 1 y 2 como electrodos de corriente y los electrodos 4 y 5 como los electrodos de potencial mientras que la separación entre B y M se incrementa a “2a” asegurando así que se está midiendo a mayor profundidad. Este procedimiento se repite hasta completar las mediciones en todos los niveles (Figura 29).

El dispositivo Dipolo-Dipolo es muy sensible a cambios de resistividad horizontal, pero relativamente insensible a cambios verticales, de modo que es útil para

detectar estructuras verticales tales como muros enterrados, cavidades y plumas contaminantes, pero relativamente pobre en estructuras horizontales tales como capas sedimentarias. Una posible desventaja de este conjunto es que la señal es muy pequeña para valores grandes del factor “n”; el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor “n”, lo que significa que para la misma corriente, el voltaje medido por el resistivímetro disminuye más de 200 veces cuando “n” aumenta desde 1 a 6 (López *et al.*, 2003).

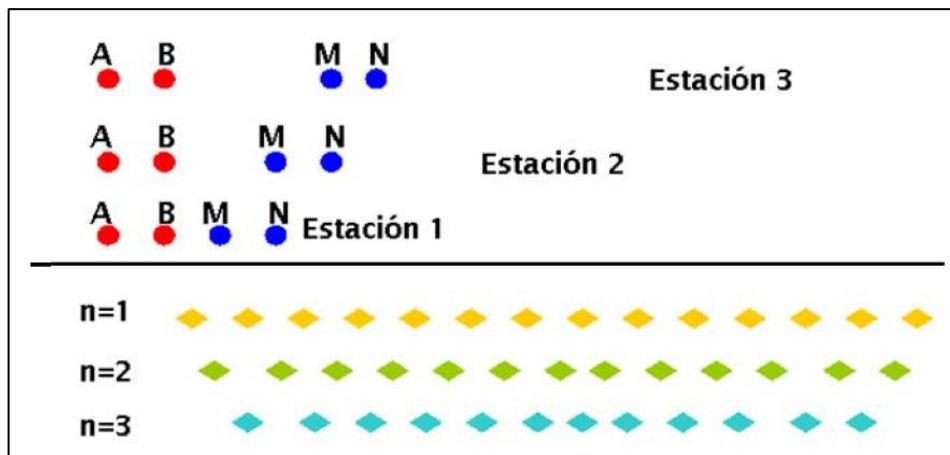


Figura 29. Secuencia de mediciones 2D con el dispositivo Dipolo-Dipolo. Tomado de Molina, 2006.

5.3. Ventajas y desventajas de los tipos de dispositivos geoelectricos

Los dispositivos geoelectricos más utilizados frecuentemente para levantamientos de sondeos de resistividad se mostraron en la Sección 5.3.2. La selección de la configuración para la ejecución de una tomografía eléctrica depende del tipo de estructura a ser estudiada, la sensibilidad del resistivímetro y el nivel de ruido de fondo de la zona de estudio.

En la Tabla 3 se presentan las principales características de cada uno de los dispositivos geoelectricos que deben considerarse para la elección de la configuración para un sondeo de campo.

Tabla 3. Ventajas y desventajas de los tipos de dispositivos geoelectricos. Tomado de Nely, 2010.

Dispositivo geoelectrico	Ventajas	Desventajas	Relación Señal/Ruido
Dipolo-Dipolo	Arreglo simétrico. Minimiza el acoplamiento inductivo entre electrodos de corriente y potencial. La profundidad de penetración no depende de la geometría, sino del contraste de resistividades.	Resolución vertical (estructuras horizontales) pobre. Sensibilidad al ruido geológico. La resistencia de contacto de los electrodos móviles es más crítica que el polo-polo.	Pobre (intensidad de la señal débil)
Schlumberger	Arreglo simétrico. Excelente para medios estratificados. La profundidad media de investigación es aprox. 10% mayor que el Wenner para la misma distancia entre electrodos.	Menor cobertura horizontal que el Dipolo-Dipolo, pero mayor que el Wenner. Espaciamiento de electrodos de potencial es pequeño comparado con el de corriente, significa que es muy sensible a las mediciones.	Regular (intensidad de la señal media)
Wenner	Sensible a las mediciones con respecto a los espaciamientos entre electrodos. Sensitiva a cambios verticales (estructuras horizontales).	Cobertura horizontal es pobre a medida que incrementan "a". Profundidad media de investigación (moderada) de aprox. 0.5 veces el espacio "a".	Buena (intensidad de la señal es fuerte)

5.4. Profundidad de investigación

Otro método para el trazado de pseudosecciones es el que tiene en consideración la *Profundidad Media de Investigación*, definida por Edwards (1977), citado en Molina (2006). La asignación de profundidad se basa en el cálculo de los valores de sensibilidad definidos según la *Función de Sensibilidad de Frechet*.

El concepto de *profundidad de investigación* en los sondeos de resistividad lo

introdujeron Conrad y Marcel Schlumberger en 1932 y ha sido discutido posteriormente por muchos autores para diversos arreglos y estructuras (Barker, 1989, citado en Molina, 2006). Se han definido distintos procedimientos matemáticos para determinar la *Profundidad de Investigación* de los dispositivos geoelectricos, basados generalmente en la *Función de Sensibilidad de Frechet*. Esta función valora el grado en el cual un cambio de resistividad del terreno del subsuelo provoca una variación en el potencial medido en los electrodos del dispositivo geoelectrico.

Para explicar el concepto de *Profundidad de Investigación* de un dispositivo geoelectrico, se exponen a continuación los resultados que se originan de la *Función de Sensibilidad de Frechet* para el caso de un modelo 1D con un dispositivo Polo-Polo, el cual es el matemáticamente más sencillo.

Las conclusiones del estudio de este caso sencillo son generalizables a medios bidimensionales o tridimensionales, y con otros dispositivos geoelectricos.

Para el caso de un medio continuo, de disposición horizontal, la *Función de Sensibilidad de Frechet* unidimensional tiene la forma:

$$F_{1D}(z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dz$$

donde "a" es la distancia de separación entre los electrodos de corriente y de potencial, en un dispositivo Polo-Polo.

La expresión fue integrada por Roy y Apparao (1971), citado en Arlandi (2005), obteniendo la fórmula que se incluye a continuación, denominada *Función Característica de Investigación*, o de *Sensibilidad*:

$$F_{1D}(z) = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2 + 4z^2)^{1.5}}$$

Se ha representado gráficamente la función característica de investigación, para $a = 10$. La gráfica recoge en el eje de las ordenadas los valores de la función de sensibilidad, y en el eje de las abscisas la relación Z/a entre la profundidad “Z” y la separación “a” entre el electrodo de corriente y el de potencial. La sensibilidad empieza de cero, hasta alcanzar un máximo a una profundidad $Z = 0,35a$. A partir de dicho punto, su valor desciende asintóticamente hasta hacerse nulo. Algunos autores han considerado dicho máximo como la *profundidad de investigación* del dispositivo. Sin embargo Edwards (1977), citado en Arlandi (2005), ha demostrado que es más útil considerar el valor de la *profundidad media de investigación* (Z_e), que es la profundidad que en la *Figura 30* divide el área bajo la curva en dos mitades iguales. El significado físico de la esta profundidad Z_e es muy importante. Se trata del valor de la profundidad en el cual el tramo de subsuelo comprendido entre la superficie y dicha profundidad tiene la misma influencia en el potencial medido (y por tanto en la resistividad) que el tramo de subsuelo que está por debajo de ella. Este valor Z_e nos indica aproximadamente la profundidad hasta la que podemos observar el subsuelo con un determinado dispositivo geoelectrico. Esta profundidad no depende de la resistividad aparente medida (Loke, 2012).

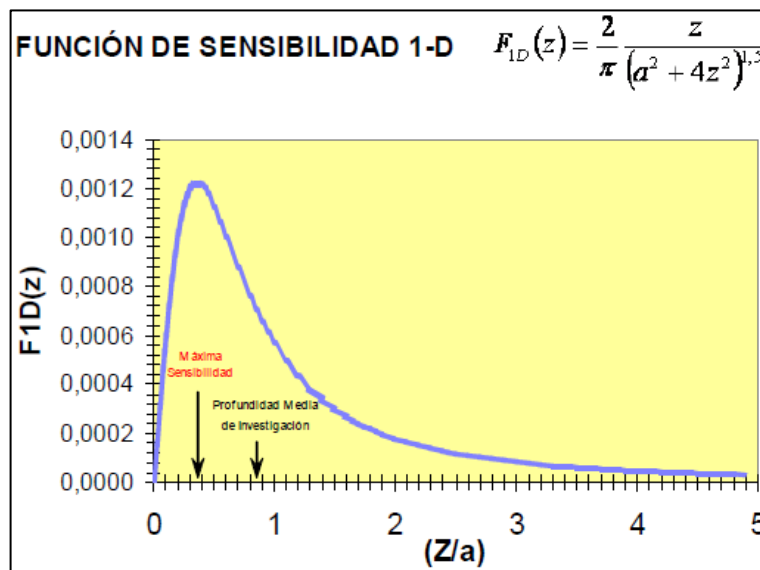


Figura 30. Función de sensibilidad. Tomado de Arlandi, 2005.

Diversos autores han empleado la función de sensibilidad para determinar las propiedades penetrativas de los distintos tipos de dispositivos geoelectricos en problemas bidimensionales. Edwards (1977), citado en Nely (2010), ha publicado unas tablas en las que se estima la profundidad media de investigación Z_e , en función de los parámetros geométricos del dispositivo:

Tabla 4. Profundidad de investigación para diversos dispositivos geoelectricos. Tomado de Nely, 2010.

Dispositivo geoelectrico	Nivel de investigación	Z_e/a	Z_e/L
Dipolo-Dipolo	n=1	0.416	0.139
	n=2	0.697	0.174
	n=3	0.962	0.192
	n=4	1.22	0.203
	n=5	1.476	0.211
	n=6	1.73	0.216
	n=7	1.983	0.22
	n=8	2.236	0.224
	n=20	5.25	0.239
	∞ arreglo ideal	-----	0.25
Schlumberger	Ideal $a \rightarrow 0$	-----	0.912
	L=40a	7.66	0.912
	L=20a	3.82	0.191
	L=10a	1.90	0.190
Wenner		0.519	0.173
Wenner-Schlumberger	n=1	0.52	0.173
	n=2	0.93	0.186
	n=3	1.32	0.189
	n=4	1.71	0.190
	n=5	2.09	0.190
	n=6	2.48	0.190

Donde n: factor de separación; a: separación entre electrodos; L: longitud total del perfil; Z_e : profundidad media de investigación.

Por ejemplo, en un dispositivo Wenner de 300 m, la profundidad de investigación será aproximadamente $Z_e = 0.173 L = 0,173 * 300 = 52$ m. Para un dispositivo Dipolo-Dipolo, con un espaciamento de electrodos $a = 10$ m, y un factor $n = 6$, se

obtiene una longitud de dispositivo $L = a(n+2) = 80$ m, lo que supone una profundidad media de investigación de $Z_e = 80 * 0.216 = 17$ m.

Cabe anotar que al aumentar el valor del espaciado entre electrodos se incrementa la profundidad de investigación, pero se pierde resolución, ya que al haber mayor separación entre electrodos, los puntos de la pseudosección estarán más separados.

Es importante señalar que lo expuesto es estrictamente válido solamente para subsuelos homogéneos, pero constituye una buena aproximación en la planificación de campañas de reconocimientos geoelectricos (Loke, 2012).

5.5. Teoría Básica de Inversión

El proceso de inversión genera, a partir de una pseudosección de resistividades aparentes medida en campo, un modelo de la distribución de la resistividad real del subsuelo que pueda ser considerada como una solución válida con los datos experimentales, de forma que el modelo teórico de ésta sea similar a las observaciones de campo. Esta diferencia se encuentra al calcular el error entre el modelo de resistividades calculadas y el modelo de resistividades medidas; si es mayor con respecto al valor de convergencia, rediseña otro modelo y así sucesivamente hasta que el valor sea aceptable.

La inversión de datos de resistividad aparente está basada en una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados, donde los datos pueden ser expresados en términos de la expansión de primer orden de la serie de Taylor:

$$\rho_a = F(\vec{p}) + \int_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k$$

\vec{p} es el vector de los parámetros de dimensión M. $F(\vec{p})$ es la función determinada de la resistividad aparente. Posteriormente se define la resistividad calculada,

observada y su diferencia (*Ecuación 6.1*). Se explica a continuación los términos empleados, según Nely (2010):

El *modelo matemático* es una representación idealizada del subsuelo. El modelo tiene un conjunto de parámetros del modelo que son las cantidades físicas que se estiman a partir de los *datos observados*. El *modelo de respuesta* son datos sintéticos que puede ser calculados a partir de las relaciones matemáticas que definen el modelo.

El vínculo entre la matemática de los parámetros del modelo y la respuesta del modelo 2D y 3D es resuelto por el método de diferencias finitas (Dey & Morrison, 1979, citado en Nely, 2010) o el método de elementos finitos (Silvester & Ferrari, 1990, citado en Nely, 2010). En los métodos de optimización, un modelo inicial se modifica de manera iterativa, a manera que la diferencia entre el modelo respuesta y los datos observados se reduce. El conjunto de datos observados puede escribirse como un vector columna *y* dado por (Loke, 2012):

$$y = col(y_1, y_2, \dots, \dots, y_m)$$

donde *m* es el número de mediciones. El modelo respuesta *f* puede ser escrito de forma similar.

$$f = col(f_1, f_2, \dots, \dots, f_m)$$

Los parámetros del modelo pueden ser representadas por el siguiente vector:

$$q = col(q_1, q_2, \dots, \dots, q_n)$$

donde *n* es el número de parámetros del modelo. Y *g* es la diferencia entre los *datos observados* y el *modelo de respuesta* definido por

$$g = y - f$$

$$\delta\rho_a = \rho_a^{obs} - \rho_a^{est} \quad (6.1)$$

El proceso de inversión de datos de resistividad aparente, en modelos 2D, considera un modelo compuesto por una serie de prismas bidimensionales (*Figura 31*) contiguos a los cuales se les denomina dominios (Loke & Barker, 1995, citado en De la Torre, 2010), los cuales corresponden con la distribución de los puntos de medida en la pseudosección. Para realizar el cálculo de los valores de resistividad se utiliza una subrutina de modelación directa, así como una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la rutina de inversión (Loke & Barker, 1996). Durante el proceso de inversión se adopta como criterio de convergencia el valor del error cuadrático medio (RMS) entre los datos experimentales y la respuesta del modelo actualizado en cada iteración. Si el valor del RMS o su disminución relativa se sitúan por debajo de un valor predefinido se dice que la inversión ha convergido y el proceso se considera finalizado.

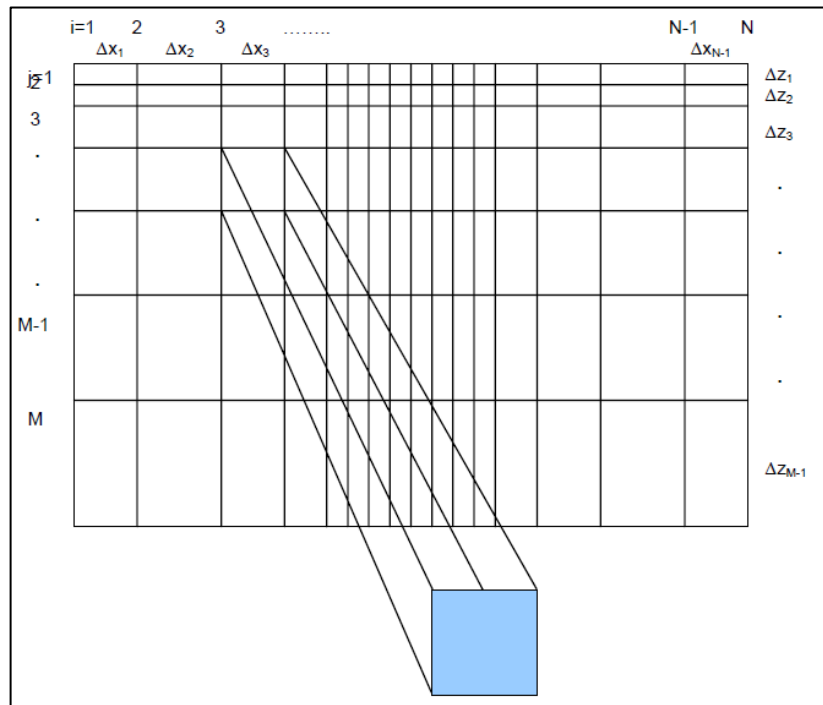


Figura 31. Diagrama de la distribución de los bloques que se toman como base para el modelado del programa de inversión. Tomado de De la Torre, 2010.

En el método de optimización de mínimos cuadrados, el modelo inicial se ha modificado de tal manera que la suma de los cuadrados del error (E), de la diferencia entre el modelo de respuesta y los datos observados, es minimizada.

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^n g_i^2$$

$$x^2 = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{(y_i - f_i)^2}{\sigma_i^2}$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} x^2}$$

El ajuste por mínimos cuadrados resulta ser un estimador de verosimilitud.

A su vez el error RMS, donde N es el número total de mediciones, también representa la bondad del ajuste para alguno de los modelos de resistividad real.

Al reducir el valor del error anterior, la ecuación de Gauss-Newton es usada para determinar el cambio en los parámetros del modelo que debe reducir (Lines & Treitel 1984, citado en Nely, 2010).

$$J^T J = \Delta q_i = J^T g \quad (6.2)$$

Donde, Δq es el vector de parámetros del modelo de cambio y J es la matriz en derivadas parciales (de tamaño $m \times n$). Los elementos de la matriz Jacobiana son dadas por:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j}$$

que es el cambio en la respuesta del modelo (i-th), debido a un cambio en j-th de los parámetros del modelo. Después de calcular el vector de cambio de

parámetros, un nuevo modelo es obtenido:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k$$

En la práctica, la matriz producto $J^T J$ puede ser singular, ya que rara vez la ecuación simple de mínimos cuadrados se utiliza, y por lo tanto la ecuación de mínimos cuadrados no tiene una solución para Δq . El vector de cambio de parámetro calculado utilizado en la *Ecuación (6.2)* puede tener componentes que sean demasiado grandes, por lo cual el nuevo modelo calculará valores que no sean realistas. Un método común para evitar este problema es la modificación de Marquardt-Levenberg (Lines & Treitel, 1984, citado en Nely, 2010) a la ecuación de Gauss-Newton que se da por:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g$$

donde I es la matriz identidad, λ es el factor Marquardt o factor de amortiguamiento. El factor de amortiguamiento limita el rango de valores de los componentes del vector de cambio de parámetro. Si bien el método de Gauss-Newton intenta minimizar la suma de cuadrados del vector de discrepancia solamente, la modificación de método de Marquardt-Levenberg también minimiza una combinación de la magnitud del vector de discrepancia y el parámetro de vector de cambio.

El método ha sido utilizado con éxito en la inversión de los datos de resistividad para número pequeño de capas. Sin embargo, cuando el número de parámetros del modelo es grande, como en 2D y 3D, el modelo de inversión consiste en un gran número de celdas pequeñas, el modelo elaborado para este método puede tener una distribución irregular de resistividades en zonas falsas (Constable *et al.*, 1987, citado en Nely, 2010). Para superar este problema, la ecuación de Gauss-Newton es menos modificada con el fin de minimizar las variaciones espaciales en los parámetros del modelo (el modelo de valores de resistividad cambia de manera gradual). Este suavizamiento restringido del método de mínimos

cuadrados (Ellis & Oldenburg, 1994a, citado en Nely, 2010) incluye la siguiente forma matemática.

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k$$

Donde, $F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$

F : Matriz de suavizamiento,

J : Matriz Jacobiana en derivadas parciales,

q_k : Vector que contiene el logaritmo de los valores del modelo de resistividad,

λ : Factor de amortiguamiento,

Δq_k : Vector del modelo de perturbación,

g : Vector de diferencia (discrepancia).

C_x, C_y, C_z : Matrices de suavizamiento en las direcciones (x, y, z).

$\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$: Filtros de suavizamiento en las direcciones (x, y, z).

6. MARCO GEOLÓGICO

El sector Floreña NW 6 se encuentra localizado en el Cinturón Plegado y Fallado del Piedemonte de la Cordillera Oriental, el cual se caracteriza por presentar una actividad tectónica intensa con una dinámica compresiva evidente por sistemas de plegamiento y de fallas de cabalgamiento; donde predominan sedimentos cuya edad varía entre el Cretácico y Cuaternario Reciente, afectados por varios sistemas de fallas y deformaciones tectónicas como lo son el Sistema de Cabalgamiento de Guaicáramo al noroeste y el Sistema de Cabalgamiento de Yopal al sureste. (Geoingeniería, 2008).

Los sedimentos terciarios que afloran en el área forman una faja elongada plegada con rumbo noreste y conforman parte del flanco occidental de la estructura asimétrica plegada denominada Sinclinal de Nunchía. La secuencia está representada principalmente por capas de areniscas, arcillolitas, lodolitas y localmente por conglomerados de origen marino somero a continental. (Geoingeniería, 2008).

Las rocas aflorantes en el área de influencia del estudio geoelectrónico en el sector Floreña NW 6 están representadas por las rocas de la Formación Une (Kiu), que corresponden a rocas competentes con mayor deformación frágil (alta población de estrías de falla y diaclasas); las rocas de la Formación Carbonera (Toc), que presentan deformación dúctil, denominadas comúnmente como incompetentes; y depósitos cuaternarios coluviales (Qc), como se observa en la *Figura 32*.

La Formación Une forma escarpes prominentes constituidos por areniscas duras resistentes a los procesos erosivos desarrollando macizos rocosos continuos con geoformas atenuadas suavemente onduladas, con procesos leves de erosión y deslizamientos asociados al Sistema de Falla de Guaicáramo. El espesor reportado para las areniscas es de 760 m. La parte inferior de la formación está representada por shales carbonosos de color negro a gris, intercalados con pequeñas capas de limolitas cuarzosas y areniscas conglomeráticas de color gris

a blancas. En la parte media predominan areniscas de color blanco a pardas, conglomeráticas, en capas medias a gruesas y hacia el tope predominan areniscas cuarzosas con carbón y pirita. (Geoingeniería, 2008).

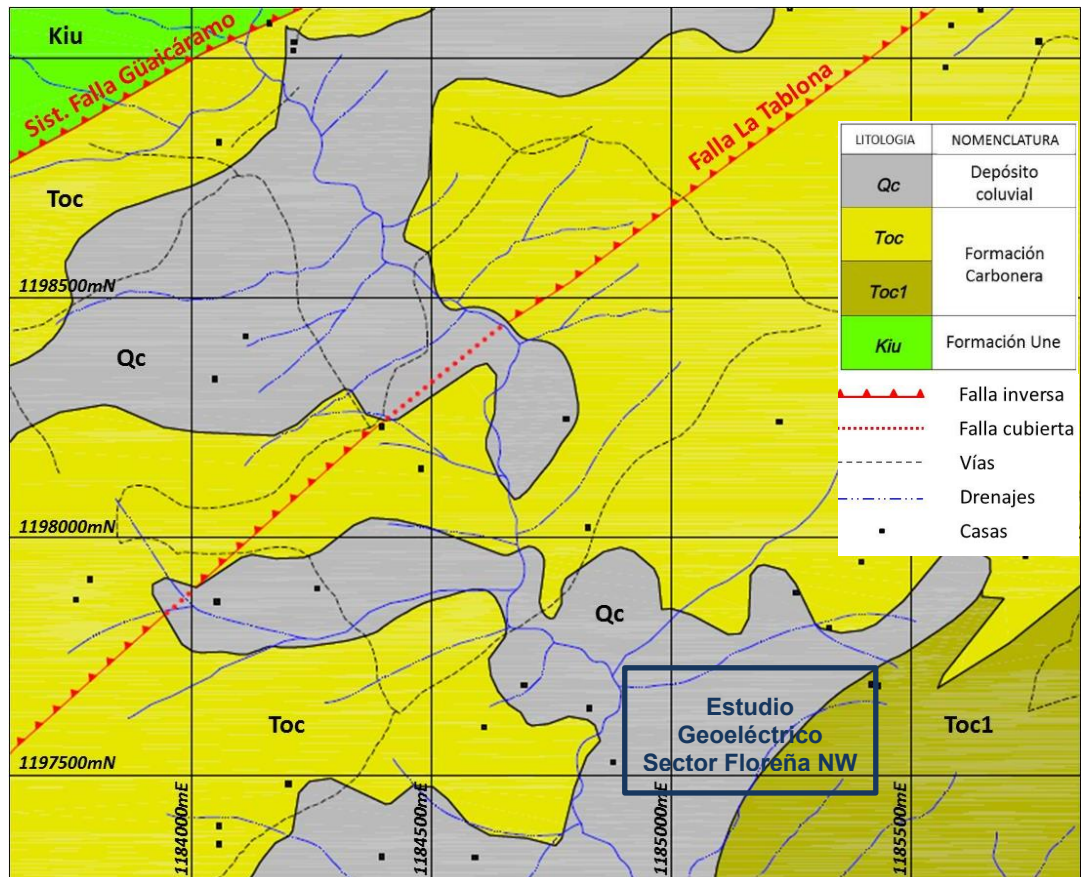


Figura 32. Mapa geológico del área de estudio. Muestra las unidades geológicas y las principales fallas cartografiadas en el área. Tomado de Geoingeniería, 2008.

La Formación Carbonera forma relieves deprimidos de laderas y cuevas donde predominan arcillolitas y salientes rocosas conformadas por areniscas friables de grano fino, imprimiéndole al paisaje geofórmulas deprimidas a manera de valles, colinas alargadas de poca altura y pequeños filos continuos, como resultado de erosión diferencial. La edad de la secuencia se ha considerado del Oligoceno. La unidad está representada por una secuencia de arcillolitas de color gris amarillento a rojizas, con alternancia de delgados estratos de areniscas cuarzosas muscovíticas de color gris a verdoso, de grano fino a medio, y limolitas lodolíticas

con esporádicos y delgados lentes de carbón con restos vegetales. La Formación se considera de ambiente marino y fluvio-marino; estructuralmente ha sido intensamente afectada por los sistemas de fallas de Guaicáramo y Yopal. El nivel Toc1 está compuesto por estratos de areniscas friables, de grano fino a medio. (Geoingeniería, 2008).

Los Depósitos Cuaternarios Coluviales se presentan como acumulaciones formadas en la base de laderas y depresiones del terreno, bajo la influencia de la fuerza gravitacional, y alineadas principalmente al rumbo de las fallas que afectan las secuencias sedimentarias. Los coluviones están constituidos por fragmentos angulares de areniscas y arcillolitas, embebidos en matriz limo-arcillosa, formando laderas de topografía ondulada a fuertemente ondulada, algunas veces en forma de lóbulos o con pequeños escarpes ocasionados por eventos erosivos y/o fenómenos de remoción en masa, presentando por lo general poco espesor y mal drenaje interno que influye en la estabilidad de las laderas. (Geoingeniería, 2008).

Bates & Jackson (1980), citado en ClubEnsayos, definen un coluvión como una masa incoherente de materiales sueltos y heterogéneos, de suelo o fragmentos de roca depositados por lavado de la lluvia, reptación o deslizamiento, los cuales comúnmente se depositan en la base de las laderas. El coluvión típico es una mezcla de fragmentos angulares y materiales finos. Los coluviones generalmente consistentes de mezclas heterogéneas de suelo y fragmentos de roca que van desde partículas de arcillas hasta rocas de varios decímetros de diámetro, se les encuentra a lo largo de las partes bajas de los valles o a mitad de talud formando áreas de topografía ondulada, mucho más suave que la de las rocas que produjeron los materiales del coluvión.

Las fallas de cabalgamiento cartografiadas en el área de estudio están orientadas en dirección NE-SW. Enumeradas de oeste a este, estas fallas son: Sistema de Cabalgamiento de Guaicáramo y Falla La Tablona.

El Sistema de Cabalgamiento de Guaicáramo se localiza en el extremo

noroccidental del área y constituye una dislocación de tipo regional, de carácter inverso con rumbo aproximado $N40^{\circ}E$ con dirección SW-NE; su plano de falla principal buza hacia el NW colocando en contacto rocas de edad cretácica (Formación Une) con rocas de edad terciaria (Formación Carbonera), provocando levantamientos, plegamientos y fracturación. Este sistema limita los niveles terciarios del flanco occidental del Sinclinal de Nunchía (Geoingeniería, 2008).

La Falla La Tablona tiene dirección predominante hacia el NE, buzando hacia el NW. Su trazo se inicia en el Sistema de Guaicáramo en los alrededores del nacimiento de la quebrada La Tablona, extendiéndose hacia el noreste por más de 20 km. La falla fue clasificada como una falla de cabalgamiento que afecta los estratos de la Formación Carbonera (Geoingeniería, 2008).

7. DISEÑO Y ADQUISICIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA EN EL SECTOR FLOREÑA NW 6.

El propósito fundamental del presente estudio es definir geoelectricamente las unidades litológicas que componen el subsuelo en el Sector Floreña NW 6 mediante la técnica de la tomografía eléctrica de resistividad 2D. Por lo tanto el método nos permite evidenciar cambios en la resistividad del subsuelo, muy útil para asociar ciertos valores de resistividad reales con tipos de rocas a través de tablas que describen propiedades de las rocas y sedimentos.

Es por esto que la idea de aplicar la técnica de la tomografía eléctrica en el Sector Floreña NW 6, es para delimitar las capas geoelectricas del subsuelo y relacionar los valores de resistividad con las unidades litológicas citadas en el marco geológico.

A continuación se presenta la instrumentación, y el procedimiento de medición de los valores de resistividad eléctrica del subsuelo, utilizada en el sector Floreña NW 6, Yopal – Casanare.

7.1. Instrumentación

El equipo utilizado para la medición de los datos de resistividad fue el Terrameter ABEM LS, este equipo consta de 72 electrodos, un set de cables LUND (4 cables, con 21 salidas a un intervalo de 10 metros), dos (2) conectores de cables y 75 Jumper cable-electrodo, como se observa en la *Figura 33*.

El Terrameter ABEM LS es un avanzado sistema de adquisición de datos para mediciones de auto potencial (Self Potential SP), Resistividad (RES) y Polarización Inducida en dominio del tiempo (IP). El equipo cuenta con dos paneles laterales.

- El panel de conexiones: Todos los conectores excepto los de las fuentes externas de poder están situados en el panel de la parte derecha del

Terrameter LS. En la *Figura 34* se muestra el panel de conexiones del Terrameter ABEM LS.



Figura 33. Equipo utilizado para la medición de los datos de resistividad. Tomado de ABEM.

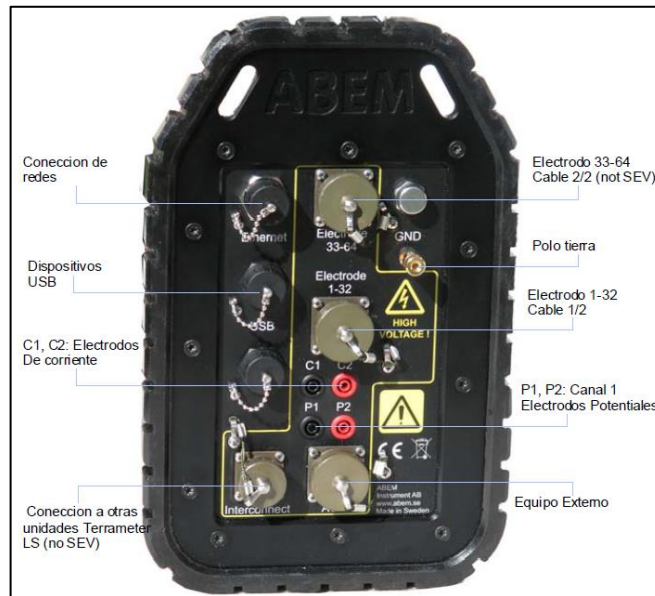


Figura 34. Panel de conexiones del Terrameter LS. Tomado de ABEM.

Los conectores:

Etiqueta	Función
USB	Conexión para USB, teclados, GPS externos, etc.
Electrodo 1-32	Conector de 32-pines para los cables de electrodos (1/2)
Electrodo 33-64	Conector de 32-pines para los cables de electrodos (2/2)
C1, C2	Conexiones para los electrodos de corriente
P1, P2	Conexiones para los electrodos de potencial

- El panel de energía: El panel de energía del Terrameter LS se muestra en la *Figura 35*.



Figura 35. Panel de energía del Terrameter LS.

El botón de emergencia tiene dos posiciones posibles. La posición interior corresponde al alto de emergencia mientras que la posición exterior corresponde a la posición de operación del equipo.

La corriente sólo puede ser transmitida si el botón de emergencia está en la posición exterior. Si el botón de emergencia es oprimido durante la emisión de corriente la medición se detendrá sin cerrar la sesión de mediciones; las

mediciones podrán continuar de nuevo a medida que el botón sea devuelto a su posición exterior. El botón de emergencia retorna a su posición exterior al rotarlo en dirección de las manecillas del reloj.

El sector Floreña NW 6 presenta una inclinación hacia el sureste, por lo cual es necesario realizar una corrección topográfica conociendo las alturas de cada uno de los electrodos, para dicha actividad se utilizó un GPS GARMIN 62SC.

Frecuentemente se requiere equipo adicional para una adquisición de datos de buena calidad. La siguiente lista es un sumario de equipo adicional utilizado en la campaña de adquisición de datos:

- Batería externa
- Un set de Walkie Talkies
- Martillos de Poliuretano
- Cinta métrica no metálica

7.2. Procedimiento de medición

Los electrodos deben ser clavados en el suelo con el martillo de Poliuretano. Seguidamente, se desenrollan los cables de electrodo y se conectan los electrodos al cable. Debe asegurarse que exista un buen contacto entre el suelo y los electrodos y que los cables conectores de electrodos están en buenas condiciones y propiamente conectados.

Todos los Cables multielectrodos deben de ser desenrollados en la dirección del perfil, esto significa que la numeración de las tomas de los electrodos se incrementaran en la misma dirección en que se incrementan los números de las coordenadas.

El procedimiento descrito a continuación utiliza un Sistema Estándar de Imágenes Lund de cuatro cables con 21 tomas de electrodos cada uno.

Al usar este procedimiento, denominado roll along, se logra conseguir una alta resolución hacia los extremos de los perfiles. Esto es importante no sólo para la resolución en profundidades someras, sino que también afecta la resolución en profundidad.

En la primera estación de medición se empieza desenrollando y tendiendo tres cables solamente. Se conecta el instrumento entre los primeros dos cables. En el programa informático de adquisición de datos están designados como Cable 2, Cable 3 y Cable 4 (*Figura 36*), donde el instrumento es conectado entre Cable 2 y Cable 3, mientras que el Cable 1 es excluido en la primera estación.

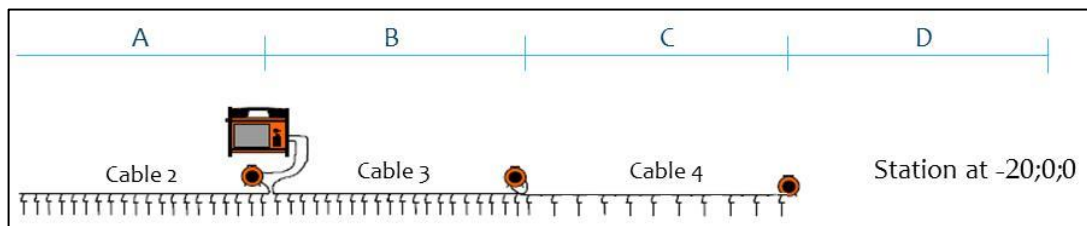


Figura 36. Arreglo de cables durante la primera estación de mediciones para un levantamiento roll along, donde el Cable 1 es excluido.

La toma de electrodo #21 del Cable 1 debe traslaparse con la toma de electrodo #1 del siguiente cable en la unión de los cables y en el tendido del centro. Las tomas de electrodos que se traslapan deben de conectarse al mismo electrodo.

Conectar los cables interiores y exteriores (Cable 3 y Cable 4, solamente en esta etapa) con un conector de cables (aparato de conexión cilíndrico). Los conectores de cables tienen una ranura para los set de cables 4x21. Debe asegurarse de conectarlos siempre en la dirección correcta: la ranura en los conectores de cable apuntan siempre en dirección al instrumento en el centro del tendido (*Figura 37*).

Conectar los electrodos en todas las tomas de electrodos del Cable 2 y Cable 3. En el Cable 4 deben conectarse solamente las tomas con los números impares, las tomas con los números pares deben permanecer desconectadas en esta estación de medición. Debe verificarse las superficies de contacto entre las tomas

del cable de electrodos, los conectores de electrodos y los electrodos por suciedad y óxido, que pueden arruinar la calidad de los datos medidos. Conectar el Terrameter LS al centro del tendido de los cables, esto es entre Cable 2 y Cable 3.

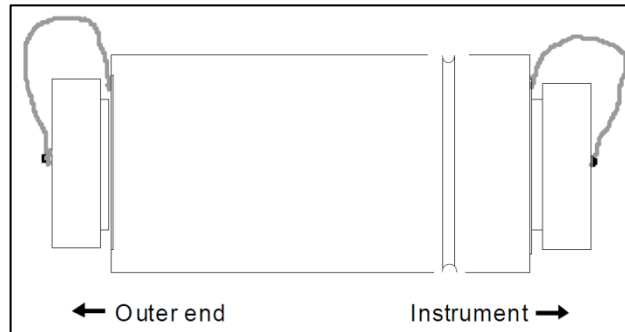


Figura 37. Conector de cables con conexiones para set de cables 4x21. Tomado de ABEM

Listo el equipo y el tendido para las mediciones en la primera estación, se debe crear ésta en el Terrameter LS. Ciertos conceptos son utilizados para manejar y administrar los datos de medición. Ellos son *Proyecto (Project)* y *Tarea (Task)*.

- *Proyecto*

Un *Proyecto* es un contenedor de *Tareas (Tasks)* de medición. Por lo general las tareas de un proyecto son del mismo sitio de estudio.

- *Tarea*

Una *Tarea* es un set de mediciones definidas por un protocolo de mediciones, para nuestro estudio utilizamos Wenner.

Cuando se crea una nueva *Tarea* el tipo de tendido (Spread) de electrodos debe de ser definido, en nuestro caso un set de cables 4x21 (cuatro cables de electrodos con 21 tomas de electrodos cada uno). Además un archivo de protocolo es seleccionado (Wenner, para nuestro estudio) y se fija la separación entre electrodos.

Para realizar las mediciones de la primera estación, es necesario crear una estación de medición.

Las coordenadas de estación de la nueva estación deben ser definidas. La coordenada de estación se refiere a la posición del primer electrodo en el tendido. El valor introducido debe ser el número de espacios de electrodos desde el primer electrodo a la posición del Terrameter LS. Para la primera estación con el Cable 1 excluido el valor debe de ser entonces -20 para obtener la posición de inicio de la pseudosección de manera correcta. El valor para la segunda estación deberá ser 0, y para la tercera estación será 20. Las coordenadas de estación son actualizadas automáticamente con el incremento correcto cuando se realiza el procedimiento roll along. Así que si en la primera estación se establece correctamente el resto continuará automáticamente.

Para un sistema de cables 4x21, el Cable 1 deberá ser excluido en la primera estación y de manera similar el Cable 4 deberá ser excluido en la tercera (o última) estación.

En la segunda estación de mediciones, todos los cuatro cables están conectados (ver *Figura 38*). El Cable 1 está conectado al Cable 2; así como el Cable 3 y el Cable 4 a través de conectores de cables, y las ranuras de los conectores deben estar dirigidas hacia el instrumento. En el Cable 1 y Cable 4, las tomas de electrodos que deben permanecer conectadas son sólo las tomas con números impares, las tomas con los números pares deben mantenerse desconectadas durante esta estación de mediciones. Conectar los electrodos en todas las tomas de electrodos del Cable 2 y Cable 3.

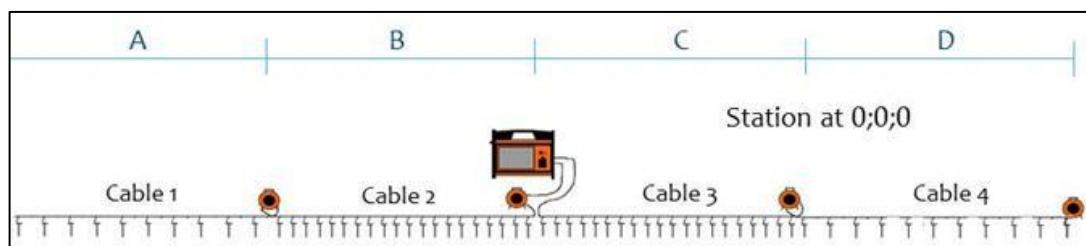


Figura 38. Arreglo de cables durante la segunda estación de mediciones para un levantamiento roll along.

Para la tercera estación de mediciones se realizará un movimiento más. Los cables de electrodos activos serán entonces Cable 1, Cable 2 y Cable 3 (ver *Figura 39*). Análogamente al Cable 4 en la primera estación, en el Cable 1 deben conectarse solamente las tomas con los números impares, las tomas con los números pares deben mantenerse desconectadas.

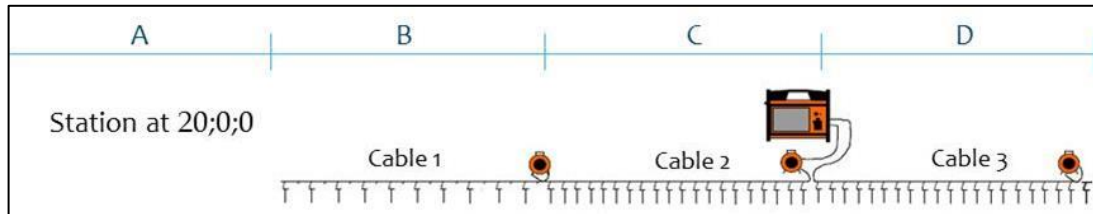


Figura 39. Arreglo de cables durante la tercera estación de mediciones para un levantamiento roll along, donde el Cable 4 es excluido.

7.3. Diseño y adquisición de datos

La adquisición de datos fue realizada por la empresa HYDROINGENIERIA S.A.S con la finalidad de construir un modelo geológico estableciendo la morfología de las unidades litológicas que hacen parte de éste.

Teniendo en cuenta el objetivo del estudio, las tomografías eléctricas de resistividad 2D fueron realizadas mediante el uso del dispositivo geoelectrico Wenner. Este dispositivo es relativamente sensitivo a cambios verticales en la resistividad del subsuelo por debajo de la línea de investigación. Sin embargo, es menos sensitivo a cambios horizontales en la resistividad del subsuelo. En general, el dispositivo geoelectrico Wenner es bueno reconociendo estructuras horizontales, pero relativamente pobre detectando estructuras verticales (Loke, 2012).

La selección de las líneas óptimas para los perfiles se determinó en la visita a campo. Se llevaron a cabo dos (2) tomografías eléctricas de resistividad 2D con una profundidad máxima de 60 metros.

Los perfiles geoelectricos se encuentran orientados en sentido SW-NE y NW-SE, cada uno con una extensión de 480 y 200 metros, y con un espaciamento de electrodos de 6 y 2.5 metros, respectivamente, como se observa en la *Figura 40*. La ubicación y extensión de los perfiles, y separación entre electrodos, se determinó tomando en cuenta las limitaciones y distribución del terreno. La localización de los perfiles realizados en campo se exhibe en la *Tabla 5*.



Figura 40. Localización de los perfiles de tomografía eléctrica realizados en el sector Floreña NW 6.

Tabla 5. Localización de los perfiles eléctricos de resistividad 2D realizados en campo.

PERFIL (SONDEO)	PUNTO INICIAL	PUNTO FINAL
1	E=1.184.947; N=1.097.543	E=1.185.387; N=1.097.700
2	E=1.184.994; N=1.097.667	E=1.185.080; N=1.097.490

8. PROCESAMIENTO DE DATOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Para obtener un modelo 2D de resistividades reales a partir de la pseudosección de resistividades aparentes obtenidas en campo, se precisa de un programa de inversión.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, estas técnicas de inversión se basan en realizar un proceso iterativo con el fin de obtener un modelo de resistividades reales, tal que el modelo de resistividades aparentes que generaría, sea lo más similar posible a la pseudosección de resistividades aparentes medida en campo.

El programa utilizado para el procesamiento de los datos de campo es el software RES2DINVx64 (versión 4.00), desarrollado por Geotomo Software, el cual se basa en la teoría de inversión descrita en la *Sección 6.5*.

El programa utiliza un modelo que consiste en un número determinado de bloques rectangulares, distribuidos aproximadamente como una pseudosección, tratando de cubrir todos los puntos de atribución del arreglo elegido (*Figura 41*).

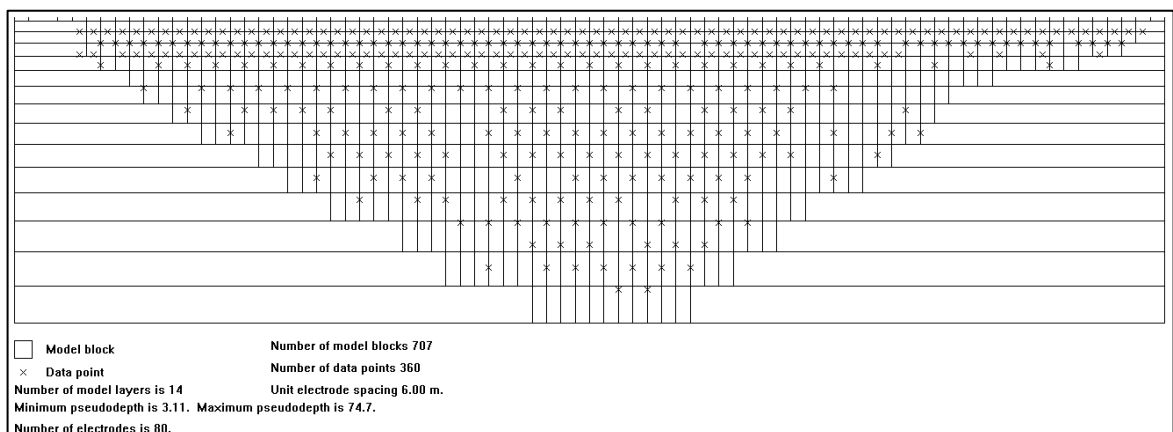


Figura 41. Modelo de bloques con puntos de atribución de resistividad aparente.

Para la inversión los datos deben estar contenidos en un archivo con extensión *.dat* para que sea posible la lectura de los mismos en el programa RES2DINV y

deben ser presentados con la siguiente estructura:

Línea 1	<i>Nombre de la línea de estudio</i>
Línea 2	<i>Espaciamiento entre electrodos [m]</i>
Línea 3	<i>Tipo de arreglo</i>
Línea 4	<i>Tipo de sub-arreglo</i>
Línea 5	<i>Título: Type of resistivity data</i>
Línea 6	<i>Tipo de medida</i>
Línea 7	<i>Número de puntos de datos</i>
Línea 8	<i>Tipo de posición horizontal</i>
Línea 9	<i>0, para indicar que no incluye datos de polarización inducida</i>
Línea 10	<i>Formato para cada punto de dato: Número de electrodos utilizados; posición horizontal y vertical de A, B, M y N; valor de resistividad aparente.</i>
Línea 11	<i>El archivo finaliza con unos pocos ceros</i>

En el *Anexo A* se encuentran los ejemplos del formato de datos adquiridos en campo. En este estudio se generaron 2 archivos de datos adquiridos con el dispositivo Wenner con topografía.

Una vez ordenado los datos de resistividad aparente en el formato requerido se procede a la inversión de los mismos. El proceso inicia con la lectura de los datos (*Figura 42*).

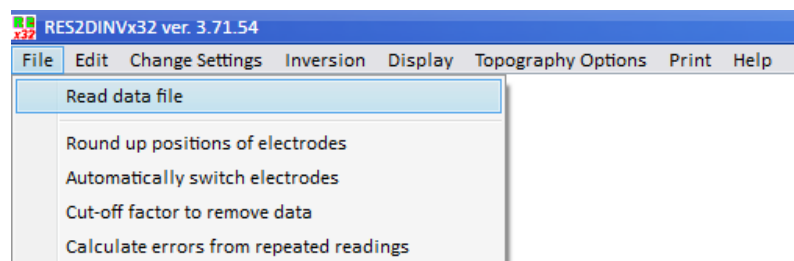


Figura 42. Opción del RES2DINV para leer archivos .dat

Una de las utilidades que brinda este software es que se puede realizar un filtrado de los datos de campo, que permite eliminar datos erróneos o ruidosos, generados por algún problema en el contacto del electrodo con el suelo, problemas con el cable debido a un corto circuito, a la presencia de un objeto extraño en el subsuelo

o al existir una señal/ruido pobre. Así que utilizando esta herramienta, lo primero que se realizó con los archivos de cada línea fue filtrarlos. El programa despliega los datos de resistividad en forma de perfiles, por niveles (*Figura 43*). El análisis de datos adquiridos en campo se realiza por medio de la opción *Exterminate bad datum points* (*Figura 44*).

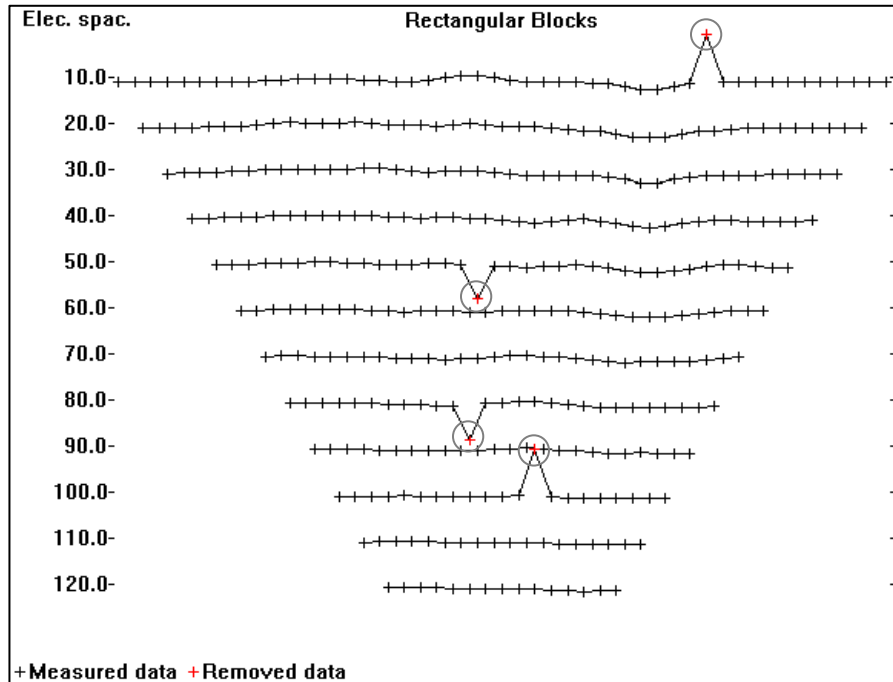


Figura 43. Ejemplo de un conjunto de datos con unos pocos puntos de datos erróneos. Tomado de Geotomo Software, 2013.

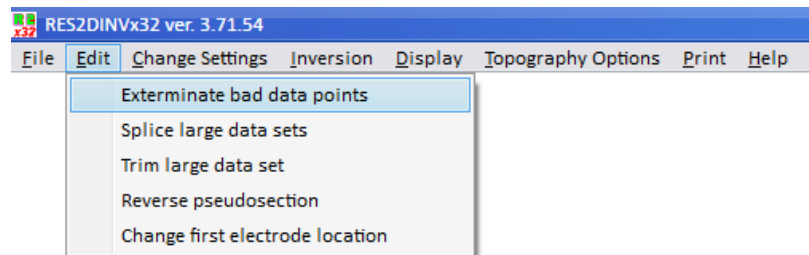


Figura 44. Opción del RES2DINV para el análisis de datos adquiridos en campo.

El proceso continúa con la definición de los parámetros de inversión, como el método de inversión, buscando una mejoría entre cada uno de los resultados, es decir, que los modelos presentaran valores de resistividad eléctrica que se

mantuvieran en un rango de valor razonable; y controlando el error entre los valores de resistividad medidos y calculados, tratando de mantener morfologías en general constantes y adecuadas en términos geológicos.

Existen básicamente dos métodos de inversión, el cual es seleccionado teniendo en cuenta el objetivo del estudio.

1. Block inversión method
2. Smoothness-constrained inversión method

El *Block inversion method* ofrece buenos resultados para aquellas situaciones en las que el terreno presente grandes contrastes de resistividades, es decir que tengamos regiones en donde la resistividad sea homogénea en su interior, y a su vez muy diferenciada con respecto a las regiones adyacentes. Esto lo convierte en un método ideal para la delimitar con bastante precisión la geometría de cuerpos con resistividades muy diferenciadas entre sí.

El *Smoothness-constrained inversion method* es en realidad el método de inversión óptimo para el análisis de problemas en donde tengamos variaciones graduales de resistividad en el terreno, como por ejemplo en filtraciones de agua o vertidos de contaminantes.

En el caso de nuestro estudio en el sector Floreña NW 6 se utilizó la inversión robusta (*Block inversion method*). En el software RES2DINV, en la opción *Select robust inversion* (Figura 45) se puede seleccionar la inversión robusta, la cual discrimina los datos que no se encuentran dentro de un rango razonable de acuerdo al resto de los valores, por lo que es menos sensible a los datos ruidosos que pudieran persistir después de haber sido editados.

Otro de los parámetros que se pueden variar es el valor del factor de amortiguamiento para asegurar la convergencia de la solución del modelo. Se recomienda un valor de más de 0.15 para datos ruidosos y menores para datos

limpios. Este factor se puede incrementar de acuerdo a la profundidad, considerando que generalmente los datos superficiales son los de mayor resolución y menos problemáticos debido a que la señal es más fuerte y la sensibilidad de los electrodos en esa zona es mayor, por lo que el valor del factor de amortiguamiento podría aumentar proporcionalmente a la profundidad para contrarrestar el efecto que la distancia tiene sobre la calidad de los datos (De la Torre, 2010). Tomando en cuenta las consideraciones anteriores para la inversión de los datos el valor del factor de amortiguamiento fue 0.15, que es el valor que el programa tiene predeterminado (Figura 46).

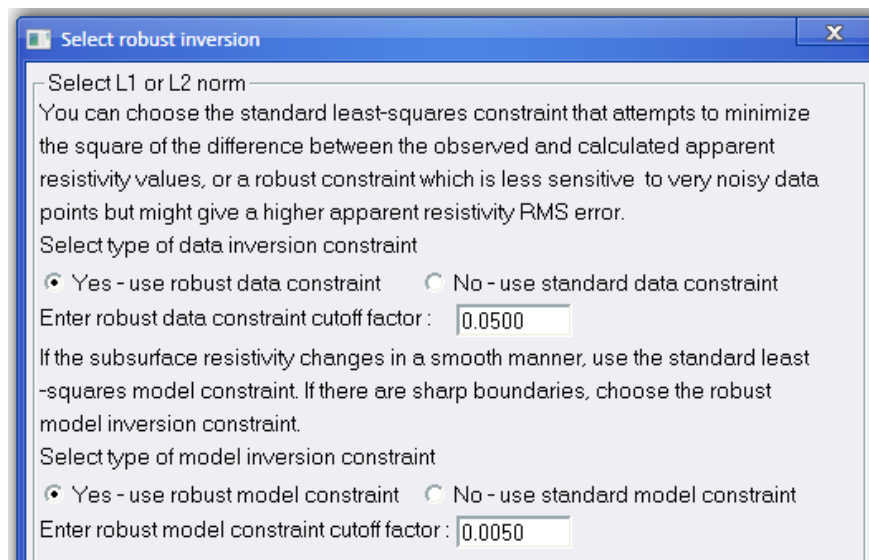


Figura 45. Ventana de dialogo del RES2DINV para seleccionar el método de inversión robusta.

Debe definirse un límite mínimo del factor de amortiguamiento con el objetivo de estabilizar el proceso de inversión. Este valor usualmente es la décima parte del valor de factor de amortiguamiento inicial (Geotomo Software, 2013).

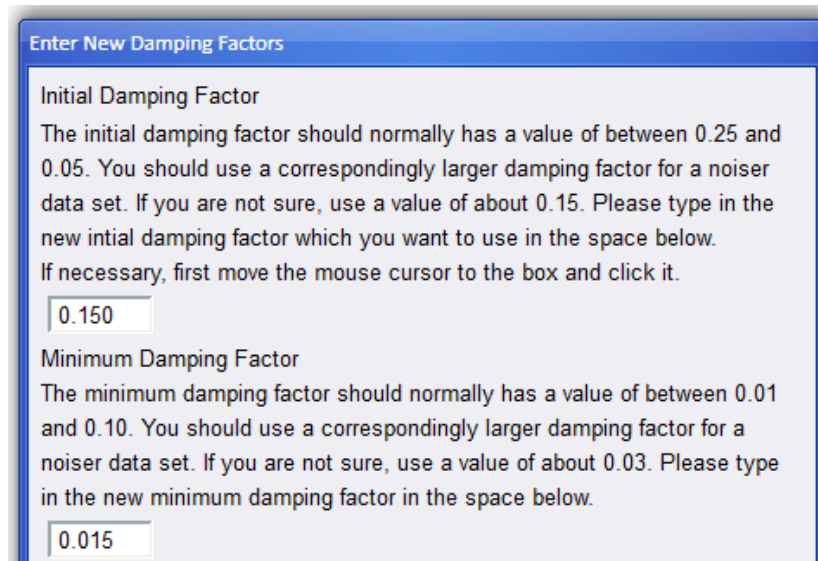


Figura 46. Ventana de dialogo del RES2DINV para definir el factor de amortiguamiento.

Como siguiente paso, en la definición de los parámetros del proceso de inversión, debe seleccionarse el método para resolver el modelo directo (Figura 47).

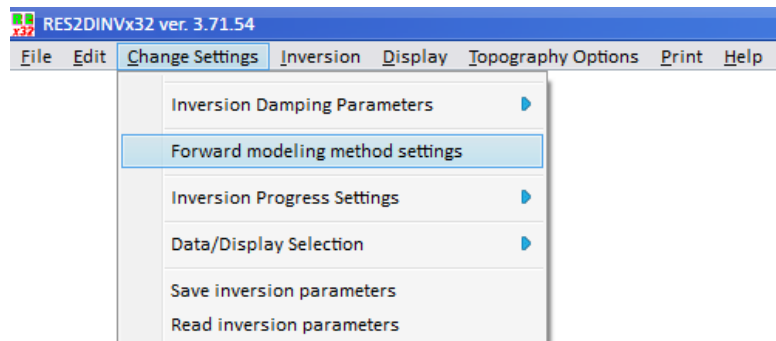


Figura 47. Opción del RES2DINV para seleccionar el método de resolución del modelo directo.

Para el estudio geoelectrico en el sector Floreña NW 6 se escogió el método de los elementos finitos (Figura 48), ideal en el caso de tener topografía irregular. Geotomo Software (2013), establece que si existen datos de topografía debe obligatoriamente utilizarse el método de los elementos finitos.

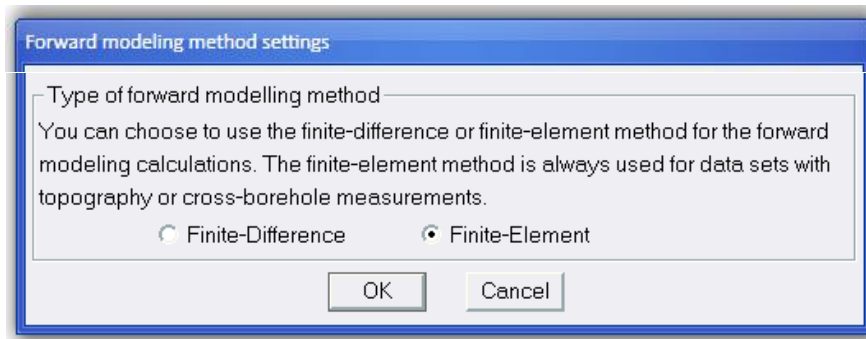


Figura 48. Ventana de dialogo del RES2DINV para seleccionar el método de resolución del modelo directo.

El software incluye un menú para establecer el tipo de modelado topográfico *Topography Options* (Figura 49).

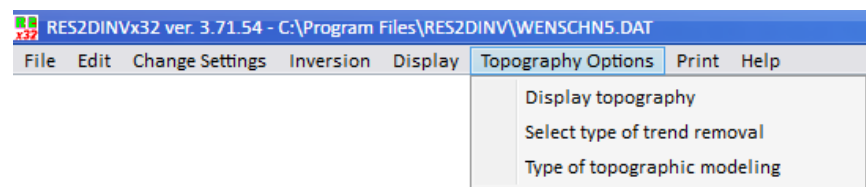


Figura 49. Menú del RES2DINV para establecer el tipo de modelado topográfico.

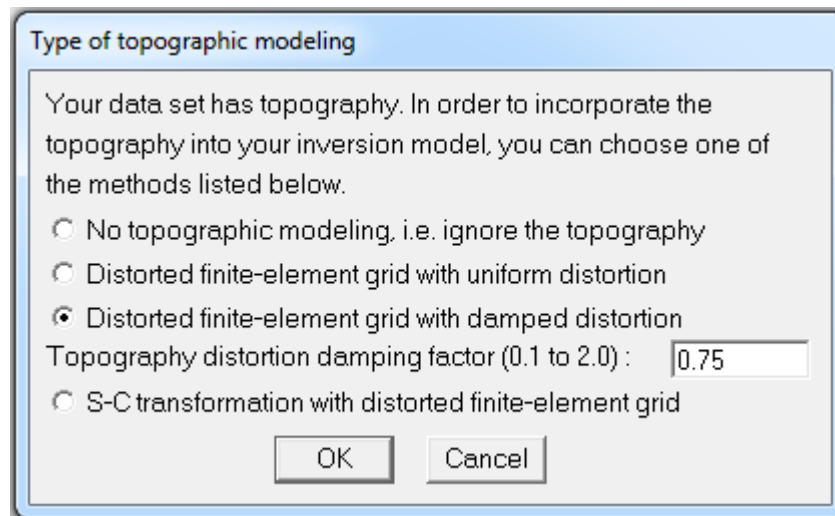


Figura 50. Ventana de dialogo del RES2DINV para establecer el tipo de modelado topográfico.

Para modelar los datos adquiridos en campo se utilizó el método S-C

transformation with distorted finite-element grid (Figura 50), el cual usa el método de transformación Schwarz-Christoffel para calcular la distorsión en las capas del subsuelo. Es probablemente el mejor método que produce una sección de resistividades más “natural” en casos con una amplia curvatura topográfica (Geotomo Software, 2013).

Al haber modificado los parámetros de inversión de datos, se procede a ésta. Este proceso se inicia al dar clic en la opción *Carry out inversión (Figura 51)*.

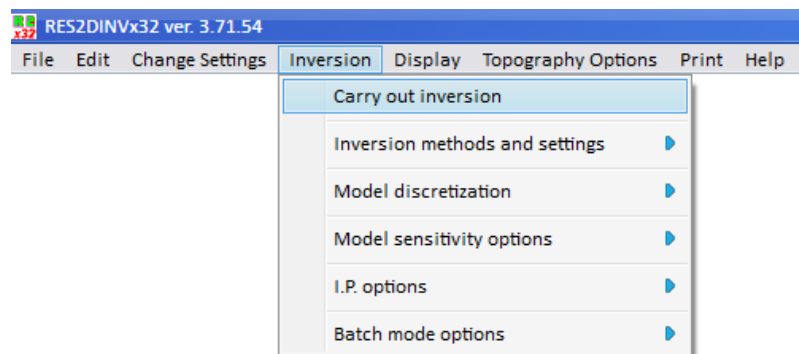


Figura 51. Opción del RES2DINV para iniciar el proceso de inversión de datos.

La modificación de los parámetros de inversión depende de cómo el procesador percibe los datos y del conocimiento acerca de la función de los parámetros, así como la presentación que se quiere dar a los modelos, la morfología no cambia al modificar los valores de los parámetros, sin embargo es posible la disminución del error entre la resistividad medida y la calculada y la obtención de valores de resistividad más coherentes (De la Torre, 2010).

Después de concluido el proceso de inversión de datos de resistividad aparente a valores de resistividad real, se despliega el resultado del mismo: la pseudosección de los datos adquiridos en campo (pseudosección de resistividades aparentes medidas), la imagen de la pseudosección de resistividades aparentes calculada y la imagen del modelo de resistividades reales. También se puede observar la diferencia entre los datos medidos y los calculados (RMS-error).

9. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de las tomografías eléctricas de resistividad 2D para los perfiles levantados en campo son mostrados como imágenes de la variación de resistividad real en profundidad y extensión. Durante la campaña de campo se llevaron a cabo dos perfiles geoelectricos con características diferentes, como se puede observar en la *Tabla 6*. En la *Figura 52* y *53* se exhiben los resultados obtenidos del proceso de inversión de los datos de resistividad aparente adquiridos en campo, que corresponden a los perfiles geoelectricos de acuerdo a la distribución mostrada en el *Capítulo 8*. En el *Anexo B* se encuentran los archivos de datos en el debido formato de lectura del RES2DINV de cada uno de los perfiles geoelectricos mencionados.

Tabla 6. Características de los perfiles geoelectricos desarrollados.

Perfil (Sondeo)	Longitud (m)	Espaciamiento interelectrodos (m)	Profundidad Max (m)	RMS-error (%)
1	480	6	80	6.9
2	200	2.5	35	3.0

Los perfiles geoelectricos con corrección topográfica se pueden observar en la *Figura 54* y *55*.

Con los resultados de la inversión de los datos de resistividad aparente adquiridos en campo se puede dar paso a la interpretación de los mismos.

Las anomalías geofísicas se interpretan en términos de modelos geoelectricos simplificados, suponiendo que las propiedades físicas son homogéneas dentro de cada uno de los cuerpos (Barker, 1992, citado en Nely, 2010). Por tal motivo, la interpretación sólo representa una aproximación de las condiciones geológicas y estructuras que involucran un cambio en las propiedades del medio, de acuerdo a los objetivos de interés.

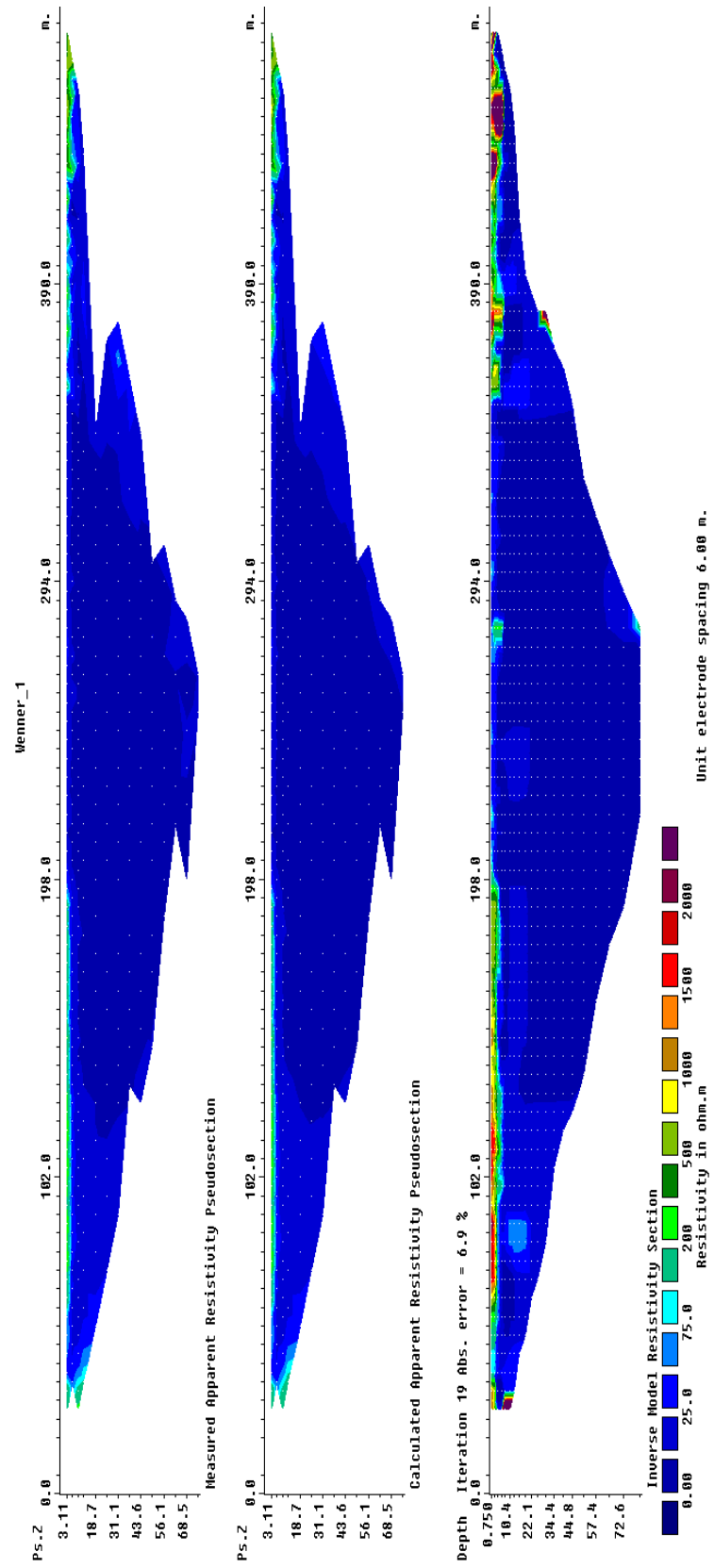


Figura 52. Proceso de inversión – Perfil geoelectrico 1

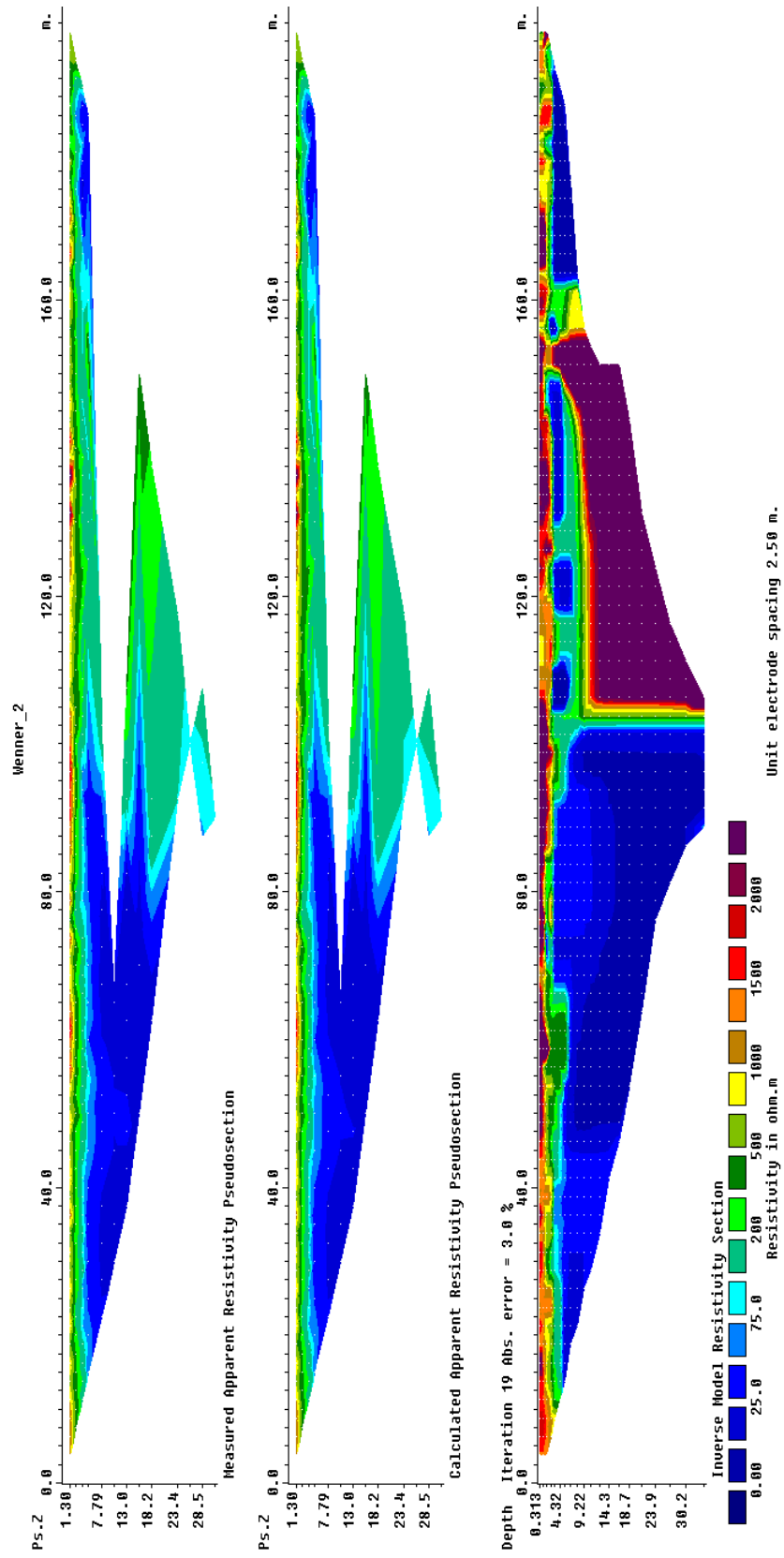


Figura 53. Proceso de inversión – Perfil geoelectrico 2

En la sección de resistividad 2D para el *Perfil 1* (*Figura 54*) se observa la existencia de dos capas de resistividad media (entre 100 y 2000 ohm·m) en la superficie y los extremos del perfil, con un espesor entre 5 y 10 metros, lo cual podría ser interpretado como depósitos coluviales conformados principalmente por fragmentos angulares de areniscas y arcillolitas, embebidos en una matriz limo-arcillosa (Qc). El amplio rango de resistividades que se observa en los depósitos coluviales está relacionado a la mezcla heterogénea de fragmentos de roca que lo conforman, que van desde partículas de arcillas hasta rocas de varios centímetros de diámetro. En el área ubicada entre 198 - 354 metros de extensión se puede identificar la ausencia de estos depósitos. En la figura se logró identificar que los valores de resistividad predominantes en el área del perfil se encuentran entre 5 y 100 ohm·m, los cuales se pueden interpretar geológicamente como una secuencia típicamente arcillosa con alternancia de areniscas, limolitas y arcillolitas de la Formación Carbonera (Toc), la cual se encuentra suprayacida por los depósitos coluviales en los extremos del perfil y aflora en superficie en el centro del mismo.

En el *Perfil 2* (*Figura 55*), se puede identificar una capa superficial que posee entre 3 y 6 metros de espesor, ubicada a lo largo del perfil. Esta capa posee valores de resistividad entre 100 y 2000 ohm·m, los cuales se podrían interpretar como depósitos coluviales (Qc) con características semejantes a los descritos en el *Perfil 1*. Por debajo de esta capa se logra observar un horizonte con un contraste de resistividades a partir los 105 metros de extensión y a una profundidad de 9 metros. En el horizonte se encuentra una anomalía de resistividades altas (> 2000 ohm·m) ubicada en la parte inferior derecha de la figura, lo cual podría ser interpretado como areniscas friables de grano fino a medio descritas como un miembro de la Formación Carbonera (Toc1), según la información geológica consultada en el informe *Estudios y diseños de la locación y vía de acceso Floreña T*, realizado por GEOINGENIERIA (2008).

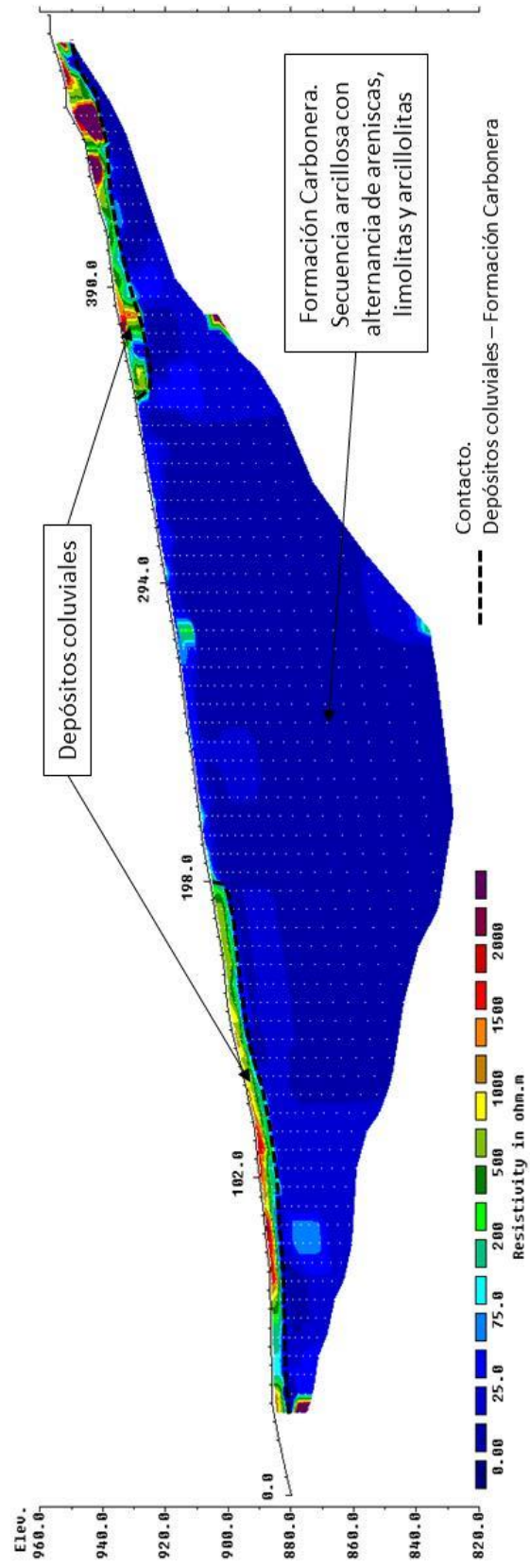


Figura 54. Modelo de resistividad 2D – Perfil 1.

En el lado opuesto de la anomalía resistiva, podemos identificar un área que se encuentra subyaciendo a los depósitos coluviales y posee valores de resistividad bajos (entre 5 y 200 ohm·m), que podrían interpretarse como una secuencia típicamente arcillosa con alternancia de areniscas, limolitas y arcillolitas de la Formación Carbonera (Toc). Por lo tanto, se logra identificar una variación lateral marcada de los valores de resistividad que podría estar relacionada con un cambio litológico entre dos unidades de la Formación Carbonera (Toc - Toc1) puestas en contacto posiblemente por acción de una falla geológica.

Es importante anotar que los perfiles obtenidos corresponden a nuestra mejor interpretación de los datos obtenidos en campo por métodos reconocidos de investigación geofísica, y debe tenerse en cuenta que, por su naturaleza interpretativa, los resultados mostrados son susceptibles de revisión y modificación a la luz de nuevos datos obtenidos por métodos directos de investigación.

De acuerdo a la interpretación de los resultados de las tomografías eléctricas de resistividad 2D, se detectaron contrastes en los valores de resistividad, los cuales corresponden a cambios en la litología de la sección estudiada. Estos cambios en los valores de resistividad permiten definir el contacto entre depósitos coluviales (Qc) y una secuencia típicamente arcillosa con alternancia de areniscas, limolitas y arcillolitas correspondiente a la Formación Carbonera (Toc). Adicionalmente se identificó una falla geológica la cual pone contacto dos unidades de la Formación Carbonera Toc - Toc1 (cartografiadas por GEOINGENIERIA, 2008).

Los depósitos coluviales (Qc), generalmente consisten en mezclas heterogéneas de suelo principalmente constituidos por fragmentos angulares de areniscas y arcillolitas, embebidos en una matriz limo-arcillosa (GEOINGENIERIA, 2008). Basado en la interpretación de los datos de resistividad obtenidos en campo podemos identificar la presencia de dichos depósitos sobre la mayoría de la

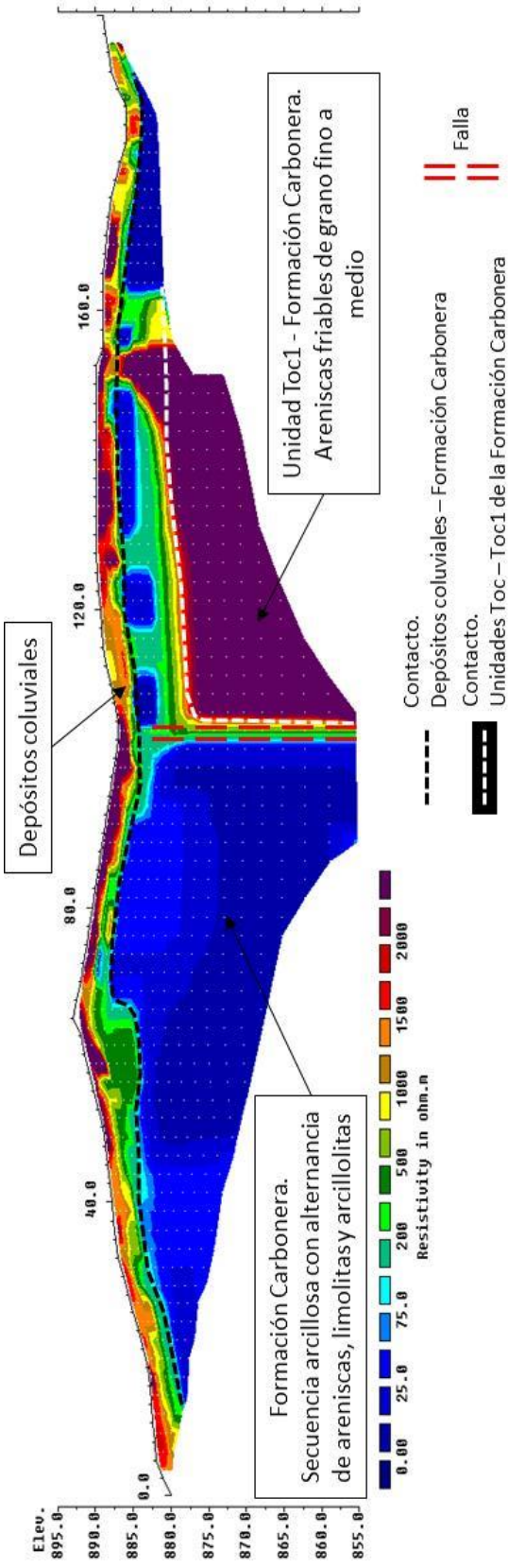


Figura 55. Modelo de resistividad 2D – Perfil 2.

superficie del área estudiada con un espesor variable entre 3 y 10 metros aproximadamente. Sin embargo, los depósitos coluviales presentan un carácter discontinuo, que se pone claramente en evidencia en el *Perfil 1*, donde se observa como el nivel resistivo disminuye hasta desaparecer. El amplio rango de resistividades en los depósitos coluviales representa la heterogeneidad en la granulometría de estos depósitos, donde encontramos zonas con altos valores de resistividad ($> 2000 \text{ ohm}\cdot\text{m}$) relacionados posiblemente a una disminución en la proporción limo-arcillosa y a un incremento de los tamaños de los fragmentos que lo componen.

A diferencia de los depósitos coluviales, en las unidades identificadas de la Formación Carbonera (Toc - Toc1) podemos observar una homogeneidad en los valores de resistividades en cada una de ellas. El contraste de resistividad entre las unidades de la Formación Carbonera Toc y Toc1, está representado por medio un horizonte que se relaciona con un cambio litológico lateral marcado por acción de una falla geológica, como se observa en el *Perfil 2*. Los valores de resistividad de la unidad de la Formación Carbonera Toc se encuentran entre 5 y 200 $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Por otra parte, los valores de resistividad de la unidad Toc1 de la Formación Carbonera se encuentran por encima de los 2000 $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Como se observa en la *Figura 56*, el contraste de resistividades identificado anteriormente en el *Perfil 2*, representa un cambio litológico lateral originado por una falla geológica que causa el movimiento de un bloque con respecto al otro y coloca unidades de diferente litología en contacto. Al costado sureste de la falla se observa el cambio litológico estratigráfico entre las unidades Toc y Toc1 de la Formación Carbonera. La falla geológica posee un plano de deslizamiento vertical y se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios coluviales, lo que simboliza que el fallamiento es posterior a la diagénesis de la Formación Carbonera y anterior a la formación del coluvión.

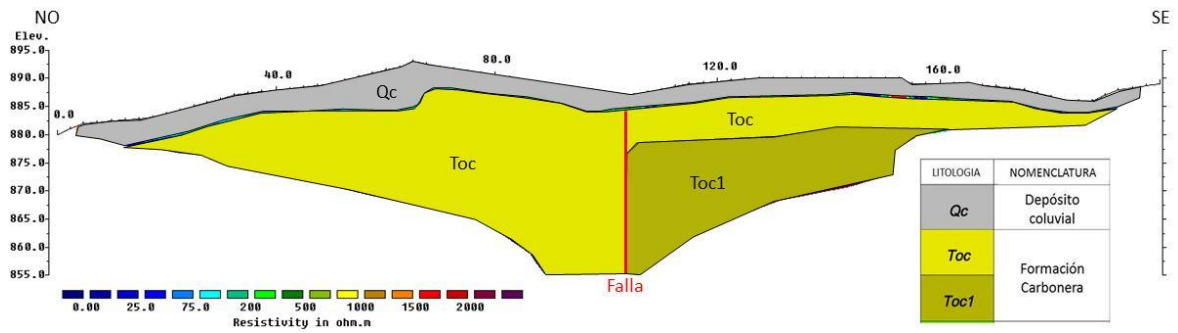


Figura 56. Modelo geológico 2D obtenido del modelo de resistividad – Perfil 2.

A partir del *Perfil 1*, se generó el modelo geológico correspondiente, el cual se compone básicamente de la Formación Carbonera (Toc) y los depósitos cuaternarios coluviales (Qc), lo cuales presentan una discontinuidad en superficie, como se observa en la *Figura 57*.

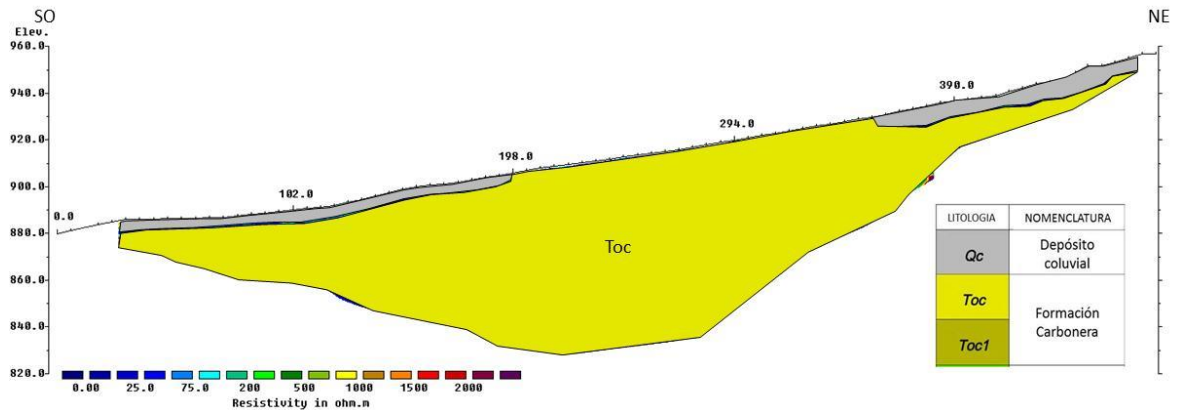


Figura 57. Modelo geológico 2D obtenido del modelo de resistividad – Perfil 1.

Basados en la interpretación de las tomografías geoelectricas de resistividad 2D obtenidas en el sector Floreña NW 6, de la información geológica disponible y observaciones realizadas en campo, podemos concluir la presencia de depósitos cuaternarios coluviales de espesor variable en la superficie, formando áreas de topografía ondulada a lo largo del área de estudio. Sin embargo, dichos depósitos cuaternarios coluviales presentan una discontinuidad (E=1.185.140, N=1.097.615; E=1.185.280, N=1.097.660) en sentido SO – NE, según el *Perfil 1*. Subyaciendo los depósitos coluviales, se encuentra la Formación Carbonera (Toc) que abarca

casi la totalidad del área de estudio y alcanza una profundidad medida de 80 metros, como se observa en el *Perfil 1*. Entre las unidades Toc y Toc1 de la Formación Carbonera se observa un cambio litológico (E=1.185.030; N=1.097.590), relacionado con la presencia de una falla geológica cubierta por los depósitos coluviales, como se observa en la *Figura 58*.



Figura 58. Descripción geológica del sector Floreña NW 6.

En la *Figura 59* se exhiben dos vistas del modelo pseudo-3D creado a partir de los perfiles 2D. El modelo permite evaluar la distribución y disposición de las unidades litológicas en el sector Floreña NW 6 en relación a la interpretación de los resultados y a la descripción geológica expuesta.

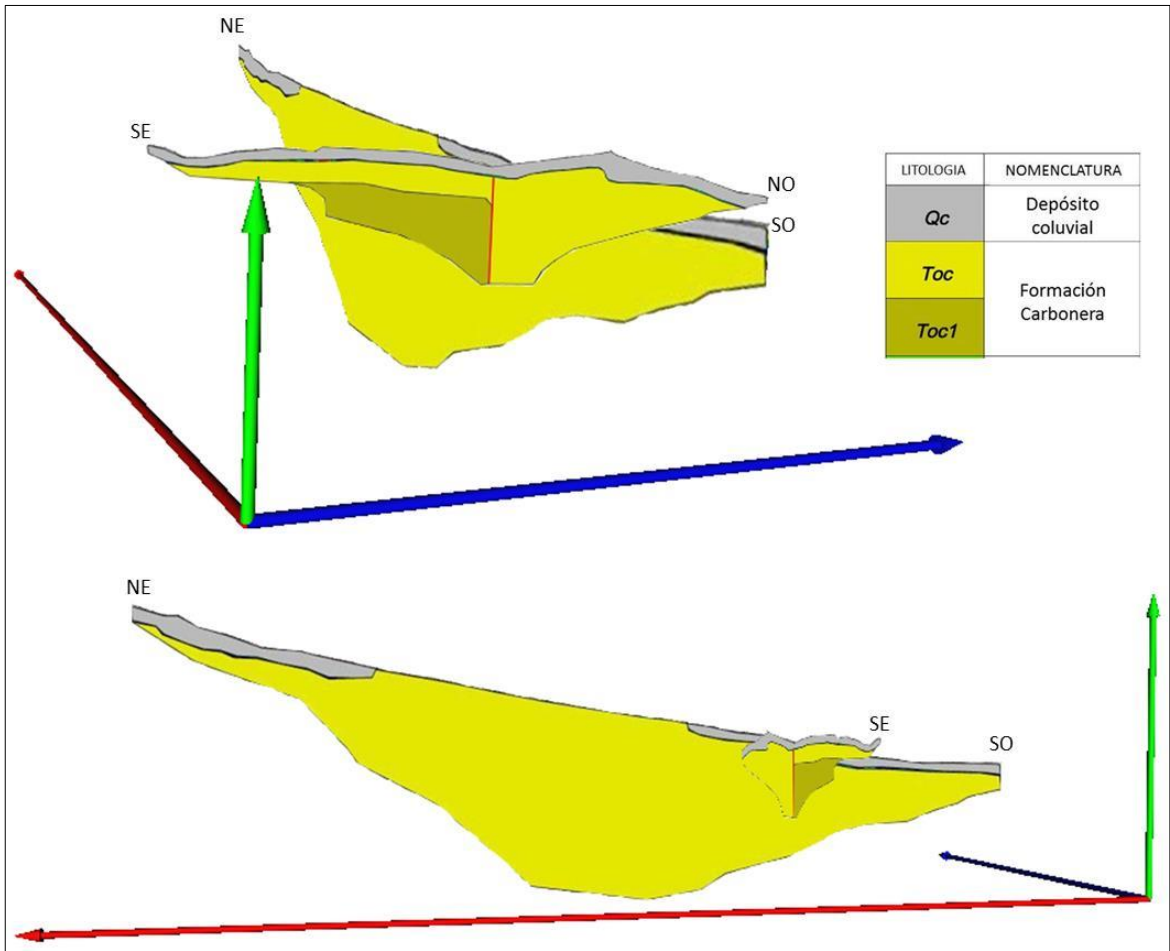


Figura 59. Modelo geológico psuedo-3D del sector Floreña NW 6.

10. CONCLUSIONES

Como resultado de la investigación bibliográfica realizada, se expusieron las bases teóricas del método de resistividad para prospección geoelectrica, enfatizando en la descripción del comportamiento de la resistividad eléctrica en las rocas, los fundamentos de la exploración eléctrica mediante la teoría del efecto del campo eléctrico normal en medios homogéneos y los campos de fuentes puntuales en medios heterogéneos. Igualmente se describieron las generalidades del método de resistividad, presentando una introducción al concepto de resistividad aparente, los dispositivos geoelectricos empleados en el método y los tipos de prospecciones geoelectricas. La investigación también permitió definir la teoría de la técnica de la tomografía eléctrica, exponiendo los fundamentos y la metodología para la construcción de perfiles de resistividad aparente (pseudosecciones mediante los dispositivos geoelectricos comúnmente utilizados).

Se describió el procedimiento de medición de los valores de resistividad eléctrica del subsuelo, estableciendo una metodología para el levantamiento de tomografías eléctricas de resistividad 2D en el sector Floreña NW 6. Estos valores de resistividad aparente obtenidos en campo, se convirtieron a valores de resistividad real usando el software de inversión RES2DINVx64 (versión 4.00). Además, se describió el procedimiento utilizado para el procesamiento de los datos, señalando la inversión por bloques como método de inversión, y el método de elementos finitos para el cálculo del modelo directo, como parámetros de inversión ofreciendo resultados óptimos para la interpretación. El proceso de inversión de los datos se basa en la teoría explicada por Loke & Barker (1996), la cual implementa una versión iterativa basada en un método quasi-Newtoniano que reduce el tiempo de cálculo por medio de una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados.

Se obtuvieron imágenes de tomografías eléctricas de resistividad 2D, en las cuales se evidenció que el primer horizonte geoelectrico descrito en los perfiles, de

resistividades de 200 a 2000 ohm·m, corresponde a materiales constituidos por fragmentos angulares de areniscas y arcillolitas, embebidos en una matriz limo-arcillosa, relacionados a los Depósitos Cuaternarios Coluviales cartografiados en el área. Dentro de este horizonte, un incremento en los valores de resistividad se encuentra relacionado a una disminución en la proporción limo-arcillosa y a un incremento de los tamaños de los fragmentos que lo componen. El siguiente horizonte geoelectrico descrito en los perfiles consta de valores entre 5 y 200 ohm·m y se asocia a la secuencia arcillosa representada por la Formación Carbonera (Toc). Se identificó un tercer horizonte geoelectrico, el cual se caracteriza por presentar valores de resistividad mayores a 2000 ohm·m y representa las areniscas friables del nivel Toc1 de la Formación Carbonera.

En los resultados obtenidos se construyó un modelo pseudo-3D a partir de los perfiles 2D de resistividad, el cual permitió evaluar la distribución y disposición de las unidades litológicas en el sector Floreña NW 6.

Se ha demostrado que la tomografía eléctrica de resistividad 2D es una herramienta útil para la investigación de áreas con una geología subterránea compleja, donde además el uso de otros métodos y técnicas no permiten obtener información de detalle en 2D a profundidades someras y moderadamente profundas.

BIBLIOGRAFÍA

ABEM Instrument AB. Manual de instrucción Terrameter LS. 2011

Arias, Daniel Eduardo. Exploración geotécnica – relaciones geoelectricas. Medellín, 2011, 104 págs. Trabajo de Grado (Maestría en Ingeniería – Geotecnia). Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Escuela de Ingeniería Civil.

Arlandi Rodríguez, Manuel. Geofísica aplicada a la obra civil. Madrid, 2005.

ClubEnsayos. Reconocimiento De Suelos Coluviales Y Aluviales. [en línea]. <<http://clubensayos.com/imprimir/Reconocimiento-De-Suelos-Coluviales-Y/16402.html>> [citado 11 de julio de 2013]

De la Torre González, Brenda Viridiana. Definición de zonas de fracturamiento empleando tomografía de resistividad eléctrica 3D. México D.F, 2010, 98 págs. Trabajo de Grado (Ingeniero Geofísico). Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. División de Ciencias de la Tierra.

Geoingeniería. Estudios y diseños de la locación y vía de acceso del pozo Floreña T. 2008.

Geotomo Software. Rapid 2-D Resistivity & IP inversión using the least-squares method. Malasia, 2013.

Iakubovskii, I.U. V; Liajov, L.L. Exploración Eléctrica. 3ª edición. Barcelona: Editorial REVERTÉ S.A, 1980. 421 págs. ISBN – 84 – 291 – 4614 – 8.

Loke, M. H.; Barker, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. En: Geophysical Prospecting. Volumen 44 (1996); págs. 131-152.

Loke, Meng Heng. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Malasia,

2012.

López Hidalgo, Andrés Antonio; Loke, Meng Heng; Fanton, Gerardo Oscar; Cara Rubí, Enrique. Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (tomografía eléctrica 2D Y 3D). 2003.

Molina, Walter. Comparación de los métodos 1-D y 2-D de resistividad eléctrica por medio de sondeos tipo Wenner, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger con la utilización de los programas DCINV, RES2DMOD Y RES2DINV. Sartenejas, 2006, 141 págs. Trabajo de Grado (Ingeniero Geofísico). Universidad Simón Bolívar. Área de Ingeniería. Ingeniería Geofísica.

Nely Ramírez, Miguel. Caracterización de fallas y fracturas mediante tomografía eléctrica utilizando electrodos de acoplamiento capacitivo. México D.F, 2010, 78 págs. Trabajo de Grado (Ingeniero Geofísico). Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. División de Ciencias de la Tierra.

Palacky, G. J. Resistivity Characteristics of Geologic Targets. En: NABIGHIAN, M. N. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Theory. 1987. págs. 52-129. ISBN 978-1-56080-263-1

ANEXOS

Anexo A. FORMATO DE DATOS ADQUIRIDOS EN CAMPO

Wenner_6m									
6	Espaciamiento entre electrodos								
11	Tipo de arreglo: 11 Arreglo general								
1	Tipo de subarreglo: 1 Wenner								
0	Tipo de medida: 0 Resistividad								
360	Número puntos de datos								
2	Tipo de distancia horizontal: 2 Distancia en superficie								
0	No hay datos de I.P.								
Número de electrodos	Posición (X/Z) del electrodo de corriente 1		Posición (X/Z) del electrodo de corriente 2		Posición (X/Z) del electrodo de potencial 1		Posición (X/Z) del electrodo de potencial 1		Valor de resistividad aparente
4	24	885	42	886.17	30	886	36	886	165.89
4	30	886	48	886.33	36	886	42	886.17	43.922
4	36	886	54	886.5	42	886.17	48	886.33	51.56
4	42	886.17	60	886.67	48	886.33	54	886.5	73.223
4	48	886.33	66	886.83	54	886.5	60	886.67	69.9
4	54	886.5	72	887	60	886.67	66	886.83	143.22
4	60	886.67	78	887.63	66	886.83	72	887	165.17999
4	66	886.83	84	888.25	72	887	78	887.63	261.59
4	72	887	90	888.88	78	887.63	84	888.25	207.06
4	78	887.63	96	889.5	84	888.25	90	888.88	295.78
4	84	888.25	102	890.13	90	888.88	96	889.5	175.19
...									
4	84	888.25	444	949	204	907	324	925	9.4727
4	96	889.5	456	952	216	909	336	927	15.848
4	108	890.75	468	955	228	910.5	348	929	10.517
4	0	880	396	937.5	132	894.67	264	915.2	5.3732
4	24	885	420	942.33	156	900	288	919	4.9838
4	36	886	432	945	168	901.33	300	921	12.833
4	48	886.33	444	949	180	903	312	923	11.411
4	60	886.67	456	952	192	905	324	925	7.1028
4	72	887	468	955	204	907	336	927	10.667
4	84	888.25	480	957	216	909	348	929	11.931
4	36	886	468	955	180	903	324	925	12.193
4	48	886.33	480	957	192	905	336	927	10.392
0									
0									

Wenner_2.5m									
2.5	Espaciamiento entre electrodos								
11	Tipo de arreglo: 11 Arreglo general								
1	Tipo de subarreglo: 1 Wenner								
0	Tipo de medida: 0 Resistividad								
261	Número puntos de datos								
2	Tipo de distancia horizontal: 2 Distancia en superficie								
0	No hay datos de I.P.								
Número de electrodos	Posición (X/Z) del electrodo de corriente 1		Posición (X/Z) del electrodo de corriente 2		Posición (X/Z) del electrodo de potencial 1		Posición (X/Z) del electrodo de potencial 1		Valor de resistividad aparente
4	2.5	881	10	882.4	5	882	7.5	882.2	1166.80005
4	5	882	12.5	882.6	7.5	882.2	10	882.4	1205.30005
4	7.5	882.2	15	882.8	10	882.4	12.5	882.6	962.09998
4	10	882.4	17.5	883	12.5	882.6	15	882.8	664.58002
4	12.5	882.6	20	883.667	15	882.8	17.5	883	900.75
4	15	882.8	22.5	884.333	17.5	883	20	883.667	499.70001
4	17.5	883	25	885	20	883.667	22.5	884.333	945.39001
4	20	883.667	27.5	885.667	22.5	884.333	25	885	672.90002
4	22.5	884.333	30	886.333	25	885	27.5	885.667	860.23999
4	25	885	32.5	887	27.5	885.667	30	886.333	681.94

...

...

4	10	882.4	115	889	45	888.429	80	890.461	13.682
4	35	887.286	140	890	70	892	105	887	152.88
4	40	887.857	145	890	75	891.231	110	888	157.31
4	85	889.692	190	887	120	889.4	155	889	280.29999
4	25	885	160	889	70	892	115	889	99.479
4	50	889	185	886	95	888.154	140	890	117.62
4	25	885	175	888	75	891.231	125	889.8	86.521
4	5	882	170	888.5	60	891.4	115	889	72.245
4	15	882.8	180	886.667	70	892	125	889.8	88.204
4	25	885	190	887	80	890.461	135	890	131.89999
4	0	880	180	886.667	60	891.4	120	889.4	90.429
0									
0									
0									

Anexo B. ARCHIVOS DE DATOS EN FORMATO DE LECTURA RES2DINV

Modelo de resistividad 2D – Perfil 1: YOPAL_Wenner_1

Modelo de resistividad 2D – Perfil 2: YOPAL_Wenner_2