



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

CARACTERIZACIÓN DE LA HETEROGENEIDAD Y ANISOTROPÍA DE UN MEDIO FRACTURADO Y SUS IMPLICACIONES HIDROGEOLÓGICAS USANDO PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA E INFORMACIÓN RQD.

Maira Alejandra Romero Guzmán

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Posgrado de aprovechamiento de recurso hidráulicos
Medellín, Colombia
2014

Caracterización de la heterogeneidad y anisotropía de un medio fracturado y sus implicaciones hidrogeológicas usando prospección geoeléctrica e información RQD.

Maira Alejandra Romero Guzmán

Tesis como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ingeniería- Recursos Hidráulicos

Director:

Ph. D, Msc, I.G Gaspar Monsalve Mejía

Línea de Investigación:

Hidrogeología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Posgrado de aprovechamiento en recursos hidráulicos

Medellín, Colombia

2014

Buena es la ciencia con herencia y provechosa para los que ven el sol; porque escudo es la ciencia, y escudo es el dinero; más la sabiduría excede, en que da vida a sus poseedores.

Eclesiastés 7:11-12

Agradecimientos

Absolutamente nada habría sido posible sin Dios, solo de Él recibo grandes bendiciones.

Gracias a mis padres porque su apoyo siempre ha sido constante; aun en lo mínimo y en la distancia, siempre han confiado en mí.

A Melisa Puentes, Claudia Caviedes y Camilo Flórez porque "...en todo tiempo ama el amigo y es como hermano en tiempo de angustia".

Al profesor Gaspar Monsalve quien, mientras he sido su estudiante, ha dado lo mejor para formarme como investigadora, estudiante y persona.

A mis colegas y profesores Jefferson Yarce, Ana María Abad, Diego Rendón, Alejandro Chica, Oscar Estrada, Agustín Cardona, entre otros; ya que son un ejemplo a seguir como profesionales, investigadores y en variadas ocasiones, me fueron de guía y apoyo.

A Juan Gabriel Correa porque no solo fue una gran compañía, sino que al final gane su amistad.

A Anglo Gold Ashanti Colombia S.A., por brindar su apoyo económico en los gastos de la tesis y disposición de su información.

Resumen

Este trabajo principalmente propone una metodología para conocer las condiciones de heterogeneidad y anisotropía en un macizo rocoso ubicado en Cajamarca (Tolima) y sus implicaciones sobre el agua subterránea, usando principalmente insumos de rutina en la exploración minera. Para alcanzar este objetivo, se usó información obtenida a partir de exploración geológica y geoelectrica, la cual no siempre es usada en sus estudios hidrogeológicos. Se alcanzó conclusiones cuantitativas y cualitativas representadas por modelos 2D de isoresistividades y calidad del macizo para diferentes profundidades, perfiles de resistividad eléctrica, diagramas equiareales de estructuras y diagramas azimutales de resistividad eléctrica, basados en información adquirida así como secundaria. Los resultados de este trabajo, no solo arrojan conclusiones frente a las propiedades que reflejan las condiciones hidrogeológicas del medio a profundidad si no también evalúan qué factores poseen mayor control sobre el flujo subterráneo.

Palabras clave: Hidrogeología, medio fracturado, heterogeneidad, anisotropía, resistividad eléctrica y RQD.

Abstract

This work mainly proposes a methodology to characterize the heterogeneity and anisotropy conditions of a massif rock located in Cajamarca (Tolima) and its implications relating to groundwater circulation, using routine information usually collected for mineral exploration. To achieve this goal, geological and geophysical information was used; such information is usually collected mining and infrastructure purposes, but very seldom for hydrogeology. Quantitative and qualitative models represented by 2D iso-resistivities and massif quality models were obtained, as well as electrical resistivity profiles, equal-area diagrams of geologic structures and azimuthal electrical resistivity diagrams, based on primary and secondary information. The results of this investigation, not only allow us to characterize the behavior of properties that reflect the hydrogeological state in the rock massif, but also help us to assess the factors that control the groundwater flow.

Keywords: Hydrogeology, massif rocks, heterogeneity, anisotropy, electrical resistivity and RQD.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
Lista de figuras	XIII
Lista de tablas	XVII
Introducción	1
1. Aporte de la exploración geológica y geoelectrica a la caracterización hidrogeológica de montaña (CCC)	5
1.1 Localización	5
1.2 Marco tectónico y geológico regional	5
1.3 Geología y geomorfología local	7
1.3.1 Complejo Cajamarca.....	11
1.3.2 Rocas Hipoabisales. Pórfidos, Andesitas y Dacitas Porfídicas (Tad)...	13
1.3.3 Complejo Quebradagrande (CQg).....	13
1.3.4 Depósitos Superficiales: Aluviales, de vertiente y piroclásticos	14
1.4 Marco tectónico local	15
1.5 Exploración geoelectrica para hidrogeología	16
1.6 Características hidrogeológicas de macizos rocosos de rocas cristalinas.....	18
1.7 Hipótesis del estado del macizo rocoso en el área de estudio	22
2. Metodología	27
2.1 Caracterización de unidades geológicas y geomorfológicas	27
2.1.1 Unidades geológicas locales con importancia hidrogeológica	27
2.1.2 Consideraciones geomorfológicas locales para el diseño de la exploración geoelectrica.....	29
2.2 Condiciones estructurales locales.....	30
2.2.1 Caracterización estructural de un macizo rocoso	30
2.2.2 Análisis estereográfico de frecuencia de fracturas	31
2.3 Estimación de direcciones preferenciales de flujo subterráneo usando parámetros geométricos de discontinuidades.....	32
2.3.1 Diagrama polar hidroestructural	32
2.4 Distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo con la profundidad.....	33
2.4.1 Sondeos eléctricos verticales (SEV).....	34
2.4.2 Tomografía de resistividad eléctrica (TRE).....	35
2.4.3 Solución del problema inverso para TRE	36
2.4.4 Sondeo azimutal de resistividad y Diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica	41

2.4.5	Modelo 2D de Isoresistividades para diferentes profundidades	45
2.5	Construcción de modelo 2D de calidad del macizo	47
2.5.1	Ventajas de la información RQD a partir de registros de perforaciones	47
2.5.2	Mapas 2D a partir de información RQD para diferentes profundidades	48
3.	Datos.....	49
3.1	Levantamiento de información litológica y estructural.....	49
3.2	Adquisición de información de resistividad aparente	51
3.2.1	Arreglo Dipolo-Dipolo para TRE. Condiciones de campo y limitantes. .	55
3.2.2	Arreglo Co-lineal Wenner para Sondeo azimuthal de resistividad eléctrica 60	
3.3	Información secundaria	63
3.3.1	RQD a partir de registros de perforaciones.....	64
3.3.2	Tomografías de resistividad eléctrica a escala kilométrica	68
4.	Resultados	71
4.1	Diagrama hidroestructural	71
4.2	Modelo de capas de resistividad eléctrica para ubicaciones puntuales	74
4.3	Modelo 2D de resistividad eléctrica para una sección determinada (Escala métrica).....	75
4.4	Diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica.....	79
4.5	Modelos 2D de isoresistividades para diferentes profundidades en el área de estudio.....	82
4.6	Modelos 2D de calidad del macizo para diferentes profundidades en el área de estudio.....	89
5.	Discusión.....	95
5.1	Anisotropía y heterogeneidad en zona directa.....	95
5.1.1	Heterogeneidad	99
5.1.2	Anisotropía	100
5.2	Anisotropía y heterogeneidad de las condiciones hidrogeológicas de la zona directa de estudio.....	100
5.3	Posibles condiciones del sistema hidrogeológico en la zona indirecta.....	102
5.4	Confrontación con la hipótesis inicial.....	105
6.	Conclusiones	109
	Bibliografía	113

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Esquema gráfico de las diez unidades geomorfológicas diferenciadas en la zona de estudio (UNALMED, 2013).....	1-9
Figura 1-2: Mapa geológico de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón (UNALMED, 2013).	10
Figura 1-3: Rocas del Complejo Cajamarca. Superior izquierda, fotografía de Esquisto cuarzo micáceo con grafito sobre la vía La Línea-Cajamarca; Inferior izquierda, Cuarzita bandeada en quebrada Perajes; Superior derecha, Afloramiento de Esquisto clorótico-actinolítico oxidado sobre camino vereda La Bélgica; Inferior derecha, Anfibolita aflorando sobre cauce del río Bermellón.....	12
Figura 1-4: Rocas hipoabisales. Izquierda, afloramiento de Andesita en el río Bermellón; Derecha, Contacto intrusivo entre Pórfido andesítico y esquisto cuarzo-micáceo con grafito.	13
Figura 1-5: Fotografías de algunos afloramientos de falla. <i>Superior izquierda</i> , traza falla Palestina sobre vía al proyecto de exploración La Colosa; <i>Inferior izquierda</i> , traza de falla San Jerónimo o Falla La Soledad, quebrada Los Andes; <i>Superior derecha</i> , Falla La Cristalina, estación JPC-14 (UNALMED, 2013); <i>Inferior derecha</i> , Falla La Ceja, estación DAR-104 (UNALMED, 2013).....	16
Figura 1-6: Diagrama esquemático que muestra el papel de la foliación y las fracturas en el movimiento del agua subterránea (Modificado de Singhal & Gupta, 2010).	20
Figura 1-7: Acuíferos heterogéneos. Izquierda, acuífero en forma de cuña; derecha, acuífero a partir de roca fracturada (Modificado de Singhal & Gupta, 2010).....	21
Figura 1-8: Perfil y modelo conceptual de la sección de investigación de rocas fracturadas en Mirror Lake, New Hampshire, Servicio Geológico de EU. (Modificado de singhal, 2008).	22
Figura 1-9: Clásico concepto de acuífero discontinuo [Traducción: Arriba, capa meteorizada y consolidada (pocos metros), Nivel piezométrico, acuíferos en fracturas aisladas]. (Detay, et al., 1989).	23
Figura 1-10: Modelo conceptual estratiforme de la estructura y las propiedades hidrogeológicas de acuíferos en rocas duras con modificaciones usando información del área de estudio (Modificado de Lachassagne, 2008).....	24
Figura 2-1: Discontinuidades en esquisto. Izquierda, planos representativos de las cuatro familias de diaclasas identificadas en el sector Alto de La Línea (Es); Derecha, flujo de agua lento a través de fractura en esquisto sobre la quebrada El Túnel (UNALMED, 2012).	28

Figura 2-2:	Medida de resistividad aparente con el incremento del espaciamento de los electrodos permitiendo el incremento de la penetración a profundidad de la corriente inyectada. Los resultados son compilados en la curva de sondeo (Kirsch, 2006).	35
Figura 2-3:	Principios de las mediciones de resistividad en campo. a. Arreglo de electrodos (A y B para corriente, M y N para potencial); b. Arreglos de electrodos típicos usados en sondeos de resistividad, incluyendo el arreglo cuadrado y sondeos de pozo; c. Construcción de una pseudosección usando el arreglo Dipolo-Dipolo a lo largo de un perfil (La pseudosección es una colección de datos de resistividad aparente dibujados en función de unas pseudo-profundidades), (Modificado de Revil et al., 2012).	37
Figura 2-4:	Matrices que tienen por objetivo ser un filtro suavizador de los resultados en dirección horizontal (Derecha) y dirección vertical (Izquierda), (Tomado de degroot-Hedlin & Constable, 1990).	39
Figura 2-5:	Esquema de un modelo de bloques para la inversión de datos geoelectricos. C1 y C2 corresponden a los electrodos de corriente (A y B), y P1 y P2 a los electrodos de potencial (M y N). La celda rayada indica dónde se representa la información generada por la medición del arreglo de electrodos indicado (Modificado de Loke & Dahlin, 2002).	40
Figura 2-6:	Esquema de vista en planta de un sondeo azimutal de resistividad sobre un material fracturado. La frecuencia de las fracturas es mayor que la abertura del arreglo de electrodos (Modificado de Taylor y Fleming, 1982).	43
Figura 2-7:	<i>Izquierda</i> , Elipse de resistividad aparente dibujada a escala; <i>Derecha</i> , elipse de resistividad aparente con exageración en sus detalles, mejorando la escala radial (Taylor & Fleming, 1988).	44
Figura 2-8:	Elipses de resistividad real y aparente ilustrando la paradoja de anisotropía (Modificado de Watson & Barker, 1999)	45
Figura 2-9:	Mapa de isoresistividad eléctrica representando la unidad superior del acuífero El Qaa (Sultan, et al., 2009).	46
Figura 3-1:	Esquema sobre afloramiento de Esquisto en el área de estudio, donde se señalan algunas de las propiedades de las discontinuidades levantadas en campo.	50
Figura 3-2:	Esquema de configuración de electrodos: Schlumberger, Half-Schlumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo (Modificado de Kirsch (2006)).	51
Figura 3-3:	Localización de Sondeos eléctricos verticales (SEV), Tomografías de resistividad eléctrica (TRE) y Sondeos azimutales de resistividad eléctrica, realizados en las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón.	54
Figura 3-4:	Arreglo de electrodos para los SEV 5 (Izquierda) y 2 (Derecha), ubicados cerca del camino al Cinabrio y la zona de La Pinera, respectivamente.	54
Figura 3-5:	Equipo usado en la adquisición de resistividad aparente para TRE en la Zona los Andes (Izquierda) y cerca de la plataforma P23.	56
Figura 3-6:	Ubicación de las líneas de electrodos para la realización de TRE cerca de la plataforma P23 (Izquierda) y en la zona Los Andes (Derecha). La flecha roja indica la dirección en que se extendió el carrete con los electrodos.	57
Figura 3-7:	Arriba, esquema de adquisición de datos de resistividad eléctrica usando un arreglo Dipolo-Dipolo de siete electrodos automatizado; Abajo, pseudosección	

resultante para un solo disparo (entiéndase “disparo” como inyección de corriente). (Modificado de Revil, et al., 2012). 58

Figura 3-8: Dos diferentes geometrías de arreglo Dipolo-Dipolo igualmente extendidos, los cuales darán datos cercanamente igual ubicados pero con calidad de señal diferente (Modificado de Loke, 2000). 59

Figura 3-9: Panorámica del área donde se realizó el sondeo azimuthal co-lineal, Zona Los Andes. 60

Figura 3-10: Esquema en planta que describe la orientación propuesta del arreglo co-lineal (Izquierda) y la realizada (Derecha) en el caso del juego de electrodos B (espaciamiento entre electrodos de 8 m)..... 62

Figura 3-11: Arriba, esquema de adquisición de datos de resistividad eléctrica usando un arreglo Wenner de siete electrodos automatizado; Abajo, pseudosección resultante para un solo disparo (Modificado de Revil, et al., 2012). 63

Figura 3-12: Ejemplo de base de datos (Registro Col219) donde se observa que la longitud entre tramos es aleatoria. También se observa la asignación numérica a los atributos litología y RQD..... 65

Figura 3-13: Esquema explicativo que muestra cuál es la división de los registros por segmentos de diferente longitud y cuál es la división por segmentos con longitudes iguales a la que se quiere llegar; todo representado en función de las cotas techo de cada segmento. Los colores en el registro representan litologías diferentes, la curva roja representa los cambios de RQD con la profundidad..... 67

Figura 4-1: Mapa de fallas locales y regionales encontradas en el área de estudio usando el modelo estructura proporcionado por AGAC S.A. en el 2013..... 72

Figura 4-2: Diagrama equiareal de frecuencia de fracturas (Arriba) para Esquistos (Izquierda) y Rocas Hipoabisales (Derecha); Diagrama equiareal hidroestructural (Abajo) para Esquistos (Izquierda) y Rocas Hipoabisales (Derecha). 73

Figura 4-3: Expresión gráfica de la información adquirida por el SEV y curvas resultantes a partir de inversión de datos. Caso SEV 4 (Zona La Pinera)..... 74

Figura 4-4: Perfil de distribución de la resistividad eléctrica cerca a piezómetros de la plataforma P23..... 78

Figura 4-5: Perfil de distribución de resistividad eléctrica interpretado usando información de conductividad eléctrica del agua de piezómetro de 50 m de longitud. (P.S. = Parcialmente saturado, F.S. = Fracturado y saturado, F.P.S. = Fracturado y parcialmente saturado, F. = Fracturado, N.F. =Nivel freático)..... 78

Figura 4-6: Perfil de distribución de resistividad eléctrica interpretado usando información de conductividad eléctrica del agua de piezómetro de 150 m de longitud. (P.S. = Parcialmente saturado, F.S. = Fracturado y saturado, F.P.S. = Fracturado y parcialmente saturado, F. = Fracturado, N.F. =Nivel freático)..... 79

Figura 4-7: Pseudosección obtenida a partir de un sondeo usando el arreglo Wenner con siete electrodos conmutados. Los pares R1, R2 y R3 se analizan para conocer la ubicación de mayor efecto lateral. 80

Figura 4-8: Diagrama de anisotropía de resistividad eléctrica aparente resultante usando los datos adquiridos con los electrodos del cable C (Izquierda) y el cable D (Derecha). (P.M.I.=Profundidad media de investigación)..... 81

- Figura 4-9:** Modelos 2D de iso-resistividades para diferentes profundidades, desde la cota 3050 hasta la cota 2550.85
- Figura 4-10:** Modelos 2D de calidad de macizo a partir de información RQD, para diferentes profundidades, desde la cota 3000 hasta la cota 2550.91
- Figura 5-1:** Modelos RQD (Arriba izquierda), de iso-resistividades (Arriba derecha) y Litológico (Abajo) de la cota topográfica 2700, a los cuales se les ha señalado dónde se presentan cuatro de los seis escenarios representativos. Los valores 1, 2 y 3 para litología corresponden a roca hipoabisal, brecha y esquisto, respectivamente.....95
- Figura 5-2:** Mapa de Iso-resistividades para las cotas topográficas 2750 (Izquierda) y 2650 (Derecha) en los cuales se observa cómo la heterogeneidad disminuye con la profundidad y los contornos al norte se distribuyen en dirección NW y al sur en dirección EW. **¡Error! Marcador no definido.**

Lista de tablas

Tabla 1-1: Resumen de las características principales de las unidades geomorfológicas identificadas (UNALMED, 2013).	8
Tabla 1-2: Fallas levantadas en la campaña de campo (UNALMED, 2013).	15
Tabla 3-1: Características general de los SEV realizados en el área de estudio.	53
Tabla 3-2: Orientaciones planeadas para la realización de los sondeos azimutales colineales y orientaciones realizadas para cada uno de los juegos de electrodos (Cable D, C y B).	61
Tabla 4-1: Familias de diaclasas más frecuentes versus familias de diaclasas con mayor potencial hidráulico.	71
Tabla 4-2: Modelo de capas resultante a partir de SEV.	75
Tabla 4-3: Posibles resistividades eléctricas de la roca esquisto en estado saturado, teniendo en cuenta la conductividad eléctrica medida en el piezómetro de 150 m de longitud y usando la Ley de Archie.	76
Tabla 4-4: Posibles resistividades eléctricas de la roca esquisto en estado saturado, teniendo en cuenta la conductividad eléctrica medida en el piezómetro de 50 m de longitud y usando la Ley de Archie.	77
Tabla 4-5: Información general usada para la construcción de diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica.	80
Tabla 4-6: Resultados obtenidos por el análisis exploratorio usando estadística tradicional usando valores de resistividad eléctrica en la cota 2750 (Media (μ), Mediana (Me), Moda (Mo), Curtosis (CC), Asimetría (CS), Desviación estándar (Γ), coeficiente de variación (CV) y varianza (Γ^2)).	84
Tabla 4-7: Modelos teóricos escogidos para el cálculo de la semivarianza en la interpolación de los valores de resistividad eléctrica usando la técnica Kriging.	84
Tabla 5-1: Resumen de escenarios típicos encontrados en el macizo rocoso del área de estudio directa	97

Introducción

En el pasado, se negaba que las rocas duras fueran una posible fuente de agua subterránea (granitos y rocas metamórficas); estas rocas generalmente se han conocido por su capacidad modesta de ser fuente de agua subterránea comparado con otro tipo de formaciones (Lachassagne, 2008). Por esta razón, las investigaciones y desarrollos se inclinaron a los medios porosos (principalmente rocas sedimentarias); sin embargo, las investigaciones hidrogeológicas recientes indican que ya no se puede denominar a las rocas cristalinas como “no prometedoras”.

Singhal y Gupta (2010) afirman que “El origen y el movimiento del agua subterránea en las rocas cristalinas está controlado principalmente por sus fracturas y otras discontinuidades”, afirmación apoyada por variados autores, los cuales describen que son las características y disposición de las discontinuidades (Fallas, diaclasas, fracturas, foliación) las que permiten que en los medios fracturados a partir de dichas rocas, exista flujo y/o almacenamiento de agua subterránea (Davis & DeWiest, 1971; Freeze & Cherry, 1979; Witherspoon, et al., 1979; Willis, 2004; Singhal , 2008; Singhal & Gupta, 2010).

Aunque alrededor del mundo los últimos estudios hidrogeológicos en las rocas duras fracturadas han sido enfocados a diferentes propósitos (Krishnamurthy, et al., 2008; Singhal , 2008; Singhal & Gupta, 2010) , gracias a la “amplia oferta hídrica” de Colombia, poco se ha impulsado el estudio de aguas subterráneas en macizos rocosos para el abastecimiento domiciliario y agrícola, pero últimamente, sí se ha llamado la atención sobre el impacto del contenido de agua en las rocas fracturadas en proyectos de infraestructura vial, urbana y sus implicaciones ambientales, dada la afectación a la disponibilidad hídrica y la frecuente contaminación por tratamientos químicos relacionados con la minería de recursos metálicos y no metálicos.

En un cuerpo rocoso compuesto de fracturas o medio fracturado, casi ninguna de sus propiedades tiene igual magnitud en los distintos puntos del mismo. De hecho, es clave entender que la heterogeneidad y anisotropía no son propiedades de los materiales en sí,

sino características de la distribución espacial de las propiedades y de su magnitud con respecto a la dirección (Carrillo, 1997; sharma & Baranwal, 2004).

En el caso de las propiedades hidrogeológicas, las cuales dependen de las características individuales de las fracturas y su relación entre las distintas familias (Apertura, rugosidad, rumbo, buzamiento, frecuencia del fracturamiento, continuidad, conectividad, etc.) (Davis & DeWiest, 1971; Freeze & Cherry, 1979; Singhal & Gupta, 2010), es necesario plantear estrategias para obtener claridad sobre el comportamiento anisotrópico y heterogéneo del agua subterránea en la roca, conocimiento que permite evaluar con mayor eficiencia el potencial hidrogeológico de un macizo rocoso y es un insumo importante en el mejoramiento de modelos hidrogeológicos conceptuales y la construcción de modelos numéricos del flujo de agua subterránea.

El desarrollo de esta investigación se ubica dentro de la cuenca del río Bermellón en el municipio de Cajamarca (Tolima) y el objetivo principal es identificar las condiciones de heterogeneidad y anisotropía del macizo rocoso, enfocado principalmente, en sus características hidrogeológicas. Para el cumplimiento de este objetivo, se construye una metodología que usa información de superficie y de registros de perforación, la cual puede reflejar el comportamiento del agua en el subsuelo: Levantamiento litológico, Levantamiento estructural de los macizos, resistividad eléctrica del subsuelo y RQD a partir de registros de perforación; apoyada en los siguientes objetivos específicos:

- Identificar zonas con similares características para los ámbitos estructural, litológico y geomorfológico con ayuda de levantamientos cartográficos para las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón.
- Analizar estereográficamente las características geométricas de las diferentes discontinuidades para la obtención de direcciones preferenciales de flujo.
- Evaluar el control de las condiciones estructurales locales sobre las posibles direcciones preferenciales de flujo.
- Diseñar campaña de campo para realización de tomografías de resistividad eléctrica (TRE) y sondeos co-lineales de anisotropía de resistividad eléctrica (SCAR).
- Resolver el problema inverso para la obtención de perfiles 2D de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo.

- Construir mapas de isoresistividad para profundidades determinadas usando información a partir de tomografías de resistividad eléctrica a escala kilométrica (alcance aproximado de 300 m de profundidad), realizados en el área directa de estudio.
- Construir modelos 2D de calidad del macizo para el área directa de estudio usando información RQD a partir de registros de perforación.
- Definir las características de la heterogeneidad y anisotropía del medio fracturado en el área directa y comparar con lugares con condiciones similares dentro de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón.

Usando herramientas de exploración geológica y geofísica, se produjeron diagramas equiareales hidroestructurales, diagramas azimutales de resistividad eléctrica, perfiles de resistividad eléctrica, modelos 2D de isoresistividades y modelos 2D de calidad del macizo para varias profundidades. Con éstos resultados es posible resolver preguntas como: ¿Existen direcciones preferenciales en el flujo del agua?, ¿Qué papel juega la distribución litológica en la heterogeneidad de la distribución del agua subterránea a profundidad?, ¿Este medio fracturado se comporta como un acuífero potencial continuo o discontinuo?, ¿Se puede considerar este medio fracturado como acuífero o como acuífugo?, ¿Son comparables las condiciones hidrogeológicas regionales con las locales? , ¿Cuáles son los principales factores que controlan el almacenamiento y las direcciones de flujo subterráneo?

1. Aporte de la exploración geológica y geoelectrica a la caracterización hidrogeológica de montaña (CCC)

1.1 Localización

La cuenca del río Bermellón se encuentra dentro de la jurisdicción del municipio de Cajamarca al Noroeste del departamento del Tolima y a 29 km de distancia de Ibagué, ciudad capital de este departamento.

El área de estudio principal o directa, está representada por las cuencas de las quebradas La Arenosa y La Colosa, además de la parte baja de la quebrada La Guala; sobre esta área se conoce información RQD y de resistividad eléctrica a partir de registros de perforación y tomografías a escala kilométrica, respectivamente; de este modo, los resultados directos en cuanto heterogeneidad, anisotropía y conectividad se ubicarán en esta área.

El levantamiento geológico, geomorfológico y de información estructural se realizó sobre las partes alta y media del río Bermellón, dentro de las cuales se encuentran las cuencas de las quebradas La Arenosa, La Colosa y La Guala. Esta información permite el alcance de los objetivos de esta tesis sobre el área principal y permitirá proponer zonas con posibles características similares respecto a los aspectos de heterogeneidad y anisotropía, en las partes alta y media del río Bermellón.

1.2 Marco tectónico y geológico regional

La Cordillera Central de Colombia (CCC) describe una historia compleja de colisión, acreción, fallamiento, magmatismo y subducción (Restrepo & Toussaint, 1988; Taboada, et al., 2000; Pindell & Kennan, 2009; Gil-Rodríguez, 2010) representa, en su mayoría, el resultado de la orogenia Mezo-Cenozoica del norte de los Andes (Cediél, et al., 2003; Gil-

Rodríguez, 2010). Se compone principalmente de rocas metamórficas de grado medio-alto con un intervalo de edad Permo-Triásica las cuales, posteriormente, son intruídas por dos eventos representativos, Stocks pequeños pos-tectónicos en el Triásico tardío (Restrepo, et al., 1991; Vinasco, et al., 2006), y plutones de gran volumen y composición intermedia en el Cretácico tardío (Martens, et al., 2012).

En la CCC también se observa la migración hacia el Este del foco magmático en el Mioceno, el continuo fallamiento de las intrusiones del Mioceno tardío y la interrupción de su mineralización asociada Cu-Au-Ag-Zn (Mo, Pb) (Cediel, et al., 2003; Gil-Rodríguez, 2010).

El sistema Cauca-Romeral se compone por un conjunto de fallas inversas con componente de lateral dextral, con dirección N-S a escala continental y sirve como límite principal entre los terrenos de afinidad oceánica y continental en los Andes del Norte; es decir, sirve de límite Oeste entre Cordillera Central y la Cordillera Occidental, extendiéndose aproximadamente a lo largo del valle del río Cauca; el límite del borde Oriental está marcado por la cuenca del río Magdalena (McCourt, et al., 1984; Taboada, et al., 2000; Gil-Rodríguez, 2010; Martens, et al., 2012).

El sistema de fallas Palestina y las fallas San Jerónimo, Cucuana, Ibagué, Chapetón-Pericos, Cajamarca-Las Juntas y la falla Bermellón-Campanario, todas parte del Sistema de fallas Romeral, pueden llegar a tener participación sobre la zona de estudio a escala regional (UNALMED, 2013).

Restrepo y Toussaint (1988) proponen dentro de CCC el terreno Tahamí el cual consiste de gneises paleozoicos en contacto discordante con rocas metasedimentarias y metaígneas del Complejo Cajamarca (Ordoñez-Carmona & Pimentel, 2002; Villagomez, et al., 2011). El complejo Cajamarca y demás secuencias más antiguas, son intruídas y afectadas por metamorfismo de contacto por granitoides tipo-I Jurásicos, calco-alcalinos del Batolito de Ibagué; calco-alcalino, diorítico-granítico Batolito Antioqueño de edad Cretácico tardío; y el granito de arco continental Batolito de Sonsón de edad Paleocena (Brook, 1984; Ibañez-Mejía, et al., 2007; Ordoñez-Carmona, et al., 2001; Villagomez, et al., 2011).

1.3 Geología y geomorfología local

El relieve del área de estudio en general describe los procesos deformacionales, erosivos y depositacionales sufridos por las rocas del Complejo Cajamarca y los cuerpos hipoabisales intrusivos, resumiéndose en un paisaje de laderas de pendientes suaves a fuertemente inclinadas que revelan con frecuencia sus controles estructurales.

Las geoformas están controladas especialmente por fallas que hacen parte del sistema Romeral, es decir, son producto de la compleja evolución tectónica que caracteriza a la CCC en los Andes colombianos, la cual ha dejado como resultado el afloramiento de rocas, la conformación de taludes de fuerte pendiente y deslizamientos con procesos muy avanzados de reptación (AGAC, 2008). La presencia de paquetes de cenizas volcánicas, aunque afectados por erosión superficial producida por el flujo de aguas lluvias y de escorrentía, produce un efecto de suavizado en los topes de los lomos especialmente cuando el espesor de esta cobertura está entre 10 y 15 m (UNALMED, 2013).

Luego de llevar una metodología de tres etapas, las cuales consistieron en: i) Construcción de mapa preliminar usando información pre-campo (fotografías aéreas, mapas de pendientes usando la base cartográfica proporcionada por AGA Colombia S.A. y perfiles topográficos generales), ii) Reclasificación de mapa de pendientes y realización de perfiles representativos, iii) Verificación en campo y construcción de mapa definitivo (UNALMED, 2013); se obtuvieron las zonas geomorfológicas características del área de estudio.

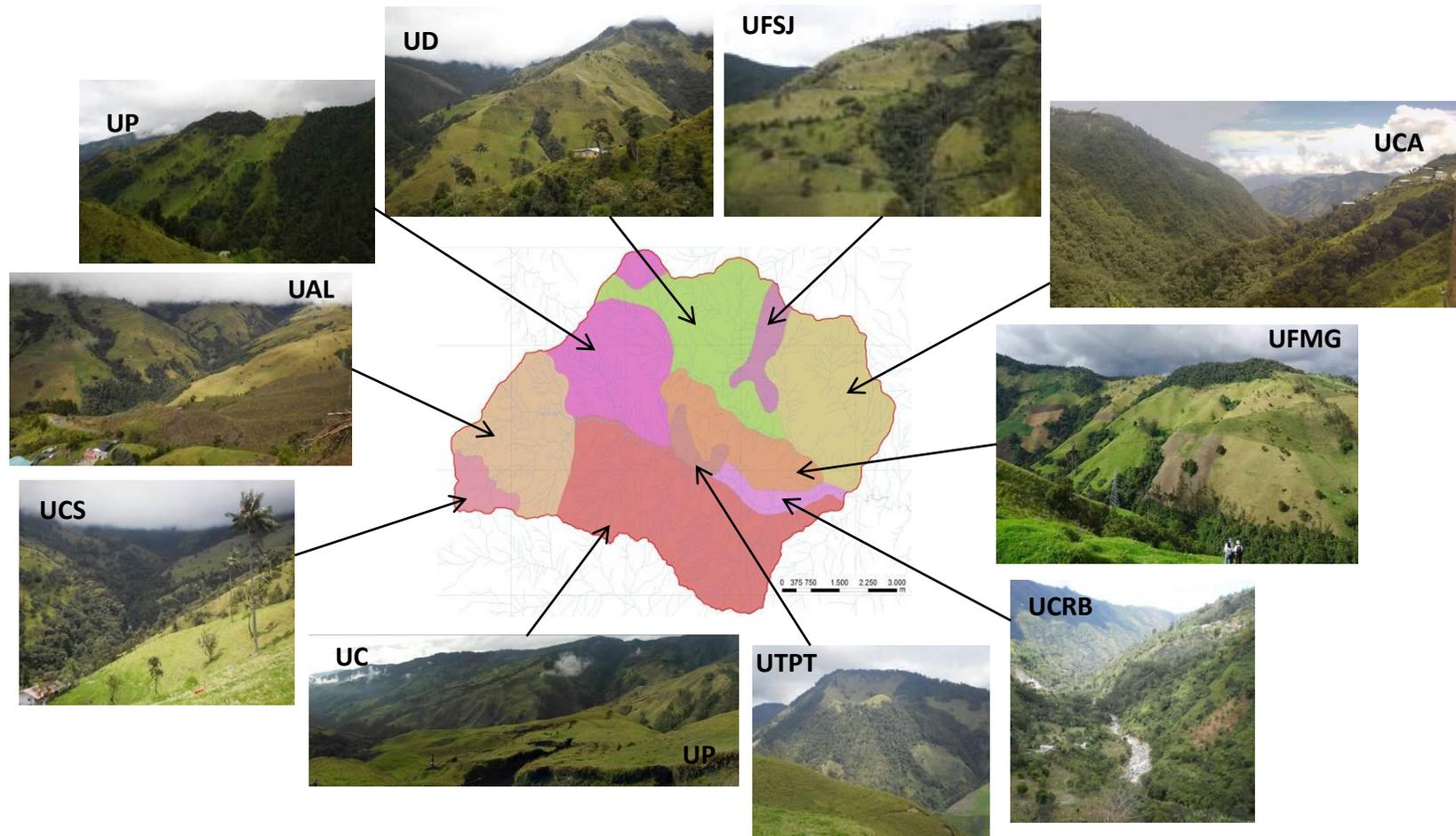
La Tabla 1-1 resume las características principales de cada una de las unidades geomorfológicas identificadas en el área de estudio (Ver Figura 1-1); todas están cubiertas por material piroclástico, con espesores que varían entre 1 y 12 m aproximadamente, por consiguiente se puede afirmar que existe una relativa uniformidad en la distribución de este material, teniendo en cuenta la escala de trabajo, en toda el área. Debido a esto, sólo se mencionará la importancia del espesor de los materiales piroclásticos con relación al análisis geomorfológico cuando sea relevante (UNALMED, 2013).

Tabla 1-1: Resumen de las características principales de las unidades geomorfológicas identificadas (UNALMED, 2013).

Nombre de unidad	Grado de incisión	Pendiente de laderas	Patrón de drenaje	Forma de topos	% de área respecto al total
Cabecera de la quebrada La Soledad (UCS)	Muy bajo	Recta(0°-20°) ~ 10°	Poca densidad	Amplia y subredondeados	2.6
Alto de la Línea (UAL)	Fuerte	Recta a cóncava (0°-40°) ~30°	Dendrítico a sub-paralelo	Amplia, irregular y subangular	12.8
La Pinera (UP)	Fuerte a moderado (No continuo)	Recta (0°-30°) ~15°	Subdendrítico a subparalelo	Amplia, suave y subredondeado (Espesores de material piroclástico>10 m)	14.1
Cinabrio (UC)	Fuerte y continuo	Recta a convexa (0°-60°) ~30°	Subdendrítico a subparalelo (Con saltos y pozos)	Amplios, redondeados e irregulares	25.3
Túnel portal Tolima (UTPT)	Muy baja	Recta >40° ~50°	Poca densidad Paralela	Muy anguloso	1.7
Diamante (UD)	Moderado	Cóncava a recta (>40°) ~40°	Subdendrítico	Subredondeado, amplio y regular	14
Filo San Julián (UFSJ)	Muy Baja a Nula	Recta (20°-30°) ~40°	Sub-paralelo	Amplio y suave	3.4
Colosa-Arenosa (UCA)	Moderado y continuo	Recta (30°-70°) ~40°	Subdendrítico a subparalelo	Muy angular a subangular, amplios y suaves.	15.5
Filo Muchilas-Alto Girardot(UFMG)	Nulo	Recta a cóncava (20°-40°) ~30°	Poca densidad Paralelo	Amplio y anguloso a subanguloso	8
Cañón río Bermellón(UCRB)	Fuerte y continuo	Recta (40°-70°) ~40°	Saltos y pozos	¹ N.A.	2.6

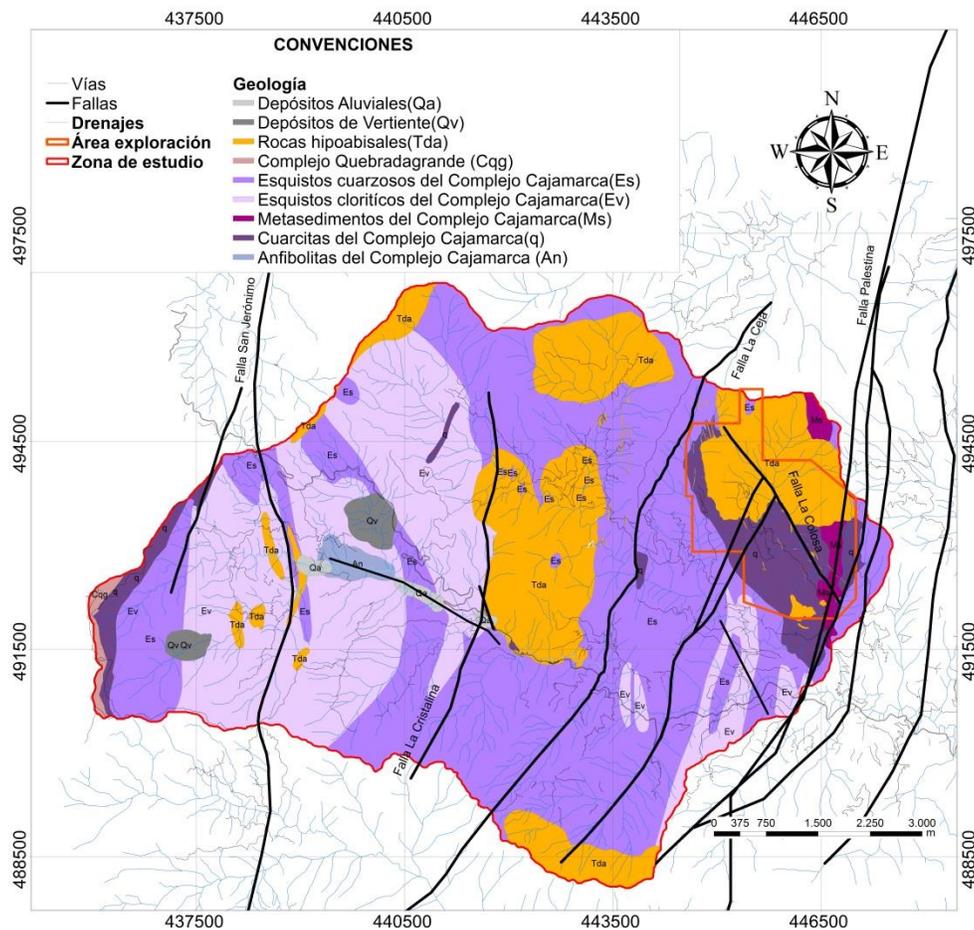
¹N.A.: No aplica

Figura 1-1: Esquema gráfico de las diez unidades geomorfológicas diferenciadas en la zona de estudio (UNALMED, 2013).



Las unidades geológicas cartografiadas en la zona (Ver Figura 1-2), se describieron en principio tomando como base los estudios del INGEOMINAS (Reseña explicativa del mapa geológico preliminar Plancha 244. Ibagué, 1982) y AGA Colombia S.A., los cuales se refinaron usando la información levantada durante campañas de campo en el año 2011 realizadas por el equipo de UNALMED sumado a la actualización de AGA Colombia S.A. proporcionada en el primer semestre del 2013, permitiendo así construir una cartografía geológica a escala 1:10000. Toda esta información finalmente presentada en la Figura 1-2 resume el trabajo geológico realizado por UNALMED en el marco del proyecto *MONITOREO HIDROGEOLOGICO EN LA FASE DE EXPLORACIÓN DE LA MINA LA COLOSA, FASES I Y II.*

Figura 1-2: Mapa geológico de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón (UNALMED, 2013).



En el área de estudio también se identificaron suelos residuales a partir de las unidades geológicas por describir; aunque su importancia hidrogeológica y geológica es alta, para los objetivos de este trabajo, los suelos no serán considerados directamente.

1.3.1 Complejo Cajamarca

Este complejo contiene las rocas metamórficas del Terreno Tahamí (Maya & González, 1995), y en el área de estudio es representado por intercalaciones de Esquisto Cuarzo micáceo con grafito y Esquistos Cloríticos-actinolíticos, y en menores cantidades anfibolitas y cuarcitas.

Dentro de la zona de estudio, las rocas del Complejo Cajamarca se encuentran en contacto con varias unidades: al Oeste el contacto es de tipo fallado con rocas de la Formación Quebradagrande, en varios lugares se encuentran intruídas por rocas Hipoabisales porfídicas y sobre toda su extensión está cubierta por depósitos superficiales aluviales, de vertiente y piroclásticos (Ver Figura 1-2).

Los Esquistos Cuarzo-micáceos con grafito (es) presentan, en muestra de mano, contenido de cuarzo, sericita y grafito, en ocasiones muestra foliación muy fina tipo filita con tamaño de grano fino; además plegamientos con venas y lentes de cuarzo de segregación de tamaños milimétricos a centimétricos orientadas con la foliación (Ver Figura 1-3). Comúnmente se encuentran intercalados con cuarcita.

Los Esquistos Cloríticos actinolíticos (ev) presentan, en muestra de mano, clorita y anfíbol (Actinolita), se caracterizan por una coloración verdosa con oxidación color naranja, de grano fino a medio. Se encuentran bastante fracturados y meteorizados, tienen abundantes plegamientos, venas y lentes de cuarzo de segregación orientados con la foliación (Ver Figura 1-3). En algunas partes se encuentra mineralizado (presencia de pirita).

Las Cuarcitas, generalmente de tonalidades grisácea y verdosa, se presentan bandeadas (Ver Figura 1-3), con mayor frecuencia como un cuerpo masivo y en ocasiones mineralizada (Presencia de pirita). Estas rocas están asociadas a los cuerpos de Esquistos cuarzo micáceo con grafito y cloríticos-actinolíticos en una disposición transicional, y geomorfológicamente representan las zonas de mayores pendientes en las partes altas de las cuencas y subcuencas.

Cerca al sector Los Andes y la desembocadura de la quebrada Cristales sobre el río Bermellón encontramos un cuerpo de roca foliada tipo anfibolita, con tamaño de grano milimétrico (Ver Figura 1-3). Dada la poca información, no es posible asignarle una relación con algún grupo metamórfico; no se conoce la edad correspondiente a esta unidad, pero posiblemente pueda tener una relación más cercana con las rocas del Complejo Cajamarca.

Figura 1-3: Rocas del Complejo Cajamarca. Superior izquierda, fotografía de Esquisto cuarzo micáceo con grafito sobre la vía La Línea-Cajamarca; Inferior izquierda, Cuarcita bandeada en quebrada Perajes; Superior derecha, Afloramiento de Esquisto clorítico-actinolítico oxidado sobre camino vereda La Bélgica; Inferior derecha, Anfibolita aflorando sobre cauce del río Bermellón.



1.3.2 Rocas Hipoabisales. Pórfidos, Andesitas y Dacitas Porfídicas (Tad)

Bajo esta denominación se agrupan una serie de diques y cuerpos subvolcánicos de composición dacítica – andesítica, microdiorítica y tonalítica con textura afanítica – porfirítica (INGEOMINAS, 2001), (Ver Figura 1-2). Es frecuente encontrar estas rocas intruyendo esquistos del Complejo Cajamarca, e incluso se encuentran diques de rocas porfídicas de composición tonalítica de hasta 1,5 m de espesor en cuerpos Hipoabisales compuestos por Pórfidos con fenocristales de cuarzo, anfíboles y matriz de color grisáceo.

Generalmente estos cuerpos Neógenos (INGEOMINAS, 2001), se presentan frescos, moderadamente fracturados y con familias de diaclasas bien definidas (Ver Figura 1-4).

Figura 1-4: Rocas hipoabisales. Izquierda, afloramiento de Andesita en el río Bermellón; Derecha, Contacto intrusivo entre Pórfido andesítico y esquistos cuarzo-micáceo con grafito.



1.3.3 Complejo Quebradagrande (CQg)

Se trata de una secuencia volcano-sedimentaria denominada como Complejo Quebradagrande (Botero, 1963; Maya & González, 1995; INGEOMINAS, 2001).

Esta unidad cretácica se puede observar en la zona de estudio en el Alto de La Línea en el límite entre los departamentos del Tolima y el departamento del Quindío (Cerro Campanario) y sobre el cauce de la quebrada Los Andes ubicada en la parte alta de la cuenca del río Bermellón. La Falla San Jerónimo es quien pone en contacto este grupo de

rocas con el Complejo Cajamarca. En la campaña de campo no se pudo verificar la ubicación de esta unidad en la zona de estudio.

1.3.4 Depósitos Superficiales: Aluviales, de vertiente y piroclásticos

En el área de interés se encuentran tres tipos de materiales que cubren los cuerpos ígneos y metamórficos: Aluvio-torrenciales, de vertiente y material piroclástico, donde el último cubre casi en su totalidad la superficie de roca cristalina. Para el objetivo de este trabajo se hará una descripción breve de estas formaciones dado que el interés recae sobre los macizos rocosos.

Los depósitos aluvio-torrenciales están asociados principalmente a las márgenes del río Bermellón y vistos con mayor frecuencia desde la desembocadura de la quebrada Soledad hasta la desembocadura de la quebrada Cristales. En la parte media a alta de la cuenca del río Bermellón se observó que estos depósitos aluvio-torrenciales están cubiertos por depósitos piroclásticos, lo que indica que la edad de estos últimos es más reciente.

En la zona de estudio los depósitos de vertiente se encuentran principalmente a media ladera. Se componen de una mezcla de bloques frecuentemente de esquistos con matriz de composición limo-arenosa a arcillo-limosa (En la mayoría de los casos a partir de material piroclástico reabajado). En la campaña de campo se observaron flujos de este tipo, recientes y actuales, pero con áreas no cartografiables para este estudio.

En el levantamiento de las 98 estaciones se observó que sobre toda la extensión del área de estudio, con algunas pequeñas excepciones, se exponen capas de cenizas volcánicas, lapilli y en menores cantidades, bloques. Ingeominas (1982) las asume provenientes del Complejo Ruiz – Tolima y el Volcán Cerro Machín, al Norte y Oriente de la zona de trabajo, respectivamente (INGEOMINAS, 1982).

Los depósitos piroclásticos observados se encuentran estratigráficamente encima de las unidades geológicas en contacto depositacional cubriendo y suavizando el relieve preexistente invirtiéndolo o rellenándolo. La distribución espacial de este material se enmarca principalmente a las unidades geomorfológicas con laderas moderadamente

inclinadas, con espesores de hasta 15 m. Como se explicará posteriormente, el conocimiento cartográfico y textural de este material, luego será de apoyo en el análisis de los resultados geofísicos así como en el desarrollo logístico de la adquisición de datos geoelectricos.

1.4 Marco tectónico local

Las principales estructuras presentes en el área de estudio son el sistema de fallas Palestina y las fallas San Jerónimo, La Cristalina y La Ceja, así como también fallas menores con orientación variable entre N10W a N60W.

La Tabla 1-2 resume la información de 14 puntos de falla levantados en la campaña de campo inicial, algunos de ellos corresponden a las trazas principales y otros a fallas satélites de importancia local y puntual. Durante el primer semestre de 2013 se verificaron más afloramientos de fallas con el acompañamiento de AGA Colombia S.A (Ver

Figura 1-5).

Tabla 1-2: Fallas levantadas en la campaña de campo (UNALMED, 2013).

Dato	Estación	Coordenada X	Coordenada Y	Rumbo	Buzamiento	Nombre
1	MAG - 43	445540	490786	N10W	55NE	Falla local
2	CF - 15	441710	491756	N30W	85NE	Falla local
3	MAG - 46	445755	490995	N05E	88NW	Falla local
4	MAG - 56	446390	490750	N45E	76NW	Falla local
5	JPC - 12	441615	491973	N30E	50NW	La Cristalina ¹
6	JPC - 14	441462	491832	N50W	50NE	Falla local
7	DAR - 71	446602	492157	N20E	70SE	SC3 ¹
8	DAR - 72	446537	492008	N10E	85SE	SC1 ¹
9	MAR - 56	441700	491250	N71E	70SE	Falla local
10	JPC - 62	439658	492788	N80E	25NW	Falla local
11	JPC - 64	439750	492700	N60W	90	Falla local
12	JPC - 72	442470	492400	N65W	50NE	Falla local
13	DAR - 98	443030	490769	N40E	35NW	La Ceja ¹
14	DAR - 104	442795	490432	N80E	60SE	La Ceja ¹

¹Nombre con el cual lo identifica AGA Colombia S.A.

Figura 1-5: Fotografías de algunos afloramientos de falla. *Superior izquierda*, traza falla Palestina sobre vía al proyecto de exploración La Colosa; *Inferior izquierda*, traza de falla San Jerónimo o Falla La Soledad, quebrada Los Andes; *Superior derecha*, Falla La Cristalina, estación JPC-14 (UNALMED, 2013); *Inferior derecha*, Falla La Ceja, estación DAR-104 (UNALMED, 2013).



1.5 Exploración geoelectrica para hidrogeología

Las técnicas geofísicas son herramientas de exploración de subsuelo que logran caracterizar sus propiedades de manera indirecta. Pueden clasificarse en dos grupos: métodos pasivos, los cuales detectan la variación natural de los campos potenciales de la

tierra, y métodos activos, donde señales artificiales son transmitidas en la tierra y luego registradas después de pasar por el subsuelo (Reynolds, 1997; Willis, 2004)

La técnica geofísica usando resistividad eléctrica, es un método activo y su principal objetivo es conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo (Kirsch, 2006). La resistividad de las rocas es de especial interés para propósitos hidrogeológicos, principalmente gracias a que es posible registrar significativas variaciones de resistividad eléctrica en el subsuelo ante diferentes grados de saturación en cualquier formación rocosa; por otro lado comparte similar sensibilidad con la propiedad conductividad hidráulica a factores como distribución y tamaño de poros, salinidad del flujo subterráneo, densidad de fracturamiento, conectividad de partículas y grado de saturación (Krishnamurthy, et al., 2008)

Esta herramienta permite diferenciar entre rocas con contenido de agua salada y agua dulce, rocas arenosas o arcillosas, contactos entre medios fracturados y medios porosos, rocas saturadas y no saturadas, y rocas frescas y sanas de rocas con algún grado de meteorización (Kirsch, 2006); todo lo anterior por supuesto gracias al ajuste con información de campo como cartografía geológica, condiciones estructurales locales y regionales, inventario de puntos de agua, perforaciones, etc., los cuales permiten reducir la incertidumbre gracias al principio de equivalencia y da controles útiles en la etapa de interpretación de resultados en términos de la información geológica conocida, la cual puede ser luego extrapolada a otras áreas similares (Reynolds, 1997; Willis, 2004; Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010). Aún la mayor limitación del método es no poder diferenciar entre material arcilloso o con contenido arcilloso de capas con algún grado de saturación; esta situación se puede resolver realizando una interpretación integral.

Es tan relacionada la dinámica de la resistividad eléctrica con la conductividad hidráulica que existen variadas publicaciones donde usando información a partir de ensayos geoelectrónicos de superficie se ha querido estimar la conductividad hidráulica de un cuerpo; algunos tienen en cuenta factores de forma (Ley de Archie), otros incluyen la influencia de la salinidad del agua y algunos otros del contenido de arcilla (Clapp & Hornberger, 1978; Salem, 2001; Atekwana & Rowe, 2003; Shevvin, et al., 2006).

La resistividad del terreno es medida inyectando corriente al terreno y midiendo la diferencia de potencial resultante en la superficie a través de los electrodos ubicados en la disposición del arreglo escogido (Willis, 2004; Singhal & Gupta, 2010). En función del

arreglo elegido y su geometría, el método tiene la capacidad de penetrar profundidades mayores a 1000 m aunque lo usual en hidrogeología es 250 m. Gracias a esto es posible mapear la profundidad y espesor del acuífero objetivo, encontrar capas confinantes o acuítardos, localizar fracturas y zonas de falla, cartografiar áreas con contaminación de aguas subterráneas y cuñas salinas (Krishnamurthy, et al., 2008).

Por supuesto el mejor camino para determinar propiedades del subsuelo es observar o medir éstas directamente de los materiales implicados, lo cual es generalmente difícil y usualmente imposible. Por esta razón es aconsejable realizar los ensayos geoelectricos en lugares seleccionados y extrapolar o interpolar las propiedades entre los lugares muestreados. Este es un proceso típico y efectivo donde su éxito se ve limitado más que todo por la cantidad de muestreos y la uniformidad de su distribución (Reynolds, 1997; Willis, 2004).

Aunque como todo método, la exploración geoelectrica tiene sus limitantes (de los cuales se hablara en los dos capítulos siguientes), métodos como pruebas de bombeo, trazadores y análisis de tamaño de grano requieren de perforaciones, los cuales son costosos y en ocasiones, arrojan resultados locales de baja resolución para cartografías regionales o locales. Los métodos de exploración geofísica superficial no necesitan perforación y se obtiene información rápida (Willis, 2004; Shevnin, et al., 2006) y de buena resolución espacial en función del arreglo escogido.

1.6 Características hidrogeológicas de macizos rocosos de rocas cristalinas

Anteriormente, a las rocas cristalinas (Rocas ígneas plutónicas y metamórficas), no se les daba significativa atención en el área de hidrogeología debido a ser reconocidas por su insignificante porosidad y permeabilidad primaria, además de presentar dificultad en el proceso de extracción a partir de pozos Sin embargo, en las últimas décadas, dada la necesidad de abastecer de agua dulce a poblaciones rurales, especialmente en países desarrollados, estas rocas han sido investigadas para desarrollar el conocimiento hidrogeológico. También se ha reconocido su importancia como rocas almacenadoras de depósitos tóxicos, en la industria petrolera y en la resolución de problemas geotécnicos (Singhal , 2008; Singhal & Gupta, 2010). En Colombia, en los últimos años estas

investigaciones se han adelantado con mayor frecuencia para garantizar el buen uso del recurso, su preservación, evaluación de reservas y para conocer las condiciones hidrodinámicas, principalmente cuando están relacionadas con el desarrollo de la industria minera como también para certificar la viabilidad de proyecto de infraestructura.

Dichas investigaciones apuntan a que aunque estas rocas en estado fresco y sano tienen bajo a nulo potencial hidrogeológico, factores como la meteorización y el fracturamiento imparten una porosidad y permeabilidad secundaria significativa la cual es altamente variable, pudiendo elevar la conductividad hidráulica varios ordenes de magnitud y generalmente incrementan la complejidad del flujo del agua subterránea (Davis & DeWiest, 1971; Freeze & Cherry, 1979; Witherspoon, et al., 1979; Willis, 2004; Singhal , 2008; Singhal & Gupta, 2010).

Las rocas cristalinas se caracterizan por contener diferentes tipos de discontinuidades a diferentes escalas, desde diaclasas con unos pocos mm de longitud hasta fallas a escala regional; su importancia radica en que facilitan el almacenamiento y tránsito de fluidos dentro de ellas; sin embargo, las fallas y diques por ejemplo, pueden también actuar como barreras a este flujo (Singhal & Gupta, 2010).

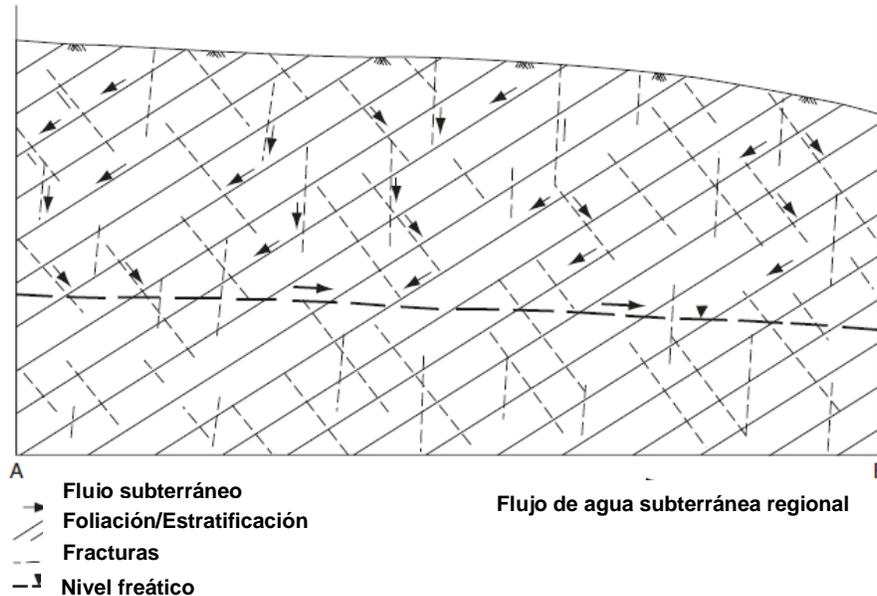
Conocer la distribución de las discontinuidades en un macizo rocoso cristalino es uno de los mayores retos en el campo de la hidrogeología (Davis & DeWiest, 1971), el cual se puede solucionar haciendo aproximaciones a escala regional o apuntando a aquellas familias que pueden tener mayor potencial hidrogeológico; esta dificultad se puede explicar ya que en un mismo cuerpo rocoso es posible encontrar diferentes tipos de discontinuidades generadas por diferentes causas y posiblemente, por procesos repetidos en el tiempo geológico. Además se ha sabido que la permeabilidad en las discontinuidades se reduce con el aumento de la profundidad; factores como la temperatura, el campo de esfuerzos, la capacidad de disolución, cementación, relleno y meteorización, influyen en la capacidad hidrogeológica de cualquier tipo de fractura (Davis & DeWiest, 1971; Freeze & Cherry, 1979; Singhal & Gupta, 2010).

Las formaciones geológicas usualmente no exhiben uniformidad en su textura y estructura espacial, gracias a los diferentes cambios composicionales y deformacionales que han sufrido en su formación y posterior evolución. Por consiguiente, los macizos rocosos a partir de rocas cristalinas poseen propiedades que se caracterizan por su heterogeneidad y anisotropía, una de ellas es la permeabilidad; esto hace que sus características

hidráulicas como la conductividad y almacenamiento varíen en magnitud y distribución espacialmente (Carrillo, 1997).

La anisotropía usualmente es resultado de la estructura y fábrica de la roca. En el primer caso, las diferentes fracturas difieren en su orientación dando una conductividad preferencial a lo largo de ellas; respecto a la fábrica, en rocas foliadas como esquistos y filitas, también existe una preferencia a la dirección de la foliación, entendiéndose que la orientación de la foliación varía espacialmente gracias a los cambios en los esfuerzos que las generan (Ver Figura 1-6). Algunos casos son: fracturas paralelas que imparten fuerte anisotropía a la masa rocosa; mayor cantidad de fracturas interconectadas reducen la anisotropía; fracturas con grandes longitudes, alta densidad de fracturamiento y grandes aperturas, permiten mayor conductividad (Davis & DeWiest, 1971; Singhal & Gupta, 2010).

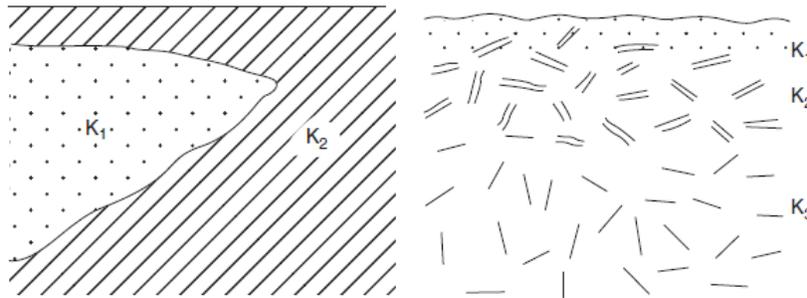
Figura 1-6: Diagrama esquemático que muestra el papel de la foliación y las fracturas en el movimiento del agua subterránea (Modificado de Singhal & Gupta, 2010).



Las rocas cristalinas poseen propiedades altamente heterogéneas, principalmente por la variación en la apertura de las fracturas (Willis, 2004; Singhal & Gupta, 2010); también por cambios en la densidad del fracturamiento y en su composición litológica (Ver Figura 1-7),

clasificándolos en términos hidrodinámicos como medios discontinuos (Lachassagne, 2008).

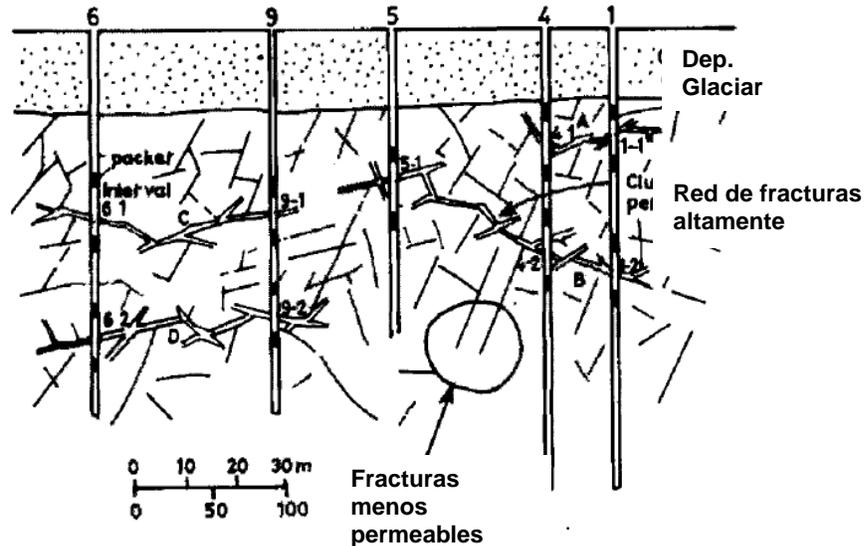
Figura 1-7: Acuíferos heterogéneos. Izquierda, acuífero en forma de cuña; derecha, acuífero a partir de roca fracturada (Modificado de Singhal & Gupta, 2010).



En particular, el grado de conectividad del sistema de fracturas es de crítica consideración en estudios hidrogeológicos. La conectividad de las discontinuidades está en función del número de intersecciones entre ellas en un área de interés y es controlada por características individuales de las fracturas como la orientación, espaciamiento, continuidad y frecuencia (LaPointe & Hudson, 1985). La conectividad de las diferentes familias de fracturas es importante en la definición de la continuidad de las características hidráulicas. Long y Witherspoon (1985) definieron que para una frecuencia de las fracturas dada, cuando la continuidad incrementa, incrementa la interconectividad y así mismo la permeabilidad (Ver Figura 1-8).

La complejidad dada por los atributos heterogeneidad, anisotropía y conectividad, hace que las investigaciones hidrogeológicas se inclinen a aprovechar al máximo la información adquirida en superficie; por ejemplo, la realización de cartografía geológica detallada es sumamente útil en la determinación de la importancia hidrogeológica de estructuras, contactos, fallas y diques (Davis & DeWiest, 1971; Singhal, 2008; Singhal & Gupta, 2010), y así lograr cuantificar los patrones de flujo y conocer sus direcciones preferenciales (Van-Golf-Racht, 1982; de Masily, 1986; Lee & Farmer, 1993; Singhal & Gupta, 2010); también es imprescindible el levantamiento de información geomorfológica, hidrológica, el uso de herramientas geofísicas y de sensores remotos (Singhal & Gupta, 2010), y si es posible, ajustar a información de registros de perforación y piezómetros.

Figura 1-8: Perfil y modelo conceptual de la sección de investigación de rocas fracturadas en Mirror Lake, New Hampshire, Servicio Geológico de EU. (Modificado de singhal, 2008).



1.7 Hipótesis del estado del macizo rocoso en el área de estudio

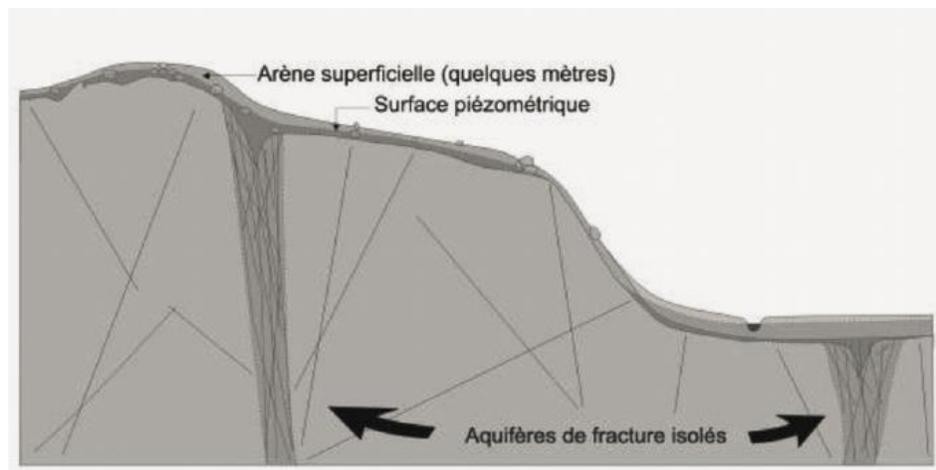
Luego de realizar la cartografía geológica se encontró que aproximadamente, cerca del 70% del área corresponde a Esquistos cuarzo micáceos con grafito y Esquistos clorítico-actinolíticos, seguido por las rocas hipoabisales y un pequeño porcentaje representado por metasedimentos, cuarcitas, anfibolitas y brechas de diferentes orígenes; es decir, aproximadamente, el 90% del área de estudio está compuesto por macizos rocosos a partir de rocas cristalinas.

En concreto, el área de estudio comprende en su mayoría rocas cristalinas las cuales han estado sometidas a procesos deformacionales a partir de eventos tectónicos locales y regionales, y procesos erosivos; representado todo esto en conjunto, por un paisaje de laderas con altas pendientes, topes suavizados, cuencas encañonadas, cabeceras amplias, espesores de suelo residual considerable y coberturas de material piroclástico, las cuales con frecuencia son afectadas por movimientos en masa. Este resumen se ajusta en general, al esquema descrito a continuación el cual, ajustado a las

observaciones tomadas en las campañas de campo, nos permite plantear un posible estado de las características hidrogeológicas del medio fracturado estudiado.

Lachassagne (2008) junto a los autores mencionados en la sección anterior, consideran los acuíferos a partir de rocas cristalinas, altamente heterogéneos, definiendo así a estos medios como posibles acuíferos discontinuos, ya que sus propiedades hidrodinámicas son impredecibles localmente. Con esto, presenta el clásico modelo conceptual para acuíferos discontinuos, el cual fue desarrollado en los años setenta a partir de los resultados de campañas de perforación realizadas en África (Detay, et al., 1989); aquí se consideran las zonas de almacenamiento de agua subterránea como zonas de fracturamiento abiertas (Ver Figura 1-9).

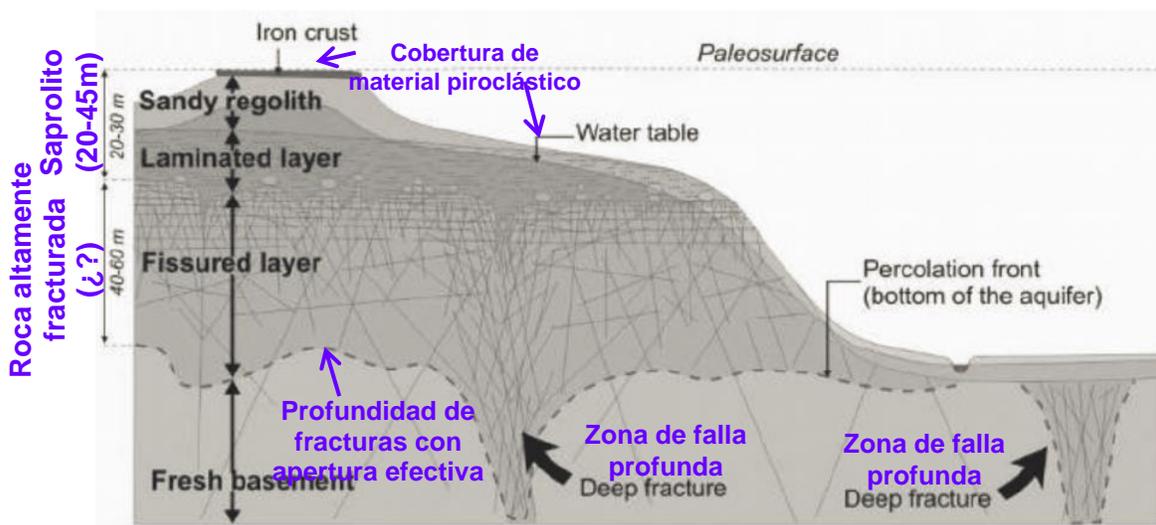
Figura 1-9: Clásico concepto de acuífero discontinuo [Traducción: Arriba, capa meteorizada y consolidada (pocos metros), Nivel piezométrico, acuíferos en fracturas aisladas]. (Detay, et al., 1989).



Luego a este concepto se le añade la importancia de la meteorización y el fracturamiento llevando el modelo de acuífero discontinuo a un nuevo concepto de acuífero continuo estratiforme dado por procesos de intemperismo, el cual se justifica indicando que luego de que la roca aflora, queda expuesta a procesos de meteorización, cuyos efectos son mayores en zonas con climas húmedos generando así decenas de metros de capa meteorizada a partir de la roca basamento (Dewandel, et al., 2006; Lachassagne, 2008). A pesar de que los objetivos por alcanzar en esta investigación recaen sobre el medio fracturado más no sobre el poroso (Depósitos superficiales y suelos residuales), el esquema presentado por Lachassagne ayuda a comprender el caso de estudio.

La Figura 1-10 presenta el modelo estratiforme conceptual para acuíferos en rocas duras, el cual incluye modificaciones a partir de las observaciones de campo e información proporcionada por AGAC siendo así ajustado al área de estudio.

Figura 1-10: Modelo conceptual estratiforme de la estructura y las propiedades hidrogeológicas de acuíferos en rocas duras con modificaciones usando información del área de estudio (Modificado de Lachassagne, 2008).



Con la ayuda gráfica del esquema presentado en la Figura 1-10 junto con las observaciones adquiridas en las campañas de campo, el listado a continuación resume las posibles condiciones hidrogeológicas que pueden presentar los macizos rocosos en la cuenca del río Bermellón.

- Se podrían considerar los medios que integran el modelo conceptual del área de estudio, distribuidos en capas aproximadamente paralelas a la topografía del relieve, excepto en las zonas donde las fallas alcanzan altas profundidades. Las capas de material piroclástico y saprolitos se comportan como medios porosos y las rocas cristalinas con diferentes grados de fracturamiento como medio fracturado.

- La heterogeneidad de los macizos rocosos está en función de los cambios litológicos, y de la distribución de la densidad de fracturamiento de las discontinuidades, es decir, grupos interconectados.
- Se encontró, usando análisis de patrón de drenajes, que existe un posible control estructural regional sobre las corrientes superficiales, lo que puede indicar que este mismo control podría ejercer influencia sobre el flujo de agua subterránea. Por consiguiente, la anisotropía de los macizos en términos hidrogeológicos se desarrolla a favor de las condiciones estructurales regionales y locales más que por la fábrica de las formaciones rocosas.
- Es posible que los espesores de roca con aperturas en el fracturamiento efectivas alcancen altas profundidades (Varios kilómetros) cuando están asociadas a fallas regionales.
- Teniendo en cuenta el levantamiento de información de macizos rocosos y de manantiales realizado en campo, los cuerpos de rocas hipoabisales en algunas ocasiones pueden comportarse como barreras del flujo subterráneo gracias a la casi impermeabilidad de la matriz rocosa y a sus casi cerradas fracturas (< 0,5 mm).
- Es posible que existan zonas con alta densidad de fracturamiento locales y no interconectadas, las cuales se planea ser evaluadas con los resultados de modelos de resistividad eléctrica y RQD. En caso contrario deben estar asociadas a contactos litológicos o a controles estructurales regionales.

2. Metodología

A continuación se presenta las consideraciones y herramientas que hacen parte del plan para el alcance de los objetivos planteados

2.1 Caracterización de unidades geológicas y geomorfológicas

2.1.1 Unidades geológicas locales con importancia hidrogeológica

Durante las campañas de campo se caracterizaron los macizos rocosos del área de estudio donde se describió la geometría de las discontinuidades y la existencia o no de algún tipo de flujo de agua en ellas como goteos, filtraciones o tan solo humedad. Teniendo en cuenta estos parámetros y demás observaciones en campo se encontró que, dos grupos de unidades geológicas tienen mayor potencial hidrogeológico a la escala de la investigación. En la construcción del modelo hidrogeológico conceptual en el marco del *MONITOREO HIDROGEOLÓGICO EN LA FASE DE EXPLORACIÓN DE LA MINA LA COLOSA, FASES I Y II*, estos dos grupos se identificaron como Unidades hidrogeológicas 1 y 2.

El primer grupo está representado por los esquistos cuarzo micáceo con grafito (Es) y Clorítico-Actinolíticos (Ev), Metasedimentitas (Ms) y Cuarcitas. Esta se considera la unidad hidrogeológica con mayor potencial gracias a su densidad de fracturamiento de 3/m (máximo 4 familias continuas), aberturas frecuentes de 1 mm y en aproximadamente 30% de los casos de 1 cm, la fábrica de las rocas (plegamientos milimétricos y centimétricos, fracturamientos y foliaciones), además que ésta es la unidad a la cual se le

observo mayor escurrimiento de agua (goteos y humedad) a través de sus discontinuidades (Ver Figura 2-1).

Figura 2-1: Discontinuidades en esquisto. Izquierda, planos representativos de las cuatro familias de diaclasas identificadas en el sector Alto de La Línea (Es); Derecha, flujo de agua lento a través de fractura en esquisto sobre la quebrada El Túnel (UNALMED, 2012).



Este grupo de rocas compone cerca del 80% del área de trabajo. Una observación interesante sobre las cuarcitas son sus venillas de carbonatos, las cuales son susceptibles a la disolución rápida en comparación a la roca silíceo recristalizada, lo cual puede generar frentes de debilidad que, a futuro, pueden convertirse en conductos de flujo (UNALMED, 2012).

La Unidad hidrogeológica 2 (UNALMED, 2012), se compone por rocas hipoabisales, las cuales se distribuyen como cuerpos intrusivos en la parte media de la cuenca del río Bermellón, partes altas de la cuenca de la quebrada La Colosa y en el ramal norte de la quebrada La Guala (zonas centro y nororiental del área de estudio); además, como pequeños cuerpos en la cuenca de la quebrada La Soledad (zona occidental del área de estudio). Esta unidad es la segunda más frecuente (20% del área de trabajo), y su importancia radica en que a pesar de que con frecuencia se encuentra fracturada (4/m en promedio), la continuidad del fracturamiento es mínima y el 30% de las aberturas están

muy cerradas. Gracias a lo anterior y a observaciones de campo, se concluyó que el papel de esta unidad se inclina más como un medio desviador del flujo subterráneo más que almacenador o conductor; esta observación se evidencia en la trayectoria de la quebrada El Túnel, la cual muestra una curva en su cauce cerca de su desembocadura en el río Bermellón, rodeando un cuerpo de rocas hipoabisales.

Teniendo en cuenta lo anterior se concluye que aunque todo indica que el primer control hidrogeológico es la tectónica local y regional, el segundo debe ser la fábrica de la roca, de esta forma, la foliación está facilitando el diaclasamiento y así mismo el espesor de las aberturas, lo cual no se observa en las rocas plutónicas, quienes tienen una fábrica isotrópica.

2.1.2 Consideraciones geomorfológicas locales para el diseño de la exploración geoelectrica

La cartografía geomorfológica es útil para el alcance de los objetivos de esta investigación por dos factores: i) Hace parte importante de la logística y diseño de los arreglos geoelectricos escogidos en la prospección geofísica del subsuelo; ii) Hace parte de las herramientas que contribuyen en una futura correlación de las condiciones hidrogeológicas del área con mayor información RQD (Rock Quality Designation) y geoelectrica (Zona de exploración proyecto La Colosa, como se explicó en la sección de localización) con demás zonas dentro de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón.

Es conocido en el diseño de una campaña para la adquisición de información geoelectrica que para evitar efectos de la topografía sobre la curva del sondeo resultante al realizar sondeos eléctricos verticales (SEV), la línea sobre la cual se abren los electrodos debe dirigirse lo más recto y horizontal posible (Kirsch, 2006), advertencia que debe tenerse en cuenta en terrenos colinados. Es aquí donde el conocimiento geomorfológico de la zona es útil, indicando en nuestro caso que lugares como La Pinera, la cual se caracteriza por filos anchos, amplios y de topes suaves a moderados, puede ser una opción para la ubicación de SEV. Sin embargo, la suavidad que revela el relieve en la zona de trabajo está directamente relacionada con el material piroclástico que la cubre, de tal forma que a mayor suavidad en el terreno, mayor espesor de material piroclástico, lo cual es un inconveniente en la resolución de los resultados buscados ya que no es de nuestro interés

conocer el material piroclástico, sino captar la mayor cantidad de información posible del medio fracturado.

Entonces el conocimiento geomorfológico no solo es útil para la ubicación de lugares donde existe una posible horizontalidad en un área caracterizada por sus laderas empinadas, si no también, para diferenciar lugares donde es posible la abertura máxima del arreglo, de tal forma que la profundidad de investigación sea la más alta posible.

La adquisición de información geoelectrica usando Tomografías de resistividad no presenta dificultades ante la complejidad del relieve por muestrear. La programación de inversión permite integrar la información topográfica de la línea muestreada e incorporarla al modelo resultante, minimizando así los efectos y generando un modelo aún más sujeto a la realidad.

En el caso de la adquisición de información usando sondeos co-líneas azimutales o de anisotropía es importante tener en cuenta la misma limitación mencionada para los SEV. Sin embargo, ante las limitaciones por la complejidad topográfica del relieve sumado a restricciones de seguridad fue necesario asumir algunos criterios que en el capítulo siguiente se detallarán.

2.2 Condiciones estructurales locales

2.2.1 Caracterización estructural de un macizo rocoso

Como se dijo en el capítulo anterior, el potencial hidrogeológico de un macizo rocoso en una roca cristalina está altamente influenciado por las propiedades físicas y geométricas de las discontinuidades. Scesi & Gattioni (2007) dicen que en particular, el flujo de agua dentro de una discontinuidad individual es controlado mayormente por la apertura y la rugosidad; sin embargo, como se explicó en el anterior capítulo, el conocimiento de los parámetros frecuencia, continuidad y actitud estructural, son vitales para comprender la dinámica de medio fracturado, ya que ellos integralmente definen entre otras cosas las direcciones preferenciales (anisotropía) y la continuidad del flujo (conectividad).

En la campaña de campo se realizó el levantamiento sistemático de aproximadamente 200 estaciones donde se describieron los parámetros persistencia o continuidad,

Abertura, Rugosidad, Tipo de relleno, frecuencia o densidad de fracturamiento, tipo de fluido y estado de meteorización de la roca, de las familias de discontinuidades más importantes. Usando esta información se realizaron diagramas polares, los cuales se describirán a continuación.

Se conoce que la permeabilidad en las fracturas se ve afectada con el aumento de la temperatura, la variación en los esfuerzos (Esfuerzos verticales y laterales dadas las sobrecargas y esfuerzos horizontales con origen tectónico), además de los procesos de alteración meteórica, de descomposición y cementación, todos éstos influenciados por el aumento de la profundidad (Davis & DeWiest, 1971; Freeze & Cherry, 1979; Singhal & Gupta, 2010). La variación de las propiedades físicas de las discontinuidades en función de la profundidad difícilmente se puede conocer con información de superficie, y por esta razón es necesario el uso de información de registros de perforación RQD y resultados de ensayos geofísicos como los propuestos en esta investigación, los cuales difícilmente logran captar la variación de dichos parámetros individualmente, pero sí los efectos de su variación como la localización de zonas de debilidad o fracturamiento y áreas con diferentes grados de saturación.

2.2.2 Análisis estereográfico de frecuencia de fracturas

Con el objetivo de conocer la orientación de las familias de discontinuidades muestreadas más frecuentes se usó el método estereográfico, el cual se basa esencialmente en la representación de disposiciones estructurales en el espacio interior de una esfera de diámetro cualquiera y debidamente orientada, para resumir la actitud estructural en su plano diametral horizontal (Circunferencia mayor horizontal), donde se hacen los estudios estereográficos (Chica, 1979).

Chica (1979) recomienda para estudios geoestadísticos de foliación, disposiciones estructurales de estratos, foliaciones y esquistosidades, fallas, fracturas y diaclasas, etc., usar la representación polar de aquellos planos mencionados.

El procedimiento consiste en: i) Representación estereográfica del plano (Usando la actitud estructural del plano – Rumbo y buzamiento-) como arco meridional; ii) representación polar del plano (En este caso diaclasamientos y fracturas) el cual se ubica en el hemisferio contrario; iii) usando la malla de conteo y plantillas de conteo periférico e

interior se realiza el conteo de polos espacialmente; y iv) trazo de isolíneas. De esta forma se logra un diagrama equiareal de frecuencia de fracturas (Chica, 1979).

El uso de softwares evita el desarrollo manual, el cual es bastante largo y engorroso a medida que aumenta el número de discontinuidades usadas. Como se explicará en el capítulo siguiente, para el desarrollo de este trabajo se usó el software *Dips* el cual hace parte del paquete ©RockScience.

2.3 Estimación de direcciones preferenciales de flujo subterráneo usando parámetros geométricos de discontinuidades

Conocer la distribución del flujo de agua subterránea en medios fracturados es uno de los principales objetivos en un estudio hidrogeológico. Como se explicó en el capítulo 1, se conocen varias técnicas, algunas de ellas invasivas; sin embargo, el conocimiento de las propiedades físicas y geométricas de las discontinuidades en superficie puede ser usado para hacer una estimación de las direcciones preferenciales de flujo, herramienta que puede usarse de forma preliminar y luego, en función de los factores tiempo, capacidad monetaria y permisos ambientales, ser corroborado con demás herramientas.

2.3.1 Diagrama polar hidroestructural

Un diagrama polar hidroestructural es un diagrama polar de frecuencia geoestadística que tiene por objetivo evaluar el orden de importancia de las familias de discontinuidades según su potencial como conductores de agua. Para su construcción se debe llevar a cabo el mismo procedimiento para realizar el diagrama de frecuencias de fracturas; sin embargo, su principal diferencia es que en el segundo cada polo tiene un peso igual 1, llamado peso mecánico el cual indica “existencia”. Los polos de un diagrama polar hidroestructural tienen un peso hidráulico (P.H) (Ver Ecuación 2.1 y Ecuación 2.2), que depende de parámetros geométricos de la discontinuidad (Chica, 1979):

$$\text{Peso Hidráulico (P. H.)} = 1 + \frac{\text{Factor Hidráulico}}{x} \quad (2.1)$$

$$\text{Factor Hidráulico (F. H.)} = \text{Densidad} * \text{Continuidad} * \text{Abertura E.} * \text{Factor rugosidad} \quad (2.2)$$

Donde,

- Densidad: Número de discontinuidades por familia por metro.
- Continuidad: Longitud mayor observada de cada familia de discontinuidades hasta ser interrumpida por una discontinuidad menor (en metros).
- Abertura efectiva: abertura libre después de analizar si el relleno es soluble o removible (en milímetros).
- Factor de rugosidad efectiva: Valor entre 0.1 y 1.0 que representa rugosidades primarias y secundarias, donde 1.0 indica superficie lisa.
- X: Número para reducir la escala de valores de P.H. y así permitir que el procesamiento dentro del diagrama sea práctico.

Cuando se le ha asignado un P.H. a cada discontinuidad se procede al conteo, donde se suman sus pesos y luego el trazo de isolíneas, siguiendo la instrucción descrita en la sección anterior. Finalmente las familias de discontinuidades con mayor potencial son identificadas, las cuales, no necesariamente deben coincidir con las familias de mayor frecuencia; de esta forma se obtiene un resultado parcial de las direcciones preferenciales del flujo de agua subterránea en un macizo rocoso (Chica, 1979). Sin embargo es importante entender que aquí no se involucra un factor importante como es la interconexión entre facturas, lo cual es definitivo en el almacenamiento y transporte del flujo en el medio fracturado.

2.4 Distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo con la profundidad

La resistividad se define como la oposición a la corriente eléctrica generada por una unidad de volumen de roca, que siendo una propiedad característica del medio, depende de parámetros como el material que la conforma, su porosidad, grado de saturación y tipo de fluido (Kirsch, 2006; Krishnamurthy, et al., 2008).

Si se considera un medio continuo, isotrópico y homogéneo; donde δA es un elemento de la superficie y J la densidad de corriente en amperios/metros², entonces la corriente que pasa a través de δA es $J \times \delta A$; por otro lado, la densidad de corriente J y el campo eléctrico E son relacionados por la Ley de Ohm (Ver Ecuación 2.3), donde E se expresa en voltios/metros y σ es la conductividad del medio en mhos/metros. Lo anterior resume

el principio fundamental de la exploración geofísica de resistividad eléctrica (Telford, et al., 1990).

$$J = \sigma E \quad (2.3)$$

Pasando por todo el tratamiento matemático, desde el análisis de una fuente puntual en el subsuelo hasta una línea de electrodos, Telford *et al.* (1990) explica como la Ley de Ohm llega a la definición de resistividad aparente (ρ_a), diferente de la real gracias a la heterogeneidad típica del subsuelo. En resumen, ρ_a va a depender de la caída de voltaje (U), la corriente inyectada (I) y la geometría del arreglo escogido (K), (Krishnamurthy, et al., 2008; Singhal & Gupta, 2010). Ver Ecuación 2.4.

$$\rho_a = K \cdot \frac{U}{I} \quad (2.4)$$

Generalmente, para la medida de resistividades de las formaciones del subsuelo, son necesarios 4 electrodos. Una intensidad de corriente I es introducida usando un par de electrodos, llamados electrodos de corriente, por convención A y B. La diferencia de potencial producida como resultado del flujo de corriente es medida, por lo menos, con otro par de electrodos, llamados electrodos de potencial y denotados por convención, M y N. Hay diferentes arreglos para la medida de esta diferencia de potencial y una buena elección de éstos implicará mayor certeza en los resultados de resistividad aparente ρ_a así como mayor éxito en el alcance de los propósitos de la exploración (Willis, 2004; Kirsch, 2006; Krishnamurthy, et al., 2008; Singhal & Gupta, 2010; Revil, et al., 2012).

Teniendo en cuenta el alcance y el presupuesto de la exploración, se deben escoger los métodos geoeléctricos adecuados; siendo los más comunes los siguientes: Sondeos eléctricos verticales (SEV), Tomografías eléctricas (TRE, modelos-2D) y modelos sólidos geoeléctricos 3D (Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010). A continuación se describen los métodos escogidos para los alcances de este trabajo.

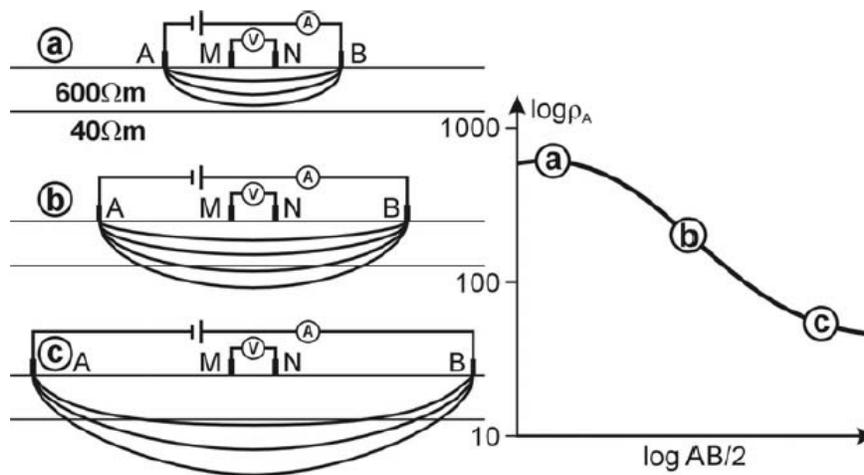
2.4.1 Sondeos eléctricos verticales (SEV)

Es aplicado a medios distribuidos en capas con disposición aproximadamente horizontal y determina en 1D (Comparable espacialmente a un registro de perforación), la variación de la resistividad eléctrica con la profundidad. La idea básica de la realización de un SEV es

que las distancias entre electrodos sean incrementadas para que aumente el alcance de la corriente en profundidad. La resistividad aparente obtenida es dibujada versus la separación de electrodos de corriente AB a escala logarítmica e interpolada por una curva continua, llamada Curva de sondeo, siendo esta la base de la inversión de los datos (Ver Figura 2-2), (Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010).

La curva de sondeo es enfrentada con una curva teórica dibujada por el software de inversión adecuado. La interpretación de los resultados a partir del SEV arroja entonces número de capas, su espesor y sus resistividades. En rocas cristalinas, es una técnica acertada en la localización del espesor de suelo residual cuando la resolución del arreglo lo permite; mas no es una técnica adecuada para la localización de sistemas de fallas (Singhal & Gupta, 2010).

Figura 2-2: Medida de resistividad aparente con el incremento del espaciamiento de los electrodos permitiendo el incremento de la penetración a profundidad de la corriente inyectada. Los resultados son compilados en la curva de sondeo (Kirsch, 2006).



2.4.2 Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

La Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es usada para determinar las particularidades de la heterogeneidad de un terreno asumiendo que la resistividad eléctrica varía en el subsuelo verticalmente y en una dirección horizontal; el resultado final es un perfil de distribución de la resistividad eléctrica en una sección particular del subsuelo (Krishnamurthy, et al., 2008). Esta técnica es útil para áreas de complejidad geológica (Loke & Barker, 1996; Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010), y es de preferencia

en exploración mineral e hidrogeológica, ya que es capaz de captar las anomalías generadas por zonas cavernosas, zonas de falla, contactos litológicos, diques, cuñas salinas, etc. (Telford, et al., 1990).

La realización de una tomografía envuelve la medición de una serie de líneas eléctricas que se abrirán de acuerdo a la penetración en profundidad requerida (Singhal & Gupta, 2010), y el equipo lo permita. Cualquier tipo de configuración o arreglo de electrodos puede ser usado (Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo), (Telford, et al., 1990). En general, los cuatro electrodos de un arreglo común son movidos a lo largo de una línea, conservando en principio los espaciamientos entre electrodos y luego éstos son cambiados para penetrar más y así obtener información a mayor profundidad (Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010).

Luego de obtener la información de campo, la resistividad aparente de cada punto es dibujada en una sección respecto a la profundidad que le corresponde y ubicada inmediatamente debajo del centro del arreglo de electrodos. Luego son dibujados los contornos para producir una pseudosección, la cual refleja cualitativamente la variación espacial del perfil (Loke & Barker, 1996; Singhal & Gupta, 2010).

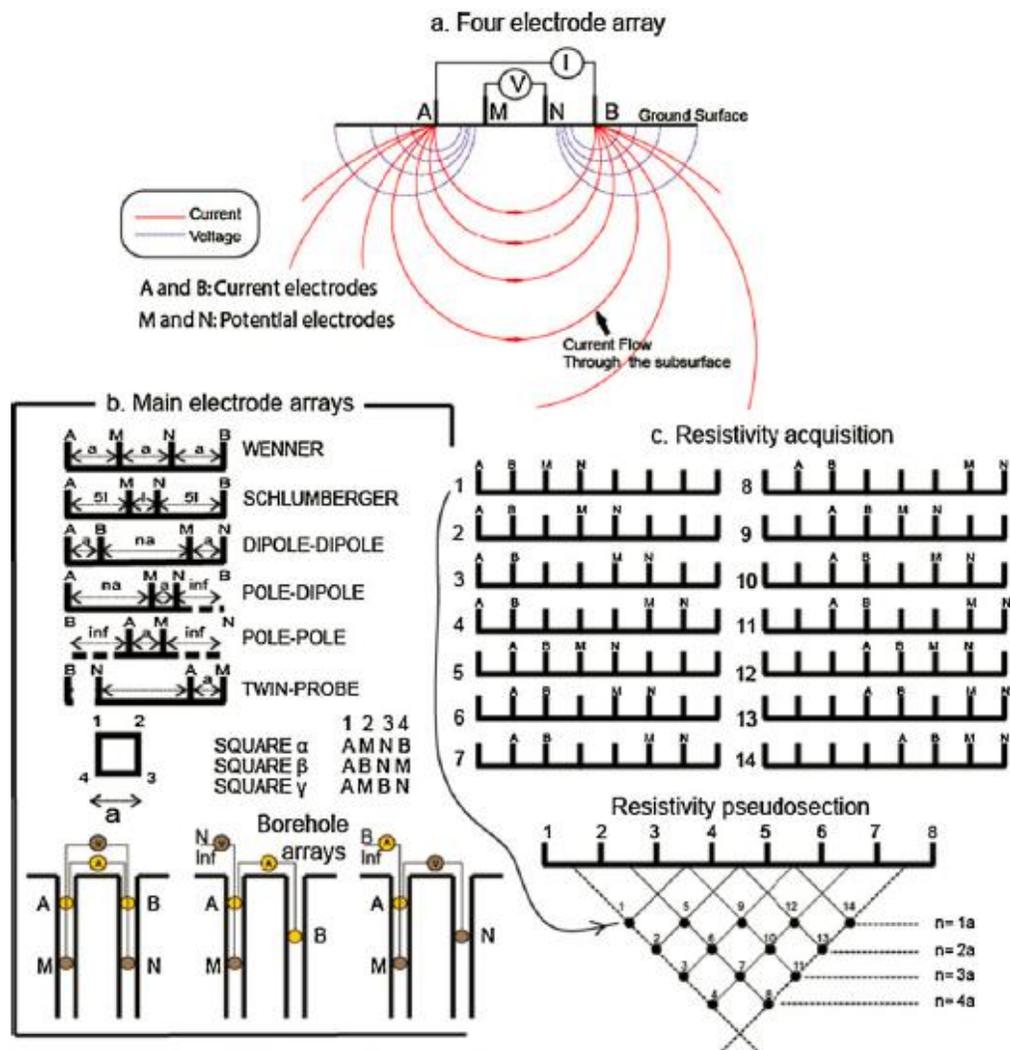
Un proceso de inversión lleva la pseudosección de datos de resistividad aparente a una imagen de resistividad invertida. La inversión es llevada a cabo por aproximaciones determinísticas, las cuales tienen por objetivo recuperar la distribución real de la resistividad del subsuelo a partir de los datos aparentes (Revil, et al., 2012). La Figura 2-3 resume el proceso para obtener una tomografía.

2.4.3 Solución del problema inverso para TRE

La teoría del problema inverso es un conjunto de técnicas matemáticas que simplifican datos para obtener información útil sobre el mundo físico basado en inferencias tomadas a partir de observaciones. Esta teoría está limitada a las observaciones y los cuestionamientos que pueden ser representados numéricamente; las observaciones se constituyen en datos y las preguntas que se quieren responder serán expresadas en términos de valores numéricos (y estadísticos) de propiedades específicas (pero no necesariamente directamente medibles). Esas propiedades serán llamadas "Modelo de

parámetros” y se asume que existe un modelo específico (usualmente una teoría o modelo físico-matemático) que relaciona el modelo de parámetros con los datos (Menke, 1989).

Figura 2-3: Principios de las mediciones de resistividad en campo. a. Arreglo de electrodos (A y B para corriente, M y N para potencial); b. Arreglos de electrodos típicos usados en sondeos de resistividad, incluyendo el arreglo cuadrado y sondeos de pozo; c. Construcción de una pseudosección usando el arreglo Dipolo-Dipolo a lo largo de un perfil (La pseudosección es una colección de datos de resistividad aparente dibujados en función de unas pseudo-profundidades), (Modificado de Revil et al., 2012).



El término “Teoría del problema inverso” es usado en contraste con “El problema directo” el cual es definido como el proceso de predecir los resultados de mediciones basados en algún principio o modelo general, así como en un conjunto de condiciones específicas

relevantes al problema. Un proceso de inversión por el contrario, usando datos y un principio o modelo general, estima el modelo de parámetros (Menke, 1989).

Un número de técnicas de inversión han sido usadas en la interpretación de datos geofísicos, incluyendo: Mínimos cuadrados (Inman, 1975), gradiente conjugado (Rodi & Mackie, 2001), máxima entropía (Bassrei & Quezada, 2001), redes neuronales artificiales (Zhang & Zhou, 2002), y descomposición de valores singulares (Muiuane & Pederson, 2001). Una técnica usada comúnmente en procesos de inversión para modelos 2D y 3D de resistividad eléctrica es el método de optimización regularizada usando mínimos cuadrados o "Smoothness-constrained Least-squares optimization" (deGroot-Hedlin & Constable, 1990; Loke & Barker, 1996; Li & Oldenburg, 2000). Este es un método versátil, comúnmente usado que permite al usuario incluir información respecto a las características de los datos y del terreno al proceso de inversión, así éste producirá resultados más cercanos a las condiciones geológicas reales del subsuelo (Loke, et al., 2003; Revil, et al., 2012).

El proceso de inversión realizado a los datos adquiridos en campo en este trabajo fue hecho usando el software ©RES2DINV; por otro lado, infiriendo que el subsuelo donde se adquirieron los datos de resistividad aparente puede tener una distribución transicional (En orden descendente: Material piroclástico, suelo meteorizado, Saprolito a partir de roca foliada, esquisto), se utilizó la opción de inversión "Smoothness-constrained Least-squares optimization" para obtener el resultado de la tomografía de resistividad eléctrica (Loke, 2000). Entender las posibles condiciones del subsuelo por explorar y demás observaciones de campo, permite escoger el procedimiento más adecuado hasta integrar condiciones reales al proceso analítico; de esta forma se pueden disminuir los riesgos de obtener un modelo alejado de la realidad, como lo describe el principio de no-equivalencia (deGroot-Hedlin & Constable, 1990; Loke, 2000; Kirsch, 2006).

La técnica "Smoothness-constrained Least-squares optimization" parte de la ecuación de inversión de Occam presentada por deGroot-Hedlin y Constable (1990), diseñada para modelos a partir de datos magnetoteléuricos y basada en el principio de la ciencia moderna llamado la Navaja de occam "Una solución simple es preferible a una innecesariamente complicada". A partir de ésta, las investigaciones realizadas por Sasaki (1992), Loke y Barker (1994, 1995, 1996), Loke (2000, 2002, 2003), Dahlin (1996, 2003) etc., se han

encargado de modificar esta ecuación para la inversión de información geoelectrica y han propuesto métodos de optimización.

$$(J_i^T J_i + \lambda_i C^T C) \Delta p_i = J_i^T g_i - \lambda_i C^T C p_{i-1} \quad (2.5)$$

En la Ecuación 2.5, J es la matriz Jacobiana que contiene las derivadas parciales de las resistividades aparentes, λ es un multiplicador de Lagrange que tiene por función ser un factor de amortiguamiento, C es una matriz filtro suavizador para las direcciones horizontal y vertical (Ver Figura 2-4), p contiene los cambios en el modelo de parámetros, llamado también el vector de perturbación, y g es el vector de discrepancia que contiene la diferencia entre los logaritmos de las resistividades aparentes calculadas y medidas.

Figura 2-4: Matrices que tienen por objetivo ser un filtro suavizador de los resultados en dirección horizontal (Derecha) y dirección vertical (Izquierda), (Tomado de degroot-Hedlin & Constable, 1990).

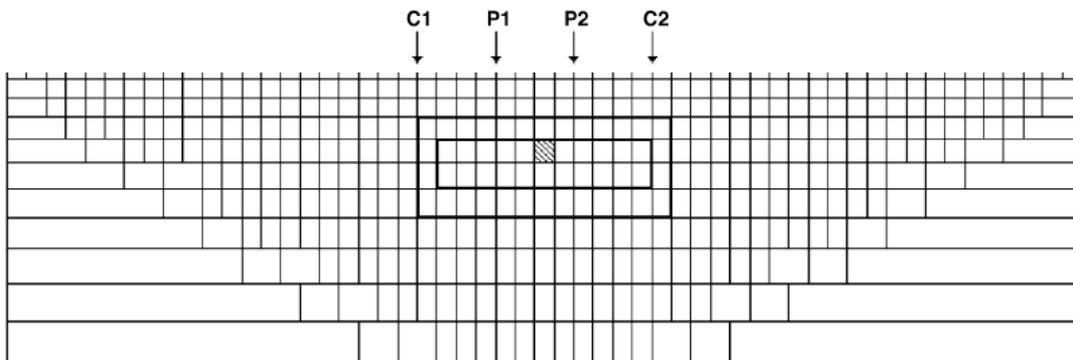
$$\theta_z = \begin{bmatrix} -1 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & 0 & \cdots \\ 0 & -1 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots \\ & & \ddots & & & & & \\ & & & & -1 & \cdots & 1 & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad \theta_{yi} = \begin{bmatrix} -v_i/h & v_i/h & & & & & & \\ & -v_i/h & v_i/h & 0 & & & & \\ & & \ddots & & & & & \\ & & & 0 & -v_i/h & v_i/h & & \\ & & & & \cdots & & 0 & \end{bmatrix}.$$

El proceso de inversión convencional se compone de los siguientes pasos generales: i) Construcción del modelo de bloques o celdas, ii) Calculo de la resistividad aparente teórica (ρ_{ac}), iii) Calculo de matriz jacobiana (J), y iv) Solución del sistema de ecuaciones a favor del vector de perturbación (p), (Loke & Barker, 1996).

Para representar adecuadamente un modelo del subsuelo que se caracteriza por tener una distribución de resistividad arbitraria, se inicia con la construcción de un modelo a partir de celdas o bloques que represente la sección del subsuelo por estudiar. El objetivo es subdividir el subsuelo en un número de celdas rectangulares con una posición y tamaño determinado, ese número debe ser en principio, igual al número de datos tomados en campo. Sasaki (1992), propone un método para su construcción, donde el centro de cada celda se ubique justo a la mitad de la abertura de los electrodos usados para cada medición (Sasaki, 1992; Loke, et al., 2003). Las celdas se distribuirán en filas,

donde el espesor de la fila más superficial se obtenga en función de la profundidad media de investigación de las medidas con espaciamentos más cortos; el espesor de las filas siguientes aumenta del 10 al 25 % debido a que la resolución del método eléctrico disminuye con la profundidad. Según la anterior descripción, la distribución de estas celdas está muy ligada a los puntos de la pseudosección y el proceso de inversión se encargará de asignar un valor de resistividad a cada celda (Ver **Figura 2-5**). El número de celdas generadas por RES2DINV puede ser mayor a los puntos de la pseudosección si así lo desea el usuario (Edwards, 1977; Loke & Barker, 1996; Olayinka & Yaramanci, 2000; Loke & Dahlin, 2002; Loke, et al., 2003).

Figura 2-5: Esquema de un modelo de bloques para la inversión de datos geoelectricos. C1 y C2 corresponden a los electrodos de corriente (A y B), y P1 y P2 a los electrodos de potencial (M y N). La celda rayada indica dónde se representa la información generada por la medición del arreglo de electrodos indicado (Modificado de Loke & Dahlin, 2002).



El siguiente paso en el proceso de inversión es desarrollar un modelamiento directo para el cálculo de la resistividad aparente; este se puede resolver numéricamente usando la ecuación de Poisson; existen varias referencias sobre cómo resolverla para situaciones 2D y 3D usando métodos numéricos; sin embargo, este software nos da dos métodos por escoger: usando el método de Diferencias finitas o Elementos finitos (Dey & Morrison, 1979; Silvester & Ferrari, 1990; Tsourlos, 1995; Loke, 2000; Revil, et al., 2012).

La matriz Jacobiana, matriz de derivadas parciales de la resistividad aparente, puede ser calculada usando el método Gauss-Newton, el cual puede usar las herramientas de Elementos finitos o Diferencias finitas, calculando una matriz jacobiana para cada

iteración; sin embargo, Loke, Barker y Dahlin (1995, 1996, 2002, 2003) proponen usar el método quasi-Newton el cual parte de un J inicial, usando un modelo homogéneo basado en un cálculo inicial (r_0), tomando las resistividades aparentes medidas (Ver Ecuación 2.6), y para el resto de iteraciones usa el cálculo propuesto por Broyden (1965). A pesar de que el método quasi-Newton necesita generalmente mayor número de iteraciones para converger que el Gauss-Newton, el costo computacional del primero es mucho menor que usando el del segundo (Loke & Dahlin, 2002).

$$r_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho_{am} \quad , \text{ donde } n: \text{ número de datos} \quad (2.6)$$

Usando un proceso de deconvolución descrito por Loke y Barker (1995) obtenemos una matriz B_0 , la cual reemplaza a J en la Ecuación 2.5; se resuelve el sistema de ecuaciones en términos de p y la adición resultante entre r_0 y p_0 es r_1 . Los siguientes r_i se hallaran basados en las resistividades aparentes calculadas (ρ_{ac}) usando Diferencias finitas y Elementos finitos.

Las matrices B_i , para un $i=1, \dots, n$, halladas usando el algoritmo descrito por Broyden (1965), deben reemplazar en cada iteración a J en la Ecuación 2.5; luego nuevamente, el sistema de ecuaciones resultante debe ser resuelto con métodos como los propuestos por Cholesky, Gram Schmidt o usando descomposición de valores singulares (SVD). El proceso de inversión finaliza cuando el método converja o cuando haya alcanzado el valor mínimo de RMS ingresado por el usuario (Loke & Barker, 1996).

En este proceso de inversión es necesario definir el factor de amortiguamiento inicial (λ_0), el cual disminuye entre iteración e iteración hasta alcanzar un valor (λ_m); este factor de amortiguamiento inicial depende del nivel de ruido que presenten los datos (Condición considerada en la campaña de adquisición de datos donde se conocen los diferentes factores externos e internos que agregan ruido a la información obtenida). Generalmente el factor de amortiguamiento mínimo será igual al 10% del valor inicial (Loke & Dahlin, 2002).

2.4.4 Sondeo azimuthal de resistividad y Diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica

Un sondeo azimuthal de resistividad (ARS) o Sondeo co-lineal de anisotropía de resistividad, es un método que tiene por objetivo principal predecir direcciones

preferenciales de la conductividad eléctrica en un medio midiendo la variación de la resistividad eléctrica para varios azimuts (Singhal & Gupta, 2010), rotando a partir de un mismo centro un arreglo de electrodos co-lineal (Por ejemplo, Wenner y Schlumberger). Los sondeos azimutales de resistividad han sido adoptados para este objetivo (Leonard-Mayer, 1984; Taylor & Fleming, 1988; Hagrey, 1994; Busby, 2000) basados en la relación estrecha entre las leyes de Ohm y Darcy (Watson & Barker, 1999). Taylor (1982) y Fleming (1986) realizaron un programa intensivo de investigación sobre la relación de la respuesta de los ensayos azimutales de resistividad y los sistemas de fracturas presentes para diferentes tipos de litología y condiciones físicas e hidrogeológicas de las fracturas, donde se concluyó que la orientación de las fracturas con contenido de agua corresponden a picos de resistividad aparente (Sauck & Zabik, 1992).

Existen dos tipos de anisotropía de resistividad eléctrica en los materiales: macro-anisotropía y micro-anisotropía; la primera se presenta en secuencias de capas donde cada una de ellas tiene una resistividad eléctrica diferenciable; las rocas con fracturas saturadas o subsaturadas alternando con rocas frescas y sanas es otro ejemplo de medios con macro-anisotropía. La micro-anisotropía tan solo está relacionada con la variación de la resistividad con la dirección en una capa dada o cuerpo homogéneo. Entender estos términos es fundamental en el proceso de inversión e interpretación de los sondeos (Sauck & Zabik, 1992; Watson & Barker, 1999).

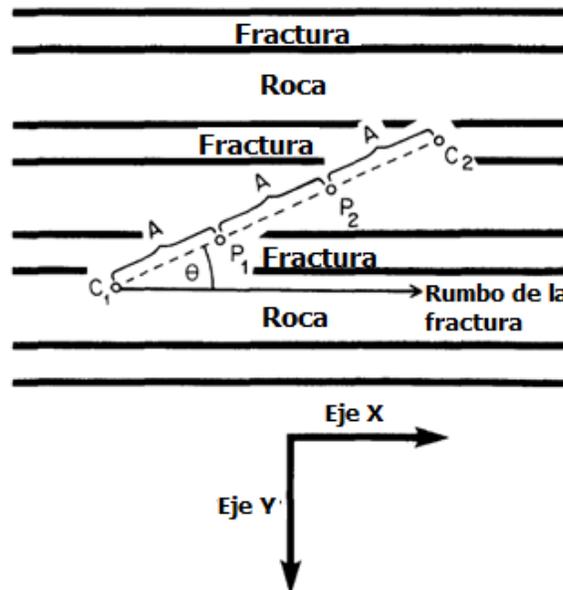
Un modelo ideal de un cuerpo rocoso con fracturas verticales asociado a un sistema de coordenadas se muestra en la Figura 2-6. Este sistema está gobernado por una versión escalada de la ecuación de Laplace, si la frecuencia del fracturamiento es lo suficientemente alta como para sobrepasar las demás condiciones que generan anisotropía eléctrica, como lo son los cambios gradacionales laterales en la resistividad del medio (Watson & Barker, 1999). La solución de esta ecuación integra el conocimiento del potencial (U) en un punto (x,y,z) como resultado de una corriente inyectada (I), (Keller & Frischknecht, 1966). Si consideramos z=0 y representamos la formula en coordenadas polares, en el caso de un arreglo Wenner, la resistividad aparente medida puede ser descrita como lo muestra la Ecuación 2.7 (Taylor & Fleming, 1988):

$$\rho_a = \left(\frac{\lambda \rho_x}{(\cos^2\theta + \lambda^2 \sin^2\theta)^{1/2}} \right) \quad (2.7)$$

, donde Θ es el ángulo entre la orientación de la línea de electrodos y el rumbo de las discontinuidades y λ es el coeficiente de anisotropía, el cual está en función de ρ_x y ρ_y , correspondientes a las resistividades reales de los ejes mayor y menor de la elipse de anisotropía, respectivamente (Ver Ecuación 2.8). Se consideran dos ejes principales de anisotropía, ya que es la condición típica en rocas fracturadas (Taylor & Fleming, 1988; Watson & Barker, 1999):

$$\lambda = \left(\frac{\rho_y}{\rho_x}\right)^{1/2} \tag{2.8}$$

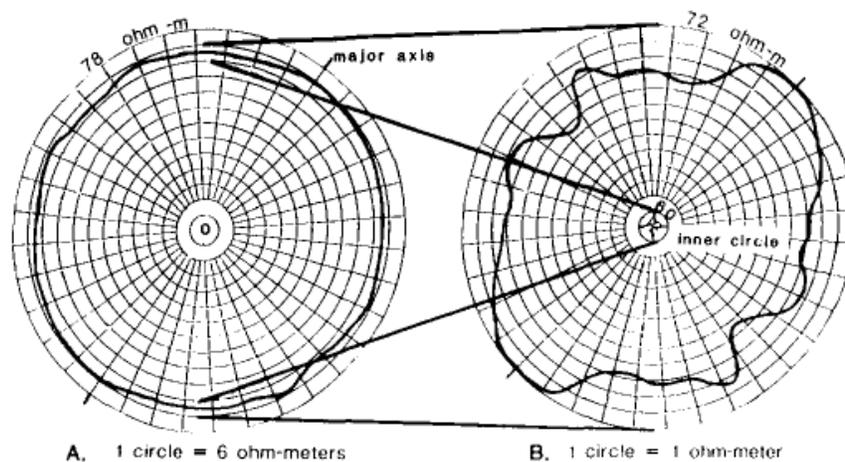
Figura 2-6: Esquema de vista en planta de un sondeo azimuthal de resistividad sobre un material fracturado. La frecuencia de las fracturas es mayor que la abertura del arreglo de electrodos (Modificado de Taylor y Fleming, 1982).



El fundamento de esta metodología se diseñó para medios que cumplan homogeneidad y anisotropía; sin embargo, es tal vez imposible encontrar un medio con homogeneidad en la resistividad eléctrica, entonces la heterogeneidad puede hacer que los resultados se vean enmascarados o superados por los efectos de cambios laterales en el medio. Es importante considerar el anterior escenario ya que si se considera que las fracturas por muestrear tienen densidad de fracturamiento alta y contienen algún grado de saturación, esto puede superar los efectos por no homogeneidad. Por otro lado, autores como Bolshakov *et al* (1997), y Watson y Barker (1999) proponen métodos prácticos que pueden aclarar esa ambigüedad (Busby, 2000).

Existen numerosas formas de representar los resultados de un sondeo azimuthal. Este trabajo describe estos resultados a partir de diagramas polares donde se representan en el eje radial las resistividades eléctricas medidas para cada una de las direcciones muestreadas (Coordenada angular). En este diagrama se traza una elipse donde la dirección del eje mayor coincide con el rumbo de las discontinuidades más conductoras; cuando los planos de interés se acercan a un buzamiento vertical, su elongación será mayor que en los casos donde las capas o fracturas son cercanas a la horizontal (Taylor & Fleming, 1988; Watson & Barker, 1999). Para mejorar la resolución en la visualización de los resultados, la información se puede normalizar usando como el valor inicial la resistividad mínima adquirida, y en la periferia el valor máximo como se observa en la Figura 2-7 (Fleming, 1986; Taylor & Fleming, 1988; Sauck & Zabik, 1992; Busby, 2000).

Figura 2-7: *Izquierda*, Elipse de resistividad aparente dibujada a escala; *Derecha*, elipse de resistividad aparente con exageración en sus detalles, mejorando la escala radial (Taylor & Fleming, 1988).

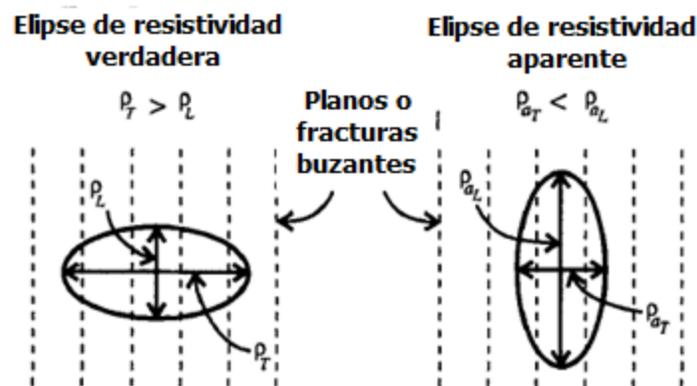


La paradoja de la anisotropía describe el efecto que se produce en las medidas de resistividad aparente, las cuales no se comportan como se esperaría. Se sabe que la información de resistividad eléctrica medida no es estrictamente real si no aparente, dado que no se conoce cuáles son los cambios en las condiciones del material en dirección vertical o lateral. Cuando el arreglo de electrodos se orienta paralelo al rumbo de los planos de interés, las líneas de corriente no divergen libremente, sino que permanecen mayormente concentradas a lo largo de la línea del arreglo de electrodos, produciendo así

una densidad de corriente (J) mayor, más que en un medio isotrópico, permitiendo una caída de potencial mayor. El cálculo de la resistividad aparente es proporcional a esa caída de potencial por esta razón, se obtiene valores máximos de ρ_a cuando se orienta el arreglo de electrodos a lo largo del rumbo del plano (Sauck & Zabik, 1992).

Por consiguiente, cuando el arreglo se ubica perpendicular al rumbo de las discontinuidades, la resistividad aparente será igual a la resistividad real longitudinal (es decir, paralela al rumbo de los planos o fracturas), más no a la transversal (Ver Figura 2-8). De hecho, la resistividad aparente transversal es menor en magnitud, y lo opuesto sucede con la resistividad real (Keller & Frischknecht, 1966; Sauck & Zabik, 1992; Watson & Barker, 1999; Busby, 2000).

Figura 2-8: Elipses de resistividad real y aparente ilustrando la paradoja de anisotropía (Modificado de Watson & Barker, 1999)



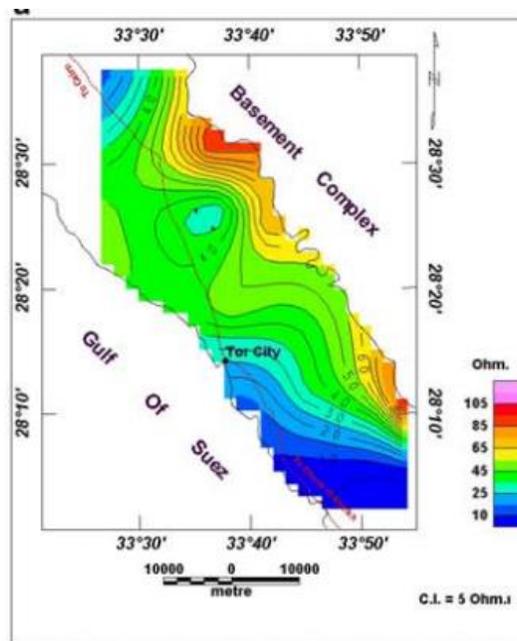
2.4.5 Modelo 2D de Isoresistividades para diferentes profundidades

Otra forma de presentar los resultados obtenidos en exploración geoelectrica, por ejemplo de una campaña de tomografías eléctricas en un área específica, es usando mapas que representen la distribución de la resistividad eléctrica dentro de una misma altura o cota (Ver **Figura 2-9**). Modelos 2D de este tipo, cuando cumplen con los requisitos de muestreo para que el ajuste sea plausible, pueden responder cuestionamientos sobre el estado del subsuelo a profundidades específicas, por ejemplo: La resistividad eléctrica se caracteriza por su distribución homogénea o heterogénea?, ¿La propiedad resistividad eléctrica se distribuye espacialmente siguiendo una orientación preferencial?; ¿Existen áreas de magnitudes extremas de resistividad aisladas?; de hecho, como se explicó en el

capítulo 1, dado que la exploración geoelectrica es un método indirecto, para una mejor interpretación de los resultados es necesario usar información geológica, estructural e hidrológica. De esta forma las particularidades de la distribución de la resistividad eléctrica se verán justificadas por el estado de controles como zonas saturadas, meteorizadas o fracturadas, contactos litológicos, mineralizaciones, etc.

Luego del proceso de inversión de las tomografías de resistividad eléctrica, se selecciona para profundidades específicas, valores de resistividad real con su respectiva ubicación espacial (X y Y). Para esta adquisición se debe tener en cuenta la resolución del arreglo con el cual se adquirieron las resistividades aparentes.

Figura 2-9: Mapa de iso-resistividad eléctrica representando la unidad superior del acuífero El Qaa (Sultan, et al., 2009).



Toda esa información luego debe ser tratada estadísticamente para escoger el método de interpolación adecuado; por consiguiente, certificando la veracidad del modelo 2D resultante, al menos analíticamente, como se explica en el capítulo siguiente.

2.5 Construcción de modelo 2D de calidad del macizo

2.5.1 Ventajas de la información RQD a partir de registros de perforaciones

RQD es una medida semi-cuantitativa que describe la dureza de una muestra, la cual puede ser estimada a partir de los datos recuperados de núcleos de perforación. Este índice fue propuesto por Deere (1964) y se define como el porcentaje de recuperación de testigos de más de 10 cm de longitud (en su eje) sin tener en cuenta las roturas frescas del proceso de perforación (Herrera & Garfias, 2013).

Aunque es un parámetro comúnmente usado en evaluaciones geomecánicas de la roca, también es considerado un importante parámetro en la evaluación relativa de la permeabilidad (Singhal & Gupta, 2010). Un porcentaje bajo de RQD puede reflejar la existencia de una zona fracturada o fallada a profundidad, la cual puede hacer parte de una zona permeable en la roca fracturada dada (Poteri, 2009; Herrera & Garfias, 2013).

En el área de hidrogeología, datos de este tipo no han tenido gran atención, posiblemente causado por la tendencia en hidrogeología a enfocarse en los parámetros hidráulicos y la resolución de ecuaciones de flujo más que en el entendimiento de la distribución geológica y estructural del medio (de Marsily, et al., 2005; Herrera & Garfias, 2013). Un reto importante en hidrogeología es transformar la abundante información geológica, gran parte enfocada a la exploración mineral, en información hidrogeológica relevante (Younger & Robins, 2002).

Dado que este estudio se realizó contando con información proporcionada por AGA Colombia S.A., empresa exploradora de recursos minerales en la zona, consistente en registros de perforación que incluyen caracterización RQD de los testigos (en intervalos en promedio de 1 m), este estudio quiso incorporar esta información y aprovecharla como recurso indicador de las posibles condiciones de la calidad del macizo a profundidad.

Bieniawski (1976) propuso un índice comúnmente usado en la clasificación de macizos rocosos, principalmente usado en excavaciones, llamado RMR (Rock Mass Rating). Este índice depende de: el esfuerzo de compresión uniaxial de la roca intacta, RQD, espaciamiento de las discontinuidades, condición de las discontinuidades (incluye rugosidad, frecuencia, continuidad y estado de meteorización), filtraciones y actitud

estructural (rumbo y buzamiento), (Singh & Goel, 1999). Aunque este índice contiene mayor información integral que el índice RQD para un análisis, en este estudio no se cuenta con la información requerida por el índice RMR a profundidad, probablemente porque no fue de interés en los objetivos de la exploración.

2.5.2 Mapas 2D a partir de información RQD para diferentes profundidades

A partir de la información RQD suministrada por 148 registros de perforación distribuidos en el área directa de estudio (registros que cumplen un $\text{plunge} > 70^\circ$) se representa la distribución de la propiedad RQD (visto como un parámetro para evaluar la calidad del macizo), con mapas de contornos para diferentes cotas o alturas. En concreto, la construcción de estos modelos 2D de RQD sigue el mismo procedimiento estadístico mencionado en la sección de isoresistividades, el cual se detalla en el siguiente capítulo.

Se espera que estos modelos de capas para profundidades específicas sean útiles en responder preguntas como: ¿Pueden relacionarse las zonas con bajo valor RQD con lugares caracterizados por su complejidad estructural?, ¿La distribución de la propiedad sigue alguna orientación preferencial?, ¿Está esta orientación preferencial relacionada con zonas de baja resistividad indicadas en los mapas de isoresistividad?, ¿Estos mapas muestran una disminución en la heterogeneidad con la profundidad?, ¿La heterogeneidad de la propiedad está relacionada con unidades litológicas específicas?.

3. Datos

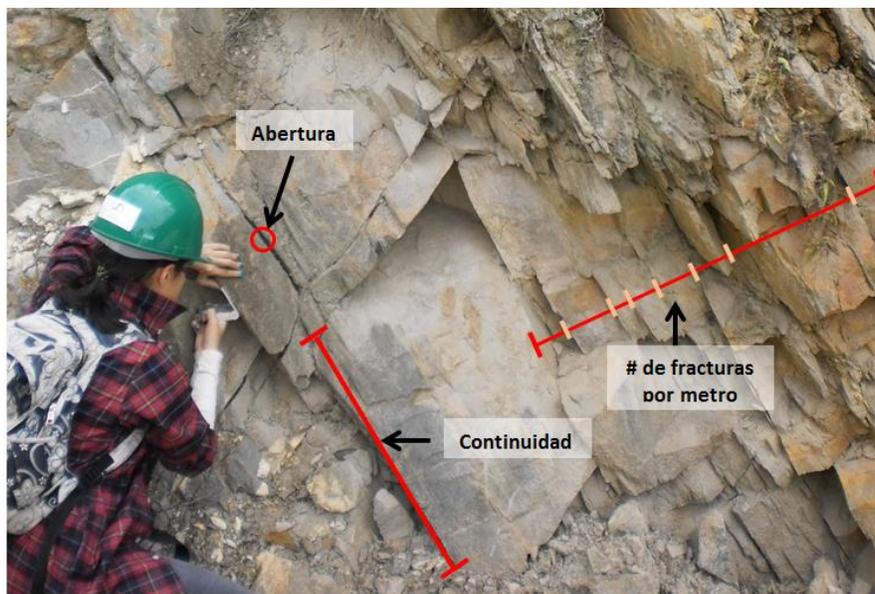
3.1 Levantamiento de información litológica y estructural

Durante el mes de Junio del año 2011 el equipo UNALMED en el marco del MONITOREO HIDROGEOLOGÍCO EN LA FASE DE EXPLORACIÓN DE LA MINA LA COLOSA, FASE I, realizó los levantamientos geológico, geomorfológico y de puntos de agua, incluyendo la descripción de propiedades físicas y geométricas de las estructuras en las rocas (Ver Anexo 1). A continuación se describe los parámetros incluidos en la descripción de campo de macizos rocosos (Chica, 1979; Scesi & Gattiononi, 2007):

- Tipo de estructura: Diferencia cual es el tipo de discontinuidad descrita. En este caso se describieron discontinuidades primarias como la foliación, y secundarias como fracturas, fallas y diaclasamientos. En un mismo afloramiento podemos encontrar un vasto conjunto de diaclasamientos pero el interés se presentó en las 4 familias más abundantes.
- Actitud estructural/Orientación: Incluye el Rumbo, Buzamiento y Dirección de buzamiento del plano a medir. En este caso se usó la notación americana.
- Nombre de la roca: Clasificación litológica de la roca que contiene la discontinuidad (Es, Ev, Cuarcita, Pórfido, Dacita, Anfibolita)
- Densidad de fracturamiento: Número de discontinuidades paralelas o de una misma familia en una distancia dada, generalmente un metro. Ver Figura 3-1.
- Continuidad: La longitud mayor de la fractura no interrumpida por otras fracturas más jóvenes (en metros). Ver Figura 3-1.

- **Abertura:** Separación de los planos (Superficies) originados por la fractura misma. Aquí se hace caso omiso al espesor del posible relleno o cobertura de las paredes (en milímetros). El rango de aberturas se puede clasificar desde amplias (> 10 mm) a muy cerradas ($< 0,1$ mm). Ver Figura 3-1.
- **Tipo y espesor de relleno:** Indica qué tipo de relleno tiene la abertura, si es removible (arcilloso) o no (cemento silíceo, clorita), y su espesor. La sustracción entre la abertura y el espesor del relleno nos da como resultado la abertura libre o abertura efectiva.
- **Factor de rugosidad:** La superficie de una discontinuidad puede ser lisa, ondulada, escalonada o irregular. La rugosidad mide la asperidad relativa de una superficie. Para efectos de campo, el factor de rugosidad hace una estimación cualitativa donde 1 es liso y 0,1 demasiado rugosa.
- **Estado de la roca:** Indica el estado de meteorización de la roca. Esto puede determinar un aumento en la porosidad. Se realizó teniendo en cuenta las características de la roca meteorizada según Deere y Patton (1971).

Figura 3-1: Esquema sobre afloramiento de Esquisto en el área de estudio, donde se señalan algunas de las propiedades de las discontinuidades levantadas en campo.



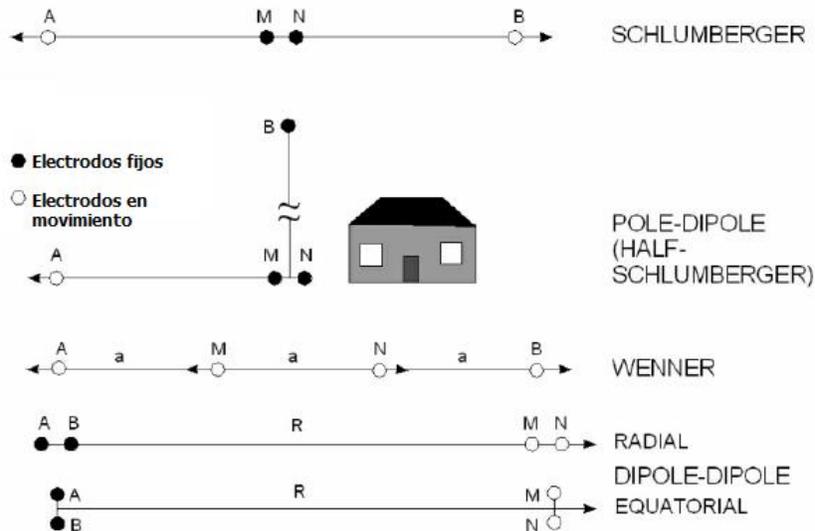
- Drenaje o Venidas de agua: Indica si existe algún flujo de agua localmente en la discontinuidad; puede indicarse si es abundante hasta nulo. En función de su abundancia, se debe medir el caudal.

En total se levantaron 444 estructuras (Foliación, fracturas, fallas, diaclasas), de las cuales 162 son familias de diaclasas medidas en Esquistos Cuarzo-micáceos con grafito (es), 124 en Esquistos Cloríticos actinolíticos (ev) y 69 en rocas hipoabisales.

3.2 Adquisición de información de resistividad aparente

Una numerosa cantidad de arreglos de electrodos han sido usados en mediciones de resistividad, pero sólo los siguientes han sobrevivido al haber ganado popularidad en su uso práctico: Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo (Radial y ecuatorial), Polo-Polo y Dipolo-Polo (Half-Schlumberger) (Ver **Figura 3-2**). En principio, no es necesario usar un arreglo co-lineal; sin embargo, el uso de arreglos de electrodos distribuidos en una misma línea facilita la interpretación de resultados así como el trabajo de campo (Telford, et al., 1990).

Figura 3-2: Esquema de configuración de electrodos: Schlumberger, Half-Schlumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo (Modificado de Kirsch (2006)).



La Ecuación 2.4 mostrada en el capítulo anterior también puede se puede describir de la siguiente forma (Telford, et al., 1990; Kirsch, 2006):

$$\rho_a = \left(\frac{U}{I}\right) \cdot \left(\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)}\right) = \frac{U}{I} \cdot K \quad (3.1)$$

Entonces, la obtención de la resistividad aparente de un subsuelo, a partir de arreglos como Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo, se basa en la Ecuación 3.1, diferenciándose entre ellos por el factor geométrico K , que depende de la distribución particular de los electrodos de corriente y potencial.

Estos seis tipos de arreglos mencionados pueden ser usados para el desarrollo de modelos 1D, 2D y 3D. La escogencia del mejor arreglo dependerá de factores como la profundidad de investigación objetivo, la sensibilidad del arreglo lateral y verticalmente, la complejidad de la superficie de la ubicación del muestreo, la sensibilidad del equipo de medición y el ruido del medio ambiente (Loke, 2000).

El equipo común de adquisición de datos de resistividad eléctrica está comprendido esencialmente por: Medidor de resistividad, batería(s), switching box, y electrodos de acero inoxidable con carretes de cables para la inyección de corriente y medida de voltaje (Kirsch, 2006; Revil, et al., 2012). Para la realización de los SEV y TRE de esta investigación, se usó un equipo con objetivos académicos, MiniSting earth resistivity/IP meter, al cual se le diseñaron algunos accesorios (Diseñados por el Grupo GITA de la Facultad de Minas), para sumarle a sus atributos, la capacidad de adquirir información de forma similar a un switching box automatizado.

- *Arreglo Schlumberger para SEV. Condiciones de campo y limitantes*

Durante el primer semestre del año 2012 el equipo UNALMED realizó cinco Sondeos eléctricos verticales (SEV) usando la configuración de electrodos Schlumberger, como parte del *MONITOREO HIDROGEOLÓGICO EN LA FASE DE EXPLORACIÓN DE LA MINA LA COLOSA-FASE I*, los cuales fueron procesados de manera preliminar en la tesis de grado de la Ingeniera Geóloga Alejandra Gutiérrez “*ANÁLISIS DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS SUPERFICIALES Y SU IMPORTANCIA HIDROGEOLÓGICA EN LAS PARTES ALTA Y MEDIA DE LA CUENCA DEL RÍO BERMELLÓN*” (Ver Anexo 2-2 a 2-6). En éste trabajo, se presenta un reprocesamiento de estos datos, acompañado de una interpretación en conjunto con la demás información.

Los factores tenidos en cuenta para el diseño y ubicación de estos sondeos fueron: Zonas geomorfológicamente diferentes, lugares que cumplen con horizontalidad y mínima irregularidad del terreno, factores logísticos y zonas con características particulares en la textura del material piroclástico. La Tabla 3-1 resume las características principales de los SEV realizados. Ver Anexo 2-1

Tabla 3-1: Características general de los SEV realizados en el área de estudio.

Número de muestreo	Localización			ABmax [m]
	Coordenadas	Descripción	Cota [m]	
SEV 1	492237 440387	Vereda Cristales a 100 m. de Antena.	2675	60
SEV 2	494681 439910	Zona La Pinera	2935	120
SEV 3	493797 440612	Zona La Pinera	2920	150
SEV 4	492068 444359	Alto de Girardot	2375	40
SEV 5	490777 442982	Camino al Cinabrio	2435	100

Se sabe que la medida de resistividad es fuertemente influenciada por la topografía irregular, ya que la corriente tiende a fluir siguiendo la superficie; en esos casos las superficies equipotenciales se distorsionan dando como resultado falsas anomalías de la propiedad en el subsuelo, y en algunas ocasiones, enmascarando una real anomalía. La mayor dificultad en la ubicación de las líneas de electrodos en el área de estudio se relaciona con lo anterior, ya que el relieve se caracteriza por tener altas pendientes y continuas irregularidades; sin embargo, Telford et al. (1990) explica que si la configuración de electrodos se ubica en lugares como depresiones suaves o lugares colinados, el potencial de distorsión puede ser aproximadamente corregido por un suavizado en los resultados gráficos (Telford, et al., 1990), razón que fue tomada en cuenta para la ubicación de estos puntos de sondeo (Ver Figura 3-3 y Figura 3-4).

El arreglo Schlumberger se caracteriza por tener una sensibilidad moderada a estructuras horizontales y verticales en el subsuelo, y la media de la profundidad de investigación para éste arreglo es cerca del 10% mayor que la obtenida por el arreglo Wenner teniendo estos una misma abertura máxima (ABmax) (Loke, 2000).

Figura 3-3: Localización de Sondeos eléctricos verticales (SEV), Tomografías de resistividad eléctrica (TRE) y Sondeos azimutales de resistividad eléctrica, realizados en las partes alta y media de la cuenca del rio Bermellón.

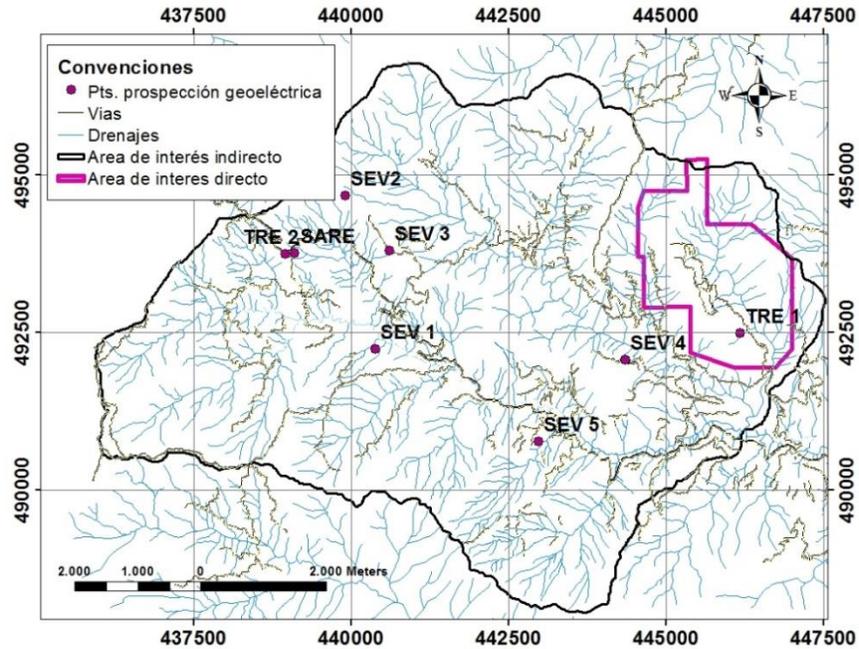


Figura 3-4: Arreglo de electrodos para los SEV 5 (Izquierda) y 2 (Derecha), ubicados cerca del camino al Cinabrio y la zona de La Pinera, respectivamente.



Este arreglo consiste en una distribución co-lineal de cuatro electrodos donde el par correspondiente a la inyección de corriente (A y B) se ubica bastante alejado del par de electrodos que miden la caída de potencial (M y N); se recomienda una diferencia de un orden de magnitud o más entre las distancias AB y MN. Como muestran las Figura 2-2 y Figura 3-2, los electrodos M y N deben quedar fijos mientras los electrodos A y B deben alejarse entre medida y medida. Eventualmente, cuando la distancia AB tiene un factor de 20 o mayor sobre la distancia MN puede ser necesario aumentar la distancia entre el par de electrodos MN, fijarlos y continuar con el desplazamiento de los electrodos A y B, y así sucesivamente (Telford, et al., 1990; Loke, 2000).

La Ecuación 3.2 contiene el factor geométrico para el arreglo Schlumberger y cumple en el caso en que las aperturas de los electrodos de corriente y potencial son concéntricas (Telford, et al., 1990; Singhal & Gupta, 2010).

$$\rho_a = \frac{\pi(AB)^2}{2(MN)} \left(\frac{U}{I} \right) \quad (3.2)$$

El equipo de adquisición de información de campo guarda la magnitud de corriente inyectada, el voltaje medido y el tipo de arreglo de electrodos con sus características geométricas para cada medida; para el caso del arreglo Schlumberger, el equipo toma esta información recopilada y usando la Ecuación 3.2, la transforma en términos de resistividad aparente.

3.2.1 Arreglo Dipolo-Dipolo para TRE. Condiciones de campo y limitantes.

El diseño inicial de la campaña para la adquisición de datos de resistividad eléctrica usando la técnica Tomografía de resistividad eléctrica (TRE), pretendió realizar dos muestreos ubicados en zonas que, según el levantamiento de geología local, se encontraran las rocas esquisto e hipoabisales, dentro del área de estudio directa y cercanas a perforaciones o piezómetros. Desafortunadamente, debido a limitaciones de seguridad, logística y de tiempo, no se pudo realizar una TRE en un área donde el subsuelo tuviera rocas hipoabisales. Se realizaron dos ensayos, el primero cerca de la plataforma P23 dentro del área de influencia directa y el segundo en la zona llamada Los Andes dentro del área de influencia indirecta; el segundo caso, debido a la baja y poca cantidad de datos adquiridos, fue descartado. (Ver Figura 3-3 y Figura 3-5).

Entre los accesorios sumados al equipo MiniSting se encuentra un cableado compuesto por siete electrodos igualmente espaciados los cuales se conectan a un computador permitiendo que el software SACE de comunicación de electrodos controle la medición de forma automatizada; este mecanismo simula un switching box automatizado permitiendo un buen número de medidas en un periodo corto (Ver Figura 3-5). Para la adquisición de datos de campo se utilizaron los juegos de electrodos espaciados 2, 8, 16 y 32 metros (Cables A, B, C y D), los cuales permiten aperturas del arreglo de 12, 48, 96 y 192 metros, respectivamente.

Además del equipo típico en la adquisición de datos, para el registro de información topográfica de cada electrodo en cada medición (Coordenadas X, Y y Cota con sus respectivas incertidumbres), se incorporó un equipo GPS de precisión milimétrica ©TRIMBLE; éste registro topográfico estático permite, en el momento de generar la inversión, realizar una corrección por topografía dando como resultado un modelo de distribución de la resistividad del subsuelo más real (Ver Figura 3-5). Ver Anexo 3.

Figura 3-5: Equipo usado en la adquisición de resistividad aparente para TRE en la Zona los Andes (Izquierda) y cerca de la plataforma P23.



Figura 3-6: Ubicación de las líneas de electrodos para la realización de TRE cerca de la plataforma P23 (Izquierda) y en la zona Los Andes (Derecha). La flecha roja indica la dirección en que se extendió el carrete con los electrodos.



Las mayores dificultades que se presentaron en las campañas de campo para TRE así como para realización de los Sondeos azimutales (Sección siguiente), fueron: Las condiciones topográficas de relieve quebrado, las limitaciones de seguridad planteadas por el equipo de acompañamiento de AGAC S.A., los cambios bruscos climáticos caracterizados por densa neblina y lluvia constante, por los cuales se dificulta el registro del GPS y no es posible la inyección de corriente, respectivamente; todo ello además de la dificultad logística en el acceso a posibles mejores ubicaciones.

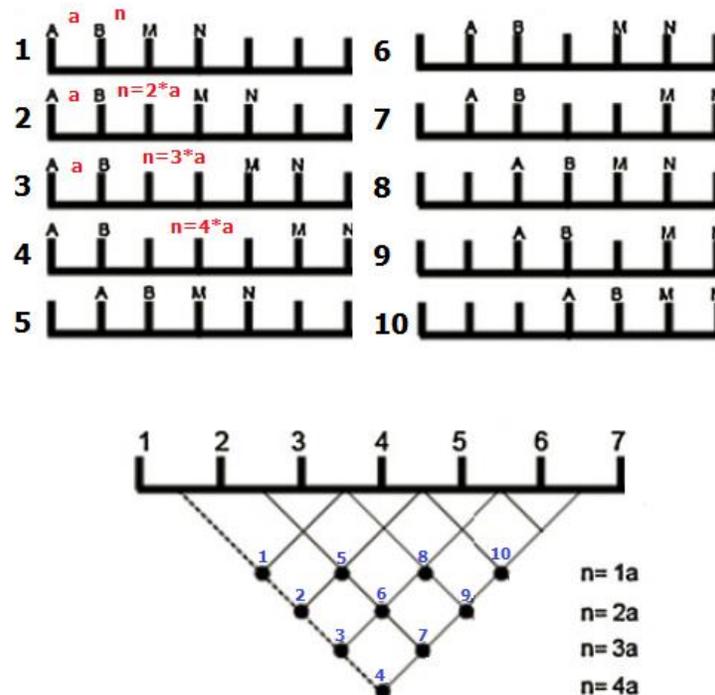
Se escogió el arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo que aunque tiene una profundidad de investigación un poco menor que el arreglo Wenner es caracterizado por su buena resolución lateral; de hecho, los diagramas de sensibilidad del arreglo muestran que éste es tiene mejor resolución lateral de la resistividad por lo cual es frecuentemente usado en el mapeo de estructuras buzantes y verticales así como en el mapeo de cuerpos intrusivos (Loke, 2000).

En la configuración Dipolo-Dipolo los electrodos A, B y M, N están, en cada caso, espaciados “**a**” metros, donde “**a**” o separación del dipolo, es generalmente corta para lograr simular un dipolo de corriente y uno de potencial (Telford, et al., 1990). Este arreglo tiene otro factor importante “**n**”, el cual es el radio de la distancia entre los pares de electrodos potencial y corriente. En general se procede fijando el dipolo de corriente y

moviendo el dipolo de potencial “n” 1, 2, 3 hasta 10 unidades, es decir, $n_1 = 1 \cdot a$, $n_2 = 2 \cdot a$, $n_n = n \cdot a$, y así alcanzar mayor profundidad de investigación (Loke, 2000).

El esquema mostrado en la Figura 3-7 describe los movimientos que realiza el dipolo de potencial y luego el dipolo de corriente según la ruta automatizada en el software de conmutación de electrodos, aprovechando así la adquisición de mayor cantidad de puntos de muestreo para un cableado de siete electrodos igualmente espaciados. Para este cableado, usando el arreglo Dipolo-Dipolo, en una sola corrida se obtiene 10 mediciones que se distribuyen en una pseudosección como lo muestra también la Figura 3-7.

Figura 3-7: Arriba, esquema de adquisición de datos de resistividad eléctrica usando un arreglo Dipolo-Dipolo de siete electrodos automatizado; Abajo, pseudosección resultante para un solo disparo (entiéndase “disparo” como inyección de corriente). (Modificado de Revil, et al., 2012).

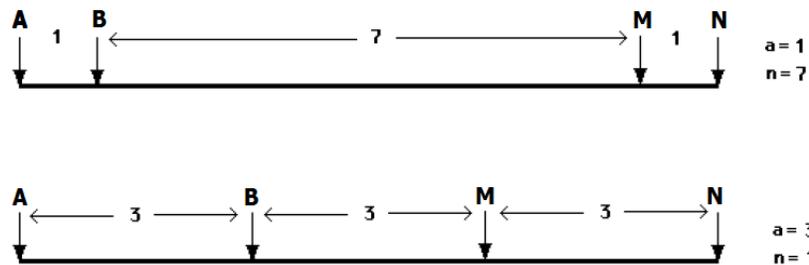


Una desventaja de este arreglo es que la calidad de la señal disminuye con el aumento de “n” ya que el voltaje es inversamente proporcional al cubo de “n”, como lo muestra la Ecuación 3.3 que contiene el factor geométrico de este arreglo; esto significa que para

una misma cantidad de corriente, el voltaje medido cae 200 veces cuando “n” es aumentado de 1 a 6 unidades; para evitar esto, una buena solución es aumentar “a” y disminuir el número de “n” movimientos del dipolo de potencial (Telford, et al., 1990; Loke, 2000). Ambos casos pueden generar un arreglo de electrodos igualmente extendido dando como resultado, en la segunda opción, un poco la disminución de la profundidad frente a la primera opción de investigación, pero también la adquisición de datos con mejor calidad (Ver Figura 3-8).

$$\rho_a \approx -4\pi n^3 * \left(\frac{U}{I}\right) \tag{3.3}$$

Figura 3-8: Dos diferentes geometrías de arreglo Dipolo-Dipolo igualmente extendidos, los cuales darán datos cercanamente igual ubicados pero con calidad de señal diferente (Modificado de Loke, 2000).



La información adquirida en campo (número de datos, resistividades aparentes, geometría de arreglos, levantamiento topográfico y calidad de datos) es ingresada al software RES2DINV. En el capítulo dos se describe en concreto el proceso de inversión que lleva a cabo este software para transformar la información aparente en un modelo plausible de distribución de resistividad real en el subsuelo, usando la técnica “Smoothness-constrained Least-squares optimization” siendo esta la más adecuada la cual supone una distribución suavizada de la resistividad en el subsuelo.

Las observaciones de campo y el conocimiento del ambiente geológico permite identificar “outliers” o datos por fuera de la tendencia general, los cuales pueden ser descartados manualmente antes de ingresarlos al software; por otro lado, este software tiene la capacidad de filtrar los datos con mayor ruido, procedimiento que se puede realizar con precaución teniendo en cuenta el conocimiento de la calidad de la información adquirida.

3.2.2 Arreglo Co-lineal Wenner para Sondeo azimuthal de resistividad eléctrica

En el primer semestre del año 2013 se realizó la campaña de campo para la realización de un Sondeo azimuthal de resistividad eléctrica, el cual tiene como fin ser una herramienta más de apoyo para el conocimiento de las direcciones potenciales de flujo de agua subterránea.

Se escogió un arreglo co-lineal por su simplicidad en campo, además para aprovechar la ventaja de adquirir varias mediciones sin movimiento de electrodos.

Un arreglo co-lineal azimuthal sigue las mismas restricciones de cualquier arreglo co-lineal usado para un SEV, es decir, también requiere un relieve horizontal y poco irregular en la ubicación del sondeo; sin embargo, en el área de estudio de esta investigación es imposible encontrar un área circular de un diámetro aproximado de 200 m (Teniendo en cuenta la apertura máxima del juego de electrodos D , es decir, con espaciamientos cada 32 m) con dichas características en el relieve que garantice horizontalidad en cada orientación. Por esta razón, se aprovechó la excepción cuidadosa que hace Telford et al. (1990), mencionada anteriormente, que expresa "...si la configuración de electrodos se ubica en lugares como depresiones suaves o lugares colinados, el potencial de distorsión puede ser aproximadamente corregido por un suavizado en los resultados gráficos."; de este modo, se escogió la zona Los Andes para la realización de este sondeo, además descartando ubicaciones que por seguridad no fueron tenidas en cuenta (Ver Figura 3-3 y Figura 3-9).

Figura 3-9: Panorámica del área donde se realizó el sondeo azimuthal co-lineal, Zona Los Andes.



La mayor desventaja que presenta la zona Los Andes frente a los objetivos de esta investigación es el espesor del material piroclástico en el lugar; ésta y la zona conocida como La Pinera, se caracterizan por tener afloramientos que muestran espesores de material piroclástico entre 10 y 15 m aproximadamente, algunos de ellos sin revelar la base de la secuencia. Gracias a esto, y entendiendo que la profundidad de investigación aproximada de cualquier sondeo es el 25% de la abertura máxima del arreglo, tan solo los cables C y D del juego de carretes de electrodos (espaciamientos entre electrodos de 16 y 32 m, respectivamente), podrían ser útiles para tomar información de roca dura en el subsuelo; sin embargo, se usaron los cables B, C y D para este sondeo, garantizando así unas profundidades aproximadas máximas de investigación de 12, 24 y 48 m.

Teniendo en cuenta la dirección preferencial con mayor potencial hidráulico a partir del diagrama equiareal hidroestructural realizado con los datos estructurales de los esquistos, se trató de orientar el arreglo co-lineal de electrodos siguiendo esta dirección y su respectiva perpendicular (N60E, N30W, S30E y S60W), ya que condiciones de campo como grandes arbustos, casas y quebradas, no permiten seguir las orientaciones exactamente. Por otro lado, debido a percances con el equipo de campo y recortes en el tiempo no pudo realizarse los sondeos en las cuatro direcciones con ninguno de los juegos de electrodos (Ver Figura 3-10, Tabla 3-2 y Anexo 4).

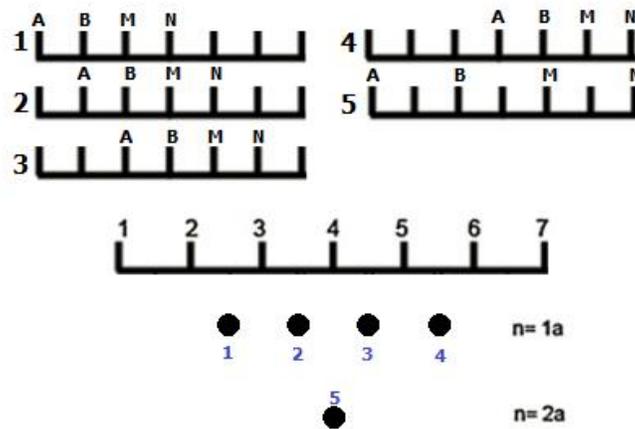
Tabla 3-2: Orientaciones planeadas para la realización de los sondeos azimutales co-lineales y orientaciones realizadas para cada uno de los juegos de electrodos (Cable D, C y B).

Orientaciones planeadas	Orientaciones realizadas		
	Cable D	Cable C	Cable B
N60E	N60E	N60E	N60E
S30E	N.D.	EW	EW
S60W	N.D.	N.D.	NS
N30W	NS	NS	N30W

*N.D. No data. No hubo sondeo.

anisotropía de resistividad aparente para cada una de las dos pseudo-profundidades que el arreglo con siete electrodos nos permite, para cada juego de cables (En total 6 diagramas).

Figura 3-11: Arriba, esquema de adquisición de datos de resistividad eléctrica usando un arreglo Wenner de siete electrodos automatizado; Abajo, pseudosección resultante para un solo disparo (Modificado de Revil, et al., 2012).



3.3 Información secundaria

AGAC S.A. proporcionó información de gran importancia para esta investigación: registros de perforación (aproximadamente 290) y perfiles de distribución de resistividad eléctrica a partir de Tomografías de resistividad eléctrica (46 líneas en total, orientadas EW con longitudes entre 4 y 3.5 km); información que hace parte de sus campañas de exploración y en su mayoría, se ubica en el área directa de este trabajo. De esta manera, estos datos adicionales pueden permitir la generación de modelos menos conceptuales de resistividad eléctrica y RQD, donde la certeza de sus resultados dependerá grandemente de la calidad de esta información.

Esto último, justamente, describe la mayor limitación de esta información secundaria, ya que son datos que han pasado procesos desconocidos por nosotros, es decir, no se conoce con claridad las características del momento de la adquisición ni el tratamiento posterior que se les pudo haber hecho; sin embargo, se hizo uso de toda la información que cumple con los parámetros establecidos por esta investigación, pero se reitera que la

mayor incertidumbre que puede presentarse en los modelos resultantes, es aquel error implícito que debe existir pero que no podemos cuantificar.

3.3.1 RQD a partir de registros de perforaciones

En el primer semestre del 2012 y luego en el segundo semestre del 2013, AGAC S.A. proporcionó un total de 290 registros de perforación con longitud mínima de 50 m, máxima de 1172 m y promedio de 380 m; esta información incluye, para cada registro: Coordenadas superficiales, densidad por tramos, litología por tramos, porcentaje de óxidos por tramos, RQD por tramos, y azimut y buzamiento.

La información *coordenada superficial, litología por tramos, RQD por tramos, azimut y buzamiento*, fue seleccionada y usada ya que son útiles en la construcción de modelos 2D de capas horizontales para el macizo del cerro La Colosa, uno de los objetivos específicos de esta investigación. La descripción de los atributos en cada registro se encuentra por tramos o segmentos, los cuales no están igualmente divididos entre todos los registros, es decir, tienen longitudes diferentes y aleatorias; dificultad que debió ser manejada para obtener unas matrices RQD y litología que contengan la información completa de todos los registros en toda su longitud pero que sean similares en dimensión y a su vez estén relacionadas espacialmente (Ver Figura 3-12 y Anexo 5).

A continuación se describe puntualmente los pasos llevados a cabo para organizar dicha información secundaria de tal forma que pudiera ser manipulada con facilidad para la construcción de modelos 2D horizontales de RQD.

- Se realizó un primer filtro que consistió en seleccionar los registros que tuvieran un Plunge mayor a 65°, y así garantizar información más cercana a la dirección vertical. Entonces de 290 registros originales se usaron 148.
- La litología en los registros está caracterizada por 30 nomenclaturas litológicas las cuales resaltan particularidades en la textura de la roca y su relación con la mineralización, principalmente. Estas 30 definiciones se distribuyeron en cinco grupos, los cuales son diferenciables en términos hidrogeológicos a escala regional: i) Roca hipoabisal, ii) Brechas, iii) Esquistos, Cornubianas y

metasedimentos, iv) Saprolito, v) Pérdida de núcleo, coluvión y material piroclástico.

Figura 3-12: Ejemplo de base de datos (Registro Col219) donde se observa que la longitud entre tramos es aleatoria. También se observa la asignación numérica a los atributos litología y RQD.

1	ID	FROM	TO	RQD (%)	RQD(No)	LITOLOGIA	LITOLOGIA (No)
17651	COL219	0	1,52	0	5	M.PIROCLASTICO	5
17652	COL219	1,52	3,04	13,16	5	SAPROLITO	4
17653	COL219	3,04	4,56	55,92	3	SAPROLITO	4
17654	COL219	4,56	6,08	26,32	4	SAPROLITO	4
17655	COL219	6,08	7,6	10,53	5	SAPROLITO	4
17656	COL219	7,6	9,12	32,89	4	SAPROLITO	4
17657	COL219	9,12	10,64	0	5	SAPROLITO	4
17658	COL219	10,64	12,16	0	5	SAPROLITO	4
17659	COL219	12,16	13,68	0	5	SAPROLITO	4
17660	COL219	13,68	15,2	7,89	5	PERDIDAS DE NUCLEO	5
17661	COL219	15,2	16,72	21,71	5	SAPROLITO	4
17662	COL219	16,72	18,24	0	5	SAPROLITO	4
17663	COL219	18,24	19,76	85,53	2	SAPROLITO	4
17664	COL219	19,76	21,28	91,45	1	CORNUBIANA	3
17665	COL219	21,28	22,8	100	1	CORNUBIANA	3
17666	COL219	22,8	24,32	100	1	CORNUBIANA	3
17667	COL219	24,32	25,84	100	1	CORNUBIANA	3
17668	COL219	25,84	27,36	100	1	CORNUBIANA	3
17669	COL219	27,36	28,88	100	1	CORNUBIANA	3
17670	COL219	28,88	30,4	100	1	CORNUBIANA	3
17671	COL219	30,4	31,92	98,68	1	CORNUBIANA	3

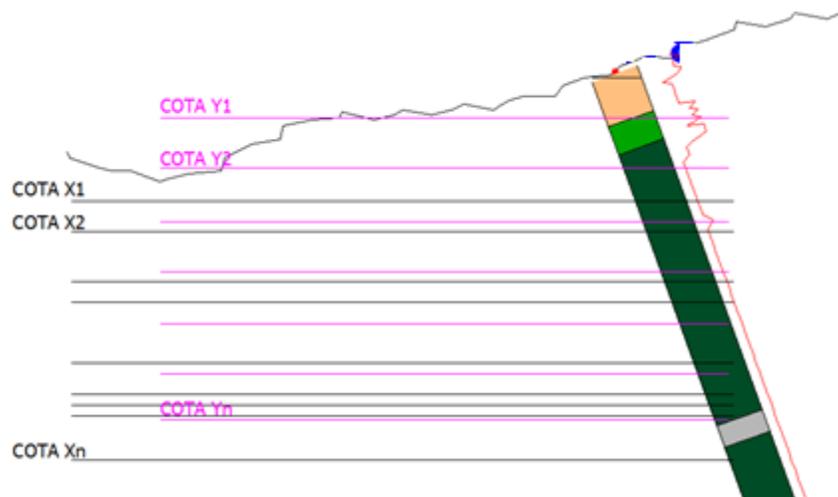
- Los segmentos de los registros están caracterizados por porcentaje RQD. Se les asigno un número entre 1 a 5 cumpliendo con: i) Grupo 1, $RQD \geq 90\%$, ii) Grupo 2, $90 > RQD \geq 75$, iii) Grupo 3, $75 > RQD \geq 50$, iv) Grupo 4, $50 > RQD \geq 25$, y v) Grupo 5, $RQD < 25$.
- A los cinco grupos de litología también se les asigno un número cumpliendo con: i) Roca hipoabisal = 1, ii) Brechas = 2, iii) Esquistos, Cornubianas y metasedimentos = 3, iv) Saprolito = 4, v) Pérdida de núcleo, coluvión y material piroclástico = 5 (Ver Figura 3-12). Para los grupos de litología como para los grupos RQD, los valores 1 a 5 indican posible potencial hidrogeológico, siendo el número 1 el de menor potencial y 5 el de mayor potencial. Los cuatro pasos anteriores se realizaron en ocasiones manualmente y en otras con ayuda de la plataforma visual en ©Excel y ©MATLAB.
- Como los objetivos de esta investigación recaen sobre el medio fracturado mas no el poroso, los grupos 4 y 5 de litología fueron eliminados, con excepción de los

segmentos caracterizados como Pérdida de núcleo que no se encuentran relacionados con capas superficiales o porosas.

- Teniendo en cuenta la ubicación de estos registros y entendiendo que el relieve allí es de altas pendientes, se decidió dividir los 148 registros en tres bloques según su cercanía y ciertas condiciones estructurales locales; con esto se quiere evitar problemas de valores extremos cuando se realice el análisis estadístico antes del proceso de interpolación. Entonces, los bloques quedaron integrados de la siguiente manera: 55 registros en el Bloque 1, 42 registros en el Bloque 2 y 51 registros en el Bloque 3.
- Por cada bloque se identificó cuáles son las cotas máximas y mínimas teniendo en cuenta las cotas techo y base de cada registro. Este dato será vital en la construcción de vectores generalizados que ayudan a homogenizar los registros RQD y litología.
- Como se observa en las Figura 3-12 y Figura 3-13, los registros están descritos por segmentos, los cuales tienen longitudes diferentes y aleatorias, es decir, cotas techo y base de cada segmento distribuidas aleatoriamente (En la Figura 3-13 cotas X_1 a X_n). El objetivo es poder generalizar la información en segmentos de igual longitud para facilitar la selección de la información de una misma cota y construir modelos 2D horizontales. Por esta razón para cada bloque se diseña un vector de cota generalizada que va desde la cota máxima hasta la cota mínima identificada en cada bloque. Se identificaron los valores mínimos, máximos y promedio de longitud de los segmentos en todos los registros para conocer cuál es la discretización ideal, evitando pérdidas de información; en conclusión se crearon vectores de cotas generalizadas con intervalos de 2 m (En Figura 3-13 cotas Y_1 a Y_n).
- Se construyen matrices cuadradas para RQD y litología. Cada columna corresponde a un registro y las filas contienen los atributos de cada segmento original.
- Se diseñó un algoritmo en MATLAB que llevara las matrices anteriormente descritas a matrices homogenizadas basados en los vectores de cotas

generalizadas. Este proceso se realizó para cada bloque obteniendo entonces una matriz final para los atributos RQD y litología.

Figura 3-13: Esquema explicativo que muestra cuál es la división de los registros por segmentos de diferente longitud y cuál es la división por segmentos con longitudes iguales a la que se quiere llegar; todo representado en función de las cotas techo de cada segmento. Los colores en el registro representan litologías diferentes, la curva roja representa los cambios de RQD con la profundidad.



- Se calculan las coordenadas X y Y para el techo de cada segmento generalizado para cada registro, obteniendo así matrices X y Y, de modo que las matrices RQD, litología, X y Y tienen la misma dimensión (No de Columnas = No de registros por bloque; No de filas= Número de segmentos resultantes al subdividir la longitud entre cota máxima y cota mínima en celdas que representa 2 m).
- Se realizó un filtrado por fila en cada matriz usando un algoritmo en MATLAB, es decir, una búsqueda por cota, donde se quiere saber si más de 30 registros tienen información en esta cota (Es decir, una búsqueda de filas donde se cumpla más de 30 columnas con valores diferentes a cero). Las filas seleccionadas son las cotas donde se puede hacer una interpolación ya que se sabe que un estudio estadístico exige mínimo 30 miembros en la población estudiada.
- Finalmente los atributos RQD y litología, así como las coordenadas X y Y de cada perforación que se encuentran a la altura de cada cota seleccionada, son agrupadas en una matriz. En total se encontraron un total de 185, 82 y 113 cotas,

las cuales corresponden a los intervalos de cota 3018 a 2644 m, 2860 a 2698 m y 2774 a 2550 m, en los bloques 1, 2 y 3, respectivamente. Ver Anexo 6.

3.3.2 Tomografías de resistividad eléctrica a escala kilométrica

Entre los años 2010 y 2011 la empresa ARCE Geofísicos realiza una campaña de exploración geofísica con el respectivo análisis de resultados, para AGAC S.A., ubicada principalmente en el área de exploración del proyecto La Colosa; allí se realizó prospección geoelectrica usando las técnicas de resistividad eléctrica y polarización inducida (IP).

Respecto a la resistividad eléctrica, esta campaña contiene 45 Tomografías de resistividad eléctrica las cuales tienen aperturas entre 3 y 4.5 Km de longitud y alcanzan una profundidad promedio de 300 m. Según el informe de ARCE Geofísicos 43 de ellas se realizaron usando el arreglo Polo-Polo, una usando el arreglo Dipolo-Polo (Half-Schlumberger) y 2 usando el arreglo Dipolo-Dipolo. Todas estas líneas se encuentran orientadas EW y están aproximadamente espaciadas cada 100 m.

La información proporcionada en el 2012 por AGAC S.A. contiene los resultados finales más no los datos brutos o de campo; sin embargo, se usaron estos resultados para la realización de mapas de iso-resistividades 2D para diferentes cotas o profundidades. Es necesario resaltar lo dicho en la introducción de esta sección, claramente existe un error implícito en dichos datos, ya que no se conocen las condiciones de la adquisición de campo y tampoco los criterios tenidos en cuenta en el momento de realizar la inversión, no nos es posible cuantificar este error, pero es necesario aclarar que en el momento de obtener resultados a partir de los procedimientos de esta investigación se le dará mayor peso a la distribución de la resistividad más que a las magnitudes resultantes.

Fue necesario filtrar algunas de estas tomografías ya que superaban un valor del 50% en el RMS (Root mean square) de los residuales (diferencias entre resistividades aparentes calculadas y medidas); por otro lado, se escogieron las tomografías que se ubican en el área directa de este estudio, por consiguiente, en total se usaron los datos de 16 TRE.

Usando las imágenes de los modelos resultantes, se tomó de éstos, valores de resistividad eléctrica y su correspondiente coordenada X y Y por intervalos de 50 m de

profundidad, entre las cotas 3050 y 2550, intervalo de cotas en los cuales también se tiene información RQD. Usando esta información se espera construir modelos 2D de resistividad eléctrica para dicho intervalo de cotas. Ver Anexo 7.

4. Resultados

4.1 Diagrama hidroestructural

Usando la información a partir de la descripción de macizos rocosos en el área de estudio, la cual incluye los parámetros físicos y geométricos esenciales de las discontinuidades (descritos en el Capítulo 3), se obtuvo un diagrama hidroestructural siguiendo la metodología planteada por Chica (1979) la cual se describió puntualmente en el capítulo 2 (Ver Anexo 8). La Figura 4-2 contiene los diagramas equiareales resultantes para las rocas Esquisto e Hipoabisales; el primero muestra la distribución equiareal del diaclasamiento, el segundo muestra cuáles familias de diaclasas tienen mayor peso hidráulico (Ver Ecuación 2.2).

Estos dos diagramas representan gráficamente las familias del diaclasamiento más frecuentes y las que tienen mayor potencial hidráulico, respectivamente; la primera se obtuvo usando el software *Dips* y la segunda se realizó manualmente con la ayuda de un software de dibujo. La Tabla 4-1, compara la actitud estructural de las tres principales familias encontradas en cada diagrama para cada litología.

Tabla 4-1: Familias de diaclasas más frecuentes versus familias de diaclasas con mayor potencial hidráulico.

Esquistos		
Orden	Familia de discontinuidades con mayor frecuencia	Familia de discontinuidades con mayor potencial hidráulico
1	N56W/85NE	N62E/40NW
2	N22E/42NW	N16W/79NE
3	N87E/89SE	N12E/78SE

Rocas Hipoabisales		
Orden	Familia de discontinuidades con mayor frecuencia	Familia de discontinuidades con mayor potencial hidráulico
1	N17E/62SE	N03W/70NE
2	N04W/88SW	N85E/82NW
3	N54E/78NW	N84W/18SW

Los resultados de estos métodos estereográficos muestran que efectivamente no siempre la familia más frecuente, reúne las características necesarias para caracterizarse por tener potencial como almacenador o canal del flujo subterráneo. Si comparamos estos resultados con las tendencias en el rumbo de las fallas regionales y locales en el área de estudio (Ver Tabla 1-2 y Figura 4-1), vemos que dichas fallas tienen tendencias en el rumbo que oscilan entre N30W y N30E con algunas excepciones locales, rango en el cual entran la segunda y tercera familia de discontinuidades con mayor potencial para el caso de Esquistos, y la primera familia en el caso de las rocas Hipoabisales. Por otro lado, el diagrama hidroestructural muestra que aunque se distinguen tres familias con potencial para cada tipo de roca, la primera familia en el caso de los Esquistos es quien tiene un peso hidráulico considerable (N60E/40NW), dirección preferencial que no es común entre los rumbos de falla mostrados en la Figura 4-1, pero podría estar relacionada con el sistema asociado a la falla Palestina, ya que se orienta al NE, mismo cuadrante de Palestina.

Figura 4-1: Mapa de fallas locales y regionales encontradas en el área de estudio usando el modelo estructura proporcionado por AGAC S.A. en el 2013.

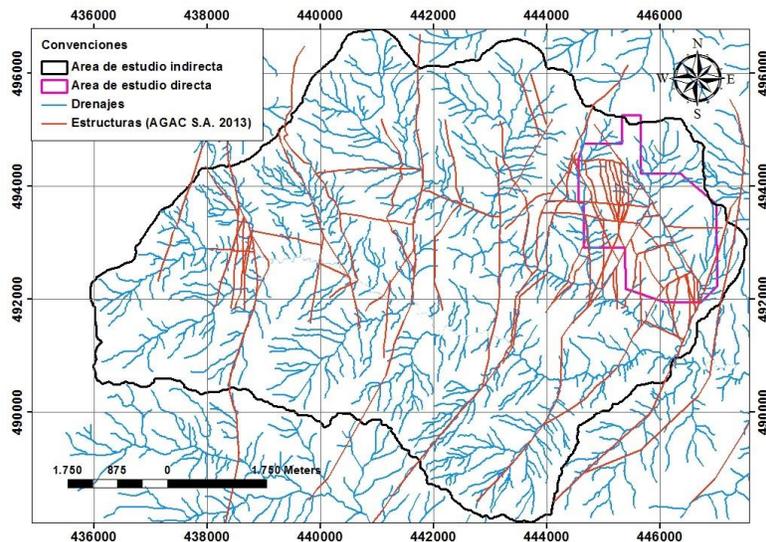
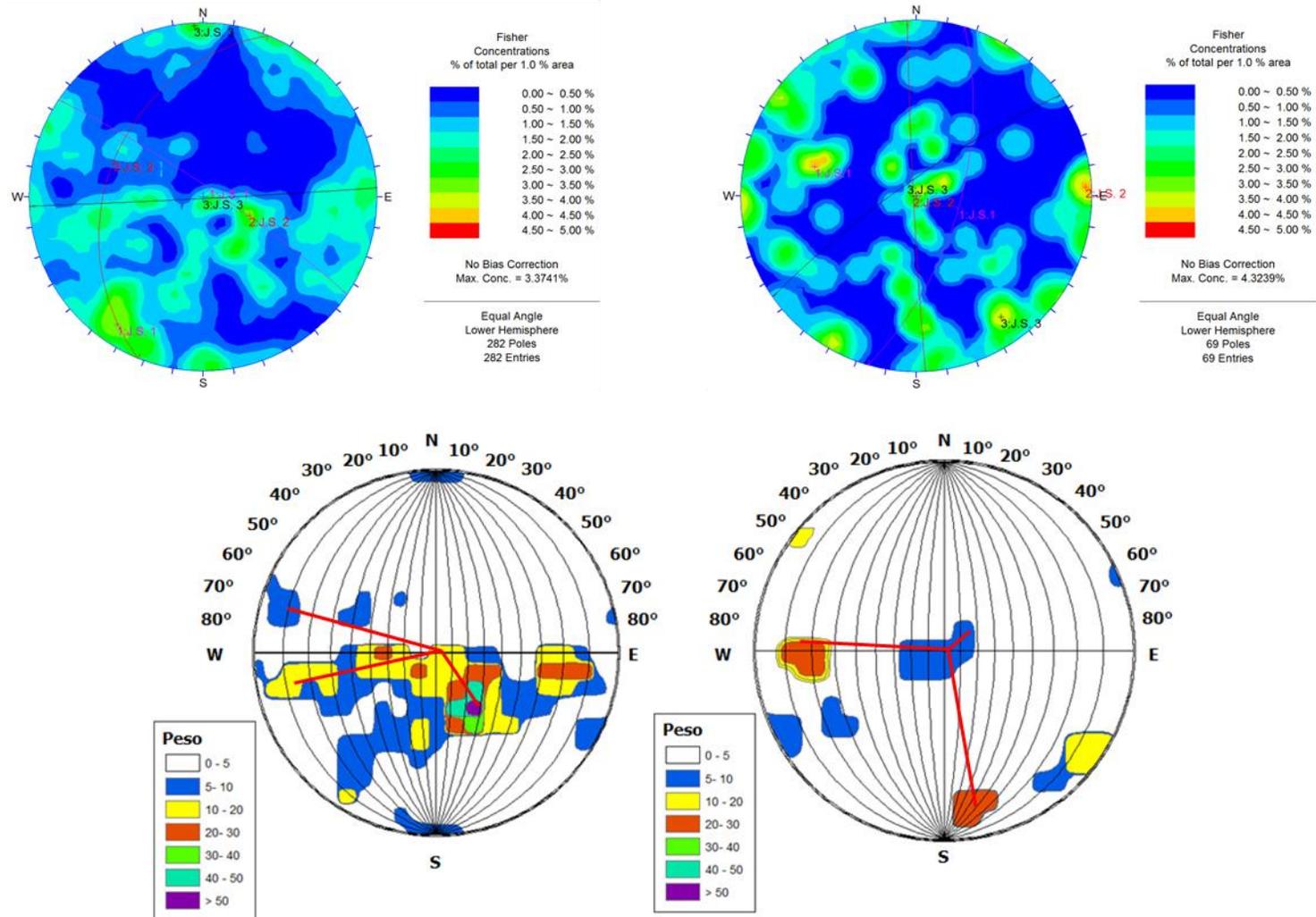


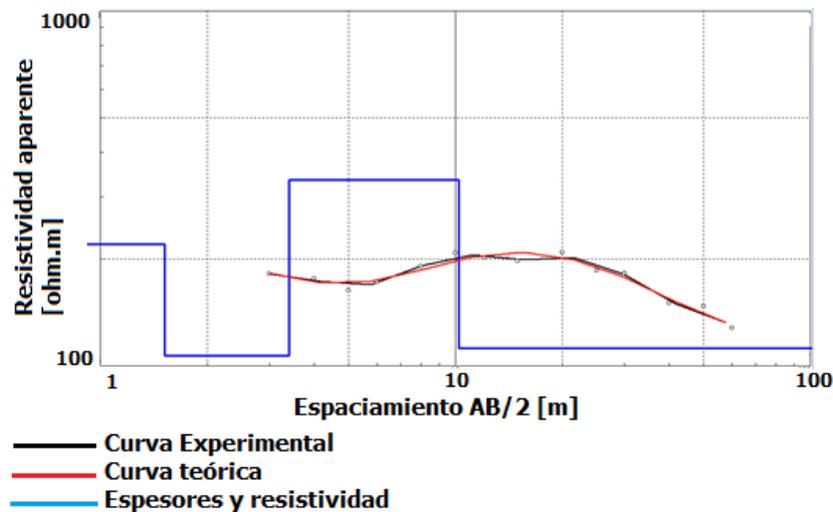
Figura 4-2: Diagrama equiareal de frecuencia de fracturas (Arriba) para Esquistos (Izquierda) y Rocas Hipoabisales (Derecha); Diagrama equiareal hidroestructural (Abajo) para Esquistos (Izquierda) y Rocas Hipoabisales (Derecha).



4.2 Modelo de capas de resistividad eléctrica para ubicaciones puntuales

Se usó el software IPI2Win de la Universidad Estatal de Moscú, para la construcción de la curva de sondeo y la interpretación 1D de éstas. Luego de ingresar la información de campo (U, I, Tipo y geometría del arreglo por medición), los valores de resistividad aparente son dibujados en escala logarítmica frente a las separaciones de electrodos A y B, los datos de campo son señalados por círculos y trazados por una curva que es suavizada usando el método Spline (Curva negra en Figura 4-3). La curva teórica se obtiene resolviendo el problema inverso usando una variante al algoritmo de Newton o el algoritmo regularizado para la minimización del error al ajuste de Tikhonov (Curva roja en Figura 4-3). Cada una de las iteraciones es mejorada por un filtro lineal desarrollado por la Universidad de Moscú. Finalmente, el modelo final presenta una distribución de un número de capas, sus espesores, resistividad eléctrica y profundidad respectiva; estos resultados son presentados gráfica (Segmentos azules en Figura 4-3) y numéricamente (UEM, 2000).

Figura 4-3: Expresión gráfica de la información adquirida por el SEV y curvas resultantes a partir de inversión de datos. Caso SEV 4 (Zona La Pinera).



La Tabla 4-2 resume los resultados de los modelos de capas a partir de los SEV realizados en las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón. La quinta columna

contiene la interpretación precisa de lo que posiblemente pueda ser cada capa en términos litológicos, para la cual se tuvieron en cuenta valores teóricos de resistividad (Telford, et al., 1990), así como el conocimiento litológico de la región y el propio. Ver Anexo 2.

Tabla 4-2: Modelo de capas resultante a partir de SEV.

SEV	Capas	Espesor (m)	Resistividad (Ohm.m)	Posible interpretación
SEV 1	1	1,5	556	Material piroclástico fino a medio
	2	2,7	3176	Roca tipo esquistos fracturada
	3		771	
SEV 2	1	1,5	2190	Material piroclástico grueso y poco poroso
	2	1,9	1069	Material piroclástico medio a fino y poroso
	3	6,8	3335	Roca esquistosa fracturada
	4		1222	Roca esquistosa fracturada y parcialmente saturada?
SEV 3	1	1,6	802	Material piroclástico grueso a fino y poco poroso
	2	1,5	4514	Roca esquistosa fracturada
	3	29	867	Roca esquistosa fracturada y parcialmente saturada?
	4		200	Roca esquistosa fracturada y saturada?
SEV 4	1	1,8	1017	Material piroclástico medio a fino poco poroso
	2	2,4	697	Material piroclástico fino a medio
	3	5,8	1157	Roca esquistosa fracturada y meteorizada
	4		189	
SEV 5	1	1,8	234	Material piroclástico fino a medio con algún grado de saturación
	2	2,5	1585	Material piroclástico grueso a medio y poco poroso
	3		604	Horizonte de meteorización de esquistos.

4.3 Modelo 2D de resistividad eléctrica para una sección determinada (Escala métrica)

Las mediciones de conductividad eléctrica de aguas subterráneas juegan un papel importante en el conocimiento de la distribución del subsuelo cuando se usa prospección geoelectrica, debido a que este parámetro contribuye a la solución de la Ley de Archie, la cual es aplicada a materiales libres de arcilla y es descrita por la Ecuación 4.1, donde ρ es la resistividad eléctrica de la roca saturada de agua, ρ_w es la resistividad del agua y F

es el factor de formación (Kirsch, 2006; Singhal & Gupta, 2010), el cual es llamado Factor de formación aparente cuando se contiene cierta cantidad de minerales arcillosos (Schlumberger, 2014) .

$$\rho_r = \rho_w * F \quad (4.1)$$

La ley de Archie, es el resultado de una amplia investigación aplicada a rocas detríticas libres de arcilla (Kirsch, 2006), sin embargo, se ha aplicado en rocas cristalinas para investigaciones relacionadas con resistividad y porosidad (Brace & Orange, 1968). Debido a esto, en esta investigación se aprovecha la disponibilidad de datos de conductividad eléctrica del agua subterránea medida en una fuente muy cercana al lugar donde se realizó la TRE en la plataforma P23, entendiendo que la Ley de Archie aplicada a rocas cristalinas proporciona resultados aparentes, pero se puede obtener una buena referencia de cuál puede ser el orden de magnitud de la resistividad eléctrica de la roca saturada explorada.

En la plataforma P23 se ubican dos piezómetros que hacen parte de la red de monitoreo hidrogeológico de UNALMED, con longitudes totales de 50 m y 150 m, y niveles estáticos promedio de 20 m y 120 m de profundidad, respectivamente. Estos piezómetros se ubican a 4 m de distancia del extremo Norte de la TRE realizada en el sector. Usando los datos de conductividad eléctrica del agua recolectados en cuatro campañas de monitoreo de calidad de agua en éstos piezómetros, se obtuvo la posible resistividad eléctrica de la roca esquisto en estado saturado (Ver Tabla 4-3 y Tabla 4-4)

Tabla 4-3: Posibles resistividades eléctricas de la roca esquisto en estado saturado, teniendo en cuenta la conductividad eléctrica medida en el piezómetro de 150 m de longitud y usando la Ley de Archie.

Parámetros	Campaña 1	Campaña 2	Campaña 3	Campaña 4	Promedio
σ_w [μ S/cm]	843,0	968,0	1601,0	1407,0	1137,3
ρ_w [ohm.m]	11,9	10,3	6,2	7,1	8,8
F	LITOLOGÍA		ρ_r promedio [ohm.m]	ρ_r mínima [ohm.m]	ρ_r máxima [ohm.m]
9	Rocas fracturadas		79,2	55,8	107,1
10 o más	Rocas		> 88	>62	>119

Tabla 4-4: Posibles resistividades eléctricas de la roca esquisto en estado saturado, teniendo en cuenta la conductividad eléctrica medida en el piezómetro de 50 m de longitud y usando la Ley de Archie.

Parámetros	Campaña 1	Campaña 2	Campaña 3	Campaña 4	Promedio
σ_w [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	150,7	191,5	161,7	137,2	168,0
ρ_w [ohm.m]	66,4	52,2	61,8	72,9	59,5
F	LITOLOGÍA		ρ_r promedio [ohm.m]	ρ_r mínima [ohm.m]	ρ_r máxima [ohm.m]
9	Rocas fracturadas		535,5	469,8	597,6
10 o más	Rocas		> 595	>522	>664

El proceso de inversión de datos de resistividad aparente obtenidos en la campaña de campo para la TRE realizada en la plataforma P23, se realizó usando el software ©RES2DINV. Se personalizaron los parámetros: coeficiente de amortiguamiento (λ) inicial y mínimo, rango de resistividad posible, razón entre el filtro vertical y lateral, método para el cálculo de resistividades aparentes, tipo de malla para la construcción del diagrama de bloques, raíz cuadrática de los errores mínima, número de iteraciones, modalidad de solución de mínimos cuadrados y metodología para el cálculo de la matriz Jacobiana; parámetros que fueron escogidos teniendo en cuenta la calidad de los datos, cantidad de datos, hipótesis de la distribución litológica del área y sugerencias: Loke, Barker y Dahlin (Loke & Barker, 1996; Loke, 2000; Loke & Dahlin, 2002; Loke, et al., 2003). Ver Figura 3-3 y Figura 4-4.

Usando las resistividades eléctricas encontradas a partir de la Ley de Archie y las conductividades eléctricas medida en el agua subterránea, se interpretó el modelo de distribución de resistividad y se proponen dos escenarios: i) El agua en el medio explorado contiene conductividad eléctrica similar a la muestreada en el piezómetro de 50 m de longitud (Ver Figura 4-5) y ii) El agua en el medio explorado contiene conductividad eléctrica similar a la muestreada en el piezómetro de 150 m de longitud (Ver Figura 4-6).

Figura 4-4: Perfil de distribución de la resistividad eléctrica cerca a piezómetros de la plataforma P23.

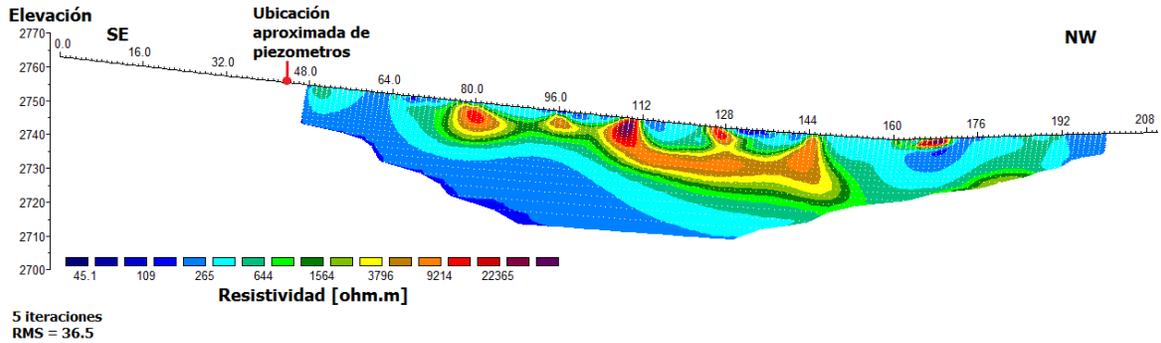
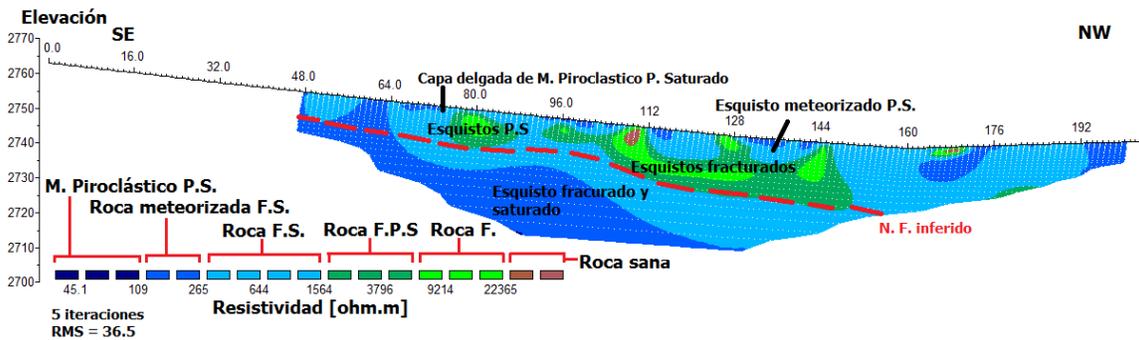


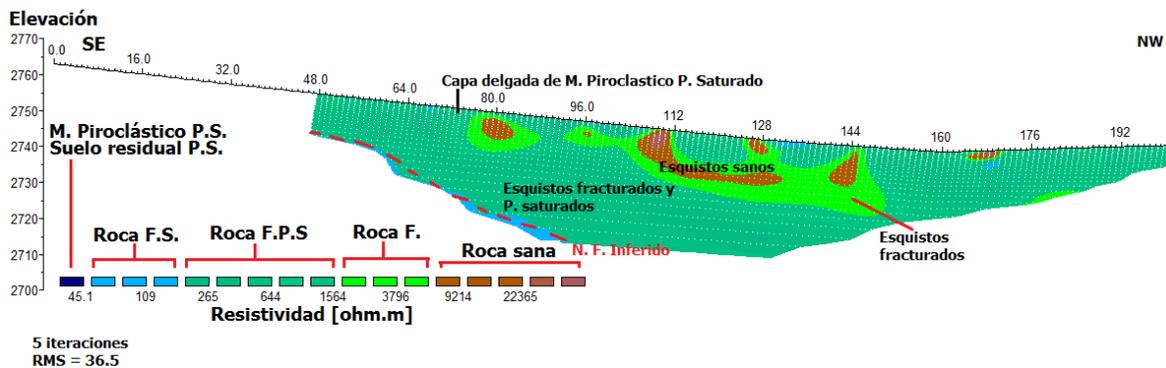
Figura 4-5: Perfil de distribución de resistividad eléctrica interpretado usando información de conductividad eléctrica del agua de piezómetro de 50 m de longitud. (P.S. = Parcialmente saturado, F.S. = Fracturado y saturado, F.P.S. = Fracturado y parcialmente saturado, F. = Fracturado, N.F. = Nivel freático).



Las interpretaciones indican lo siguiente:

- Las capas de material piroclástico (40 ohm.m -1000 ohm.m) en el perfil no superan los tres m de espesor.
- El perfil muestra que las rocas esquisto se encuentran allí principalmente fracturadas (40 ohm.m - 4000 ohm.m).
- La profundidad del posible nivel freático va aumentando en dirección NW y posiblemente se distribuya como se muestra en las figuras.

Figura 4-6: Perfil de distribución de resistividad eléctrica interpretado usando información de conductividad eléctrica del agua de piezómetro de 150 m de longitud. (P.S. = Parcialmente saturado, F.S. = Fracturado y saturado, F.P.S. = Fracturado y parcialmente saturado, F. = Fracturado, N.F. = Nivel freático).



- Las alturas del nivel freático entre la interpretación 1 y 2 difieren en 20 m de cota.
- En el perfil, el porcentaje de esquisto sano (>4000 ohm.m) es bastante bajo.
- La distribución litológica muestra que no hay una posible continuidad lateralmente.
- El volumen de material en estado de saturación entre la interpretación 1 y 2 disminuye aproximadamente en un 30%.

4.4 Diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica

Watson y Barker (1999), proponen una metodología para arreglos azimutales tipo Wenner, con la cual, es posible identificar rasgos del subsuelo sondeado; con parámetros como offset error y gráficos azimutales, entre otros, se puede conocer características de isotropía y homogeneidad en el subsuelo.

El parámetro *offset error* ($e_f(a)$) provee una estimación de la magnitud de los efectos de la resistividad lateralmente a lo largo de una orientación particular, para un espaciado entre electrodos “a”, y se define como lo muestra la Ecuación 4.2, donde RD1 y RD2 son las resistencias medidas de dos datos consecutivos y RD es el valor promedio entre las dos anteriores (Watson & Barker, 1999):

$$e_f(a) = \frac{R_{D1}(a) - R_{D2}(a)}{R_D(a)} \times 100\% \tag{4.2}$$

Para cada una de las orientaciones y las diferentes aperturas sondeadas en el ensayo azimutal de anisotropía realizado en la Zona Los Andes (Ver Figura 3-3 y Tabla 3-2), se obtuvo el *offset error*. La Figura 4-7 describe la pseudosección resultante a partir de un arreglo Wenner con siete electrodos conmutados; los primeros cuatro datos obtenidos, los cuales corresponden a un mismo nivel (posiblemente a una misma profundidad), son analizados por pares para obtener el parámetro *offset error*, luego de esto, el dato que haga parte del par con menor efecto lateral y desviación estándar menor, es escogido para construir el diagrama de anisotropía para dicha apertura “a”. Por otro lado, a pesar de que se realizaron sondeos usando arreglo de electrodos con apertura de 8 m (Cable B), no se incluyen en los resultados dado que para esa geometría la profundidad media de investigación es aproximadamente de 4 m, profundidad a la cual, con certeza encontramos paquetes de material piroclástico, mas no de esquisto. La Tabla 4-5 resume los datos con los cuales se construyeron los diagramas de resistividad indicando el dato escogido para el nivel 1. Ver Anexo 4.

Figura 4-7: Pseudosección obtenida a partir de un sondeo usando el arreglo Wenner con siete electrodos conmutados. Los pares R1, R2 y R3 se analizan para conocer la ubicación de mayor efecto lateral.

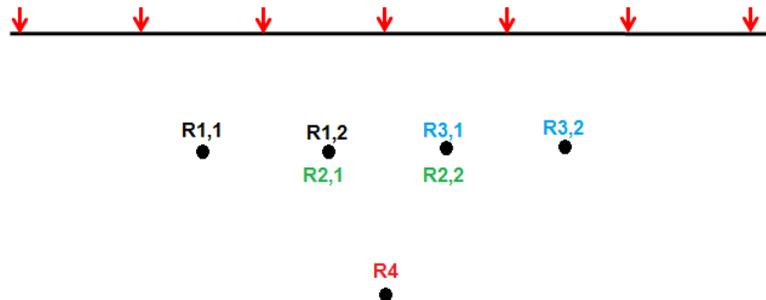
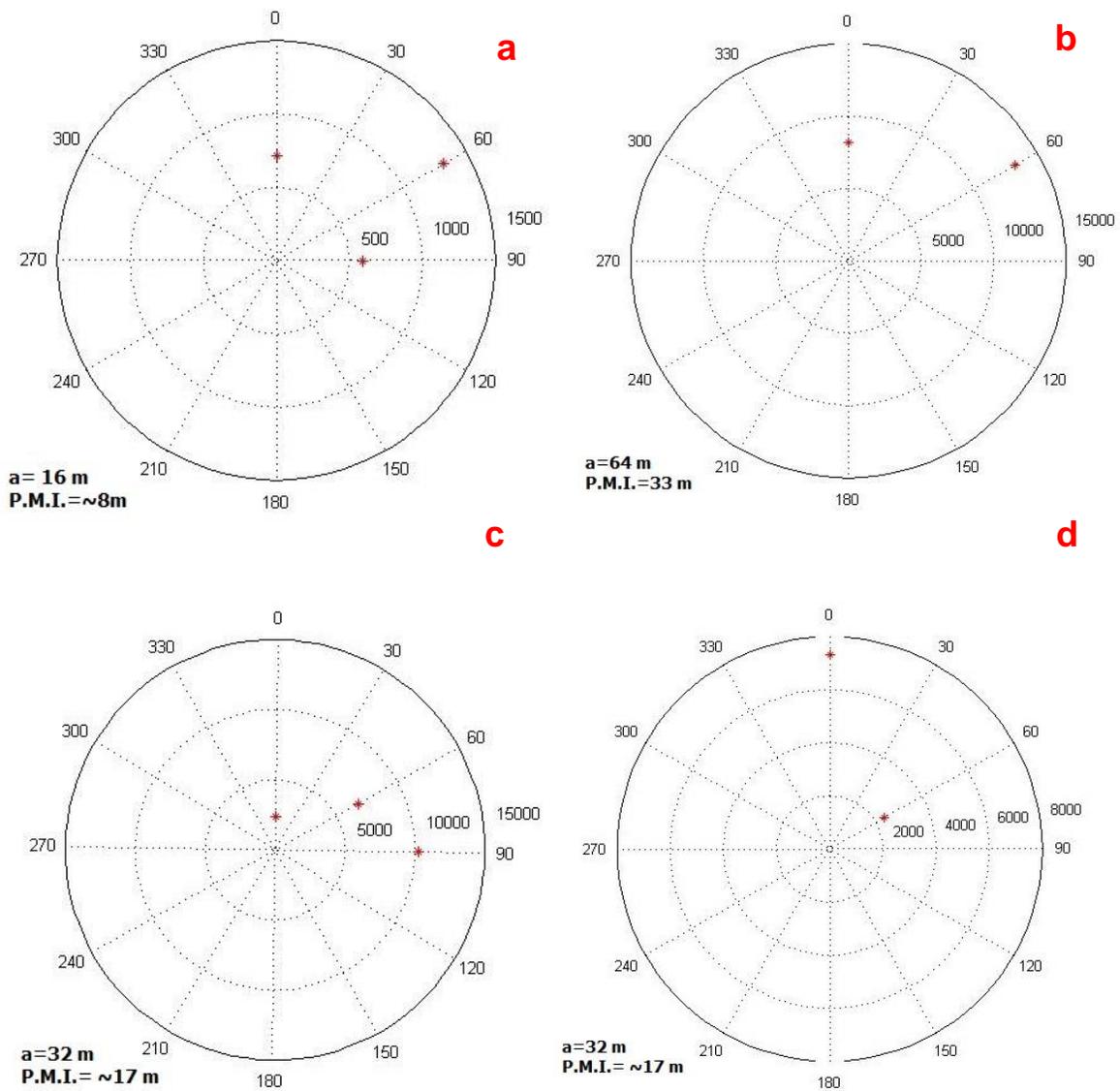


Tabla 4-5: Información general usada para la construcción de diagramas de anisotropía de resistividad eléctrica.

Tipo de Cable	a [m]	Dato	Azimut [°]	offset error [%]	Resistividad aparente [ohm.m]	Mediana de profundidad de investigación [m]
D	64	R4	60	N.A.	13279,8	33,2
			0	N.A.	8166,8	
	32	R2,2	60	50	2389,6	16,6
			0	74	7305,6	

Tipo de Cable	a [m]	Dato	Azimut [°]	offset error [%]	Resistividad aparente [ohm.m]	Mediana de profundidad de investigación [m]
C	32	R4	0	N.A.	2342,8	16,6
			60	N.A.	6824,7	
			90	N.A.	10204,1	
	16	R1,1	0	103	711,6	8,3
			60	111	1324,8	
			90	51	589,3	

Figura 4-8: Diagrama de anisotropía de resistividad eléctrica aparente resultante usando los datos adquiridos con los electrodos del cable C (Izquierda) y el cable D (Derecha). (P.M.I.=Profundidad media de investigación).



A pesar de que el número de datos no fueron los suficientes para describir un elipsoide en los diagramas de anisotropía, se construyeron diagramas para unas profundidades probables de 8m, 17 m y 33 m. El sondeo que alcanzó mayor profundidad (~ 33 m), muestra un valor máximo orientado al N60E, y teniendo en cuenta que éstos diagramas realizados con resistividad aparente deben alongarse en la dirección de mayor potencial hídrico, se puede concluir que coincide con los resultados arrojados por el análisis estereográfico de fracturas, de esta forma, el método es exitoso como lo indican (Fleming, 1986; Taylor & Fleming, 1988; Watson & Barker, 1999; Busby, 2000); sin embargo, dos datos no permiten ser concluyente con certeza, ya que para generar una superficie elíptica son necesarios mínimo cuatro datos que cubran los 360° (Ver Figura 4-8b).

Se obtuvieron dos diagramas que alcanzaron una profundidad aproximada de 17 m, usando los cables C (Nivel 2) y D (Nivel 1). Ambos arrojaron resultados diferentes, sin embargo, uno de ellos tiene un dato de más y en ambos se mantiene el orden de magnitud. Las posibles razones por las cuales no hay coincidencia pueden ser: escasez de información, baja calidad de los datos y el hecho de que la información a partir del cable C no tiene datos vecinos a su nivel, lo cual no permitió realizar un análisis de efecto lateral, parámetro que habría sido útil en un proceso de descarte (Ver Figura 4-8 c y d).

La menor profundidad alcanzada (~ 8 m) es representada por un diagrama con valores máximos en dirección N60E, dirección de mayor potencial según el análisis estereográfico (Ver Figura 4-8a); sin embargo, la certeza de este resultado debe ser comprobada con una inspección particular de campo, dado que el lugar del sondeo se caracteriza por tener espesores de material piroclástico entre 5 y 12 m.

4.5 Modelos 2D de iso-resistividades para diferentes profundidades en el área de estudio.

Para la construcción de los modelos 2D de calidad de macizos y de mapas de iso-resistividades, fue necesario recurrir a un proceso de interpolación. La interpolación de datos ofrece la ventaja de proyectar mapas continuos a partir de datos discretos; la precisión del mapa resultante dependerá en gran medida de la estructura espacial de los

datos, donde entre más fuerte sea la correlación espacial, mejor la calidad del resultado (Kravchenko, 2003; Villatoro, et al., 2008).

El tratamiento estadístico útil para certificar lo anterior consiste en validar el principio de estacionariedad realizando un análisis exploratorio de los datos, en el cual se garantice que los datos tengan una distribución normal, que sean estacionaros, aleatorios y no presenten tendencias espaciales. Si el principio es válido, se procede a determinar la correlación espacial por medio de un análisis variográfico o estructural con el fin de obtener una adecuada representación espacial de la variable de estudio (Florez & Villa, 2013). Los procedimientos necesarios que cubren estos análisis se realizaron usando las herramientas ©MATLAB y ©ArcGis.

El análisis exploratorio pretende identificar, entender y buscar tendencias en los datos usando las estadísticas tradicional y espacial. La estadística tradicional permite construir el histograma de los datos (Aquí se identifican los parámetros Media (μ), Mediana (Me), Moda (Mo), Curtosis (CC), Asimetría (CS), Desviación estándar (Γ), coeficiente de variación (CV) y varianza (Γ^2), los cuales son claves en la definición de normalidad); con éste se conoce la distribución de los datos, se analiza el efecto de los valores extremos y se identifica si se requieren transformaciones en éstos, con el fin de verificar si los datos, originales o transformados, se pueden representar mediante una función de densidad normal. Con la estadística espacial se busca que la media de la variable de estudio sea constante en la región de observación; para garantizarlo, el gráfico de dispersión de la variable medida versus coordenadas geográficas, no debe mostrar tendencias (Giraldo, 2002; Londoño, et al., 2010; Londoño & Valdés, 2012; Florez & Villa, 2013). Ver Anexo 7.

El análisis estructural consiste en la determinación de la correlación espacial de los datos mediante el cálculo de la función semivariograma, para lo cual se usaron los criterios de Giraldo (2002). Diferentes modelos variográficos pueden ajustar los datos; mediante técnicas de validación cruzada es posible determinar cuál modelo teórico de semivarianza permite obtener el mejor estimador lineal insesgado ($Z_0 = \sum_i^n \lambda_i Z_i$); éste último es usado para resolver el problema de interpolación espacial de datos con la técnica Kriging. Esta técnica no solo tiene la capacidad de producir una superficie de predicción sino que también proporciona medidas de certeza o precisión de los datos estimados (Zimmerman & Zimmerman, 1991; Giraldo, 2002; Florez & Villa, 2013). Ver Anexo 9.

Los datos de resistividad eléctrica tomados de información secundaria entre las cotas 3050 a 2550, cada 50 m, fueron sometidos al anterior tratamiento geoestadístico, donde todos ellos cumplieron la condición de normalidad estadística y espacial (Ver Tabla 4-6). Luego se escogió el mejor estimador lineal para cada cota y así realizar la interpolación usando la técnica kriging (Ver Tabla 4-7).

Tabla 4-6: Resultados obtenidos por el análisis exploratorio usando estadística tradicional usando valores de resistividad eléctrica en la cota 2750 (Media (μ), Mediana (Me), Moda (Mo), Curtosis (CC), Asimetría (CS), Desviación estándar (Γ), coeficiente de variación (CV) y varianza (Γ^2)).

Estadísticos tradicionales a partir de datos originales							
μ	Me	Mo	CC	CS	Γ	CV [%]	Γ^2
185,0	2606,7	200,0	4,80	25,2	8858,4	47,9	784,7xE5
Luego de transformación: logarítmica							
5,21	5,3	5,0	0,18	2,6	2,4	45,3	5,57

Tabla 4-7: Modelos teóricos escogidos para el cálculo de la semivarianza en la interpolación de los valores de resistividad eléctrica usando la técnica Kriging.

Cota [m]	Modelo de semivarianza teórico
3050	J-Bessel
3000	Esférico
2950	Esférico
2900	Hole effect
2850	Pentaesférico
2800	K-Bessel
2750	Esférico
2700	Hole effect
2650	J-Bessel
2600	Hole effect
2550	Gauss

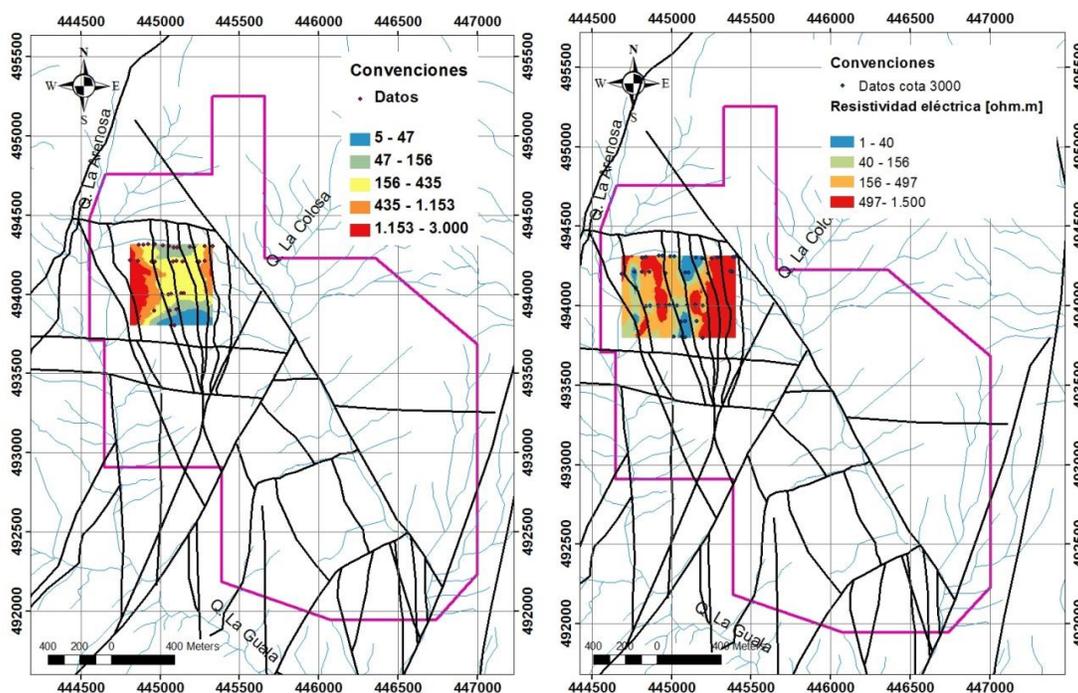
Los modelos 2D resultantes, tanto para calidad de macizo como para iso-resistividades (Ver Figura 4-9), no tienen un área constante debido a que la cota topográfica del Cerro La Colosa disminuye en dirección sur; por otro lado, este método de prospección geoeléctrica es un método de superficie, el cual en este caso, alcanzó aproximadamente una profundidad de 300 m; es decir que, los sondeos que se realizaron sobre una altura de 3200 m, tan solo nos proporcionarían información hasta la cota 2900 aproximadamente,

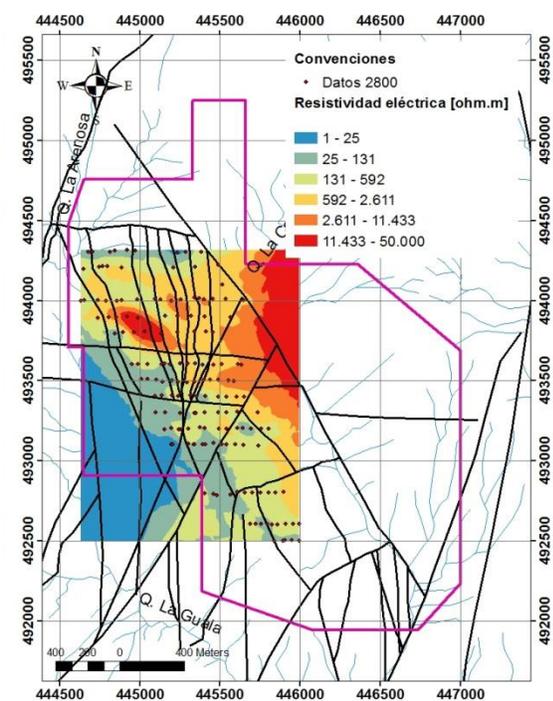
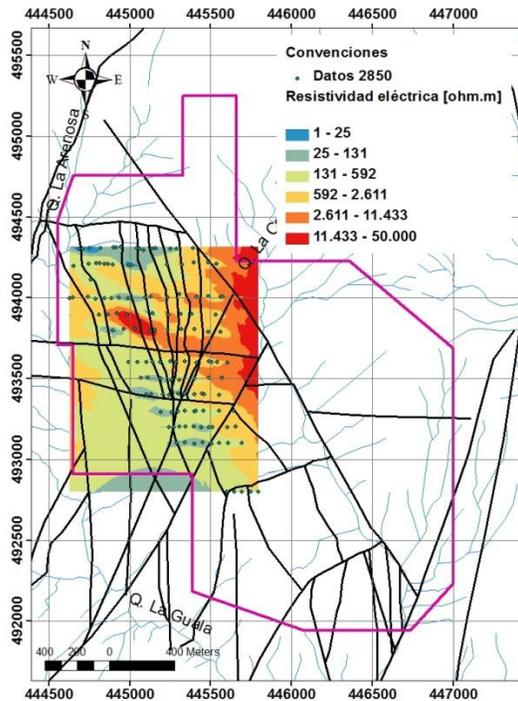
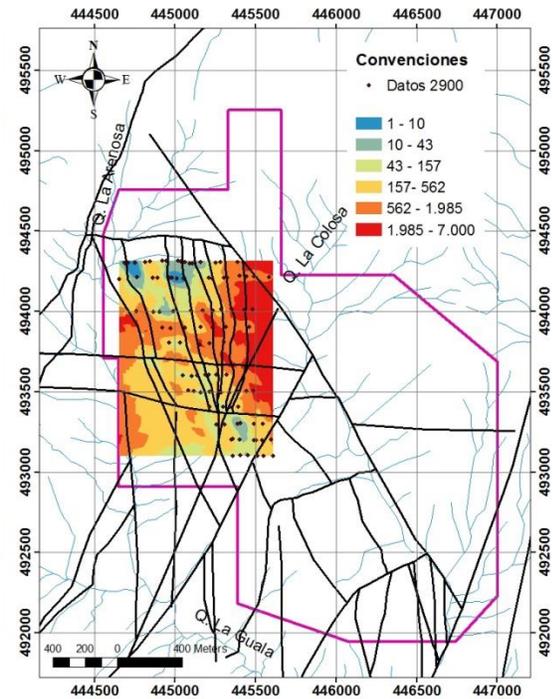
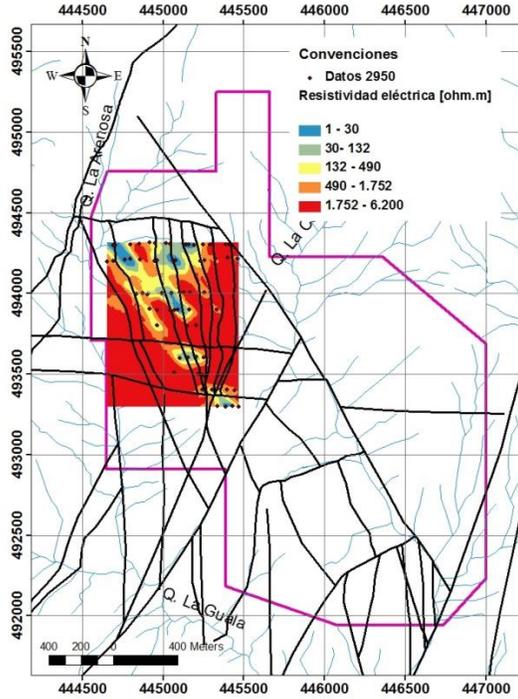
y por esta razón a medida que avanzamos en profundidad, el área del mapa interpolado va desplazándose hacia el sur. En el caso de los mapas de calidad, el alcance de las perforaciones a profundidad no es constante; sin embargo su promedio es de 300 m, de modo que ocurre el mismo efecto descrito para los mapas de iso-resistividad.

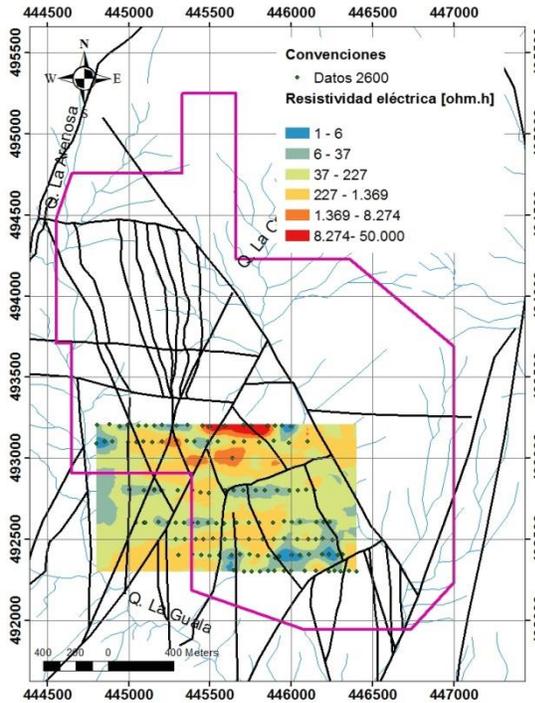
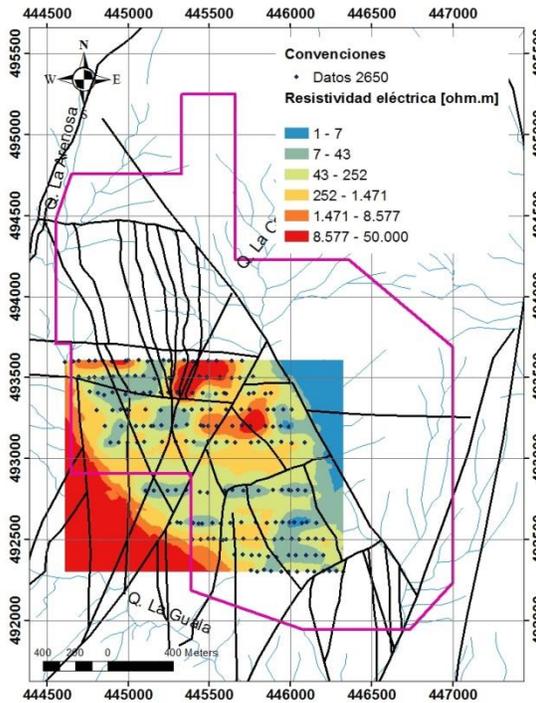
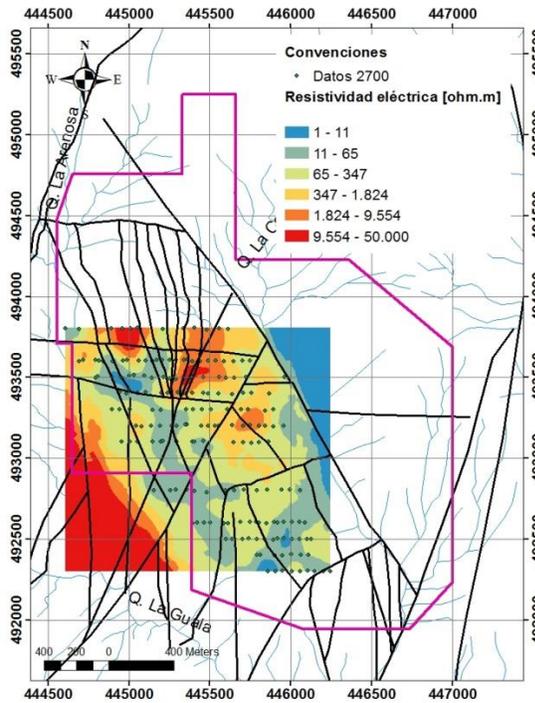
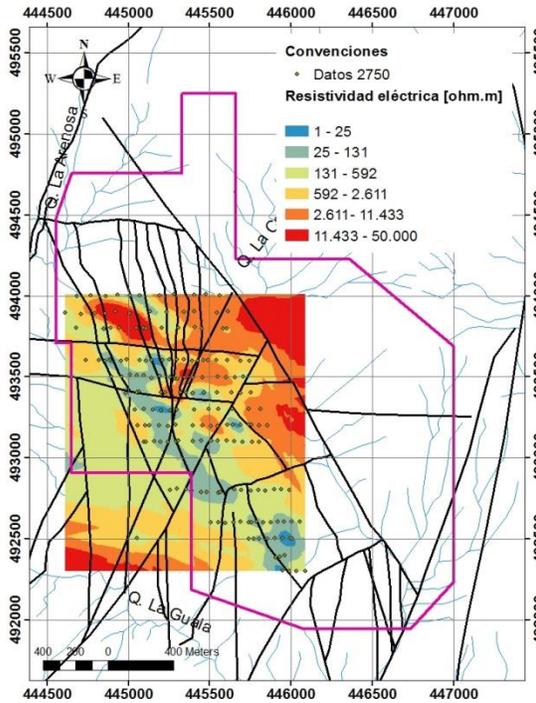
A continuación se consignan las observaciones más relevantes a partir de mapas de iso-resistividad:

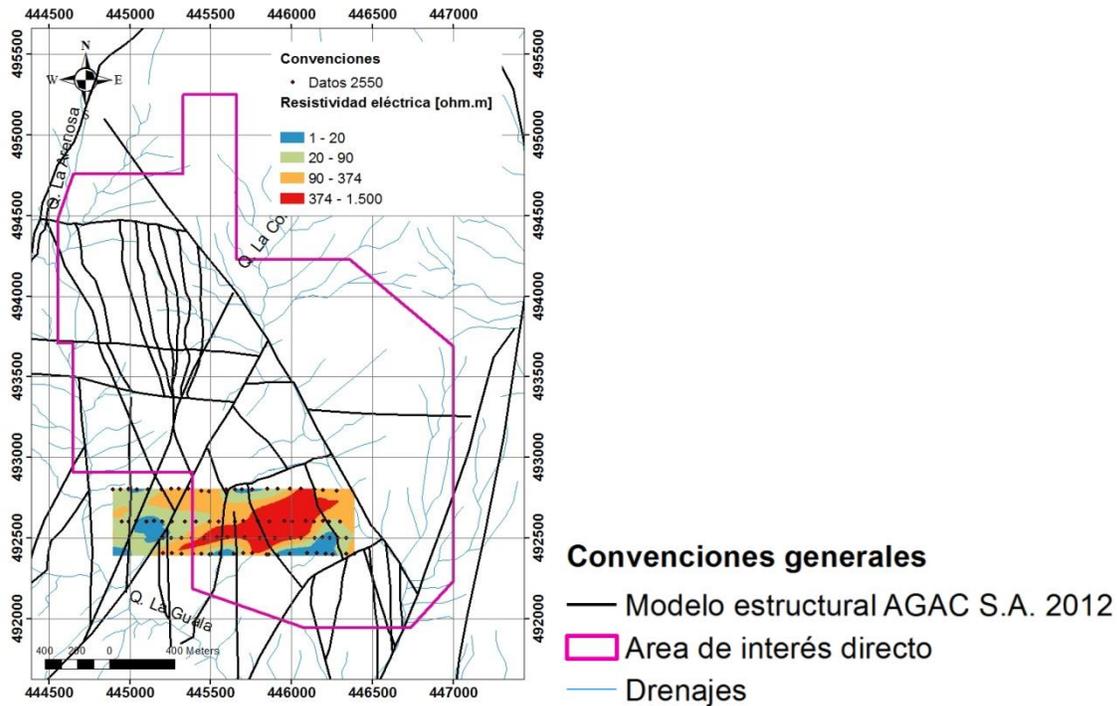
- En todos los mapas se observa que es frecuente encontrar zonas continuas con valores bajos de resistividad (1- 400 ohm.m) en el centro del área interpolada, es decir, aproximadamente debajo del filo del Cerro La Colosa.

Figura 4-9: Modelos 2D de iso-resistividades para diferentes profundidades, desde la cota 3050 hasta la cota 2550.









- Los contornos de resistividad desde la cota 3000 hasta la cota 2800 muestran una direccionalidad que inicia al Norte y a medida que aumenta la profundidad se dirige al Oeste, alcanzando una dirección en la cota 2800, de N70W aproximadamente; luego, entre las cotas 2750 y 2700 se vuelve a una dirección más cercana a N45W. Una posible razón para lo anterior es que entre los 3000 y 2800 m, las rocas al norte del área directa de influencia pueden estar más afectadas por las fallas locales NW-NN, en cambio para los siguientes 100 m de profundidad, la zona central de área de influencia directa, puede estar más afectado por las fallas NW-WW, las cuales parecen ser más recientes que las anteriormente mencionadas. Esta orientación la describen los contornos de valores de resistividad bajos, así como los de valores altos.
- Entre las cotas 2650 y 2550, las orientaciones marcadas han disminuido y las pocas tendencias se orientan EW.
- Desde la cota 2900 hasta la cota 2650 se observan áreas con resistividades bastante altas (> 11000 ohm.m) en medio de resistividades medias a bajas (40-

2500 ohm.m), y apartadas de los cuerpos más grandes y continuos de igual resistividad.

- Los mapas de las cotas 2700 y 2650 en su extremo Noreste muestran áreas de resistividades muy bajas (< 10 ohm.m), lo cual se puede relacionar con que justo a esa altura y en esa ubicación se alcanza el nivel base de la quebrada La Colosa.
- Entre las cotas 2950 hasta 2650 se observa una clara heterogeneidad en la distribución de la resistividad eléctrica en la roca (1 ohm.m $< \rho < 50000$ ohm.m), pero a partir de la cota 2600 se disminuye el rango de valores reflejando una distribución más homogénea del parámetro ($\rho < 1500$ ohm.m); esto podría darse debido a que para la cota 2700, ya se ha alcanzado la diferencia de cotas entre el filo y el nivel base dado por procesos incisivos y tectónicos, disminuyendo entonces las posibilidades de encontrar un macizo con fracturas frecuentes y abiertas.

4.6 Modelos 2D de calidad del macizo para diferentes profundidades en el área de estudio.

Como se explicó en la sección anterior, previamente a la interpolación, es necesario pasar los datos por un estudio estadístico con el fin de alcanzar un mapa de buena calidad; sin embargo, el método kriging requiere de supuestos estadísticos muy fuertes, como la validez de la hipótesis de estacionalidad, lo cual raramente se observa en la naturaleza (Benmostefa, 2006; Villatoro, et al., 2008). Este es el caso de los datos RQD usados en esta investigación, los cuales fueron sometidos a un análisis exploratorio usando estadística tradicional, y a pesar de realizarse transformaciones, no cumplieron con la normalidad. Ver Anexo 10.

Debido a esto, se recurrió a los métodos de interpolación IDW (Inverse distance weighting) y splines o ajuste de curvas; ambos fueron evaluados usando los parámetros PAE (Promedio absoluto del error) y PCE (Promedio del cuadrado del error), los cuales dependen de los datos reales y los datos calculados por el método de interpolación (Se usaron los datos de la Cota 2770 para los bloques 1, 2 y 3) (Villatoro, et al., 2008). Los resultados fueron similares y satisfactorios; sin embargo, en el caso del mapa calculado usando el método de splines, los valores asignados a las áreas donde no se encuentran datos, fueron completamente erróneos y poco acordes a los intervalos de los datos reales.

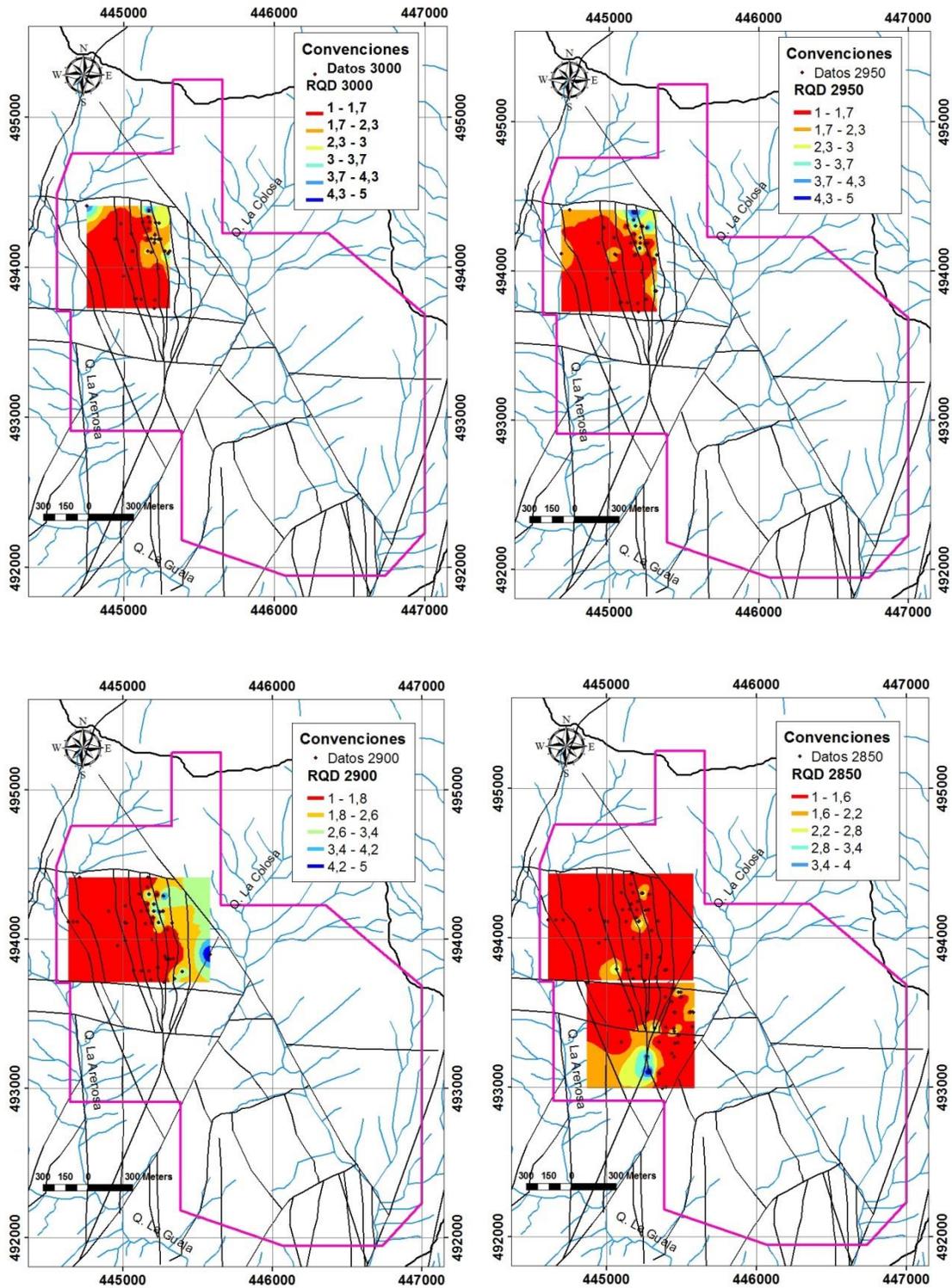
Debido a esta situación, autores como Kravchenko (2003) recomiendan en estos casos usar el método IDW cuando son bases de datos pequeñas (En este caso, por cota topográfica contienen una cantidad entre 30 a 48 datos), donde la certeza del mapa resultante va a ser mayor si el Coeficiente de variación (CV) es menor a 30% (En este caso se encuentra entre 40 y 70%) y la mayor desventaja son los característicos “ojos de buey” (Kravchenko, 2003; Villatoro, et al., 2008).

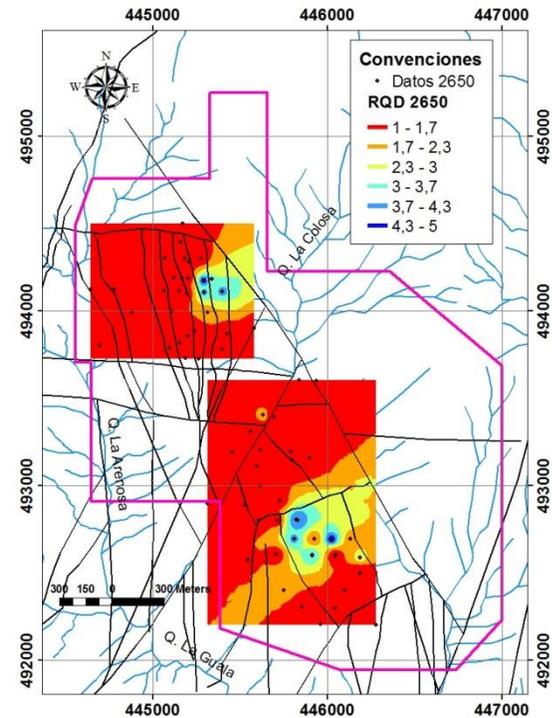
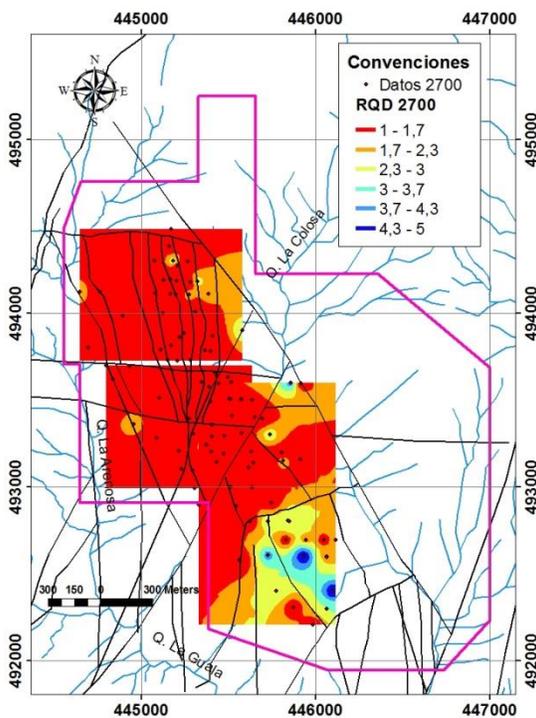
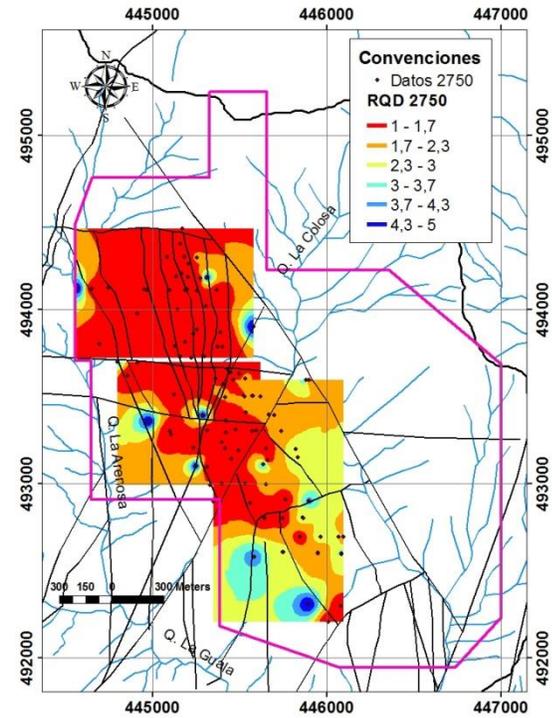
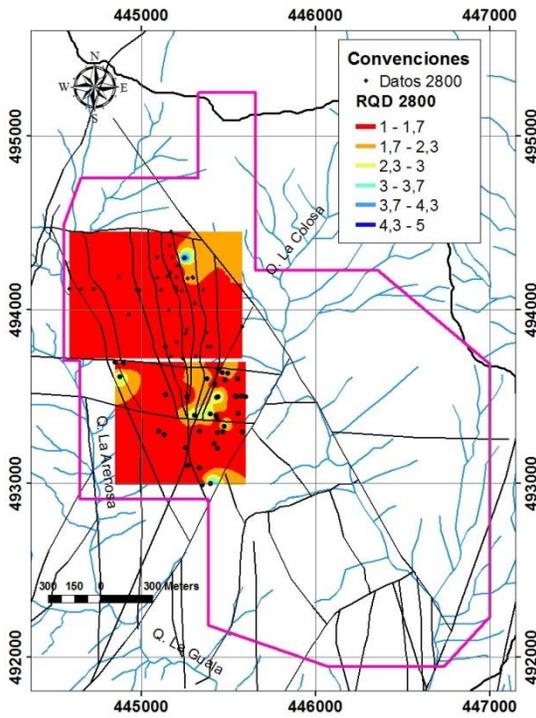
Aunque se cuenta con una base de datos para realizar modelos 2D de calidad del macizo para cotas entre los 3018 m y 2550 m, cada 2 m, a continuación se presentarán los modelos resultantes para las mismas alturas de los modelos 2D de iso-resistividades anteriormente presentados, y de esta forma se podrá comparar el comportamiento de ambos parámetros en similares condiciones espaciales. Es necesario recordar que se han asignado los valores de 1 a 5 al factor RQD, donde 1 representa RQD >90% y 5 representa RQD <25%, es decir, siendo 5 la peor calidad.

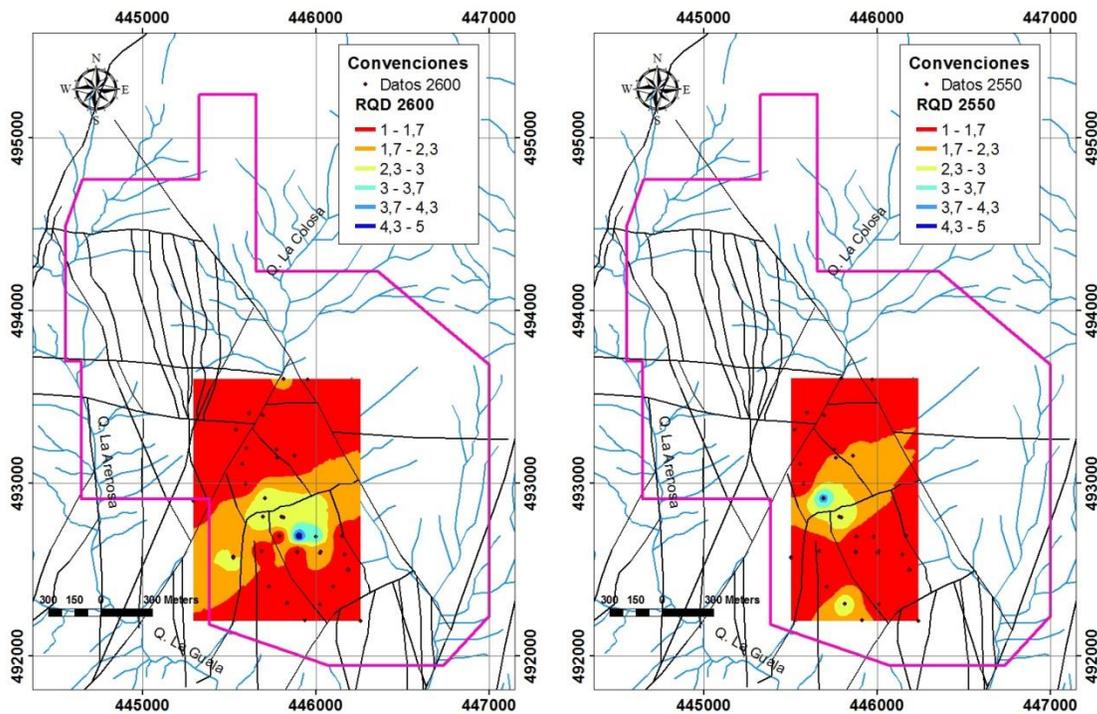
Las siguientes observaciones corresponden a las conclusiones llegadas basados en los modelos 2D de calidad de macizo a partir de información RQD (Ver Figura 4-10).

- Los modelos de calidad de macizo resultantes entre las cotas 3000 a 2650, muestran constantemente una zona continua extendida al Noreste del área interpolada con valores bajos de RQD (oscilando entre RQD < 50% y $20% < RQD < 50%$). Estos valores no corresponden a rocas cercanas a ser expuestas a procesos de intemperismo. Por otro lado, se observa una suave tendencia de los contornos en la dirección N20W.
- Los mapas de las cotas 3000 y 2950 muestran, en el extremo Noroeste del área interpolada, valores intermedios a bajos de RQD ($20% < RQD < 75%$); sin embargo no son tan constantes ni tan significativos como los observados en el extremo Noreste.

Figura 4-10: Modelos 2D de calidad de macizo a partir de información RQD, para diferentes profundidades, desde la cota 3000 hasta la cota 2550.







Convenciones generales

- Modelo estructural AGAC S.A. 2012
- ▭ Area de interés directo
- Drenajes

- Los modelos para las cotas 2850 y 2800 muestran pequeñas áreas discontinuas con valores bajos de RQD ($RQD < 50\%$) ubicadas justo debajo del filo del Cerro La Colosa; sin embargo, a pesar de no estar conectadas, juntas muestran una tendencia a orientarse entre las direcciones N20W y NS. Al sur del área interpolada de la cota 2850 se observa un sector de valores bajos, la cual corresponde a posible cercanía de la roca a la exposición.
- Se observa en el mapa de calidad para la cota 2750, sectores de valores bajos ubicados al centro y sur del área interpolada y extendidos al Oeste y Este, los cuales pueden corresponden a roca cercana a procesos de meteorización; sin embargo, en el centro del área interpolada, aproximadamente debajo del filo del Cerro la Colosa, se observa un área apartada con valores bajos de calidad ($RQD < 50\%$), la cual coincide con un sector de complejidad tectónica según el modelo estructural de AGAC S.A. (Sector de intersección entre las fallas locales con direcciones NW, NE y EW); sin embargo, al observar el mapa resultante para la

cota 2700, no se reconoce un sector de valores bajos que le corresponda, es decir, que posiblemente no hay continuidad de esta caída de la calidad con la profundidad.

- Desde la cota 2700 hasta la 2550, los mapas de calidad del macizo revelan, al sur del área interpolada, un sector continuo de bajos valores RQD ($RQD < 50\%$), el cual tiene una tendencia suave a orientarse en dirección N50E a EW.
- A diferencia de los mapas de isoresistividades, los mapas de calidad del macizo a partir de información RQD no muestran tan alta heterogeneidad; para todas las profundidades mostradas, se observa que la mayoría del área interpolada se caracteriza por valores altos de RQD ($>90\%$); sin embargo, aquí cabe resaltar que las bases de datos para los modelos RQD no superan los 50 datos, frente a una cantidad que oscila entre los 33 y los 190 datos para resistividad eléctrica.
- A grandes rasgos se observa que, al igual que lo concluido con los resultados de los mapas de isoresistividades, puede existir una notable influencia tectónica sobre las tendencias direccionales de las propiedades de la roca, donde al norte del área de influencia directa, la roca se ve más afectada por las fallas locales con orientación NW, pero a medida que se aumenta la profundidad, al sur del área interpolada, la roca se ve afectada por estructuras en dirección NE y EW.

5. Discusión

Para introducir este capítulo, es importante tener en cuenta que la heterogeneidad y la anisotropía no son propiedades de los materiales en sí, sino características de la distribución espacial de las propiedades y de su magnitud con respecto a la dirección. Carrillo (1997) explica que un macizo rocoso puede ser heterogéneo con respecto a unas propiedades en particular y homogéneo con respecto a otra; de forma similar, es anisotrópico cuando su material presenta en distintas direcciones propiedades con diferente magnitud.

El principal objetivo de esta investigación es identificar y dilucidar las condiciones de heterogeneidad y anisotropía del macizo rocoso, enfocado principalmente, en sus características hidrogeológicas. Para el cumplimiento de este objetivo, se ha analizado la distribución de las propiedades resistividad eléctrica y RQD usando varios métodos; así mismo, se ha hecho uso de la información litológica y estructural en la zona de estudio. Esta información integrada puede reflejar la posible distribución del agua en el macizo, la cual se espera sea heterogénea y anisotrópica, debido a que el flujo del agua en un medio fracturado está en función de las discontinuidades.

5.1 Anisotropía y heterogeneidad en zona directa

Los resultados arrojados por los modelos 2D de iso-resistividades y de calidad de macizo para diferentes cotas, usando información de resistividad eléctrica y RQD dentro del área directa de estudio, fueron analizados junto a información de niveles piezométricos (Cinco piezómetros están ubicados en el área de interés directo), el modelo estructural de AGAC S.A. del 2012, información litológica de superficie y en registros de perforación, topografía y conocimiento general de la zona. Finalmente se identificaron seis escenarios que

generalizan la distribución de dichas propiedades en el macizo rocoso. La Tabla 5-1 resume las características principales de cada escenario (Ver Figura 5-1).

Para generar los modelos 2D de litología a partir de información de registros de perforación, se realizó el análisis exploratorio y estructural para finalmente usar la técnica kriging (Ver Figura 5-1).

Figura 5-1: Modelos RQD (Arriba izquierda), de iso-resistividades (Arriba derecha) y Litológico (Abajo) de la cota topográfica 2700, a los cuales se les ha señalado dónde se presentan cuatro de los seis escenarios representativos. Los valores 1, 2 y 3 para litología corresponden a roca hipoabisal, brecha y esquisto, respectivamente.

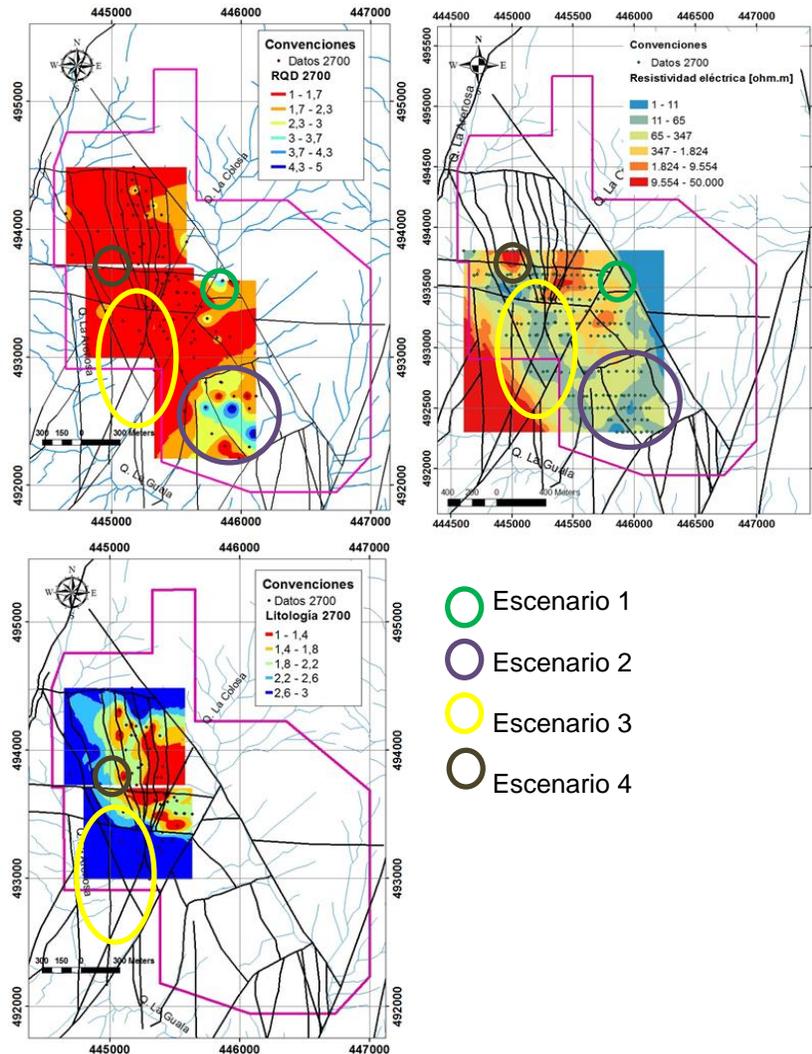


Tabla 5-1: Resumen de escenarios típicos encontrados en el macizo rocoso del área de estudio directa

No	Descripción general	Interpretación general	Cotas topográficas	Ubicación en el área interpolada	Observaciones particulares
1	Cuerpos aislados con diámetro promedio menor a 100 m. RQD< 50% (>4) y resistividades bajas a medias (50 ohm.m<ρ<3000 ohm.m)	Roca fracturada y saturada. Se definió la saturación teniendo en cuenta resultados de la TRE 1 e información de piezómetro J9.	3000	Noreste y Noroeste	Se encuentra relacionadas con las fallas locales NW y se observa cortos al SW desplazamientos significativos entre cotas, lo que podría interpretarse que si están controlados estructuralmente, las fallas tienen buzamientos casi verticales.
			2950		
			2900	Noreste	Se encuentra relación con la intersección del sistema de fallas locales NW y fallas locales EW. Sobre esta cota se alcanza la columna de agua del piezómetro J9.
2800	Noreste				
			2750	Noreste	
			2750	Centro	
			2700	Centro a Este.	Se relaciona con el nivel base de la quebrada La Colosa.
2	Áreas aproximadas a 9 ha con RQD< 75 % (>3) y resistividades bajas (50 ohm.m<ρ<1200 ohm.m)	Roca fracturada y saturada. Se definió la saturación teniendo en cuenta resultados de la TRE 1 e información de piezómetro J9.	2700	Sureste	A partir de la cota 2700 se ha superado el nivel base de la quebrada La Colosa. Las áreas con posible saturación son mayores.
			2650		
3	Cuerpos alargados y orientados con RQD>90% (~1) y resistividades bajas (ρ<500 ohm.m)	Roca poco fracturada a sana con resistividades bajas posiblemente debido a presencia de mineralización y sulfuros.	2950	Noreste	Se relaciona con brechas de intrusión
			2900		
			2850		
			2950	Franja central orientada en dirección NW	Se relaciona con brechas de intrusión en contacto con Esquistos.
			2800		
			2750		
			2700		
4	Cuerpos apartados y alargados con	Rocas sanas y no saturadas.	2850	Centro	Cuerpos ubicados dentro de bloques tectónicos locales, orientados al NW,
			2800	Centro	

Caracterización de la heterogeneidad y anisotropía de un medio
fracturado y sus implicaciones hidrogeológicas usando prospección
geoeléctrica e información RQD

	diámetro mayor ~300 m, RQD>90% (~1) y resistividades altas ($\rho > 11000$ ohm.m)		2750 2700	Norte Norte	relacionado con brechas de contacto, de intrusión y roca intrusiva, las cuales pueden pertenecer a los cuerpos intrusivos de bajo grado de mineralización (Gil-Rodriguez, 2010).
5	Áreas aproximadas a 15 ha con RQD~ 80 % (~2) y resistividades moderadas a altas (2550 ohm.m < ρ < 10000 ohm.m)	Rocas con fracturamiento moderado y cuando se relaciona con resistividades moderadas, pueden indicar saturación parcial.	2750	Este	Se observa cierta orientación relacionada con la falla La Colosa (NW)
6	Cuerpos pequeños con RQD~ 25% (~4) y resistividades bajas a altas (1000 ohm.m < ρ < 7000 ohm.m)	Se relaciona con pérdidas de núcleo en el proceso de perforación			

5.1.1 Heterogeneidad

Se identificaron los siguientes factores como controles sobre la distribución de la resistividad eléctrica en el área de estudio, los cuales se mencionan en orden de influencia iniciando con el mayor: grado de mineralización, grado de saturación, densidad de fracturamiento y litología. Para el caso de la información RQD se identificaron los factores: densidad de fracturamiento, grado de meteorización, grado de saturación y pérdidas de núcleo en el proceso de perforación.

Al sistema de pórfidos de La Colosa, se le ha descrito como un grupo de intrusiones tempranas, interminerales y tardías, las cuales contienen diferentes cantidades de oro (Gil-Rodríguez, 2010), así mismo de sulfuros; la existencia de minerales del grupo de los sulfuros dentro de una roca (p.e. la pirita), influye fuertemente sobre la resistividad de la roca de tal forma que pueden disminuirle tres o cuatro órdenes de magnitud (La resistividad de la pirita es menor de 10 ohm.m (Telford, et al., 1990)), y es este factor el que más genera cambios extremos en la resistividad de la roca visto en los modelos de isoresistividad (cambios de cuatro órdenes de magnitud en distancias cercanas a 200 m), principalmente al norte del área de estudio directa. Se identificaron los cuerpos de baja resistividad eléctrica como cuerpos mineralizados, porque estos mismos no se caracterizan por valores RQD representativos de rocas muy fracturadas; si ese fuera el caso, valores tan bajos de resistividad asociados a valores RQD menores a 50% pueden relacionarse con cuerpos fracturados y saturados.

El modelo estructural proporcionado por AGAC S.A. (Ver Figura 4-1) muestra la complejidad estructural en el área directa de estudio compuesto por sistemas de fallas NW, NE y EW, donde las trazas de un mismo sistema, pueden estar separadas entre 300 y 100 m. Esta condición estructural compleja facilita una mayor frecuencia en el fracturamiento, condición que afecta en uno o dos órdenes de magnitud la resistividad de las rocas y más fácilmente en rocas foliadas (Carrillo, 1997; Telford, et al., 1990). Respecto a la influencia estructural sobre los valores RQD, se reconoce la relación entre zonas con RQD que indican fracturamientos considerables, con la traza de la falla La Colosa, la cual tiene dirección N20W (Sección Este de las áreas interpoladas).

Del análisis de los resultados en conjunto, se concluye que existen dos condiciones de la heterogeneidad diferenciables en función de la profundidad; la primera se encuentra entre

las cotas 2950 y 2750, y la segunda entre las cotas topográficas 2700 y 2550. La primera (coincide también con el norte del área de estudio), muestra mayor heterogeneidad principalmente de la propiedad resistividad aparente y el factor que más afecta dicha propiedad es el grado de mineralización; el efecto del grado de saturación en este primer grupo se observa puntual y aislado, a diferencia de los posibles cuerpos mineralizados que cubren mayor área y muchos de ellos son continuos. El segundo grupo de cotas, muestran una menor heterogeneidad en la distribución de las propiedades estudiadas, además se identifican áreas amplias y continuas con posibles grados de saturación y de fracturamiento importantes (Ver Figura 5-1).

5.1.2 Anisotropía

Principalmente, las condiciones estructurales son las que afectan la magnitud de las propiedades RQD y resistividad eléctrica respecto a la dirección en que se le mida. Se observa en los modelos 2D para las dos propiedades, como los contornos se extienden paralelos a las trazas de las fallas locales, mostrándose al norte orientadas principalmente en dirección Noroeste, dirección del sistema de fallas locales en esta ubicación, y a medida que se aumenta la profundidad y el área interpolada se mueve al sur, los contornos cambian su orientación gradualmente hasta coincidir aproximadamente con orientaciones Este-Oeste y noreste, direcciones de las fallas ubicadas al centro y sur del área de estudio.

Con lo anterior no es posible concluir que a medida que se aumenta la profundidad, la direccionalidad de las propiedades cambia del Norte a Este-Oeste ya que al norte del área de estudio el alcance en profundidad llega máximo a la cota 2750; sin embargo, sí es posible concluir que existe un control plenamente estructural sobre la dirección y que éste dependerá del rumbo de las fallas, según su ubicación.

5.2 Anisotropía y heterogeneidad de las condiciones hidrogeológicas de la zona directa de estudio

Del análisis del conjunto de resultados obtenidos dentro del área de estudio, se concluye que en función de la profundidad, existen dos condiciones diferenciables de la distribución del agua subterránea.

Entre las cotas 3000 y 2700, se identifican: i) áreas pequeñas (~ 100 m de diámetro) poco frecuentes y caracterizadas por una densidad de fracturamiento alta y alta posibilidad de estar saturadas (Noreste del área interpolada y en ocasiones Noroeste), todas ellas relacionadas con las fallas locales; ii) Cuerpos entre bloques tectónicos (Escenario cuatro) con características de rocas sanas y frescas sin evidencias de saturación, ni mineralización; iii) Áreas amplias de rocas con excelente RQD (>90%), es decir rocas sanas, y mineralizadas. Por consiguiente, entre estas cotas y para la escala de la investigación, el potencial hidrogeológico parece ser escaso; la calidad del macizo, la cual puede reflejar el estado de la densidad de fracturamiento (Factor importante que facilita la distribución del agua subterránea), es muy buena, condición que puede justificar por qué no se evidencian áreas con almacenamiento del fluido significativas; no obstante, como ya se ha mencionado, el área de interés presenta frecuentes lineamientos de falla, lo que debería indicar que la densidad de fracturamiento deba ser alta; sin embargo, es posible que las rocas pre-existentes hayan sufrido silicificación asociada a los procesos de intrusión magmática e inyección de fluidos hidrotermales cargados con metales, modificando sus propiedades mecánicas iniciales y dando como resultado rocas más competentes y el cierre de posibles aperturas efectivas de las discontinuidades. Por lo tanto, se puede concluir que el potencial hidrogeológico en esta sección del macizo es muy pobre, excepto en esos pequeños y escasos puntos, de tal forma que no nos permite evaluar si la distribución es heterogénea u homogénea.

En todo el espesor del macizo investigado, se observa un claro control estructural sobre la propiedad resistividad eléctrica; a pesar de que a niveles superiores a la cota 2700, este macizo parece no ser almacenador, es posible que la conducción del agua subterránea temporal esté completamente controlada, al norte del área de estudio, por fallas NW con buzamientos cercanos a la vertical.

Debajo del nivel de la cota 2700, cuando ya se ha alcanzado el nivel base de la quebrada La Colosa, la propiedad resistividad eléctrica, al sur del área directa, caracterizada por valores bajos ($\rho < 1200$ ohm.m, según los resultados de TRE 1, corresponde a rocas fracturadas y saturadas), sumado a bajos valores RQD ($RQD < 50\%$), refleja amplias áreas con densidad de fracturamiento moderada a alta y saturación de la roca, es decir, características de un macizo rocoso que posee potencial acuífero significativo. Estas áreas están orientadas con las direcciones N60E y EW, paralelas a las fallas locales, y

mostrándose a favor de la pendiente, por consiguiente, podrían alimentar el caudal de las quebradas La Colosa y La Guala.

El perfil de distribución de resistividad eléctrica obtenido a partir de la interpretación de los resultados adquiridos por la TRE 1, muestra un nivel freático constante a lo largo de la extensión de este perfil (198 m), con una profundidad cercana a los 10 m (Usando datos de conductividad a 50 m de profundidad), y paralelo a la topografía del lugar. Estos resultados, muestran condiciones locales de potencial hidrogeológico, más aun, cuando la geometría del nivel freático es tan estable y los niveles piezométricos medidos durante el último año por el proyecto "MONITOREO HIDROGEOLÓGICO EN LA FASE DE EXPLORACIÓN DE LA MINA LA COLOSA-FASE II y III" describen constancia. De los cinco pares de piezómetros que hacen parte de la red de monitoreo de dicho proyecto, dos de ellos, los cuales se encuentran debajo de la cota 2700, incluido el par ubicado a 4 metros del lugar de ejecución de la TRE 1, han presentado niveles piezométricos constantes tanto para los piezómetros de 50 m de profundidad como de 150 m de profundidad.

Por otro lado, también se identifican los cuerpos competentes y no mineralizados encontrados con mayor frecuencia entre las cotas 3000 y 2700, así como también sectores con buena calidad del macizo y evidencias de mineralización. Lo anterior nos lleva a inferir que ha mejorado notablemente el potencial hidrogeológico del macizo en esta sección y sus condiciones indican heterogeneidad en la distribución del agua subterránea y dos direcciones preferenciales del flujo (Aquí la anisotropía de la resistividad se encuentra no solo controlada por la direccionalidad de la mineralización si no aún más por el grado de saturación).

5.3 Posibles condiciones del sistema hidrogeológico en la zona indirecta

La densidad de fracturamiento, los procesos de mineralización y la litología, son los factores identificados como los más influyentes en el almacenamiento y distribución del agua subterránea en el macizo rocoso del área directa, de los cuales los dos primeros tienen una estrecha relación con las fallas locales y su complejidad. Por consiguiente, los

resultados encontrados y discutidos nos permite inferir el estado hidrogeológico de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón, basados en la información estructural, litológica y geoeléctrica, primaria y secundaria, allí levantada; por consiguiente a continuación se menciona qué condiciones similares o no al área directa, se pueden identificar en el área indirecta.

La Figura 5-2 contiene la cartografía litológica del área indirecta así como las trazas de las fallas; a pesar de que la cartografía litológica no tiene el detalle en el levantamiento como lo tiene el área directa, aquí se representan cuerpos intrusivos, importantes para definir las condiciones hidrogeológicas, en el centro de ésta (Río Bermellón parte media, cuenca media de la quebrada La Guala y quebrada El Túnel) y en las cabeceras de las quebradas el Diamante y La Guala, así como diques y pequeños cuerpos en el sector de los Andes (Cuenca de la quebrada la Soledad), algunos de ellos con evidencias de mineralización. Entonces en relación a los cuerpos intrusivos podemos tener las opciones: i) Cuerpos muy competentes con baja mineralización y ii) Cuerpos fracturados, mineralizados y afectados por procesos de silicificación, relacionados también con brechas de intrusión; en ambos casos, los intrusivos se caracterizan por su poca capacidad de almacenamiento y son potenciales desviadores de flujo de agua subterránea.

Esta investigación ha resaltado que las condiciones estructurales ejercen la mayor influencia en la formación de zonas aptas para almacenamiento, la conectividad de las discontinuidades y el flujo de agua subterránea en estas rocas cristalinas. La Figura 5-2 muestra que, en general, toda el área indirecta está afectada por fallas, principalmente orientadas en direcciones cercanas al N-S (Entre N30W y N30E), y algunas más cortas en diferentes direcciones, sin embargo, los resultados del diagrama hidroestructural, el cual fue construido con información de superficie dentro del área indirecta, muestra que la dirección con mayor potencial se encuentra al N60E, cuadrante en el cual se ubica la Falla Palestina; por otro lado, también se obtuvieron tres direcciones preferenciales cercanas a la dirección N-S (Segunda y tercera para esquistos y primera para rocas hipoabisales, Ver Figura 5-2 y Tabla 4-1), direcciones que coinciden con la traza principal de la Falla San Jerónimo, ubicada al Oeste del área indirecta. Por consiguiente se concluye que la tectónica regional controla, en la escala del área indirecta, el flujo de agua subterránea; cabe aclarar que, aunque este diagrama no involucra el parámetro conectividad entre discontinuidades, pueden existir algunas familias con potencial para conducir, pero al no estar interconectadas, su capacidad para el transporte del agua sea

menguada hasta ser despreciable o muy baja; gracias a lo interpretado en los análisis realizados en el área directa, el déficit en el tránsito del agua subterránea aumenta a medida que nos alejamos de las zonas con mayor complejidad tectónica.

Debido a las características particulares de la geomorfología del Cerro La Colosa, no es posible realizar una correlación usando este parámetro con el área indirecta restante; sin embargo el sector de los Andes (Parte baja de la cuenca de la quebrada La Soledad, representada por la unidad geomorfológica UAL. Ver Figura 1-1), es el que muestra una mayor similitud con el área directa debido a la complejidad de los trazos de falla, su frecuencia y la cercanía entre ellos, atributos que permiten la existencia de una alta densidad de fracturamiento. En este sector, también se identificaron pequeños cuerpos de intrusivos, de modo que, si éstos no están relacionados con procesos de silicificación, es posible que allí la distribución del agua subterránea sea similar al sector debajo de la cota 2700 m diferenciado en el área directa. Por otro lado, ya que el nivel base local está menos encañonado que el observado en el área directa y no presenta pendientes altas, es posible encontrar sectores con condiciones hidrogeológicas óptimas (Como el descrito para el macizo entre las cotas 2700 a 2550), en menor profundidad, lo cual podría representar mayor facilidad en la infiltración directa de agua a medios subterráneos y niveles piezométricos más superficiales.

Respecto a las direcciones preferenciales de flujo, los resultados del sondeo azimuthal, el cual se realizó en el sector de los Andes, muestra una preferencia del flujo en la dirección N60E; sin embargo, cabe destacar, que así como sucede en el área directa, una zona con complejidad local estructural tiene sus particularidades en cuestión de dirección de flujo y éstas priman sobre las condiciones de flujo regionales.

En conclusión, las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón poseen los atributos vistos en el área directa, desde el punto de vista del medio, para tener zonas con potencial hidrogeológico en las cuales, la distribución del agua subterránea es heterogénea y las direcciones preferenciales del flujo son controladas por fallas regionales, excepto en los sectores donde la complejidad local supera la influencia regional; todo esto caracterizando los macizos rocosos en general como medios fracturados discontinuos con sectores interconectados, esencialmente beneficiados por

las fallas locales que facilitan la interconexión entre zonas fracturadas a lo ancho así como en profundidad, versus cuerpos intrusivos muy compactos y competentes, además de rocas afectadas por procesos de silicificación, que ejercen el efecto contrario.

De los resultados también se infiere que es posible encontrar niveles freáticos a menor profundidad relacionados con relieves con poca incisión; en el caso de encontrarlos en paisajes caracterizados con encañonamientos fuertes es posible que corresponda a áreas pequeñas del macizo con condiciones de almacenamiento pero conectividades nulas o temporales (Relacionadas a épocas de altas precipitaciones).

5.4 Confrontación con la hipótesis inicial

En la sección 1.7 de esta investigación se describió una propuesta de las posibles condiciones del subsuelo y sus características hidrogeológicas, basadas en la información que al inicio se conocía del área de estudio. A continuación se describen puntualmente los aciertos y desaciertos.

- Entre las cotas topográficas 3000 y 2700, no es posible identificar al medio fracturado como el acuífero discontinuo propuesto por Detay et al. (1989), y posteriormente mejorado por Lachassangne (2008), debido a que, como se explicó en la anterior sección, no se encontraron evidencias de almacenamiento ni siquiera en las zonas afectadas por las principales fallas locales.
- La heterogeneidad en el área de estudio directa no está únicamente controlada por la litología o por el grado de meteorización de la roca; a pesar de que esta área litológicamente es diversa, la heterogeneidad de la distribución del agua subterránea se encuentra controlada principalmente por la densidad de fracturamiento del macizo (Relacionada directamente con las condiciones estructurales locales y regionales), más que por las propiedades texturales de la roca. Sin embargo, se propone que los efectos de los procesos de mineralización sobre las rocas, confieren a éstas características que las hacen menos permeables.

Caracterización de la heterogeneidad y anisotropía de un medio fracturado y sus implicaciones hidrogeológicas usando prospección geoelectrica e información RQD

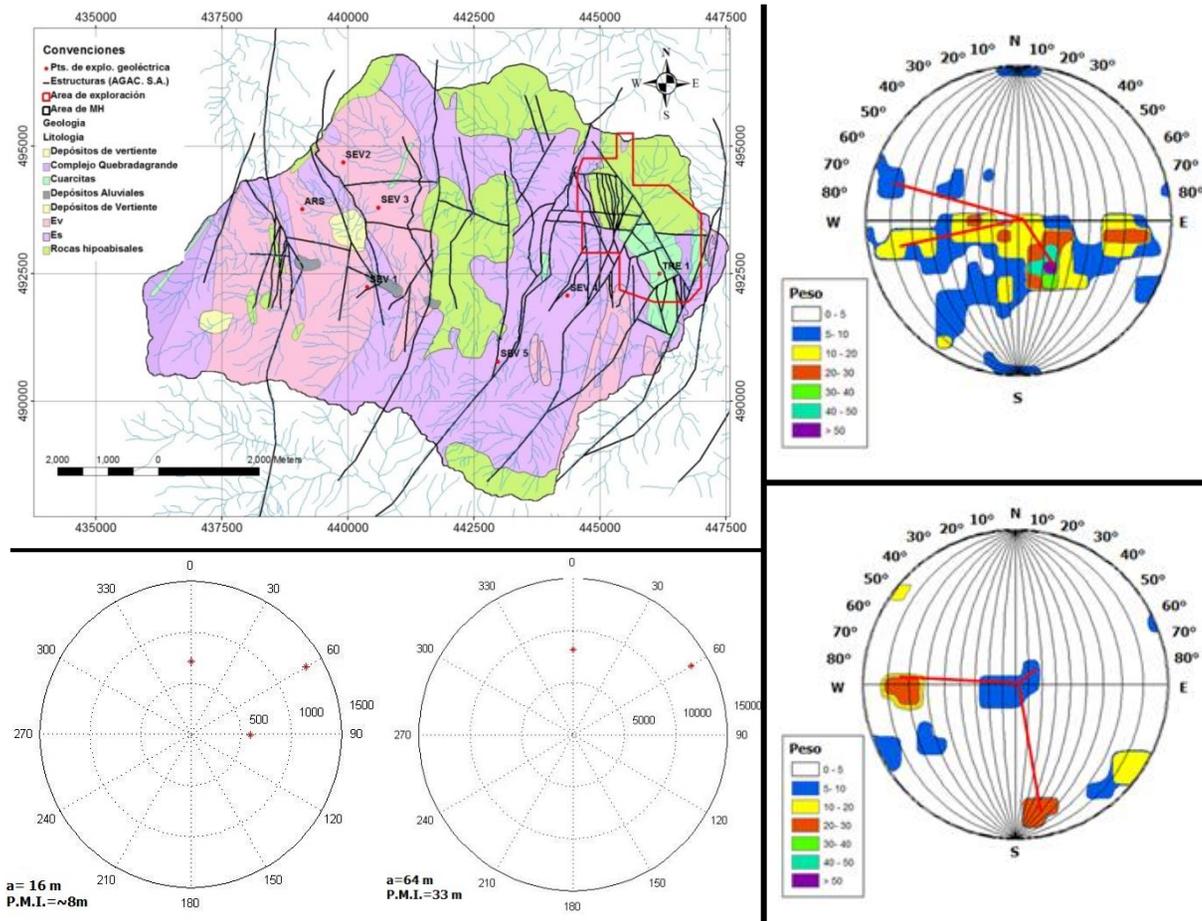


Figura 5-2. Insumos para el conocimiento hidrogeológico de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón. Derecha, diagramas hidroestructurales resultantes para las partes alta y media del río Bermellón; Inferior izquierda, diagramas resultantes a partir de los sondeos azimutales de resistividad eléctrica; Arriba Izquierda, cartografía geológica de las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón que incluye trazas de las fallas y la ubicación de los puntos donde se realizó prospección geoelectrica.

- El área de estudio indirecta, la cual principalmente está conformada por esquistos (Ver Figura 1-2), puede distribuirse en capas a profundidad como lo muestra el modelo de Detay et al. (1989); esto se asume teniendo en cuenta los resultados del perfil de resistividad eléctrica a partir de la TRE 1 realizada cerca de la plataforma P23 y los SEV. Juntos, indican que la distribución del subsuelo, en esas ubicaciones específicas inicia con material piroclástico, seguido por horizontes de meteorización a partir de esquistos y esquistos fracturados; de este modo, esta distribución en capas aproximadamente horizontales, es válida en el área de estudio donde sea frecuente la roca esquistos y hasta un alcance en profundidad de 50 m.
- Las herramientas usadas para conocer las direcciones preferenciales de flujo para el área indirecta como el área directa, mostraron que dichas direcciones están principalmente controladas por las condiciones tectónicas, principalmente por los sistemas que hacen parte de las Fallas Palestina y San Jerónimo, excepto en los sectores de mayor complejidad estructural (Cerro Colosa y Sector los Andes), los cuales siguen siendo fuertemente influenciados por los parámetros estructurales, donde la condición local prima sobre la regional.
- Se continúa con la idea de que las partes del macizo con bajo potencial hidrogeológico, en temporadas de altas precipitaciones, tienen como principal conector con similares sectores a lo ancho como en profundidad, las fallas locales y regionales, principalmente La Colosa, La Cristalina y La Soledad.
- Se reconoció que algunos pulsos que hacen parte del grupo de rocas intrusivas, las cuales se identificaron en el escenario cuatro, pueden comportarse como desviadoras del flujo subterráneo; sin embargo, no es acertado generalizar que todas las rocas intrusivas en el área de estudio tengan este comportamiento. También las brechas intrusivas y rocas metamórficas afectadas por procesos hidrotermales que incluyen flujos silicatados y procesos térmicos, pueden ejercer este papel.
- En el área directa se identificaron pequeñas áreas con alta densidad de fracturamiento y posibles condiciones de saturación, pero no interconectadas. Es posible que esta situación se observe en todos los macizos rocosos del área

indirecta, principalmente en aquellos donde la diferencia de cota entre nivel base y cimas de lomos, sea alta.

6. Conclusiones

- Aunque los cuerpos de esquistos y rocas intrusivas o hipoabisales son los más abundantes en las partes alta y media del río Bermellón, las brechas de intrusión así como las rocas que se han visto afectadas por los procesos de mineralización son determinantes en la definición de áreas con o sin potencial hidrogeológico.
- Los parámetros hidroestructurales y los diagramas estereográficos a partir de éstos, son adecuados e importantes en estudios hidrogeológicos en medios fracturados; sin embargo, adicionalmente es necesario definir las particularidades que evitan o facilitan la interconexión entre sectores con potencial hidrogeológico, debido a que éste método estereográfico no incluye la conectividad, ya que ésta no es una característica geométrica de la discontinuidad. Por ejemplo, los cuerpos intrusivos que hacen parte del pulso intermineral, en el área directa de estudio, cuerpos competentes y sanos (Escenario 4), difícilmente permiten un flujo de agua a través de ellos.
- Los resultados a partir de los diagramas hidroestructurales para las rocas esquistos e hipoabisales, reflejan la influencia directa de la tectónica regional (Fallas Palestina y San Jerónimo), sobre las direcciones preferenciales de flujo regional. Esta afirmación es verificada por los resultados arrojados por el sondeo azimutal de resistividad eléctrica, el cual se realizó en una ubicación sin complejidad estructural local.
- Para dilucidar el estado hidrogeológico en un medio fracturado con evidencia de procesos de mineralización, es necesario identificar los sectores afectados por procesos de silificación, ya que es posible que éstos disminuyan el potencial hidrogeológico de la matriz rocosa así como de las discontinuidades en el macizo rocoso. Aunque esta es una hipótesis, el escenario tres puede representar este caso, ya que son cuerpos vistos en superficie con alta frecuencia en sus discontinuidades (Brechas de contacto, de intrusión y algunos esquistos), pero el hecho de haber sido

afectados por procesos de silicificación nos impulsa a creer que es posible que las fracturas se hayan soldado y la matriz rocosa endurecido gracias a éste.

- El índice RQD se conoce por ser sensible a los aspectos técnicos con los cuales se obtuvo así como a la pericia de quien lo obtiene; sin embargo, si éste es analizado integralmente con información estructural, litológica y de resistividad eléctrica, es un parámetro muy valioso. Esta investigación sugiere que éste parámetro ajustado integralmente, muestra la calidad del macizo y como éste se ve afectado por los procesos tectónicos. En el área directa se observó, principalmente en los modelos debajo de la cota 2700, como la direccionalidad en los contornos RQD coinciden con la orientación de las iso-resistividades y a su vez, mostrando un aproximado paralelismo con las fallas locales.
- En función de la profundidad, existen dos condiciones diferenciables de la distribución del agua subterránea en el área directa de estudio, una entre las cotas 3000 y 2700, y la segunda debajo de las cotas 2700 hasta 2550. El potencial hidrogeológico de la primera es muy pobre debido a que no se observa una densidad de fracturamiento importante así como tampoco amplias áreas saturadas, excepto en escasas pequeñas áreas; la muy baja saturación no nos permite definir si la distribución del agua subterránea (En el momento de haberla), es heterogénea u homogénea. En la segunda, el potencial hidrogeológico mejora notablemente y sus condiciones indican heterogeneidad en la distribución del agua subterránea, caracterizada por amplias áreas con densidades de fracturamiento considerables y saturadas, por un lado, interrumpidas por cuerpos muy competentes posiblemente asociados con roca intrusiva y a su vez favorecida por las fallas locales.
- Las propiedades estudiadas dentro del área directa muestran un claro control estructural de la distribución del agua subterránea a profundidad; debajo de la cota 2700 se observa una posible orientación preferencial en direcciones N60E y EW, paralelas a las fallas locales, y mostrándose a favor de la pendiente pudiendo alimentar el caudal de las quebradas La Colosa y La Guala. Por otro lado, a pesar de que a niveles superiores a la cota 2700, este macizo parece no ser almacenador, es posible que la conducción del agua subterránea temporal esté completamente

controlada, al norte del área de estudio, por fallas NW con buzamientos cercanos a la vertical.

- Las partes alta y media de la cuenca del río Bermellón poseen los atributos, desde el punto de vista del medio, para tener zonas con potencial hidrogeológico en las cuales, la distribución del agua subterránea es heterogénea y las direcciones preferenciales del flujo son controladas por fallas regionales, excepto en los sectores donde la complejidad local supera la influencia regional; todo esto caracterizando los macizos rocosos en general como medios fracturados discontinuos con sectores interconectados, esencialmente beneficiados por las fallas locales que facilitan la interconexión entre zonas fracturadas a lo ancho así como en profundidad, versus cuerpos intrusivos muy compactos y competentes, además de rocas afectadas por procesos de silicificación, que ejercen el efecto contrario.

Bibliografía

AGAC, 2008. *Estudio ambiental para la solicitud de sustracción de un área de 8501 ha de la reserva central en el municipio de Cajamarca, departamento del Tolima.*, Colombia: Anglo Gold Ashanti Colombia.

Atekwana, E. A. & Rowe, R. S., 2003. Relationship between total dissolved solids and bluk conductivity at a Hydrocarbon-Contaminated aquifer. *SAGEEP Proceedings*, pp. 228-237.

Bassrei , A. & Quezada, J., 2001. *Inversion of seismic data by a generalized maximum entropy method*. s.l.:71st annual international meeting society of exploration geophysicists.

Benmostefa, F., 2006. Estimating soil contamination with Kriging interpolation method.. *American Journal of Applied Sciences*, 3(6), pp. 1894-1898.

Botero, G., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas*, Volumen 57, p. 101.

Brace, W. & Orange, A., 1968. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding. *Journal of Geophysical Research*, 73(4), pp. 1433-1445.

Brook, M., 1984. *New radiometric age data from SW Colombia.*, Colombia: Ingeominas-Mision Britanica-Reporte 10.

Busby, J. P., 2000. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophysical Prospecting*, Volumen 48, pp. 677-695.

Carrillo, J., 1997. *Cuadernos de ingeniería geológica. Mecanica de Rocas.*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds. The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. *AAPG*, Volumen Memoir 79, pp. 815-848.

Chica, A., 1979. *Aspectos mecanicos e hidráulicos de las rocas.* Medellín: Universidad Nacional de Colombia. Facultad de minas .

Clapp, R. B. & Hornberger, G. M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources* , Volumen 14, pp. 601-604.

Davis, S. N. & DeWiest, R. J., 1971. *Hydrogeology*. Ariel ed. Barcelona: Wiley.

De Marsily, G. y otros, 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal* , Volumen 13, pp. 161-183.

De Marsily, G., 1986. *Quantitative Hydrogeology*. New York: Academic Press Inc..

DeGroot-Hedlin , C. & Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate a smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* , Volumen 55, pp. 1613-1624.

Detay, M., Poyet, P., Emsellem, Y., Bernardi, A. & Aubrac, G. 1989. Development of the saprolite reservoir and its state of saturation: Influence on the hydrodynamic characteristics of drillings in crystalline basement. *C. R. Academic Sciences*, Volumen 2, pp. 429-436.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Maréchal, J., Wyns, R. & Krishnamurthy, N., 2006. A generalized 3D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifer controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, Volumen 330, pp. 260-284.

Dey, A. & Morrison, H. F., 1979. Resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* , Volumen 27, pp. 106-136.

Edwards, L., 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, Volumen 42, pp. 1020-1036.

- Fleming, A., 1986. *The determination of joint system characteristics from azimuthal resistivity surveys*. Madison: University of WisconsinMs Thesis.
- Florez, C. & Villa, V., 2013. *Modelo de análisis espacial del comportamiento de la densidad de fracturamiento en un macizo rocoso a partir de datos estructurales*. Monografía.. Medellín: Universidad San Buenaventura. Facultad de Ingeniería..
- Freeze, R. & Cherry, J., 1979. *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall.
- Gil-Rodriguez, J., 2010. *Igneous petrology of The Colosa Gold-rich porphyry system (Tolima, Colombia)*. Arizona: University of Arizona.
- Giraldo, R., 2002. *Introducción a la geoestadística teórica y aplicada*. Medellín : Universidad Nacional de Colombia.
- Hagrey, S. A., 1994. Electric study of fracture anisotropy at Falkenberg Germany. *Geophysics*, Volumen 59, pp. 881-888.
- Herrera, E. & Garfias, J., 2013. Characterizing a fractured aquifer in Mexico using geological attributes related to open-pit groundwater. *Hydrogeology Journal* , Volumen 21, pp. 1323-1338.
- Ibañez-Mejía, M., Tassinari, C. C. & Jaramillo-Mejía, J. M., 2007. *U-Pb zircon ages of the "Antioquia Batolith": geochronological constrains of Late Cretaceous magmatism in the Central Andes of Colombia*. Colombia, 11th Colombian Geological Congress.
- INGEOMINAS, 1982. *Reseña explicativa del mapa geológico preliminar. Plancha 244.Ibagué. Escala 1:100000*, Colombia: INGEOMINAS.
- INGEOMINAS, 2001. *Mapa geológico del departamento del Tolima, recursos geológicos y amenazas geológicas. Escala 1:25000*, Colombia: INGEOMINAS.
- Inman, J. R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics* , Volumen 40, pp. 787-817.
- Keller , G. & Frischknecht, F., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. New York: Pergamon Press.
- Kirsch, R., 2006. *Groundwater Geophysics: A tool for hydrogeology*. Berlin: Springer.

- Kravchenko, A., 2003. Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods. *Soil Science society of American Journal* , Volumen 67, pp. 1564-1571.
- Krishnamurthy, N. S., Chandra, S. & Kumar, D., 2008. Geophysical characterization of hard rock aquifer. En: J. S. Ahmed, ed. *Groundwater dynamics in hard rock aquifers*. New Dehli: Springer, pp. 64-86.
- Lachassagne, P., 2008. Overview of the Hydrogeology of hard rock aquifer: Applications for their Survey, Management, Modelling and Protection. En: J. S. Ahmed, ed. *Groundwater dynamics in hard rock aquifer*. New Dehli: Springer, pp. 40-63.
- LaPointe, P. & Hudson, J., 1985. Characterization and interpretation of rock mass jointing patterns. *Geological Society of America Special Paper*, Volumen 199, p. 37.
- Lee, C. & Farmer, I., 1993. *Fluid flow in discontinuous rocks*. London: Chapman and Hall.
- Leonard-Mayer, P., 1984. *A surface resistivity method for measuring hydrologic characteristic of jointed formations*. s.l.:U.S. Bur. Mines Report of investigations.
- Li, Y. & Oldenburg, D. W., 2000. 3D inversion of induced polarization data. *Geophysics* , Volumen 65, pp. 1931-1945.
- Loke, M. H., 2000. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2D and 3D surveys*.. s.l.:s.n.
- Loke, M. H., Acworth, I. & Dahlin, T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics* , Volumen 34, pp. 182-187.
- Loke, M. H. & Barker, R. D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, Volumen 44, pp. 131-152.
- Loke, M. H. & Dahlin, T., 2002. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, Volumen 49, pp. 149-162.

- Londoño, L., Ramírez, J., Ramírez, G. & Ordoñez, C., 2010. Modelo de interpolación espacial mediante sistema de información geográfica para el estudio de la variabilidad espacial de la resistencia a la penetración del suelo. *DYNA*, 77(164), pp. 109-118.
- Londoño, L. & Valdés, J., 2012. *Geoestadística aplicada: generación de mapas de interpolación para el estudio de fenómenos distribuidos espacialmente*. Alemania: Editorial académica española.
- Martens, U. C., Restrepo, J. J. & Solari, L. A., 2012. Sinifaná metasedimentites and relations with Cajamarca paragneisses of the Central Cordillera of Colombia. *Boletín Ciencias de la Tierra*, Issue 32, pp. 99-110.
- Maya, M. & González, H., 1995. Unidades litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2), pp. 43-57.
- McCourt, W. J., Aspden, J. A. & Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London*, Volumen 141, pp. 831-845.
- Menke, W., 1989. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. s.l.:Elsevier.
- Muiwane, E. A. & Pederson, L. B., 2001. 1D inversion of DC resistivity data using a quality-based truncated SVD. *Geophysical Prospecting*, Volumen 49, pp. 387-394.
- Olayinka, A. & Yaramanci, U., 2000. Use of block inversion in the 2D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. *Journal of Applied Geophysics*, Volumen 45, pp. 63-81.
- Ordoñez-Carmona, O., Martins, P. & Angel, C. P., 2001. *Consideraciones geocronológicas e isotópicas preliminares del Magmatismo Cretáceo-Paleoceno en el norte de la Cordillera Centra..* Colombia, VIII Congreso Colombiano de Geología.
- Ordoñez-Carmona, O. & Pimentel, M. M., 2002. Rb-Sr y Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes.. *South American Earth Science*, Volumen 15, pp. 173-182.
- Pindell, J. L. & Kennan, L., 2009. Tectonics evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and Northern South America in the mantle reference frame. *Geological Society of London*, 328(Special publications), pp. 1-55.

- Poteri, A., 2009. Retention properties of flow paths in fractured rock. *Hydrogeology Journal*, Volumen 17, pp. 1081-1092.
- Restrepo, J. J. & Toussaint, J. F., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, II(3), pp. 189-193.
- Restrepo, J. J. y otros, 1991. *Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano*. Manizales: Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico.
- Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T. & Kemna, A., 2012. Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, Volumen 20, pp. 617-658.
- Reynolds, 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. s.l.:John Wiley & Sons.
- Rodi, W. & Mackie, R., 2001. Non-linear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, Volumen 66, pp. 174-187.
- Salem, H. S., 2001. Modelling of lithology and hydraulic conductivity of shallow sediments from resistivity measurements using Schlumberger vertical electrical soundings. *Energy Sources*, 23(7), pp. 599-618.
- Sasaki, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, Volumen 40, pp. 453-463.
- Sauck, W. & Zabik, S., 1992. *Azimuthal resistivity techniques and the directional variations of hydraulic conductivity in glacial sediments*. Golden: SAGEEP, Society of Engineering and Mineral Exploration Geophysicists .
- Scesi, L. & Gattiononi, P., 2007. *Water circulation in rocks*. Londres: Springer.
- Schlumberger, 2014. *Schlumberger*. [En línea]
Available at: http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/f/formation_factor.aspx
[Último acceso: 30 Mayo 2014].

Sharma, S. & Baranwal, V., 2004. Delineation of groundwater-bearing fracture zone in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. *Journal of Applied Geophysics*, Volumen 57, pp. 155-166.

Shevnin, V., Delgado-Rodriguez, O., Mousatov, A. & Ryjov, A., 2006. Estimation of hydraulic conductivity on clay content in soil determined from resistivity data. *Geofísica Internacional*, 45(3), pp. 195-207.

Silvester, P. & Ferrari, R., 1990. *Finite elements for electrical engineers*. s.l.:Cambridge University Press.

Singhal, B. B., 2008. Nature of hard rock aquifers: Hydrogeological uncertainties and ambiguities. En: J. & S. Ahmed, ed. *Groundwater dynamics in hard rocks aquifers*. New Delhi: Springer, pp. 20-39.

Singhal, B. B. & Gupta, R. P., 2010. *Applied Hydrogeology of fractured rocks*. India: Springer.

Singh, B. & Goel, R., 1999. *Rock Mass Classification: A practical approach in civil engineering*. s.l.:Elsevier Science Ltd.

Sultan, A., Mohameden, M. I. & Santos, F., 2009. Hydrogeophysical study of the El Qaa Plain, Sinai, Egypt. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Volumen 68, pp. 525-537.

Taboada, A. y otros, 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), pp. 787-813.

Taylor, R. & Fleming, A., 1988. Characterising jointed systems by azimuthal resistivity surveys. *Groundwater*, Volumen 26, pp. 464-474.

Telford, W. M., Geldart, L. & Sheriff, R., 1990. *Applied geophysics*. New York: Cambridge university Press.

Tsourlos, P., 1995. *Modeling, interpretation and inversion of multielectrode resistivity survey data*. United kingdom: PhD thesis, University of York.

UEM, 2000. *IPI2Win Guia de usuario*. Moscú: Universidad Estatal de Moscú. Facultad de Geología. Departamento de Geofísica..

- UNALMED, 2012. *Monitoreo hidrogeológico en la fase de exploración de la mina La Colosa*. Medellín: s.n.
- UNALMED, 2013. *Monitoreo hidrogeológico en la fase de exploración de la mina La Colosa. Fase II*, Medellín: s.n.
- Van-Golf-Racht, 1982. *Fundamentals of fractured reservoir engineering*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publication.
- Villagomez, D., Spikings, R., Magna, T., Krammer, A., Winkler, W. & Beltran, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, Volumen 125, pp. 875-896.
- Villatoro, M., Henriquez, C. & Sancho, F., 2008. Comparación de los interpoladores IDW y Kriging en la variación espacial de ph, Ca, CICE y P del suelo. *Agronomía costarricense* , 32(1), pp. 95-105.
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M. & Peláez, C., 2006. Geochronological, isotopic and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *South American Earth Science*, 21(4), pp. 355-371.
- Watson, K. & Barker, R., 1999. Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset wenner soundings. *Geophysics*, 64(3), pp. 739-745.
- Willis, 2004. *Manul of Applied Hydrogeology*. s.l.:McGraw-Hill.
- Witherspoon, P. J., Gale, J. E., Nelson, P., Doe, T., Thorpe, R., Forster, C. & Paulsson, B., 1979. *Rock mass chracterization for storage of nuclear wates in Granite*. Montreaux, International society od rock mechanics. 4th congress.
- Younger, P. & Robins, N., 2002. Challenges in the characterization and prediction of the hydrogeology and geochemistry of mined ground. *Geological Society of London Special Publication* , Volumen 198, pp. 1-16.
- Zhang, Z. & Zhou, Z., 2002. Real-time quasi 2D inversion array resistivity logging data using neural networks. *Geophysics*, Volumen 67, pp. 517-524.

Zimmerman, D. & Zimmerman, M., 1991. A comparison of spatial semivariogram estimators and corresponding ordinary Kriging predictors. *Technometrics*, 33(1).