

**IDENTIFICACIÓN DE SUPERFICIES DE ROTURA EN LADERAS SOBRE SUELOS RESIDUALES  
MEDIANTE SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES**

**Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de  
Maestría en Ingeniería**

**CARLOS EDUARDO PARRA VARGAS**

**Asesor:**

**GLORIA ELENA ECHEVERRY RAMÍREZ**

**MEDELLÍN**

**UNIVERSIDAD EAFIT**

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**2013**

## TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	7
1.1 GENERALIDADES.....	7
1.2 OBJETIVO.....	8
1.3 METODOLOGÍA.....	8
2. ESTADO DEL ARTE .....	10
3. ÁREA DE ESTUDIO .....	15
3.1 LOCALIZACIÓN.....	15
3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	17
3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	19
4 PROSPECCION GEOELÉCTRICA .....	21
4.1 EL MÉTODO SEV.....	21
4.2 EL MODELO SEV.....	23
4.3 LA RESISTIVIDAD APARENTE.....	25
4.4 ARREGLO WENNER.....	27
4.5 PROBLEMA DIRECTO E INVERSO.....	29
5 INVESTIGACIÓN GEOELÉCTRICA.....	30
5.1 LOCALIZACIÓN.....	30
5.2 EL EQUIPO.....	31
5.3 CURVAS DE RESISTIVIDAD.....	32
5.4 PSEUDOSECCIONES.....	39

5.5 INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA CON RESULTADOS GEOELÉCTRICOS.....	43
5.5.1 Depósito de vertiente (Qdv) .....	43
5.5.2 Suelos residuales y saprolíticos de Dunita .....	44
5.5.3 Perfil de Meteorización Anfibolita de Medellín .....	46
6 ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LA LADERA.....	47
6.1 ESTABILIDAD DE TALUDES POR ELEMENTOS FINITOS.....	48
6.1.1 Modelo Constitutivo de Mohr-Coulomb.....	48
6.1.2 Carga de gravedad .....	49
6.1.3 Cálculo del factor de seguridad.....	50
6.1.4 Definición de falla .....	50
6.2 PERFIL DE ANÁLISIS.....	51
6.3 PARÁMETROS RESISTENTES.....	51
6.4 RESULTADOS ANÁLISIS ELEMENTOS FINITOS.....	57
7 CONCLUSIONES .....	63
8 BIBLIOGRAFIA .....	65

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Ubicación zona de estudio – Suroriente de Medellín–Fuente: Google Earth(2013) – Sin escala.....	16
Figura 3.2. Ubicación Político-Administrativo en el Municipio de Medellín.Fuente: POT (2008) – Escala 1:25.000. ....	17
Figura 3.3. Distribución promedio multianual de la precipitación en la región de interés entre 1972 y 1989. ....	18
Figura 3.4. Plano geológico zona de investigación. ....	20
Figura 4.1. Distribución de electrodos para medidas de resistividad en el terreno – Fuente: Chelotti, et al., 2009.....	22
Figura 4.2. Representación de un SEV. ....	26
Figura 4.3. Dispositivo Wenner (Orellana, 1982). ....	27
Figura 5.1. Localización SEV en la zona de investigación.....	31
Figura 5.2. Equipo geoelectricoGeotrade –Universidad EAFIT. ....	32
Figura 5.3. Curva de resistividad aparente de campo – SEV 1.....	34
Figura 5.4. Curva teórica – SEV1 verano (Febrero). ....	34
Figura 5.5. Curvas de resistividad de los sondeos eléctricos realizados.....	36
Figura 5.6. Modelo capas SEV1 (Febrero)-Izquierda y SEV2 (Abril)-Derecha. ....	37
Figura 5.7. Pseudo-secciones - Interpolación SEV1 – SEV2 – SEV3 .....	40
Figura 5.8. Error de ajuste de interpolación SEV1 – SEV2 – SEV3.....	42
Figura 5.9. Transformación por derivada horizontal SEV1-SEV2-SEV3.....	42
Figura 5.10. Transformación por derivada vertical SEV1-SEV2-SEV3 .....	43

Figura 5.11. Plano y perfil geológico de la zona de estudio.....	45
Figura 6.1. Perfil de análisis – Geometría de la ladera.....	51
Figura 6.2. Ensayo de penetración estándar en la zona de investigación. ....	53
Figura 6.3. Localización muestras en la Carta de Plasticidad de Casagrande.....	54
Figura 6.4. Propiedades y parámetros geomecánicos suelo residual dunita (Suelo 4) .....	55
Figura 6.5. Propiedades y parámetros geomecánicos suelo saprolítico dunita (Suelo 5) ..	56
Figura 6.6. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 4 m - Plaxis. ....	58
Figura 6.7. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 4 m – Phase2.....	58
Figura 6.8. Desplazamientos totales - NAF a 4 m – Phase2. ....	59
Figura 6.9. Desplazamiento máximo v.s SRF - NAF a 4 m – Phase2.....	60
Figura 6.10. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 14 m – Plaxis. ....	61
Figura 6.11. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 14 m – Phase2.....	61
Figura 6.12. Desplazamientos totales - NAF a 14 m Phase2.....	62
Figura 6.13. Desplazamiento máximo v.s. SRF - NAF a 14 m – Phase2. ....	62

#### **LISTA DE TABLAS**

Tabla 5.1. Resumen ubicación de los SEV. ....	31
Tabla 5.2. Parámetros de inversión para el SEV1 (febrero). ....	35
Tabla 5.3. Consolidado de valores de resistividad versus profundidad.....	38
Tabla 6.1. Resumen ensayos de laboratorio.....	53
Tabla 6.2. Corrección del NSPT y cálculo de $\phi_{equ}$ y del módulo de elasticidad.....	54
Tabla 6.3. Parámetros resistentes de los materiales.....	57

## RESUMEN

En este documento se presentan los resultados obtenidos con la exploración geoelectrica superficial mediante tres sondeos eléctricos verticales (SEV), para la identificación de zonas débiles o posibles sectores de rotura, sobre laderas modeladas en suelos residuales y saprolíticos, en las vertientes orientales de la ciudad de Medellín, donde se contrastaron mediciones de resistividad entre dos periodos de acuerdo con el ciclo anual de la precipitación en el Valle de Aburrá, febrero que es considerado mes seco o veranillo de fin de año, y abril periodo de lluvias. El modelo geoelectrico obtenido muestra seis horizontes, cuatro que correlacionan entre el SEV 1 y el SEV 2, y una última que solamente aparece en el SEV 3. Los reconocimientos geológicos indican tres unidades litológicas, depósitos de vertiente, dunitas y anfibolita de Medellín. En el depósito de vertiente se diferencian tres capas, una superior con valores resistivos de 80 Ohm-m a 100 Ohm-m, una intermedia con unos 20 Ohm-m, y la inferior de 30 Ohm-m a 60 Ohm-m. En el cuerpo dunitico, se detectaron dos capas, una correlacionable con el suelo residual y valores resistivos de 30 Ohm-m y otra a la base con más de 100 ohm-m, que se asocia con niveles saprolíticos y presencia de fragmentos parcialmente meteorizados. En la anfibolita se registraron los valores más altos de resistividad, que están por encima de los 100 Ohm-m. Los análisis muestran que se pueden presentar tres zonas débiles, una superficial dentro del depósito de vertiente, a 1 m o 1.5 m de profundidad, la segunda en el contacto del depósito de vertiente con el suelo residual de dunita y la última entre el contacto del saprolito y el suelo residual de la dunita, que son donde se marcan contrastes fuertes en los valores de resistividad, indicando presencia de zonas saturadas en suelos fino-granulares. Las evaluaciones de estabilidad mediante elementos finitos, por el método de reducción de la resistencia al corte, indica que se pueden generar fallas traslacionales superficiales y profundas rotacionales.

Palabras claves: geoelectrica, sondeos eléctricos verticales, resistividad, estabilidad de taludes, elementos finitos, perfil de meteorización, suelos residuales.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 GENERALIDADES

Las zonas tropicales húmedas son favorables para el desarrollo de grandes y múltiples fallas en laderas; sin embargo, se carecen de estudios sistemáticos sobre los movimientos en masa en estas regiones, donde la lluvia y su intensidad son los mayores desencadenantes de los procesos de remoción (Chorley y otros, 1984).

Colombia hace parte de esta región climática, con el agravante de que la mayor parte de población se concentra en la zona Andina, sobre ciudades cuyo crecimiento urbano se hace sobre laderas modeladas en suelos blandos que configuran espesos perfiles de meteorización y depósitos superficiales, cuya inadecuada intervención facilita el desarrollo de deslizamientos, que en los últimos cincuenta años han ocasionado millonarias pérdidas de vidas humanas, bienes y servicios. Adicionalmente, el avance actual de conexiones viales y la construcción de dobles calzadas han obligado a la conformación de extensos taludes de corte, donde es básico garantizar condiciones de estabilidad a largo plazo.

Si bien existen reglamentaciones y normas que rigen y orientan las investigaciones geotécnicas en el país, como son las Normas Sismo-Resistentes-2010 (NSR-10), y las Normas INVIAS (2013), es poco por no decir nulo el uso de métodos indirectos de exploración que complementen los resultados de las perforaciones y puedan ampliar y brindar información complementaria para el diseño geotécnico de los taludes sobre suelos residuales.

Esta investigación muestra bajo un caso de estudio en las laderas sur-orientales de la ciudad de Medellín (Departamento de Antioquia), como la prospección geoelectrica aporta elementos de estudio para la estabilidad de las laderas conformadas por espesos suelos residuales y saprolíticos, donde es posible identificar la profundidad de posibles zonas de fallas.

Este estudio busca contribuir con una evaluación cuantitativa de las condiciones de estabilidad de una ladera, mediante la utilización de sondeos eléctricos verticales (SEV), que indique por contrastes en la resistividad, zonas débiles por donde se desarrollen posibles movimientos.

El informe que contiene el desarrollo de este proyecto está conformado por nueve (9) capítulos, se inicia con la introducción y la descripción metodológica del estudio. En un capítulo 2 está la definición del estado del arte en la evaluación de estabilidad de taludes y la prospección geoelectrica aplicada a la estabilidad de taludes. El capítulo 3 contiene la descripción geoambiental de la zona de estudio, se continúa con la descripción de la teoría geoelectrica aplicada y la investigación de campo adelantada. En el capítulo 6 se realiza el análisis de estabilidad de la ladera y finalmente se presentan las conclusiones y el listado de las fuentes bibliográficas consultadas.

## **1.2 OBJETIVO**

Identificar planos de debilidad y superficies de rotura en laderas conformadas por suelos residuales a través de procedimientos asociados con la exploración geofísica superficial, mediante el método geoelectrico de los sondeos eléctricos verticales.

## **1.3 METODOLOGÍA**

El proceso metodológico constó de cuatro fases principales, la primera relacionada con una revisión y análisis de información secundaria sobre los temas de interés de la investigación. La segunda consistió en la selección y delimitación de la zona de estudio. La tercera contempla el diseño y ejecución de la exploración geoelectrica de campo. La cuarta fase correspondió a la interpretación de los resultados arrojados, y la elaboración del informe definitivo.

Con la fase inicial se enmarca el estado del arte donde se recopila información asociada con el tema de la estabilidad de taludes y la exploración geoelectrica aplicada a la investigación geotécnica.



Teniendo presente las características de ubicación de Colombia, y en particular las condiciones geológicas y geomorfológicas de Medellín, además de la tendencia actual de expansión urbana; se determinó como área de estudio, la zona que comprende el sector sur-oriental de la ciudad, enmarcada dentro de una zona modelada sobre potentes suelos residuales y saprolíticos, afectada en años recientes por el deslizamiento de Alto Verde (16 de noviembre de 2008), que ocasionó considerables pérdidas humanas y materiales y en este sentido se desarrolla la segunda fase metodológica de la investigación.

Se debe tener en cuenta que los suelos que caracterizan la región, son los que controlan la generación de los deslizamientos en la zona, cuyas texturas corresponde con materiales limo-arcillosos, limo arenosos a arena limosos, donde se configura un modelo hidrológico con una zona vadosa superior que presenta un frente de saturación por capilaridad con desarrollo de presiones de poros negativas, por efecto de la succión; y una zona freática inferior, con el desarrollo de circulación de agua por gravedad, desarrollo de sobrepresiones y establecimientos de nivel de aguas freáticas.

Para la tercera fase se definió el tipo de ensayo geoelectrico y el arreglo a implementar, teniendo en cuenta las características topográficas, del relieve y las formaciones y depósitos superficiales.

La última fase consistió en la interpretación de los registros obtenidos en campo, cuyo objetivo por un parte era dar una interpretación de los materiales constituyentes a partir de las resistividades aparentes medidas, y por otra obtener imágenes unidimensionales y bidimensionales de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo.

## 2. ESTADO DEL ARTE

Para Wesley (2010) si bien los principios generales de estabilidad de taludes aplican de manera similar para suelos sedimentarios y suelos residuales, estos últimos poseen ciertas características que hacen que su comportamiento sea diferente y peculiar, entre las cuales están el modo de falla, especialmente cuando están involucradas laderas de fuerte pendiente, donde es poco probable que ocurran fallas circulares profundas.

Según Thomas (1994) las condiciones ambientales en los trópicos húmedos son muy favorables para el desarrollo de fallas en laderas, y existen ciudades alrededor del mundo ubicadas en estas regiones, con un extenso registro histórico de ocurrencia de deslizamientos; y sólo a partir de la década del 70, los ingenieros empiezan a reconocer la importancia de los grandes perfiles de meteorización, frente a la ocurrencia de los deslizamientos, en las áreas tropicales.

Deere y Patton (1971) fueron los primeros investigadores que identificaron los tipos de fallas que ocurren sobre laderas conformadas por suelos residuales, previa diferencia de las características del perfil de meteorización, para lo cual establecieron cuatro tipos. Dos que comprometen el perfil meteorización, bien sea superficial o en bloque; y otras dos, donde se identifica un depósito superficial (coluvión), con fallas someras o de tipo profunda.

Jones (1973) en estudios adelantados en Brasil, por la ocurrencia de una serie de deslizamientos en la Serranía de Araras cerca de Rio de Janeiro, reconoció cuatro tipos de fallas, según el material comprometido. El primero se relaciona con los deslizamientos de masa de suelo, con una superficie de ruptura cóncava. Como segundo tipo están los deslizamientos de detritos y avalanchas con superficies de rupturas poco profundas. El tercer tipo son los flujos de escombros y lodos que son controlados por la presencia de depósitos superficiales sobre las laderas. Por último, las fallas rocosas que poseen

superficies predeterminadas, por efecto de discontinuidades estructurales presentes y pueden ser de tipo planar, en cuña o por volcamiento.

En el informe de Aydin (2006) se citan las investigaciones de Hencher et al. (1984), Brand (1982) y Costa et al. (1989), donde se reconoce la importancia de la heterogeneidad del perfil de meteorización que constituye la ladera y su relación con la forma de la superficie de ruptura de la vertiente, que se resumen en dos (2) tipos, una a nivel de la composición y microfábrica de los materiales; y la otra, relacionada con las características macroestructurales, por la presencia de rasgos como fracturas, venas relictas, rellenos arcillosos, losas de roca frescas, zonas de contraste de meteorización, que en última instancia, son las que controlan la superficie de falla.

Wesley (2011) reconoce que en los suelos residuales se pueden presentar tres tipos de modos de falla, dos de ellos controlados por la presencia en profundidad de una capa dura donde se puede desarrollar un gran deslizamiento traslacional u otro en forma de bloque deslizado.

Dadas las situaciones particulares del comportamiento en cuanto a la estabilidad de las laderas modeladas en suelos residuales, una técnica que ayuda a determinar superficies o contactos susceptibles al desarrollo de deslizamientos, es la geoelectrica mediante la ejecución de sondeos eléctricos verticales (SEV), cuyo objetivo es proporcionar una interpretación de los materiales a partir de las resistividades aparentes medidas y obtener imágenes desde unidimensionales hasta tridimensionales de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo.

En geotecnia es fundamental conocer las propiedades ingenieriles de los materiales, su resistencia, el comportamiento esfuerzo-deformación, y las condiciones de flujo del agua, que son variables inherentes en el diseño geotécnico de taludes. Las técnicas para la determinación de las propiedades geomecánicas se agrupan en tres tipos de categorías, una que corresponde con los ensayos de laboratorio, otra con los ensayos en el sitio, y el tercero mediante métodos geofísicos (Liu, 2007).

Dentro de los métodos geofísicos, están los de tipo geoelectrico que buscan determinar la conductividad y resistividad del suelo, que ha sido ampliamente investigada en un gran número de estudios, los cuales se han dividido en tres grupos. El primero incluye investigaciones de la conductividad eléctrica y la constante dieléctrica de los suelos mediante la aplicación de ondas electromagnéticas (Campbell, 1990). El segundo grupo está dedicado a medidas de laboratorio de la conductividad eléctrica superficial, en la cual se describe la estructura de la doble capa eléctrica y su composición (Troizhky, 1979). El último grupo incluye medidas de conductividad y/o resistividad de suelos, sedimentos y rocas en el sitio, mediante varias técnicas, una de ellas que corresponde con los sondeos eléctricos verticales – SEV (Pozdnyakova, 1999).

Mediciones de resistividad eléctrica orientadas hacia la estabilidad de los taludes, se remontan hacia la década del 70, con los trabajos de Bogoslovsky y Ogilvy (1977), adelantados en varias regiones de la Unión Soviética; y los de Stötzner (1974), llevados a cabo en Alemania; donde se establecieron modelos de capas resistivas con la ayuda de nomogramas, que en la actualidad ha sido superado con los avances en equipos y programas, que permiten mejores análisis y resultados.

Hack (2000) establece que un requisito previo en los análisis de estabilidad de taludes es que la estructura interna y las propiedades mecánicas del suelo o de la masa rocosa, se pueden estimar con un nivel razonable de certeza y en ese sentido todos los métodos geofísicos pueden ser utilizados para tal propósito, donde los métodos sísmicos son adecuados para establecer correlaciones con las propiedades mecánicas de los materiales y otros métodos tales como electromagnetismo, resistividad eléctrica, auto-potencial y los de gravedad, son útiles para determinar la estructura interna.

Vale la pena anotar que si bien en las últimas dos décadas, la geofísica superficial ha evolucionado considerablemente con la aparición de imágenes espaciales 2D y 3D, dichas técnicas han sido muy poco utilizadas en el reconocimiento de deslizamientos de tierra, por lo que Jongmans et al (2007), reconocen dos razones principales; una que los métodos

geofísicos proporcionan imágenes en términos de parámetros físicos que no están directamente relacionadas con las propiedades geológicas y propiedades mecánicas que se requieren en los modelamientos geotécnicos; y la segunda razón, por la tendencia muy generalizada en gran parte de los geofísicos a sobreestimar la calidad y confiabilidad de los resultados.

La resistividad eléctrica es uno de los métodos geofísicos más utilizados en la investigación superficial y la implementación de los sondeos eléctricos verticales en los análisis de estabilidad de taludes, se puede realizar de forma rápida; sin embargo, se debe ser cuidadoso en el diseño del arreglo geoléctrico, teniendo en cuenta la profundidad de penetración deseada, la resolución vertical y lateral y el ruido eléctrico ambiental (Jongmans et al, 2007).

Los estudios de resistividad eléctrica orientados a los análisis de estabilidad de taludes, han demostrado su gran bondad y utilidad en el diagnóstico de este tipo de problemática, ya que dicha medida es un parámetro que posee un amplio intervalo de valores (Telford, 1990), por su alta sensibilidad a factores como la naturaleza del material (contenido de arcilla), el contenido de agua y su conductividad, y las diferencias en la meteorización de la roca y su fracturación.

Jongmans et al (2007) establece que el objetivo de los métodos de resistividad en la investigación de los deslizamientos es la ubicación de la superficie de ruptura, para lo cual reporta el estudio de Batayneh et al (2002) donde la superficie débil coincide con un contraste eléctrico, litológico y de resistencia, de lutitas sobre calizas. Otro estudio reportado es el de Havenith et al (2000), de arenas sobre arcillas consolidadas, y el de Demoulin (2003), de arcilla sobre arenas.

Otra situación que reporta Jongmans et al (2007) es el informe de Bichler (2004) cuando la superficie de ruptura está representada por la yuxtaposición de unidades eléctricamente contrastantes, en el estudio del deslizamiento de Quesnel Forks (Canadá). Por último, registran los informes de Caris y Van Asch (1991), Schmutz et al (2000), Lapenna et al

(2005), Méric et al (2005), Lebourg et al (2005), asociados con problemas de deslizamientos que afectan terrenos homogéneos sobre suelos arcillosos o en perfiles de meteorización de rocas metamórficas, que dan lugar a variaciones contrastantes en los valores de resistividad sobre la masa removilizada, con datos entre  $10\Omega\text{-m}$  y  $30\Omega\text{-m}$ , que caracteriza un alto contenido de arcilla y/o agua.

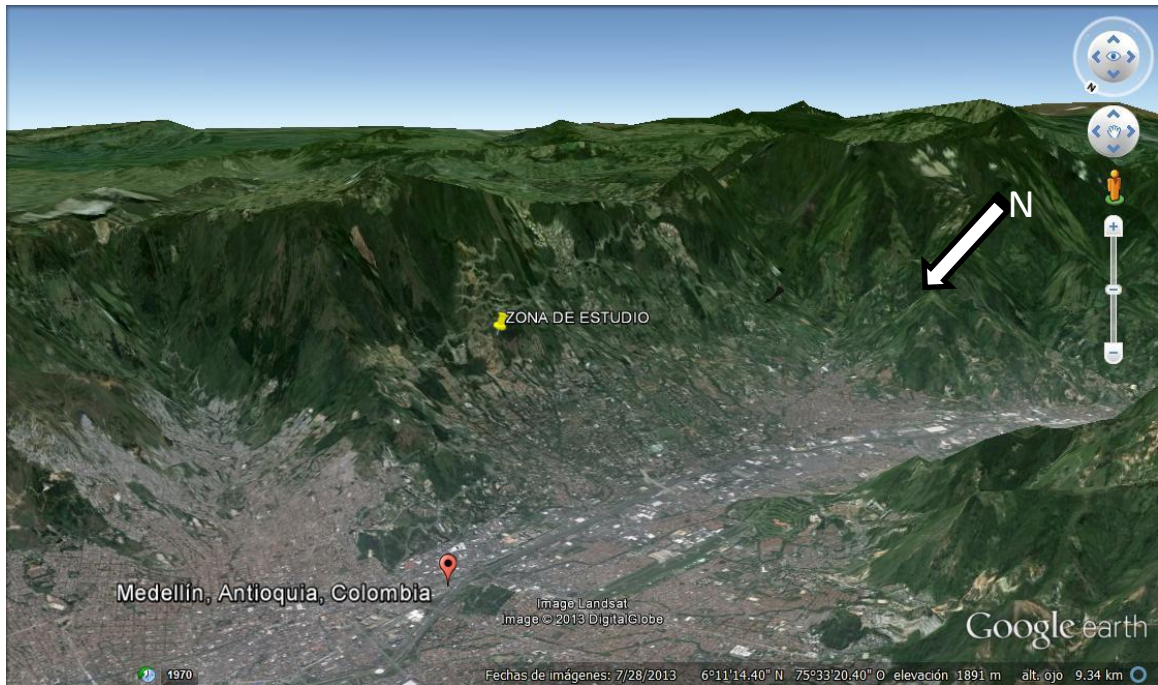
### **3. ÁREA DE ESTUDIO**

#### **3.1 LOCALIZACIÓN**

En el ámbito global el área de estudio se enmarca dentro de un sistema montañoso ubicado en la zona ecuatorial, cuya evolución tectónica ha estado influenciada por la interacción de tres placas tectónicas (Sarria, 1990), con un mosaico muy diverso de unidades litológicas y desarrollos diferenciales de espesos perfiles de meteorización, donde los deslizamientos son uno de los procesos morfogenéticos importantes que modelan el paisaje. Estos eventos se han acentuado en los últimos años, debido a la fuerte intervención humana de las vertientes con la presión de crecimiento urbano y la deforestación, unido al cambio climático global.

La zona de interés hace parte del denominado cañón del río Medellín-Porce, hacia el extremo sur-oriental de la ciudad de Medellín, en la parte media-alta de una vertiente montañosa, modelada sobre el perfil de meteorización de un cuerpo dunítico y anfibólico, cubierto superficialmente por depósitos de flujos de lodos y escombros, (Figura 3.1).

En la región donde se enmarca el sector de investigación ha sido de común ocurrencia el desarrollo de movimientos en masa tipo deslizamientos, que en los últimos 59 años han ocasionado grandes pérdidas humanas y de infraestructura urbana, como fueron el deslizamiento de Media Luna (1954), el de Santo Domingo Savio (1974), Villatina (1987) y de manera más reciente El Socorro (2008), Alto Verde (2008) y La Gabriela (2010).



**Figura 3.1. Ubicación zona de estudio – Suroriente de Medellín–Fuente: Google Earth(2013) – Sin escala.**

De especial importancia para tener en cuenta en la estabilidad del área de estudio, es la ocurrencia del deslizamiento en la Urbanización Alto Verde, el 17 de noviembre de 2008, el cual se localizó a menos de 1 km de distancia y dentro del mismo ambiente geológico y geomorfológico. El movimiento de masa involucró un volumen de suelo removilizado de unos 45.000 m<sup>3</sup>, el cual destruyó seis viviendas y doce personas fallecidas (Melo, 2008).

El área de interés está en jurisdicción del Municipio de Medellín, se accede por la Transversal Superior, encontrándose su paso por la margen derecha de la vía (en sentido norte), a 200 metros después del Centro Comercial El Tesoro. El sitio estudio se ubica a 1925 msnm, y según la sectorización política del Municipio de Medellín, se localiza en la Vereda Las Palmas, hacia los límites con la Comuna 14, entre los sectores El Tesoro y Los Naranjos (Figura 3.2).



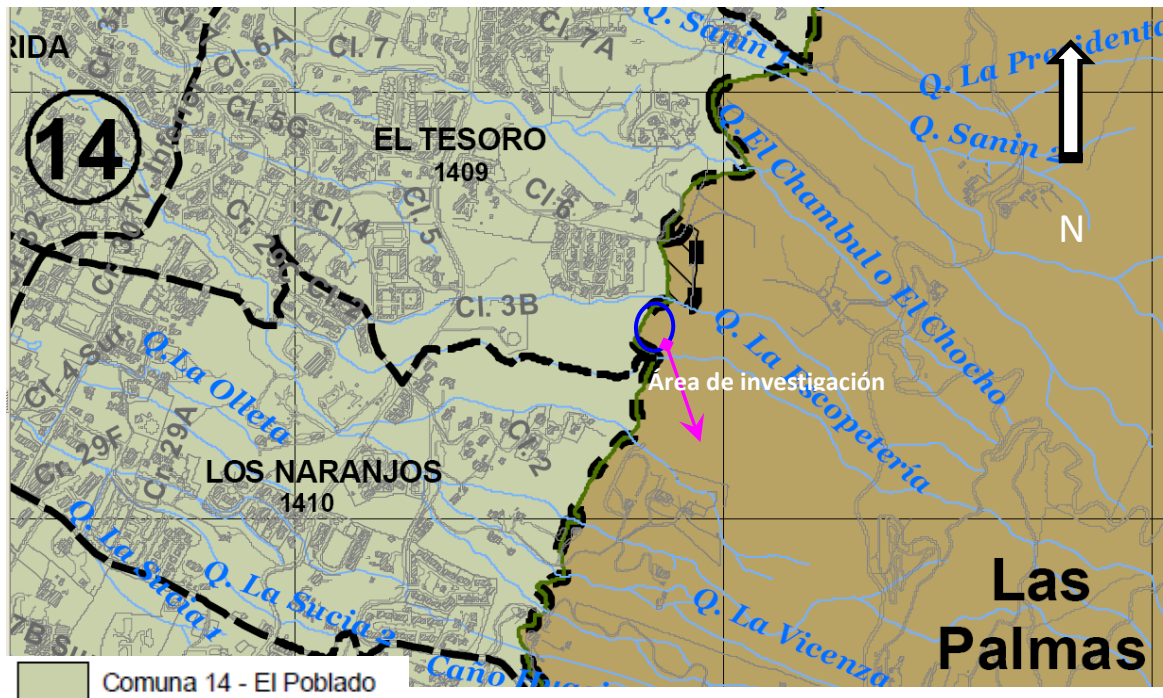


Figura 3.2. Ubicación Político-Administrativo en el Municipio de Medellín. Fuente: POT (2008) – Escala 1:25.000.

### 3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

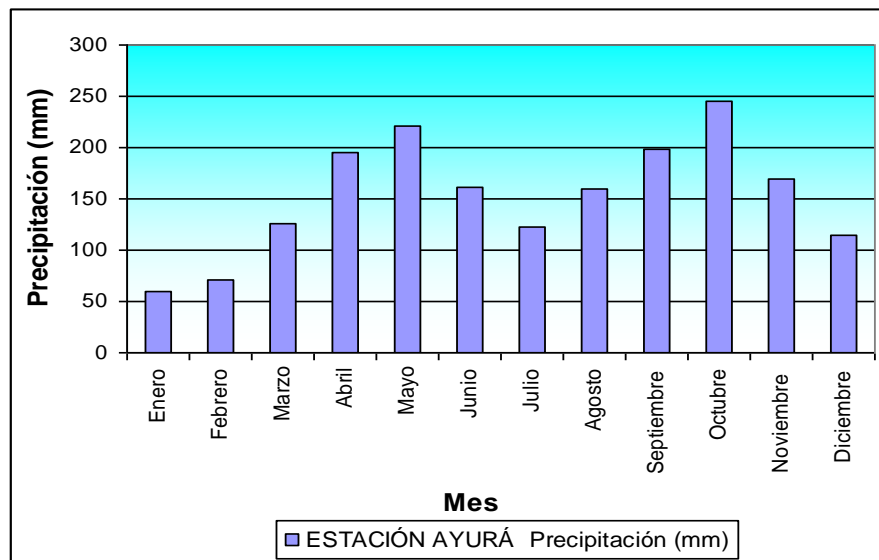
Para una caracterización de la pluviosidad se toma como referencia los registros de la estación Ayurá que pertenece a la red hidrometeorológica de Empresas Públicas de Medellín (EPM), la cual se encuentra a unos 4.0 km al sur-occidente del área de investigación, corresponde con una de tipo pluviográfica (PG), ubicado en la cuenca de la quebrada La Ayurá, a unos 1750 msnm y entre las coordenadas geográficas 6°10'00" N y 75°34'01" O. Dicha estación es referenciada por las Empresas Públicas de Medellín con el código 2701093 e inició registros el 28 de febrero de 1972.

En la Figura 3.3 se presenta el registro entre los años 1972 y 1989 en términos de los promedios mensuales multianuales de precipitación, cuyo comportamiento en un

histograma muestra la presencia de dos modas que corresponden con dos picos de alta pluviosidad en el año, separado por una época de descenso en las lluvias. En total como promedio multi-anual se ha registrado en la zona unos 1842 mm de precipitación y corresponde con una de las áreas dentro del Valle de Aburrá con mayor cantidad de lluvias, con periodos pluviales distribuidos anualmente así:

- Dos períodos muy lluviosos que se extienden desde abril hasta principios de junio y desde septiembre hasta finales de noviembre. Con mayo y octubre que superan los 200 mm mensuales de precipitación.
- Un período de transición con lluvias menores, que va de junio a agosto
- Un período de disminución de la precipitación que se extiende entre diciembre y marzo, con el mes de enero como el más seco y precipitaciones por debajo de los 60 mm mensuales.

Los análisis de campo se realizaron en dos etapas de contrastes de precipitación, por lo que se adelantaron mediciones en los meses de febrero y abril.



**Figura 3.3. Distribución promedio multianual de la precipitación en la región de interés entre 1972 y 1989.**

### 3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS

En el sector de interés afloran las unidades litológicas relacionadas con un cuerpo metamórfico anfibólico (Pam), una serie de rocas ígneas tipo dunitas (Kdm), y unos depósitos de vertiente (Qft/e), cuya distribución espacial se observa en la Figura 3.4 (SIG-AMVA, 2008).

La anfibolita afloran hacia el costado occidental de la zona de estudio, en la parte baja, son rocas constituidas principalmente por hornblenda y plagioclasa, de textura isotrópica a bandeada, se encuentra profundamente meteorizada, con desarrollo de suelos residuales con espesores superiores a los 20 m, de carácter limoso, color amarillento a amarillo rojizo. Es común un cambio gradual a un saprolito limo arenoso de color gris verdoso con láminas blancas, el cual presenta estructuras heredadas de la roca parental y donde se define la textura de la roca bandeada (Consortio Microzonificación, 2006).

La dunita (Kdm), tiene diferentes presentaciones según su estado de alteración, desde azul oscuro a negro en estado fresco hasta diferentes tonalidades de verde, cuando están meteorizadas. Se encuentran fuertemente fracturadas, el cual se hace más intenso en cercanía a la zona de contacto con la anfibolita. En contacto con la anfibolita son de color verde claro, textura foliada, aspecto talcoso, brillo céreo y tacto grasoso. Mineralógicamente está compuesta por olivino como mineral primario, con contenidos menores de cromita y magnetita. El olivino presenta alteraciones parciales a tremolita y ésta última a minerales del grupo de la serpentina, como talco y clorita (Consortio Microzonificación, 2006).

Esta roca desarrolla profundos perfiles de meteorización, con suelos residuales y saprolíticos con texturas limo-arcillosas, de color pardo rojizo a rojo pardusco oscuro, consistencia friable a firme en húmedo y moderadamente plástico y pegajoso en mojado, con presencia de óxidos de hierro con hábitos botroidales y oolíticos (Consortio Microzonificación, 2006).



FUENTE: SIG - AMVA (2008) - Google Earth (2013)

**Figura 3.4. Plano geológico zona de investigación.**

Los depósitos de vertiente (Qft/e) están constituidos por flujos de varios eventos, cuyos clastos presentan diferentes grados de meteorización. Son generados al producirse hacia las partes altas de las vertientes una saturación y pérdida de resistencia, lo que hace más vulnerables a fenómenos tales como las altas precipitaciones o los movimientos sísmicos. Según la granulometría de los materiales que conforman la fuente, pueden darse depósitos de flujo con predominio de bloques rocosos denominados flujos de escombros o de la fracción fina (en general arcilla o limo) en cuyo caso se llaman flujos de lodos (Consortio Microzonificación, 2006).

## 4 PROSPECCION GEOELÉCTRICA

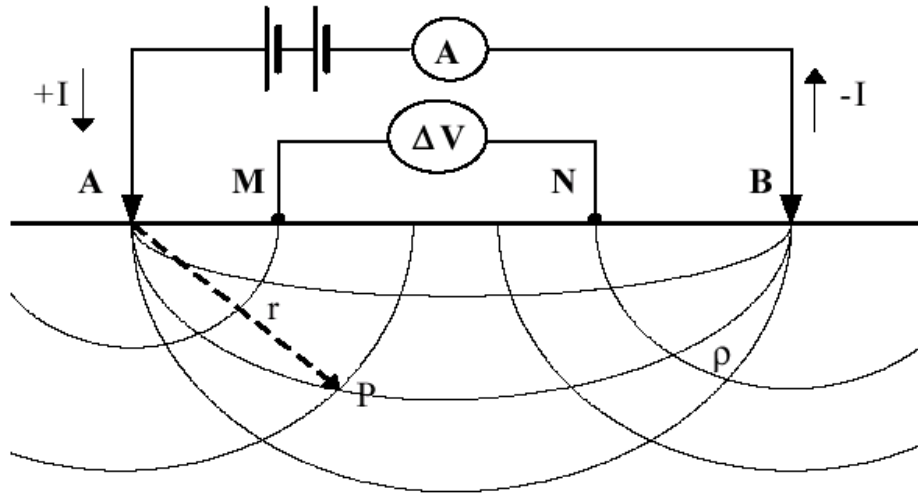
Los métodos de prospección geofísica se basan en el estudio de los campos físicos (radioactivos, gravitacional, magnéticos, eléctricos), los cuales pueden ser de tipo natural o artificial, en cuya determinación es básico el desarrollo de una teoría que hace uso de principios físico-matemáticos (Orellana, 1982). Adicionalmente, para la medición de los parámetros que lo definen, se debe contar con instrumentos de alta precisión. El procesamiento se lleva a cabo mediante herramientas informáticas, en los cuales se incluyen software y hardware modernos.

En la prospección geoelectrica el comportamiento del campo electromagnético que permite establecer las relaciones con el medio y la fuente que lo genera, se fundamenta en las ecuaciones de Maxwell. Particularmente aquellas que están en el dominio de la frecuencia permiten el análisis como funciones armónicas.

Dentro de los métodos geoelectricos de prospección uno de los más utilizados en el dominio de la ingeniería, tanto en el campo de las aguas subterráneas, como del petróleo, y en las últimas décadas en la geotecnia, es el del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), que es el de interés dentro de esta investigación.

### 4.1 EL MÉTODO SEV

En el método SEV se inyecta una corriente  $I$  en el terreno, por medio de un par de electrodos AB y se mide la tensión  $\Delta V$  entre otro par de electrodos que se denominan MN, tal como se muestra en la Figura 4.1. Adicionalmente, este método utiliza corriente directa, por lo que los campos electromagnéticos son constantes en el tiempo y son independientes de una frecuencia de oscilación, lo que permite que las ecuaciones de Maxwell se desacoplen y su solución sea sencilla. En las ecuaciones 4.1 a 4.4, se representan dichas ecuaciones, para campos independientes en el tiempo.



**Figura 4.1. Distribución de electrodos para medidas de resistividad en el terreno – Fuente: Chelotti, et al., 2009.**

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho(\vec{r}) \quad (4.1)$$

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B}(\vec{r}) = 0 \quad (4.3)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) \quad (4.4)$$

Las ecuaciones de Maxwell están compuestas por las cuatro componentes vectoriales del campo (E, D, B y H), las cuales a su vez componen cada una un campo vectorial en sí y pueden ser reducidas a dos al utilizar relaciones constitutivas. E constituye el campo eléctrico, que se relaciona con el campo de desplazamiento de Maxwell D, por medio de la constante dieléctrica  $\epsilon$ , que corresponde con un tensor y es escalar cuando el medio en que se encuentran los campos es eléctricamente homogéneo e isotrópico. A su vez el campo magnético H se relaciona con el campo de inducción B por medio de la

permeabilidad magnética, lo cual también es un tensor en el caso general. Por último,  $J$  es la densidad de corriente, es una fuente generadora de campo y  $\rho$  es la densidad de carga, que disminuye para poder generar corriente, lo cual es el fenómeno de carga en movimiento.

#### 4.2 EL MODELO SEV

El método SEV tiene como objetivo inferir la distribución de la resistividad eléctrica por debajo de la superficie del terreno, por lo que se asume que está compuesto por una serie de capas superpuestas, con un espesor y valor de resistividad determinado, el cual se puede asociar con un tipo de material litológico. Sin embargo, se debe tener presente que los materiales terrestres, involucran una gran diversidad de factores que influyen en el valor de resistividad, como son la humedad, la temperatura, la porosidad y la conectividad entre poros, lo que no hace posible asociar un valor único de resistividad a un tipo de roca. Desde el estudio de la física se justifica la adopción de algunas suposiciones que faciliten su aproximación y permitan establecer un modelo más cercano a la estructura real bajo superficie. Algunas de las consideraciones del modelo son:

- El subsuelo está conformado por un número finito de capas separadas entre sí por planos horizontales.
- La capa base se extiende en profundidad hacia el infinito.
- Cada capa es eléctricamente homogénea e isotrópica.
- El campo eléctrico al interior es generado por una fuente de corriente puntual ubicada en la superficie.
- La corriente emitida por esta fuente es corriente directa.

El modelo SEV considera que bajo la superficie del terreno no se tienen reservorios de carga neta, por lo que se plantea una ecuación para el potencial eléctrico que cumple con la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{4.5}$$

Al desarrollar dicha ecuación en coordenadas cilíndricas, ya que existe simetría respecto al eje perpendicular a la superficie, se tiene que:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0 \quad (4.6)$$

En la solución de la ecuación se utiliza el método de separación de variables, donde se adopta una solución de la forma:  $V(r, z) = U(r)W(z)$ , cuya solución general, en coordenadas cilíndricas, contiene todos los posibles valores potencial y las expresiones  $\psi(\lambda)$  y  $\phi(\lambda)$ , dependen de las condiciones de frontera.

$$V(r, z) = \int_0^{\infty} [\phi(\lambda)e^{-\lambda z} + \psi(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) . d\lambda \quad (4.7)$$

Donde las expresiones  $\phi(\lambda)$  y  $\psi(\lambda)$  dependen de las condiciones de frontera. Al considerar el subsuelo, como un medio eléctricamente homogéneo, se deriva una expresión sencilla para el potencial en superficie, que viene dada por la ecuación 4.8, de la siguiente forma:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) . d\lambda \quad (4.8)$$

Al sumar las ecuaciones 4.7 y 4.8, ya que ambas son solución de una ecuación diferencial, donde la segunda es un caso particular de la primera, se obtienen:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + \Theta(\lambda)e^{-\lambda z} + X(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) . d\lambda \quad (4.9)$$



La ecuación 4.9 es la solución de la ecuación de Laplace para el potencial generado por una fuente puntual de corriente en la superficie, donde se ha supuesto un material eléctricamente homogéneo, cuyo valor de resistividad  $\rho_1$  corresponde al de todo un bloque bajo superficie. Si se considera un terreno estratificado por capas horizontales, cada una homogénea, con un espesor y resistividad diferente, la solución de la ecuación 4.9 es válida siempre y cuando se aplique capa por capa. Es decir, las funciones  $\Theta(\lambda)$  y  $X(\lambda)$  que son arbitrarias de  $\lambda$  y dependen de las condiciones de frontera, son diferentes según la capa que se considere y existe una solución para cada una, siendo la ecuación 4.10 la correspondiente a la capa  $i$ -ésima, capa donde  $\rho_1$  es la resistividad de la primera capa, que es la más cerca de superficie.

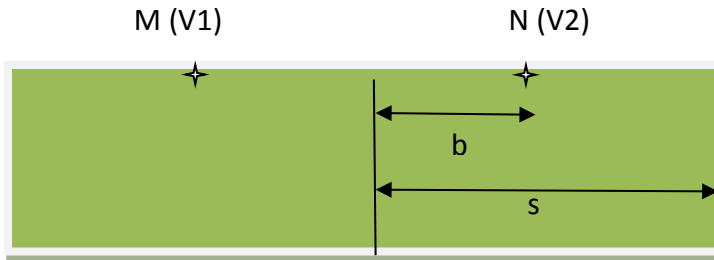
$$V_i = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + \Theta_i(\lambda)e^{-\lambda z} + X_i(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (4.10)$$

### 4.3 LA RESISTIVIDAD APARENTE

En geofísica el concepto de resistividad aparente se asocia con aquel valor que registra el terreno como un solo sistema ante el paso de corriente y el cual es medido en el sondeo, que solamente corresponde con la resistividad real, en el caso que el material estuviese en un medio perfectamente homogéneo e isotrópico. Es decir, es un valor ficticio o experimental, que se obtiene como resultado de las mediciones geoeléctricas en un terreno y es la base para la interpretación.

Un modelo matemático para el concepto de resistividad aparente, toma como referencia la Figura 4.2, en la cual se considera un medio homogéneo, que se le aplica una fuente puntual de corriente, cuya ecuación de potencial, viene dada por:  $V = I\rho/2\pi r$ , cuya diferencia de potencial entre M y N, viene dada por la ecuación 4.11.

$$\Delta V = V_2 - V_1 = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{s-b} - \frac{1}{s+b} \right] \quad (4.11)$$



**Figura 4.2. Representación de un SEV.**

Donde  $s$  es la distancia entre el punto de observación y el electrodo de corriente,  $b$  es la distancia entre dicho punto y el electrodo de potencial, para lo cual se despeja la resistividad y se obtiene la ecuación 4.12.

$$\rho_a = \frac{\Delta V 2\pi s}{I} \cdot 2 \frac{s^2 - b^2}{4bs} \quad (4.12)$$

En la Figura 4.2 se tiene una disposición específica de los electrodos de potencial y corriente, pero esta configuración no es única y depende del propósito de la exploración, donde  $s^2 - b^2/4bs$ , se denomina factor geométrico y puede cambiar. Retomando la ecuación de potencial para el suelo estratificado, derivada de la ecuación 4.10, se tiene:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int K(\lambda) J_0(\lambda r) . d\lambda \quad (4.13)$$

Al utilizar la diferencia de potencial  $V_2 - V_1$ , se obtiene:

$$\Delta V = V_2 - V_1 = V(s-b) - V(s+b) \quad (4.14)$$

que al reemplazar en la ecuación 4.13 y despejar para  $\rho a$ , se llega a la ecuación 4.15.

$$\rho a = 2\rho_1 s \cdot \frac{s^2 - b^2}{4bs} \int_0^\infty K(\lambda) [J_0(\lambda s - \lambda b) - J_0(\lambda s + \lambda b)] d\lambda \quad (4.15)$$

#### 4.4 ARREGLO WENNER

El dispositivo Wenner AMNB se ilustra en la Figura 4.3 y posee una separación inter-electródica  $a$ . Consiste en el aumento progresivo del valor de  $a$ , manteniendo un punto central fijo  $O$ . Para la representación de los datos se muestra en las ordenadas el valor de la resistividad aparente medida ( $\rho a$ ), en ohm-m, y en las abscisas el valor de  $a$  en metros para cada paso.

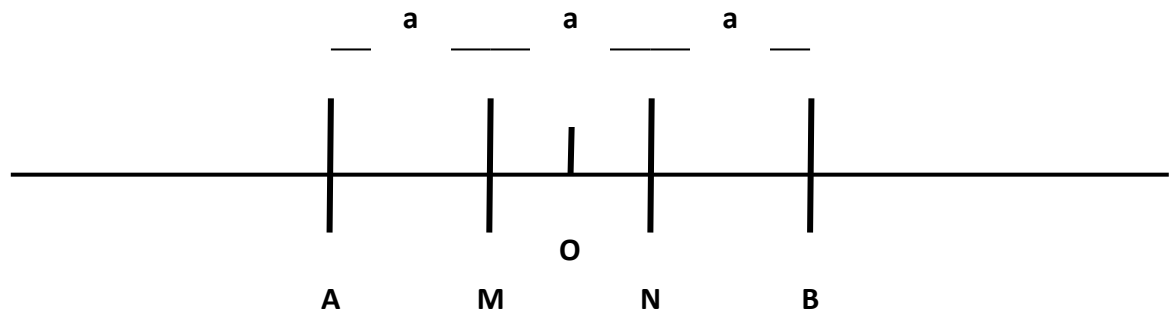


Figura 4.3. Dispositivo Wenner (Orellana, 1982).

Este arreglo electr3dico es el que se utiliz3d para la presente investigaci3d, donde los electrodos A y B es por donde entra y sale corriente, van unidos por cables a un generador el3ctrico provisto de un amper3metro y recibe el nombre de circuito de corriente. Los electrodos M y N, miden la diferencia de potencial creada en A y B, van unidos a un multivolt3metro y se denomina circuito de medici3d o potencial.

El conjunto de los cuatro electrodos se denomina tetrapolo, y si se disponen sim3tricamente respecto a un centro O, se define como un dispositivo sim3trico. Para calcular la resistividad aparente, se parte de la definici3d de la diferencia de potencial, para un medio homog3neo, que est3 dada por la ecuaci3d 4.16.

$$\Delta V = (I\rho/2\pi) \times [1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN] \quad (4.16)$$

Donde AM, AN, BM y BN son las distancias entre electrodos. La resistividad se obtiene mediante la ecuaci3d 4.17.

$$\rho = k(\Delta V/I) \quad (4.17)$$

Donde:

$$k = 2\pi(1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN) \quad (4.18)$$

k se denomina el factor geom3trico que depende de la disposici3d de los electrodos, que para el caso Wenner est3 dado por la ecuaci3d 4.19.

$$k = 2\pi a \quad (4.19)$$

Cuando la resistividad en el medio estudiado no es constante,  $\rho$  de la ecuaci3d 4.17, no es la resistividad verdadera, m3s bien corresponde a un promedio de resistividades asociadas a un volumen de subsuelo, determinado por la posici3d relativa de los electrodos, que se denomina resistividad aparente  $\rho_a$ .

#### **4.5 PROBLEMA DIRECTO E INVERSO**

Los métodos de prospección geoelectrica se definen como no invasivos, ya que no se ejecutan exploraciones directas en el terreno, para describir su composición. Dentro de los objetivos de la geofísica de exploración, está el de realizar mediciones que permitan describir los procesos bajo superficie, a partir de leyes científicas conocidas, que para este caso se aplican las leyes del electromagnetismo, sintetizadas en las ecuaciones de Maxwell.

Existen dos rutas para aproximarse al problema de describir los procesos bajo superficie, una es de manera directa, cuya descripción física define el campo electromagnético generado por el sistema, en cuyo caso se conoce la fuente que genera el campo. La otra forma es determinar la fuente que está generando el campo a partir de las mediciones del mismo, y en este caso se trata de un problema inverso, que es más difícil de resolver, ya que se busca encontrar los parámetros de la descripción, mientras que el problema directo se presupone son conocidos y utiliza las variables ya establecidas por las relaciones de la física (Zhdanov, 2009).

## 5 INVESTIGACIÓN GEOELÉCTRICA

### 5.1 LOCALIZACIÓN

El lote de investigación cubre un área de unos 20.000 m<sup>2</sup>, entre las cotas 1920 msnm y 1970 msnm, es de forma rectangular, con un lado mayor de unos 170 m, orientado hacia el N60°W, y un lado menor de unos 125 m. El sector se ubica hacia la margen derecha de la quebrada La Escopetería, sobre un terreno con una pendiente promedio de 20°. Ver Figura 5.1.

Se programaron tres (3) sitios para la realización de los SEV cuya ubicación se observa en la Figura 5.1, en los cuales se ejecutaron dos mediciones por sitio, contrastando época de invierno y verano, las primeras se adelantaron en el mes de febrero y las segundas en el mes de abril. El espaciamiento máximo de los electrodos de corriente AB, fue de 60 m, abertura que permitió analizar profundidades del orden de los 20 m. En la Tabla 5.1 se tiene un resumen de la localización y disposición de los ensayos de campo.

Cada SEV se desarrolló paralelo a las curva de nivel donde se estableció el eje, conservando la linealidad. Todos los SEV se alinearon a lo largo de una línea perpendicular a las curvas de nivel, con una dirección N57°W, identificados como SEV-2 y SEV-3, quedando cada uno cerca de perforaciones realizadas en la zona de investigación. La máxima longitud de medida fue de 60 m, con unidades de electrodos variando cada 1 m y un total de 20 medidas por sitio, que se llevaron a cabo con el equipo marca GEOTRADE.

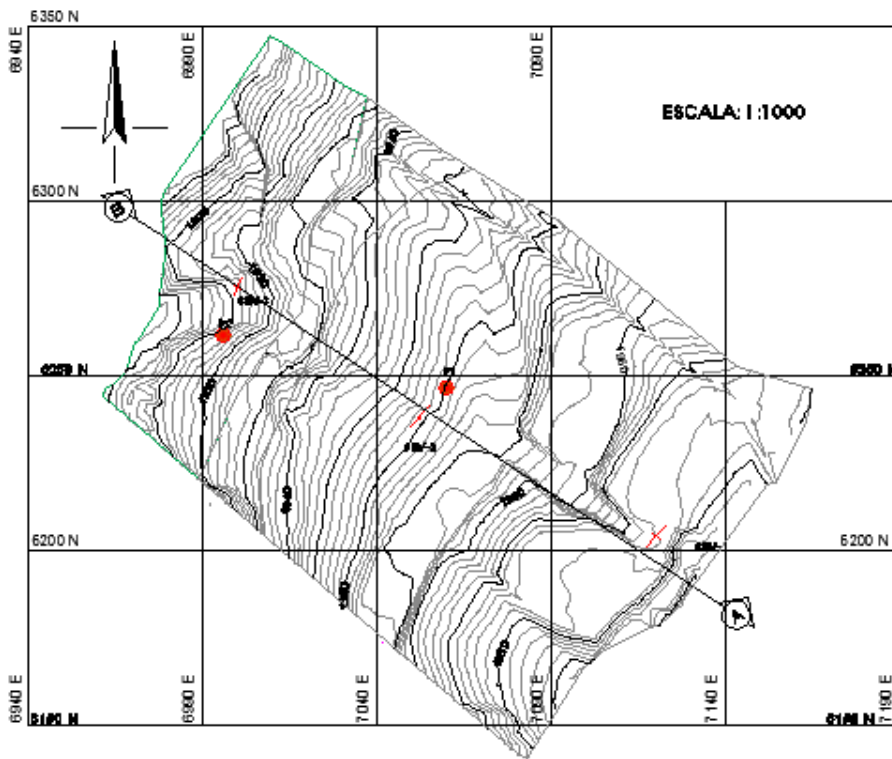


Figura 5.1. Localización SEV en la zona de investigación.

Tabla 5.1. Resumen ubicación de los SEV.

No. SEV	COORDENADAS			DISTANCIA AB (m)	ORIENTACIÓN
	X (m)	Y (m)	Z (msnm)		
1	0 (A)	0 (A)	1.967	60	N45°E
2	78	35	1.950	60	N45°E
3	143 (B)	72 (B)	1.926	60	N45°E

## 5.2 EL EQUIPO

Las medidas de resistividad aparente se adquirieron con el medidor de resistividad eléctrica GTR-2, de la Compañía Geotrade, de propiedad de la Universidad EAFIT (ver Figura 5.2), el cual está integrado por dos consolas, una que se relaciona con el equipo de lecturas ó resistímetro (Modelo GTR-2), constituido por un milivoltímetro con compensador de potenciales naturales, cuya resolución es de 0,01 mv y un amperímetro, con resolución de 0,01 ma. La otra consola se relaciona con la fuente de poder, funciona con un convertidor de corriente continua, modelo GTE 6/1, accionado por una batería, que genera como máximo 600 volts.



**Figura 5.2. Equipo geoelectrico Geotrade –Universidad EAFIT.**

El resultado dentro de una Investigación geoelectrica 1D o Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), es una curva denominada curva de campo o de resistividad aparente ( $\rho_a$ ), que guarda relación con el comportamiento geoelectrico del subsuelo inmediatamente debajo del punto medio del tendido. La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado, para lo cual se parte de una curva de campo y se encuentra una curva de resistividades verdaderas que se adecue a la zona de trabajo.

### **5.3 CURVAS DE RESISTIVIDAD**

Los datos de las mediciones son procesados para obtener gráficos cuyos resultados difieren según la distribución geoelectrica del suelo y las resistividades aparentes. Se representan por medio de curvas, en función de las distancias entre electrodos. Las resistividades aparentes ( $\rho_a$ ) se llevan en las ordenadas y las distancias o separaciones interelectródicas ( $a$ ), se registran en las abscisas. Las curvas se denominan curva de SEV, curva de campo o curva de resistividad aparente.

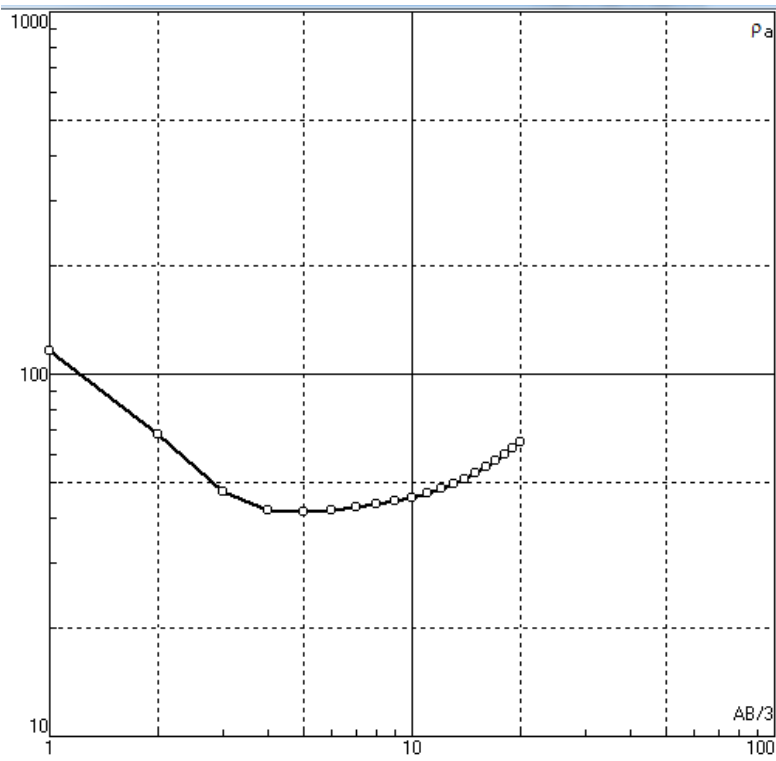


El tratamiento y procesamiento de los datos se inician en campo con el cálculo de la resistividad aparente y la elaboración de la curva resistividad- distancia, sobre un gráfico bilogarítmico. El proceso consta de dos etapas, una cualitativa y otra cuantitativa. La interpretación cualitativa se fundamenta en la relación que existe entre el tipo de materiales que afloran en el área y algunas características de las anomalías de SEV, tales como:

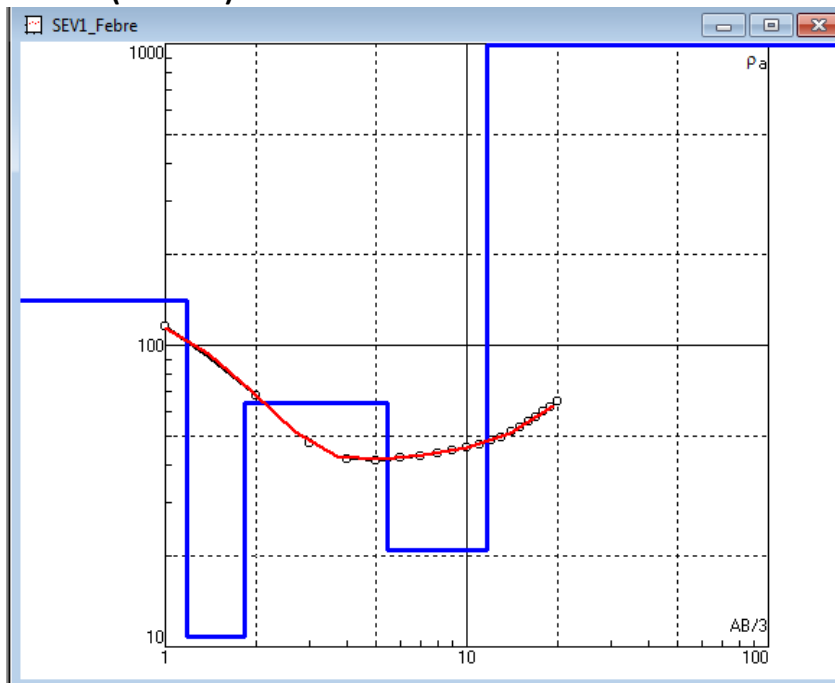
- Forma de la anomalía, depende del número de capas y de las relaciones entre las resistividades.
- Valores extremos de resistividad.
- Abscisas de los valores extremos.

El proceso cuantitativo parte de la interpretación de las curvas, cuyos resultados relacionan valores de resistividad frente a espesores, que fueron obtenidas mediante análisis iterativos para ajustar las resistividades aparentes y los espaciamentos electródicos, a las resistividades específicas o reales y a las profundidades de las capas involucradas. Para una rápida interpretación se han desarrollado varios tipos de programas informáticos, que permiten realizar los procesos de inversión y obtener resultados confiables. En particular, se tiene el programa IPI2win, que fue desarrollado en el departamento de geofísica de la Universidad Estatal de Moscú (2000), y es de uso libre, que sirve para la interpretación automática o semi-automática de datos de un sondeo eléctrico vertical.

El programa IP2win fue el que se utilizó en la presente investigación, al cual se le ingresan los valores de resistividad aparente tomados en campo. Con el fin de ilustrar el proceso se toma como ejemplo el caso del SEV 1 (febrero – época menos lluviosa), el resultado se aprecia en la Figura 5.3. Luego se elabora la curva teórica de resistividad en función de la distancia  $AB/3$  como se muestra en la Figura 5.4, donde se obtiene los parámetros de inversión: número de capas  $n$ , valores de resistividad por capa  $\rho_i$  y alturas de las capas  $h_i$ . En la Tabla 5.2 se presenta un resumen de los parámetros obtenidos.



**Figura 5.3. Curva de resistividad aparente de campo – SEV 1 Verano (Febrero).**



**Figura 5.4. Curva teórica – SEV1 verano (Febrero).**

**Tabla 5.2. Parámetros de inversión para el SEV1 (febrero).**

Error = 0.79%					
N	1	2	3	4	5
<b><math>\rho</math></b>	140.6	10.82	64.49	20.95	1346
<b>h</b>	1.175	0.666	3.629	6.2	
<b>d</b>	1.175	1.841	5.47	11.67	
<b>Alt</b>	1966	1965	1962	1955	

Vale la pena precisar que en el programa IP2WIN, el proceso de inversión genera los parámetros a partir de las medidas tomadas, donde los ajustes se realizan de tal manera que se genere el menor error, y los modelos se sustentan en toda la teoría de prospección geoelectrica que se ilustró en el capítulo 4.

En la Figura 5.5, se presentan los resultados obtenidos en los sondeos eléctricos verticales ejecutados en la zona de estudio, y el contraste de mediciones entre dos épocas con diferentes precipitaciones. En general, se obtuvieron modelos de 5 capas para todas las mediciones, con factores de error de ajuste entre modelos teóricos y de campo que van de 0.86% a 17.4%. La curva roja representa la resistividad aparente que proviene del modelo teórico. La línea azul indica las capas del modelo propuesto luego del proceso de inversión y la línea negra corresponde con la curva de campo (Figura 5.5).

Un modelo de capas para el SEV1, contrastando las mediciones de febrero y abril, se muestra en la Figura 5.6, donde se observa una primera capa resistiva del orden de los 100 a 140 Ohm-m de tonalidad amarilla, que correlaciona en ambas mediciones. La segunda capa, de color azul, se encuentra a unos 2 m, de la superficie, es una zona conductora que se asocia con un nivel de saturación alta, dentro de la zona vadosa, por efecto de infiltración. Sigue en profundidad, hasta unos 6 m una capa moderadamente conductora, que reposa sobre otra de menor resistividad de color azul a verde claro, donde se establece el contraste importante de resistividades hacia superficie, el cual descansa sobre un basamento muy resistivo, pero finogranular, de menor circulación de agua.

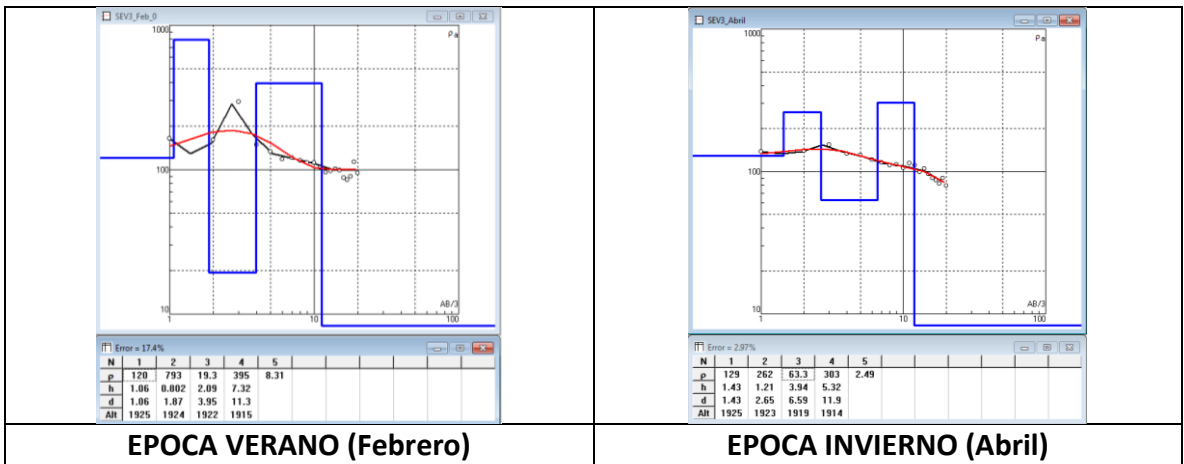
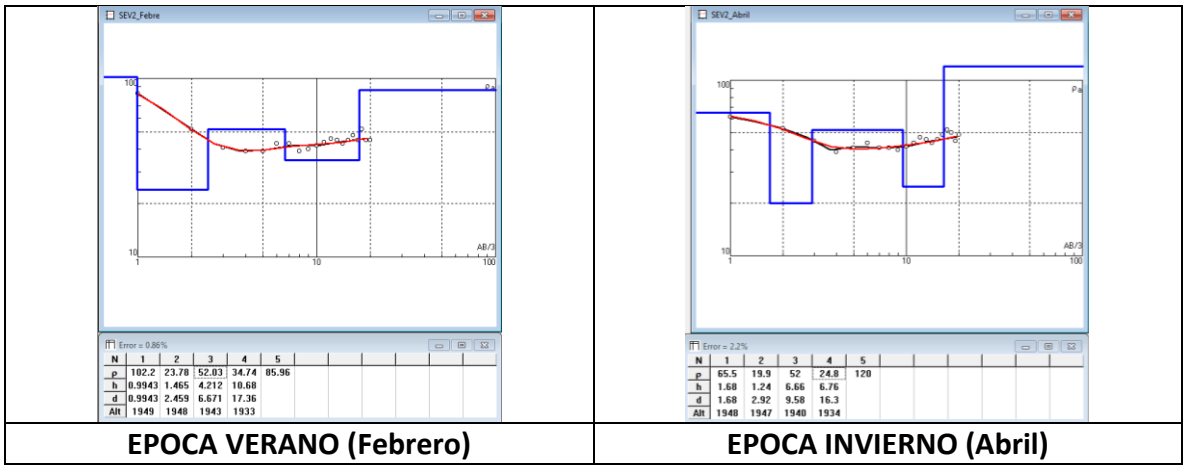
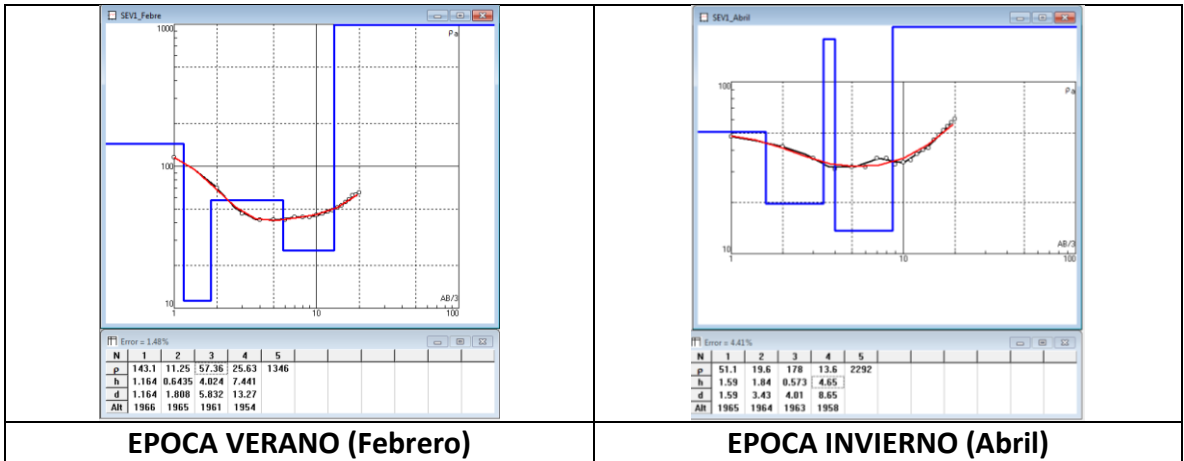
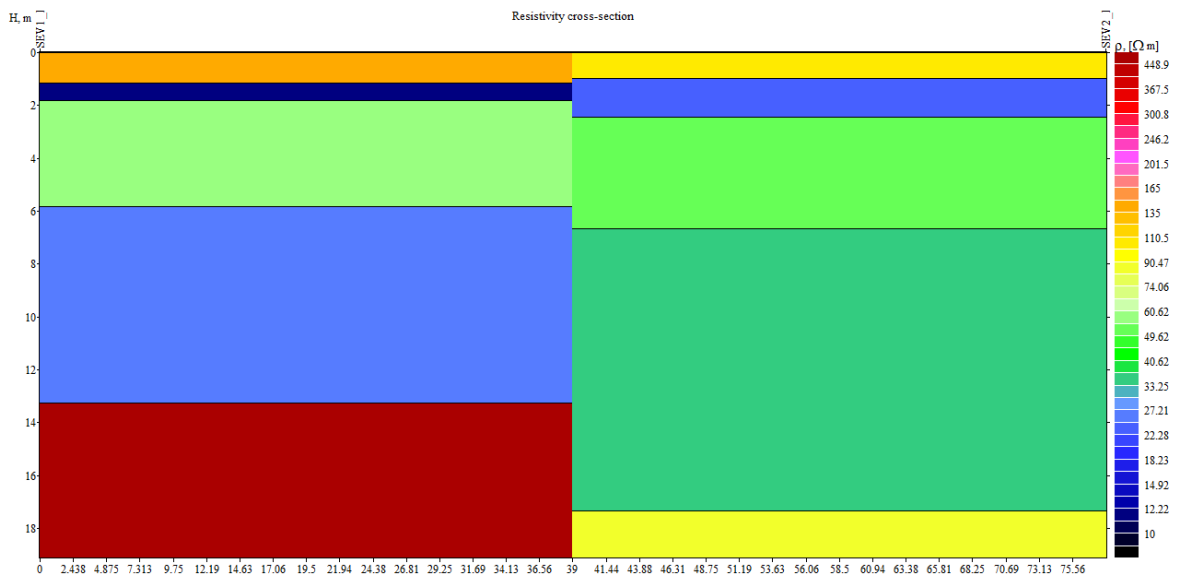


Figura 5.5. Curvas de resistividad de los sondeos eléctricos realizados.



**Figura 5.6. Modelo capas SEV1 (Febrero)-Izquierda y SEV2 (Abril)-Derecha.**

En la Tabla 5.3 se muestra un resumen de la variabilidad de la resistividad aparente en profundidad, y la comparación de resultados entre las dos mediciones, realizadas en dos períodos de alto contraste en la precipitación, para los tres SEV ejecutados en la zona de investigación.

El SEV 1 se ubicó en la parte superior del lote, cuya distribución de valores de resistividad aparente, mostró variaciones significativas en profundidad, para ambas mediciones, dentro de un intervalo de 11 a 2300 Ohm-m. Para el período más seco se observa hacia superficie, en los primeros 2 metros, unas condiciones de resistividad moderada, que implican unas situaciones de baja humedad de los materiales, los cuales reposan sobre una capa geoelectrica delgada con la resistividad aparente más baja del perfil, entre los 2m y 3m de profundidad. Si bien hasta la cota 1954 msnm, los valores clasifican como bajos, se desarrolla un leve contraste entre ellos, y 13 m por debajo la tendencia es a presentarse una capa altamente resistiva. En el período más lluvioso, se nota la influencia superficial de la infiltración, ya que disminuye el valor de resistividad y aumenta el espesor del frente húmedo, donde se mantiene una capa de alta conductividad.

**Tabla 5.3. Consolidado de valores de resistividad versus profundidad.**

SEV 1			SEV 2			SEV 3			ESCALA DE RESISTIVIDAD		
Prof. (m)	FEBRERO	ABRIL	Prof. (m)	FEBRERO	ABRIL	Prof. (m)	FEBRERO	ABRIL	<25		
1967	141,1		1950	102,2		1926	120	129	25-50		BAJO
1966		51,1	1949		65,5	1925			50-75		
1965	11,25		1948	23,78		1924	793		75-125		MODERADO
1964		19,6	1947		19,9	1923		262	125-250		
1963	57,36	178	1946	52,03		1922	19,3		250-500		ALTO
1962			1945			1921		63,3	>500		
1961			1944		52	1920					
1960		13,6	1943			1919					
1959			1942			1918	395				
1958			1941			1917					
1957	25,63	2292	1940			1916					
1956			1939			1915					
1955			1938	34,74		1914	8,31				
1954			1937		24,8	1913		2,49			
1953	1346		1936								
			1935								
			1934								
			1933		120						
			1932	85,96							

El SEV 2 se localizó hacia la parte media del lote, unos 17 m por debajo del SEV 1 y a 78 m aproximadamente de éste. La medición correspondiente al período más seco, marca tres zonas en profundidad con un alto contraste en los valores de resistividad aparente, uno superior y superficial, de tipo moderado, uno intermedio bajo, y otro basal moderado, donde el contacto entre los dos primeros se hace mediante una capa con el menor valor de resistividad (24 Ohm-m), unos 2 metros por debajo de superficie. En el período más lluvioso, se mantienen las tres zonas en profundidad y similar al anterior, pero aumenta de espesor el frente húmedo superficial y el contacto débil aparece unos 3 m por debajo, asociada con una capa de 1 m de espesor y con el menor valor resistivo (unos 20 Ohm-m).

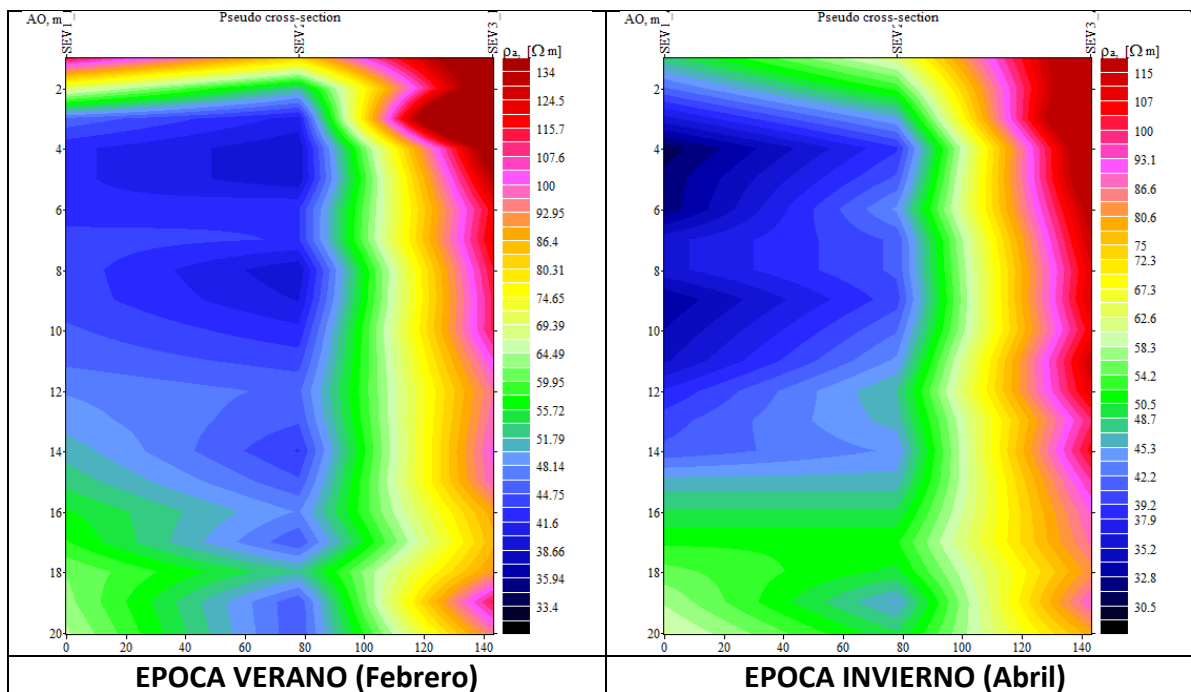
El SEV3 estuvo ubicado en la parte más baja del lote, a unos 65 m de SEV2 y 24 m por debajo de éste. Con respecto a los anteriores sondeos (SEV1 y SEV2), registró un alto contraste, con un comportamiento muy diferente en profundidad, presentando valores resistivos moderados a altos. En general, la comparación de las medidas para las dos épocas (febrero y abril), difieren, con valores resistivos más altos para la temporada más seca, y un dato de 793 Ohm-m cerca de superficie; sin embargo, coinciden a unos 12 m de profundidad, con una capa geoelectrica de muy baja resistividad, entre 2 y 9 Ohm-m.

#### 5.4 PSEUDOSECCIONES

En la Figura 5.7 se muestran las secciones de pseudo-resistividad y el modelo de capas correspondiente a la calicata vertical compuesta por tres sondeos (SEV1, SEV2 y SEV3), donde se contrasta la mediciones de las épocas (invierno y verano), realizado en una tendencia aproximada oriente-occidente, de tal forma que el primer sondeo (SEV1), corresponde a la región más oriental y alta de la zona de estudio, y se ubica en el lado izquierdo de la figura.

La sección de pseudoresistividad muestra valores altos de resistividad en las regiones más someras, que en épocas de verano puede alcanzar 1 m de profundidad, pero en invierno tiende a desaparecer, por efecto de la infiltración cerca de superficie y se extiende desde el SEV1 hasta el SEV3. Sigue hasta los 2 m una disminución paulatina de la resistividad, donde se llega a un paquete grueso que va hasta los 14 m, cuyo límite se ve bien definido para la sección de invierno, asociado con una capa geoelectrica gruesa con tendencias conductoras debidas a saturaciones locales, en suelos fino-granulares, pero el cual no presenta conexión con los resultados del SEV3, que es el que posee los más altos valores resistivos, tanto lateral como en profundidad, y según la interpretación geológica, el sector corresponde con un cambio litológico al contacto con el perfil de meteorización de las anfibolitas de Medellín.

Para el análisis de los parámetros de inversión es necesario considerar la profundidad y resolución máxima del método, ambas dadas por la distancia de separación  $AB/3$ , que se calcula para una distancia ( $s$ ) dada, donde la profundidad a la que puede llegar un SEV es del orden de  $z_{max} = s/3$ , en nuestro caso 20 m. Por otro lado, la distancia mínima de separación fue de  $s = 1$  m, entonces la resolución máxima que otorga el método es de  $z_{max}=0.33$  m. Esto implica que no pueden realizarse modelos de capas con un espesor inferior a 0.33 m. ya que el método no puede distinguir distancias menores que esta.



**Figura 5.7. Seudo-secciones - Interpolación SEV1 – SEV2 – SEV3**

En lo que respecta al modelo de capas, las regiones azules se asocian con los niveles de alta saturación, que presenta ligeras variaciones entre los SEV1 y SEV2 y valores de resistividad menores a los 40 Ohm-m. Las zonas amarillas y rojas, corresponde con las de más alta resistividad con valores resistivos superiores a los 80 Ohm-m.

En general, hacia la parte alta y media de la ladera se tiene tres sectores geoelectricos bien diferenciados en profundidad, uno superficial que alcanza los 2m a 4m de espesor, que se correlaciona con un depósito de vertiente, compuesto de fragmentos, con tamaños de bloques hasta cantos, dentro de una matriz fino-granular, el cual reposa sobre una gran capa de baja resistividad que se extiende entre los 4m y los 14 m de profundidad, cuya correlación litológica corresponde con un cuerpo residual de textura fino-granular (limo y arcilla), bajo condiciones de saturación moderada a alta. Vale precisar que el límite superior entre los 2m y 4m, demarca una zona débil, por donde se pueden presentar condiciones de rotura y/o deformaciones que conduzcan a fallas o inestabilidades del terreno. Por debajo de los 14 m se tiene la presencia de una capa geoelectrica con valores de resistividad intermedia, entre 40 Ohm-m y 50 Ohm-m.



Adicionalmente, en las dos pseudo-secciones se denota el contraste entre las mediciones para las épocas de menor lluvias (verano) ó más seco y más resistivo; y abril, más lluvias, mayor escurrimiento e infiltración, menor resistividad, por lo cual el frente húmedo aumenta de espesor.

Los resultados del SEV 3 muestran que existe una total independencia con los obtenidos en los SEV 1 Y SEV 2, donde se tiene una capa geoelectrica relativamente uniforme, con los valores de resistividad más altos por encima de los 80 Ohm-m

En la Figura 5.8 se muestra el resultado del error de ajuste de interpolación que se realiza con el algoritmo de Newton, para las mediciones de los SEV realizados, donde se busca el máximo o mínimo de una función a partir de los ceros de su primera derivada. El comportamiento sobre los modelos realizados para las dos épocas (febrero y abril), muestra buen ajuste entre los SEV1 y SEV2, tanto vertical como lateral con porcentajes de error menores al 5%; mientras que en el SEV3 es un poco mayor, y se interpreta a partir del cambio litológico que se presenta en el sector.

La Figura 5.9 representa la transformación relacionada con la derivada horizontal, sobre los valores de resistividad, que indica los sitios donde el modelo de estratos horizontales cambia radicalmente por otro, donde se muestra una total independencia entre los resultados de los SEV1 y SEV2, con respecto al SEV3, que se explica por un cambio litológico en la sección.

En la Figura 5.10 se observa la transformación por derivada vertical con respecto a la separación, donde los puntos con ceros indican la inclinación máxima de independencia total, de tal forma que se confirma la separación de capas, entre los 4 m y 6 m de profundidad y entre los 14 m y 17 m, y dado por los modelos de ajuste.

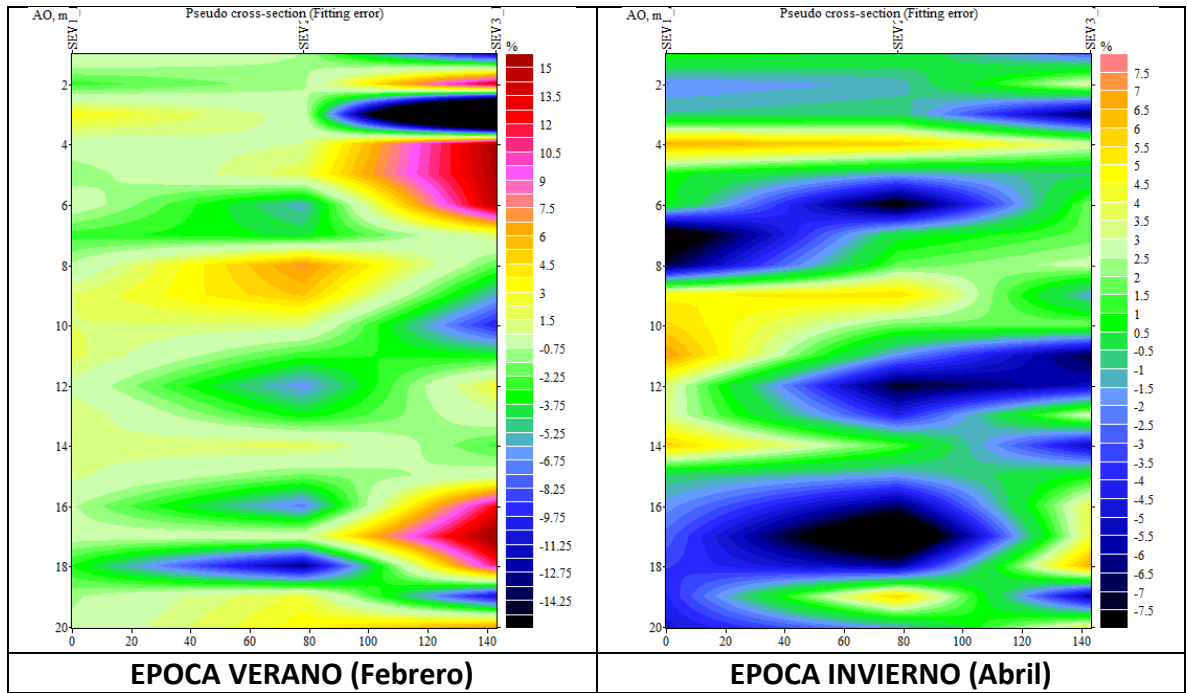


Figura 5.8. Error de ajuste de interpolación SEV1 – SEV2 – SEV3.

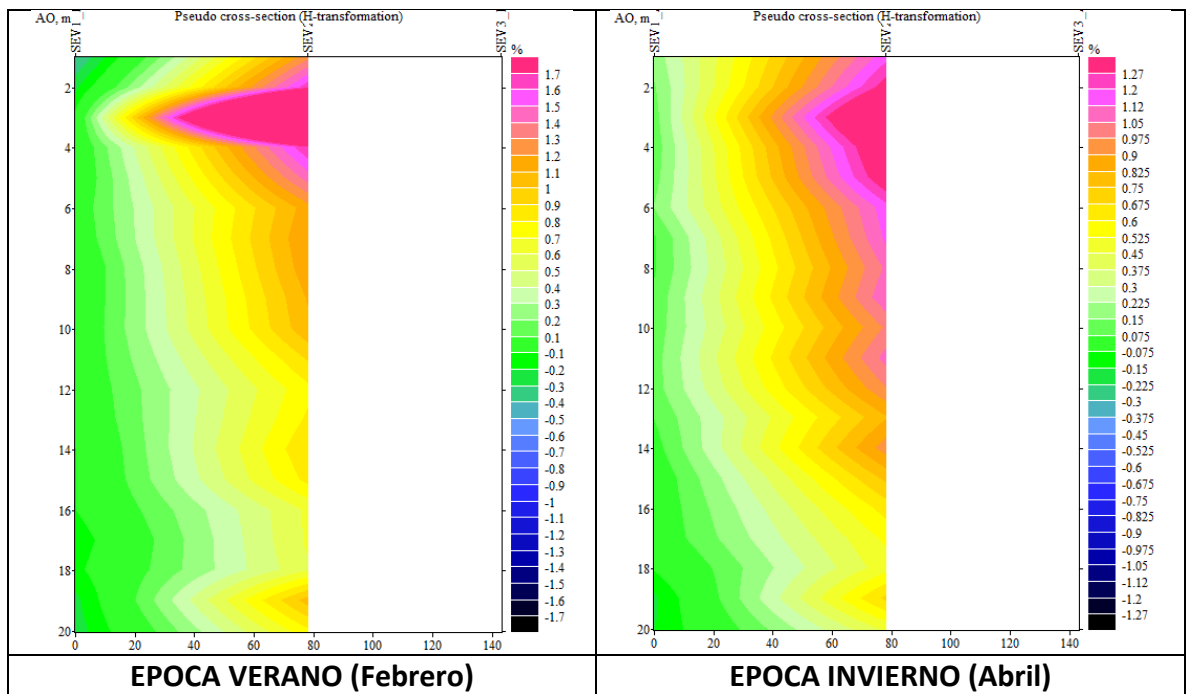
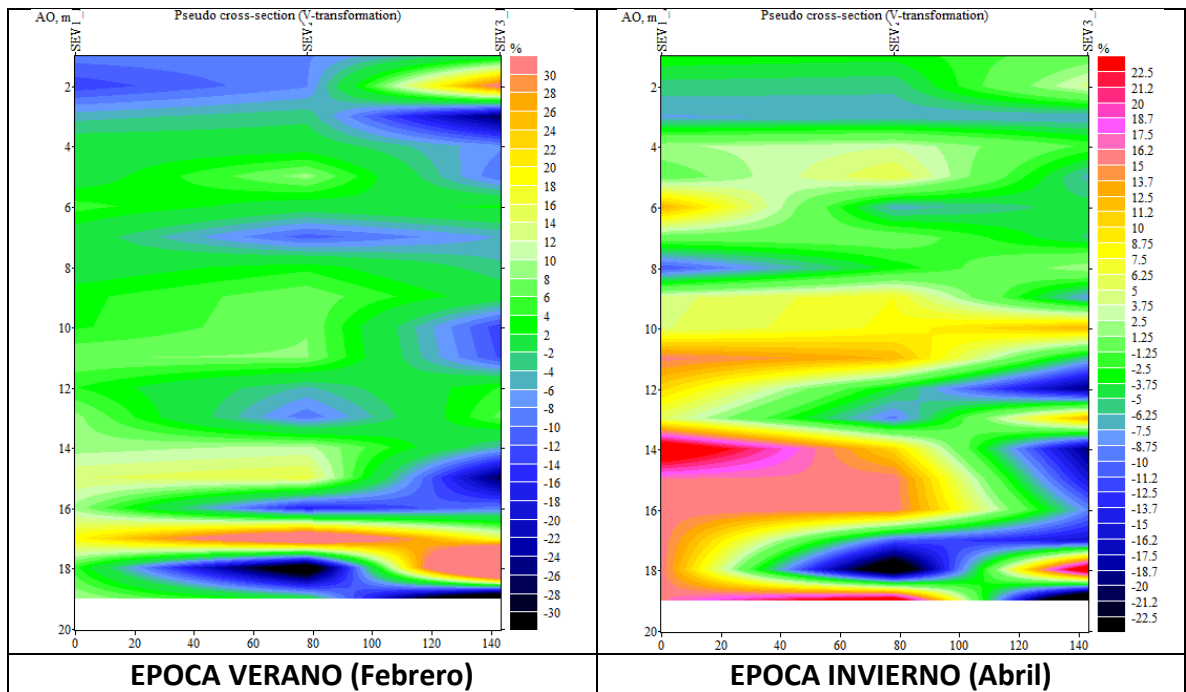


Figura 5.9. Transformación por derivada horizontal SEV1-SEV2-SEV3.



**Figura 5.10. Transformación por derivada vertical SEV1-SEV2-SEV3**

## 5.5 INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA CON RESULTADOS GEOELECTRICOS

Con base en los resultados de los modelos de capas y de las pseudosecciones obtenidas a través del tratamiento de información de resistividades aparentes tomadas en campo y de acuerdo con los reconocimientos locales, se precisa un perfil geológico, que se resumen en la Figura 5.11, donde se presentan tres unidades litológicas principales, cuya interpretación con los modelos de capas resistivas reales obtenidas, se compone de los siguientes materiales:

### 5.5.1 Depósito de vertiente (Qdv)

Consiste de una serie de flujos de lodos y escombros, con un espesor de unos 5 m, donde se diferenciaron tres capas resistivas, que de techo a base son:

- Capa 1, superior, con valores resistivos entre 80 Ohm-m y 100 Ohm-m, la cual presenta espesores entre 1.0 m y 1.5 m. Se correlaciona con un flujo de escombros, con abundantes fragmentos rocosos parcialmente meteorizados.

- Capa 2, intermedia, altamente conductora, con valores de resistividad menores a los 20 Ohm-m, con espesores cercanos a 1 m, la cual se correlaciona con un flujo de lodos y puede constituir una primera zona débil superficial, en el tema de estabilidad de la ladera y asociado a un nivel de saturación por infiltración.
- Capa 3, inferior, con valores resistivos moderados, entre 30 Ohm-m y 60 Ohm-m, cuyo espesor es de unos 3 m, correlacionable con un depósito de flujos de lodos, que puede poseer una distribución de fragmentos y matriz muy similar, predominado esta última con texturas de tipo finogranular, principalmente.

### **5.5.2 Suelos residuales y saprolíticos de Dunita**

En la región de interés los suelos derivados de dunita (Kdm), se asocian con un grueso paquete de materiales que poseen texturas finogranulares, de tonalidades rojizas (Consortio Microzonificación, 2006). En los resultados de la prospección geoelectrica se pudieron diferenciar dos niveles, de acuerdo con los valores de resistividad obtenidos, así:

- Nivel superior, con valores de resistividad moderados a bajos, que oscilan alrededor de los 30 Ohm-m y se puede correlacionar con el suelo residual, de texturas finogranulares, y un espesor que puede estar entre los 5 m y 8 m, cuyo contacto inferior y superior, marca una posible zona débil de saturación.
- Nivel inferior, con valores resistivos altos, superiores a los 100 Ohm-m, y localmente puede alcanzar los 300 Ohm-m a 400 Ohm-m, que se correlaciona con un material saprolítico, con presencia de fragmentos rocosos, parcialmente meteorizados y se detecta por debajo de los 12 metros de profundidad.

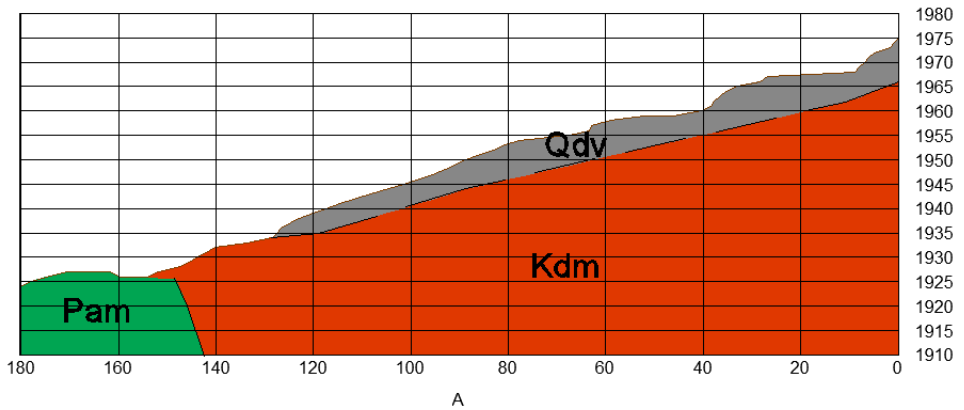
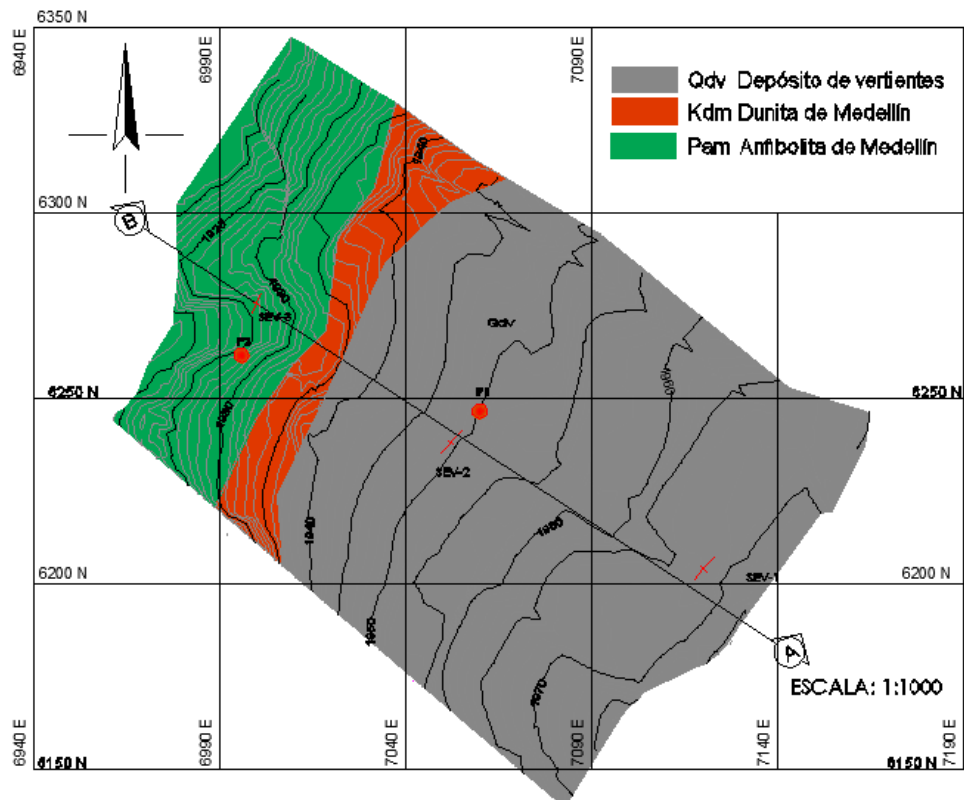


Figura 5.11. Plano y perfil geológico de la zona de estudio

### **5.5.3 Perfil de Meteorización Anfibolita de Medellín**

Este tipo de material solo se detectó en el SEV 3, hacia la parte baja de la zona de investigación, en el cual se registraron los más altos valores de resistividad superiores a los 150 Ohm-m, y localmente alcanzar los 500 a 600 Ohm-m, el cual es muy uniforme en el perfil, hasta la profundidad de investigación alcanzada con el sondeo. Con base en las observaciones de campo, se puede correlacionar con un horizonte de meteorización del tipo IIA en el perfil de Deere y Patton (1971), donde se tienen fragmentos rocosos parcialmente meteorizados con presencia de suelo residual.

## **6 ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LA LADERA**

Los análisis de estabilidad de taludes se evalúan mediante métodos de equilibrio límite (MEL) o por métodos numéricos (MN) bajo análisis tenso-deformacionales por elementos finitos. Los diversos métodos de equilibrio límite se basan en la elección arbitraria de una serie de superficies de deslizamiento y la definición del valor mínimo del factor de seguridad, el cual se ha aplicado desde hace varias décadas, debido a su simplicidad, por lo que se dispone de varios métodos de análisis, entre los cuales se cuentan con el de Bishop, Janbu, Morgenstern-Price, Spencer, entre otros. En dichos métodos, la diferencia que se plantean en el cálculo del factor de seguridad se relaciona con las fuerzas entre dovelas (Albatineh, 2006).

En la actualidad con el avance tecnológico y el desarrollo de programas, se han refinado las técnicas de cálculo, y se han introducido métodos de evaluación por elementos finitos, que son capaces de ejecutar análisis rigurosos de problemas complejos, donde el suelo se divide en elementos geométricos simples a los cuales se les aplica una ley de comportamiento.

### **6.1 ESTABILIDAD DE TALUDES POR ELEMENTOS FINITOS**

La ventaja del enfoque de estudio por elementos finitos en el análisis de estabilidad de taludes frente a los métodos tradicionales de equilibrio límite, es que no es necesaria la suposición a priori de la forma y ubicación de la superficie de falla, así también como de las magnitudes y dirección de las fuerzas laterales entre dovelas (Griffiths y Lane, 1999).

Con el método de elementos finitos se pueden aplicar configuraciones complejas de taludes, análisis de suelos en dos o tres dimensiones, y cualquier mecanismo de falla, donde se puede emplear el modelo de rotura por Mohr- Coulomb, y otros más. Adicionalmente, se puede calcular con buena precisión los esfuerzos de equilibrio, las deformaciones y la resistencia a la cizalladura en la masa de suelo. También, el

mecanismo de falla crítico desarrollado puede ser general y no tiene que ser circular o en espirales logarítmicas. El método puede extenderse para tener en cuenta fallas inducidas por filtración, el comportamiento frágil del suelo, y proporciona información acerca de las deformaciones en los niveles de esfuerzo de trabajo y es capaz de hacer seguimiento a la falla progresiva incluyendo la de corte general (Griffiths y Lane, 1999).

En general, hay dos enfoques para analizar la estabilidad de taludes mediante el método de elementos finitos. Uno es aumentar la carga de gravedad y el segundo es reducir las características de resistencia de la masa del suelo. Con la primera se desarrolló el programa de PLAXIS y con el segundo el PHASE2, de los cuales la Universidad EAFIT cuenta con sus licencias educativas legales y se aplicarán en el análisis de la presente investigación.

### 6.1.1 Modelo Constitutivo de Mohr-Coulomb

El criterio de Mohr-Coulomb relaciona la resistencia al corte del material con la cohesión, el esfuerzo normal y el ángulo de fricción interna, cuya superficie de falla en el modelo se expresa según la ecuación 6.1.

$$f = \frac{I_1}{3} \operatorname{sen} \phi + \sqrt{J_2} [\cos \Theta - 1/3 \operatorname{sen} \Theta \operatorname{sen} \phi] - C \cos \phi \quad (6.1)$$

Donde  $\phi$  es el ángulo de fricción interna, C es la cohesión y

$$I_1 = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = 3\sigma_n$$

$$J_2 = \left( \frac{1}{2} (s_x^2 + s_y^2 + s_z^2) + \tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2 \right)$$

$$\Theta = \frac{1}{3} \sin^{-1} \frac{3\sqrt{3}J_3}{2J_2^{1/2}}$$

$$J_3 = s_x s_y s_z + 2\tau_{xy} \tau_{yz} \tau_{zx} - s_x \tau_{yz}^2 - s_y \tau_{xz}^2 - s_z \tau_{xy}^2$$



$$s_x = \sigma_x - \sigma_m ,$$

$$s_y = \sigma_y - \sigma_m ,$$

$$s_z = \sigma_z - \sigma_m$$

Para el modelo Mohr-Coulomb, se requieren seis propiedades del material, el ángulo de fricción ( $\phi$ ), la cohesión (C), ángulo de dilatación ( $\psi$ ), módulo de Young o elástico (E), coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) y unidad del peso unitario del suelo ( $\gamma$ ). Tanto el módulo elástico como el coeficiente de Poisson, tienen una profunda influencia en las deformaciones calculadas antes del fallamiento del talud, pero posee poca influencia en el pronóstico del factor de seguridad en el análisis de estabilidad de taludes.

### 6.1.2 Carga de gravedad

Las cargas generadas por el peso propio del suelo son calculadas utilizando una gravedad estándar que inicia un procedimiento de integración sobre cada elemento, de la siguiente forma

$$P^{(e)} = \gamma \int_{V^e} N^T dV^e \quad 6.2$$

Donde N son las funciones de forma del elemento y el superíndice “e” se refiere al número del elemento. Esta integral evalúa el volumen de cada elemento, multiplicado por el peso unitario del suelo y distribuye fuerzas verticales netas consistentemente para todos los nodos. Estos elementos de fuerza quedan representados en el vector fuerza de gravedad global, que es aplicado en orden, a la malla del elemento finito, para generar el estado inicial de esfuerzo del problema.

Al comparar resultados con soluciones de equilibrio límite, los cuales generalmente no toman en cuenta la secuencia de carga, el factor de seguridad previsto es insensible a la forma de aplicación de la gravedad cuando se utilizan modelos Mohr-Coulomb perfectamente elasto-plásticos. El factor de seguridad puede ser sensible a la secuencia

de carga, cuando se implementan leyes constitutivas más complejas que intentan reproducir cambios volumétricos más precisos, dentro de un ambiente no drenado o parcialmente drenado (Griffiths y Lane, 1999).

### 6.1.3 Cálculo del factor de seguridad.

El factor de seguridad (FS) se define como el factor por el cual los parámetros de resistencia al corte deben ser divididos con el fin de llevar el talud al punto de falla. Los parámetros de resistencia al corte  $c'_f$  y  $\phi'_f$ , afectados por el factor, están dados por las ecuaciones 6.3 y 6.4, así:

$$c'_f = c' / SRF \quad 6.3$$

$$\phi'_f = \arctan(\tan \phi' / SRF) \quad 6.4$$

Donde el SRF es el “Factor de Reducción de Resistencia”, y se refiere a la técnica conocida como el de reducción de resistencia al corte, donde se aplican diferentes factores de reducción de resistencia a los términos  $c'_f$  y  $\phi'_f$ . Para encontrar el verdadero factor de resistencia se hace necesario iniciar una búsqueda sistemática del valor de SRF, que puede causar la falla del talud. Cuando se encuentra este valor  $FS = SRF$ .

### 6.1.4 Definición de falla

Matemáticamente en el análisis de los elementos finitos, la definición de falla puede ser la que limita los esfuerzos de cizalla sobre la superficie potencial de falla, o la que provoca la no convergencia de la solución, es decir cuando el algoritmo no puede converger dentro de un número máximo de iteraciones, especificado por el usuario, cuya implicación es que la distribución de esfuerzos no puede encontrar que simultáneamente sea capaz de satisfacer el criterio de falla de Mohr-Coulomb y el equilibrio global. Es decir, si el algoritmo es incapaz de satisfacer dicho criterio se dice que ocurre la falla. La falla del talud y la no convergencia ocurre simultáneamente y se acompaña en los resultados del

cálculo por un alto incremento en los desplazamientos nodales dentro de la malla (Griffiths y Lane, 1999).

## 6.2 PERFIL DE ANÁLISIS

En la Figura 6.1 se muestra la geometría del perfil a evaluar con base en topografía suministrada para esta investigación por la Compañía Suelos y Suelos, sobre la cual se trazó la estratigrafía con base en los resultados que arrojaron los análisis geoelectricos y su correlación con los levantamientos geológicos de campo. Básicamente se tiene una secuencia de suelos en profundidad, que entre los SEV 1 y SEV 2, correlacionan y corresponden con un depósito de ladera (Qdv) conformado por tres eventos (Suelos 1, 2 y 3), que reposan sobre una secuencia finogranular de suelos residuales y saprolíticos (Suelos 4 y 5). El material Suelo 6 se correlaciona con la unidad geológica Pam que se identificó en el SEV 3, se toma como homogéneo, ya que en profundidad posee altos valores de resistividad y se asocia con las rocas de contacto, asociadas con un nivel de alteración de la anfibolita, donde se presentan bloques con algo de matriz.

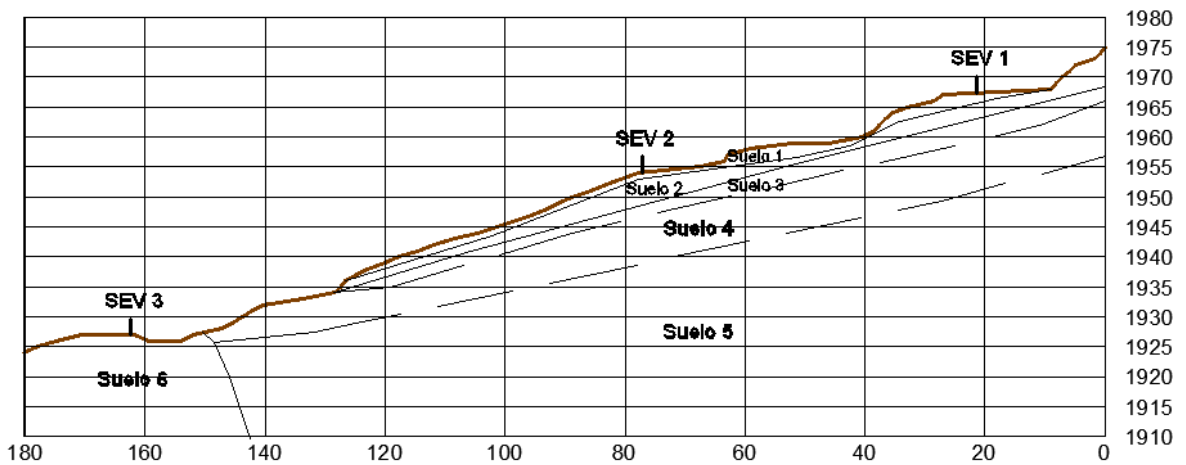


Figura 6.1. Perfil de análisis – Geometría de la ladera.

## 6.3 PARÁMETROS RESISTENTES

En el lote de investigación la Compañía Suelos y Suelos ejecutó cinco (5) perforaciones a percusión, las cuales alcanzaron una profundidad máxima de 6.0 m, donde no se registró

evidencia del nivel de aguas freáticas y según los reconocimientos de campo la parte explorada correspondió con el depósito de vertiente, donde los valores de resistencia a la penetración estándar se utilizaron para determinar por correlación los parámetros geomecánicos que definen las propiedades resistentes de los suelos 1, 2 y 3 del perfil de análisis.

Para la definición de los parámetros resistentes de los materiales identificados como suelos 4, 5 y 6, se obtuvieron a partir de ensayos de corte sobre muestras representativas obtenidas de otras exploraciones adyacentes donde afloran dichos suelos y asociados con los horizontes de meteorización de la dunita y anfibolita.

En la Figura 6.2 se observa el comportamiento en profundidad del ensayo de penetración estándar para las cinco perforaciones, donde la tendencia general es aumentar con la profundidad. Adicionalmente, en la Tabla 6.1 se observa un resumen de los resultados de laboratorio para las muestras asociadas con las diferentes capas del depósito de vertiente, las cuales se clasificaron como limos arcillosos de baja a alta compresibilidad (Figura 6.3).

En la Tabla 6.2 se muestran los resultados de los cálculos del  $\phi_{equiv}$  y del módulo elástico, a partir de la correlación con resultado en el ensayo de penetración estándar para los suelos asociados con el depósito de vertiente. La metodología y las ecuaciones utilizadas para el cálculo del ángulo de fricción equivalente fue la recomendada por González (1999) y los parámetros de deformabilidad se calcularon con la propuestas Bowles (1988), para limos arcillosos. En las Figuras 6.4 y 6.5 se resumen los resultados de los ensayos de corte directo sobre muestras de suelo residual y saprolítico de la dunita, los cuales clasificaron como limos arcillosos de alta compresibilidad. Finalmente, en la Tabla 6.3 se resumen los resultados de los parámetros geotécnicos teniendo presente que en la correlación de González (1999) se castiga la cohesión y se tienen suelos de texturas limo arcillosas, donde la cohesión es un parámetro importante.

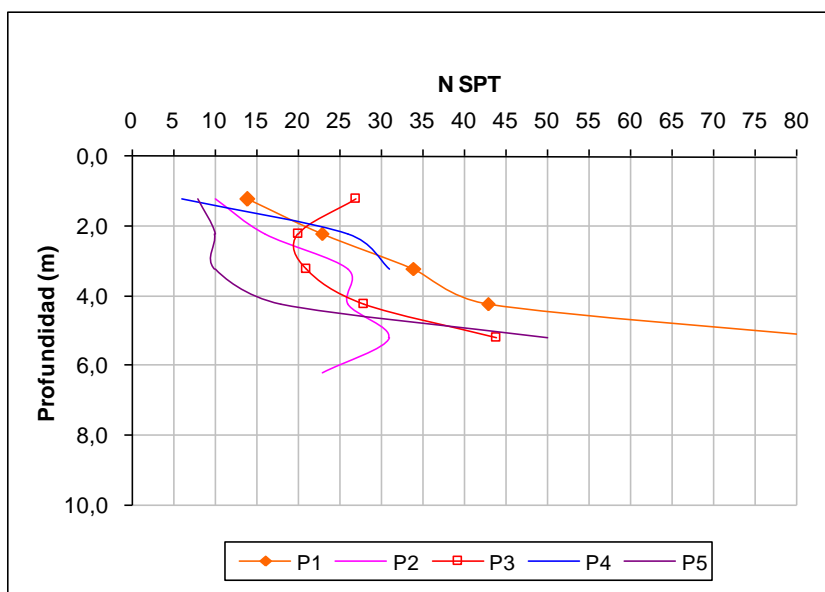


Figura 6.2. Ensayo de penetración estándar en la zona de investigación.

Tabla 6.1. Resumen ensayos de laboratorio.

Perforación No.	P1-M3	P2-M5	P3-M5	P4-M2	P5-M5
Muestra No.	3	5	5	2	5
<b>Prof. muestra (m)</b>	<b>3,25</b>	<b>5,25</b>	<b>5,25</b>	<b>2,25</b>	<b>5,25</b>
% gravas	0	0	0	0	0
<b>% Arenas</b>	<b>25</b>	<b>31</b>	<b>57</b>	<b>35</b>	<b>22</b>
<b>% FINOS</b>	<b>75</b>	<b>69</b>	<b>43</b>	<b>65</b>	<b>78</b>
LL (%)	88	72	48	60	50
LP (%)	67	53	43	48	42
<b>IP (%)</b>	<b>21</b>	<b>19</b>	<b>5</b>	<b>12</b>	<b>8</b>
	<b>Alfa</b>	<b>Mediana</b>	<b>Baja</b>	<b>Mediana</b>	<b>Baja</b>
<b>IL (%)</b>	<b>-0,3</b>	<b>-1,1</b>	<b>-4,4</b>	<b>-2,1</b>	<b>0,8</b>
	<b>Semi-Sólido</b>	<b>Semi-Sólido</b>	<b>Semi-Sólido</b>	<b>Semi-Sólido</b>	<b>Muy Blanda</b>
<b>(USCS)</b>	<b>MH</b>	<b>MH</b>	<b>SM</b>	<b>MH</b>	<b>ML</b>
w (%)	60	32	21	23	48
Gs	2,650	2,680	2,680	2,630	2,690
e	1,21	0,99	0,91	0,83	1,15
n	0,55	0,50	0,48	0,45	0,54
S (%)	132	87	62	73	112
<b><math>\gamma_h</math> (ton/m<sup>3</sup>)</b>	<b>1,92</b>	<b>1,78</b>	<b>1,69</b>	<b>1,77</b>	<b>1,85</b>

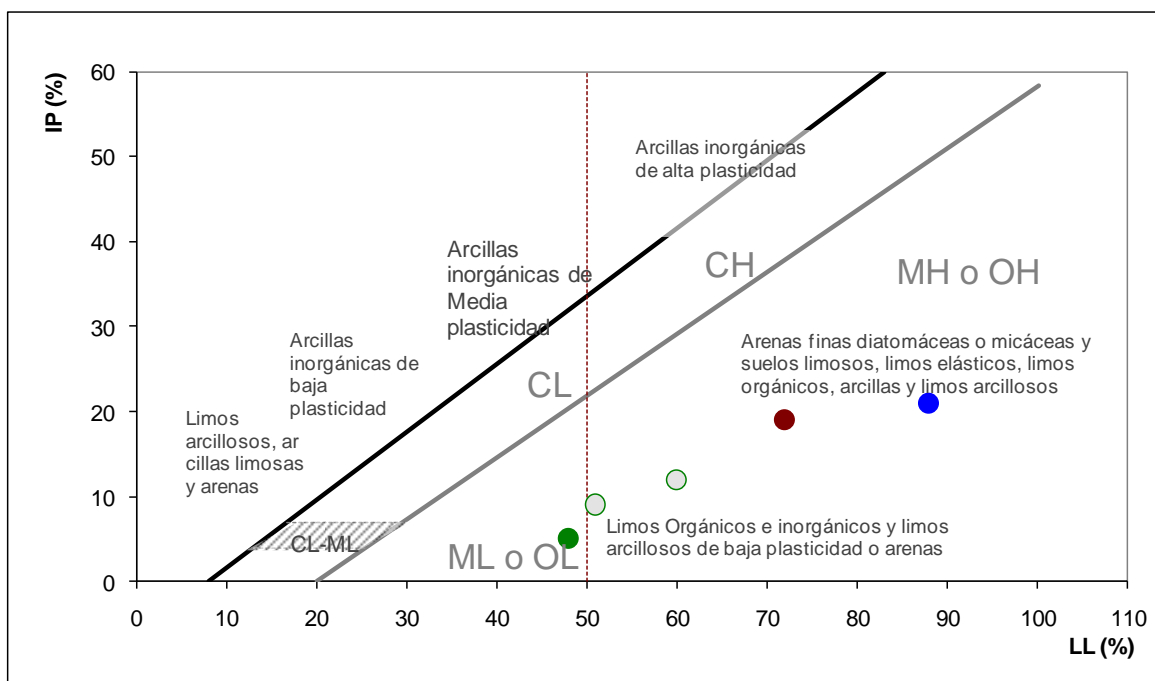
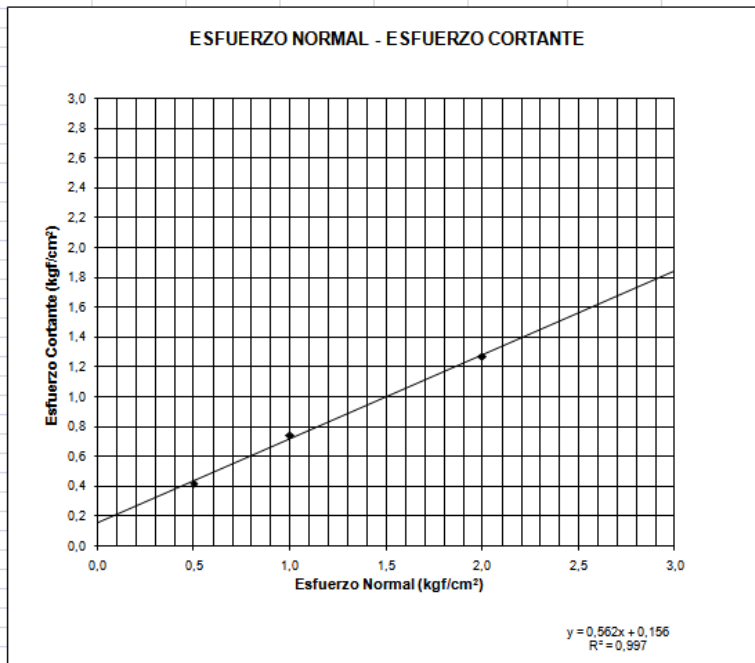
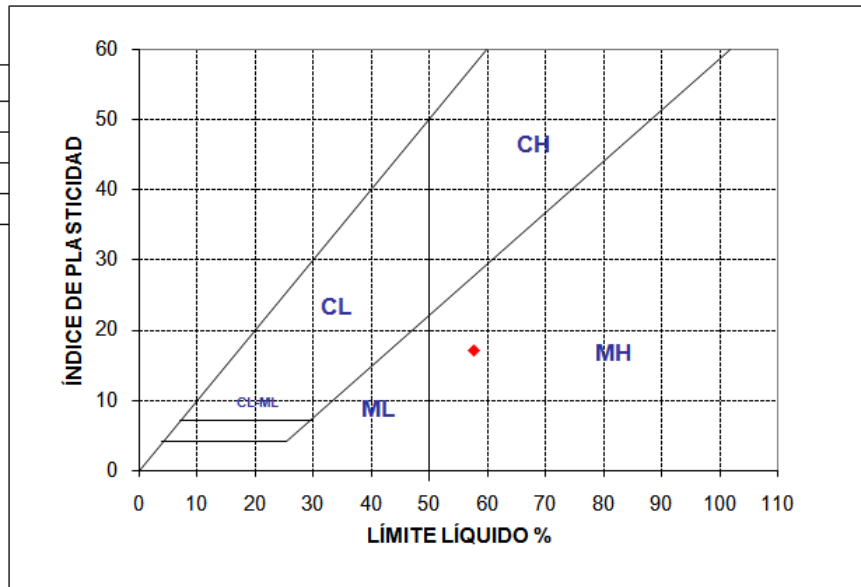


Figura 6.3. Localización muestras en la Carta de Plasticidad de Casagrande.

Tabla 6.2. Corrección del NSPT y cálculo de  $\phi_{equ}$  y del módulo de elasticidad.

PROFUNDIDAD (m)			$N_{SPT}$	$\gamma$	$s_v$	$u$	$\sigma_v'$	$N_{55}$	$\phi_{equ}$	$E$
Inicial	final	promedio	campo	( $kN/m^3$ )	(kPa)	(kPa)	(kPa)	corregido	(°)	(kPa)
1,00	1,45	1,23	9	17	20,83	12,3	8,58	14	29	5905
2,00	2,45	2,23	17	18	40,05	22,3	17,80	21	33	8154
4,00	4,45	4,23	26	19	80,28	42,3	38,03	28	36	10293



Cohesión = 0.16 kgf/cm <sup>2</sup>
Ángulo de fricción interna = 29.3

Figura 6.4. Propiedades y parámetros geomecánicos suelo residual dunita (Suelo 4)

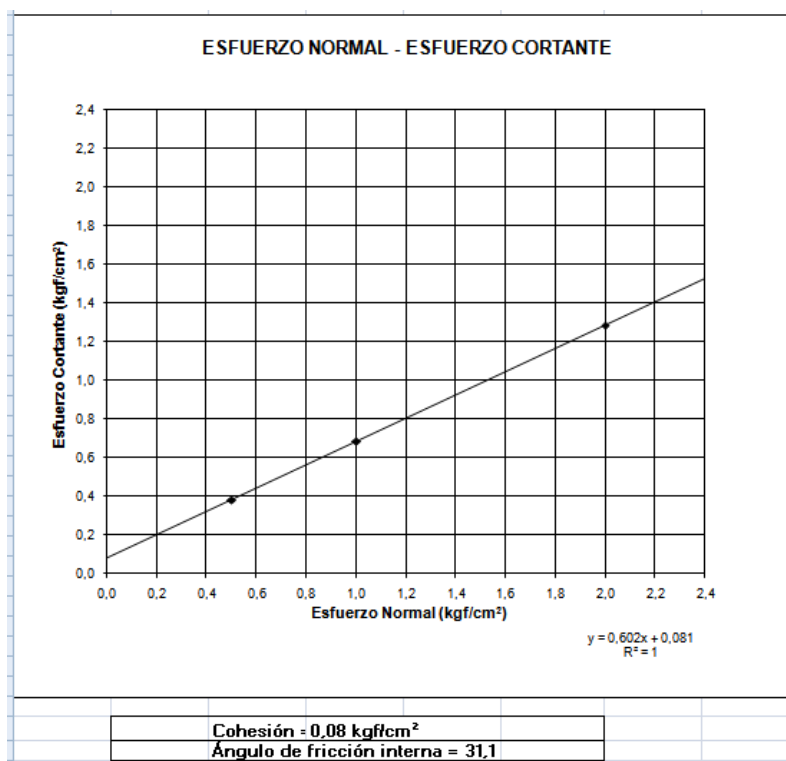
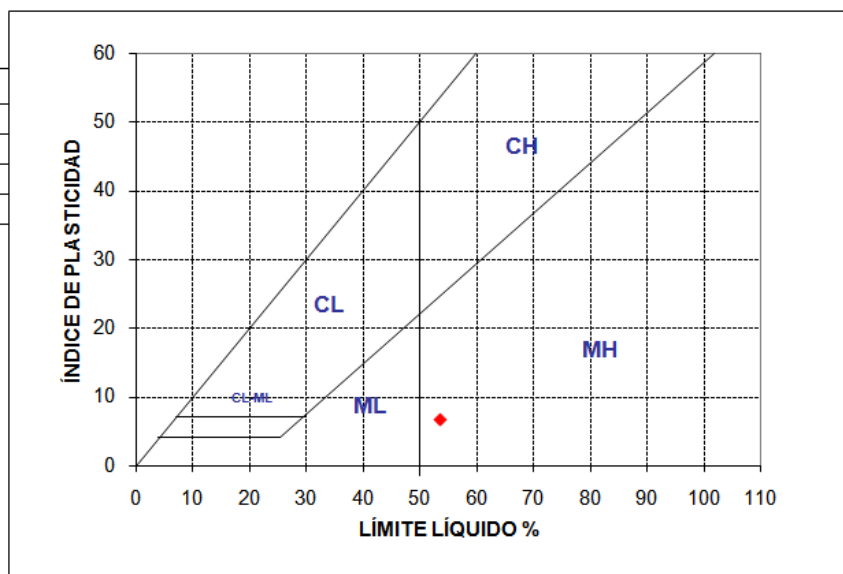


Figura 6.5. Propiedades y parámetros geomecánicos suelo saprolítico dunita (Suelo 5)



**Tabla 6.3. Parámetros resistentes de los materiales.**

TIPO DE SUELO	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	C' (kPa)	$\phi'$ (°)	E (MPa)	USC
SUELO 1	17	5	28.0	6	MH
SUELO 2	18	10	31.0	8	MH
SUELO 3	19	12	34.0	10	ML
SUELO 4	17	16	29.3	12	MH
SUELO 5	18	8	31.1	15	MH
SUELO 6	20	30	36.0	60	_____

#### 6.4 RESULTADOS ANÁLISIS ELEMENTOS FINITOS

La exploración directa realizada en la zona de investigación consistió de cinco (5) perforaciones a percusión, las cuales alcanzaron como máximo los 6 m de profundidad, donde no se evidenció presencia de un nivel de aguas freáticas (NAF). Sin embargo, los resultados de la prospección geoelectrica mediante SEV, permiten identificar dos zonas que pueden controlar no solo la presencia de un NAF, sino que ubican dos posibles sectores débiles, uno de tipo superficial hacia los 4 m de profundidad en el contacto de la secuencia de depósitos de ladera con el suelo residual de dunita y otro profundo hacia los 14 m de profundidad, en el contacto del suelo residual con el saprolito de dunita.

Teniendo presente lo anterior se evaluaron dos escenarios uno con NAF a 4 m y el otro a los 14 m de profundidad. En la Figura 6.6 se observa el resultado de la evaluación del perfil con el NAF a 4 m para el caso con Plaxis y en la Figura 6.7 con Phase2. En el primer caso es evidente una situación que puede comprometer toda la ladera al nivel del saprolito cerca al contacto con el suelo residual. En el segundo caso se insinúan dos zonas débiles en una posición similar a las que generó el modelamiento con el Plaxis, en las partes alta y baja del perfil, pero no es clara la conexión en toda la ladera.

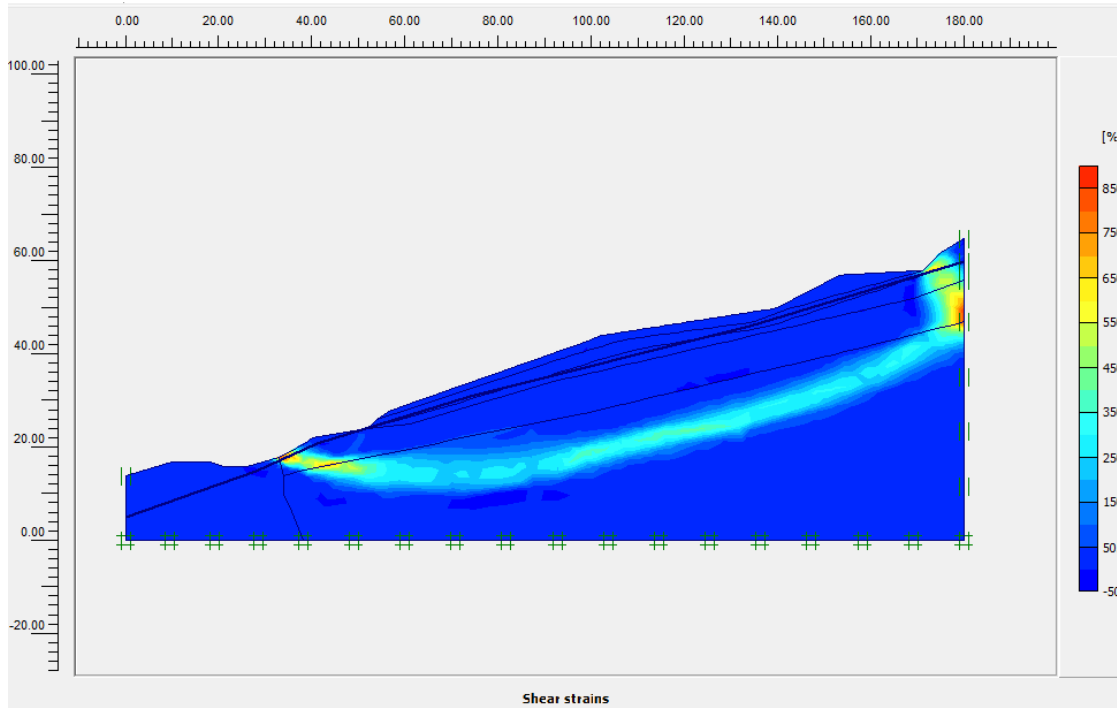


Figura 6.6. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 4 m - Plaxis.

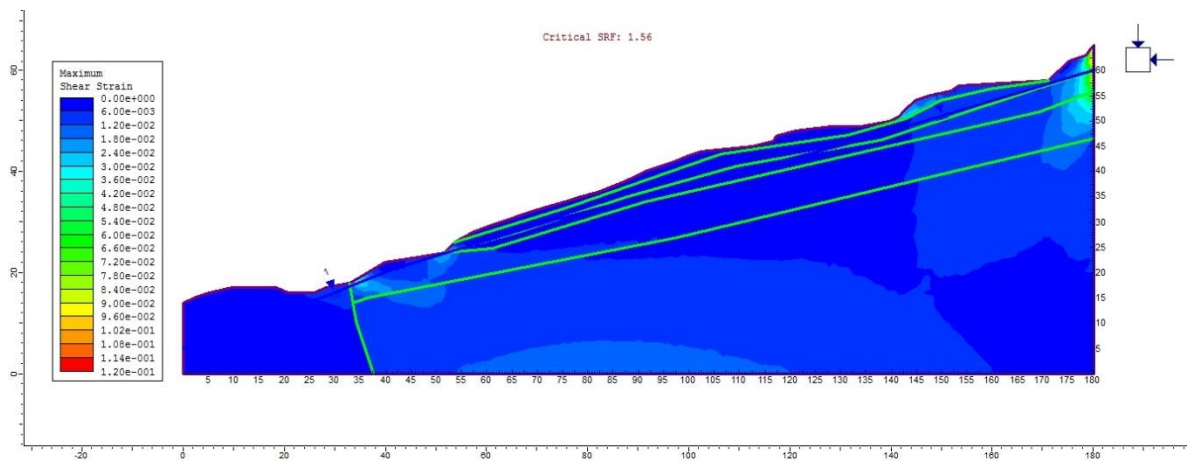
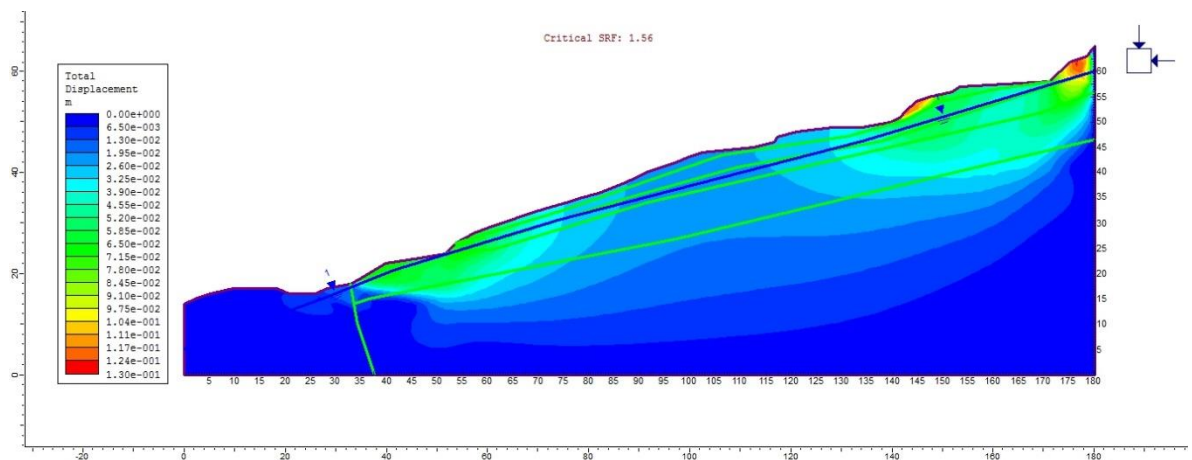


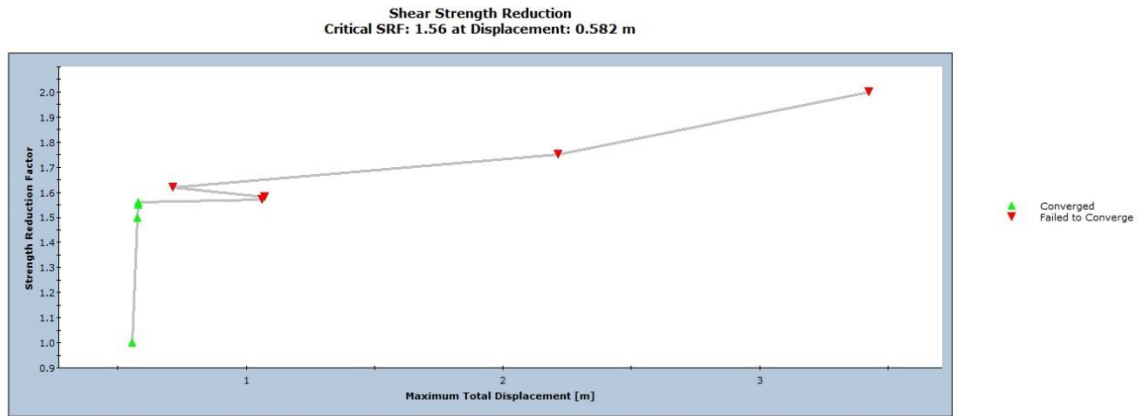
Figura 6.7. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 4 m – Phase2.

En la Figura 6.8 se muestra el resultado del desplazamiento total, donde se demarca una situación de posible debilidad con forma roto-traslacional que conecta los dos sectores críticos superiores, al nivel del contacto de los suelos del depósito de vertiente con el suelo residual de la dunita. Otro sitio de debilidad se muestra en la parte baja, que compromete el depósito de vertiente y se extiende hacia el contacto del suelo residual con el saprolito de la dunita.

Un resumen del análisis del SSR, se tiene en la Figura 6.9 donde se grafica la deformación máxima contra el SRF, de tal forma que al incrementar este último, decrecen los valores de las propiedades resistentes y se incrementan los desplazamientos máximos, cuya condición más crítica se presenta para un SRF de 1.56 y desplazamientos máximos de 0.582 m. Esto se explica por la no convergencia de los cálculos iterativos en el algoritmo del programa, cuando se llega a un SRF cercano a 1.56.



**Figura 6.8. Desplazamientos totales - NAF a 4 m – Phase2.**



**Figura 6.9. Desplazamiento máximo v.s SRF - NAF a 4 m – Phase2.**

La segunda situación correspondió con el NAF a los 14 m de profundidad y en la Figura 6.10 se resumen el resultado de la deformación por corte máximo en la ladera para el caso con Plaxis, donde solamente se identifica un sitio crítico ubicado hacia la parte alta de la ladera, que contrasta con el resultado arrojado por el Phase2 donde se identifican tres sitios críticos, dos en la parte superior del perfil de análisis y uno en la inferior, tal como se observa en la Figura 6.11.

En la Figura 6.12 se observa el resultado del desplazamiento total, donde se demarca una situación de posible debilidad con forma roto-traslacional que conecta los dos sectores críticos superiores, al nivel del contacto de los suelos del depósito de vertiente con el suelo residual de la dunita. Otro sitio de debilidad se muestra en la parte baja, que compromete el depósito de vertiente y se extiende hacia el contacto del suelo residual con el saprolito de la dunita.

En la Figura 6.13 se presenta la gráfica de la deformación máxima contra el SRF, cuya condición más crítica se presenta para un SRF de 1.64 y desplazamientos máximos de 0.625 m.

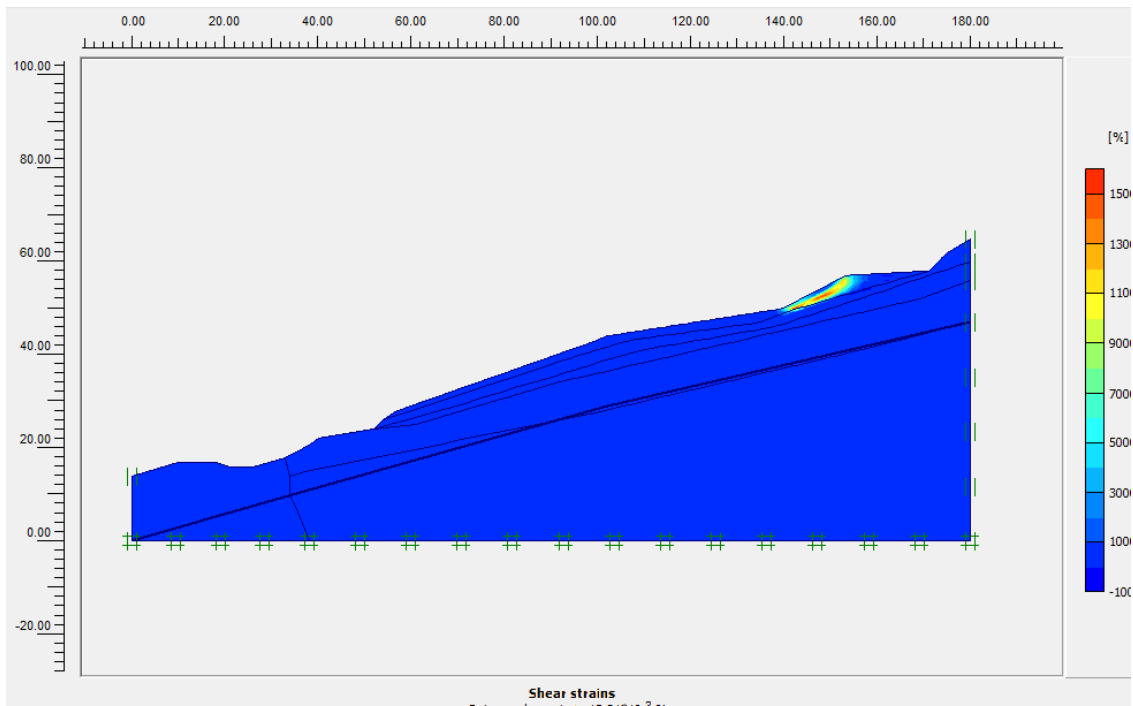


Figura 6.10. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 14 m – Plaxis.

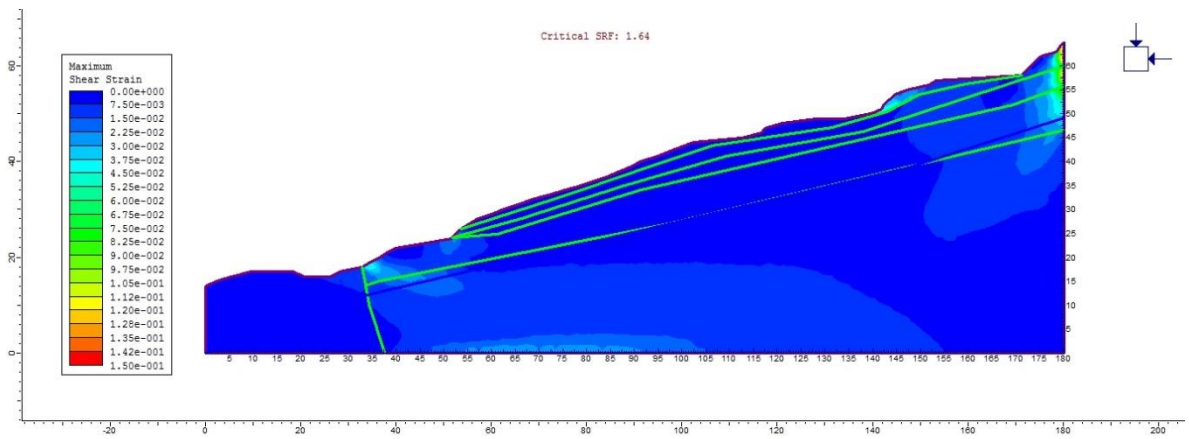


Figura 6.11. Deformación por cizallamiento máximo – NAF a 14 m – Phase2.

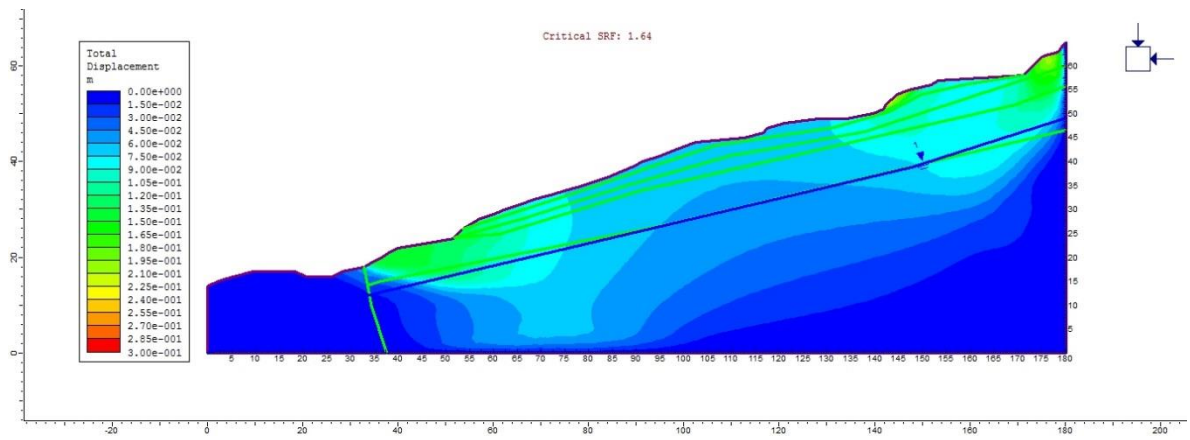


Figura 6.12. Desplazamientos totales - NAF a 14 m Phase2.

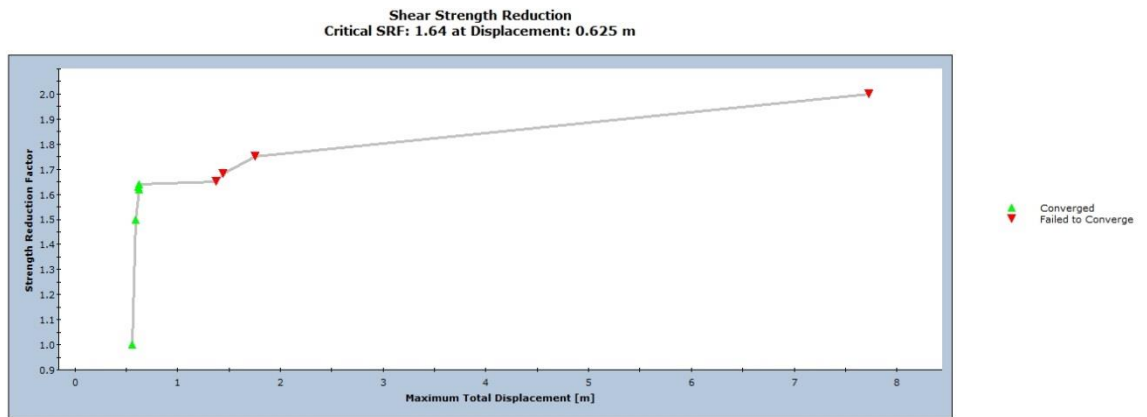


Figura 6.13. Desplazamiento máximo v.s. SRF - NAF a 14 m – Phase2.

## 7 CONCLUSIONES

Los resultados de las mediciones de resistividad realizados en la zona de interés muestran un modelo de cinco (5) capas, las cuales presenten una buena correlación entre los SEV 1 y SEV 2, que se interpretan como cambios de materiales en las unidades litológicas del sector. Los resultados del SEV 3 muestran una independencia total con los obtenidos en los SEV 1 y SEV 2, donde se obtuvieron los más altos valores de resistividad y se interpretaron como un contraste litológico asociado con otra unidad geológica, muy diferente a las encontradas en los otros sondeos.

La correlación de información geoelectrica y geológica entre los SEV 1 y SEV 2, permitió identificar las siguientes capas resistivas:

- Capa 1: valores resistivos entre 80 Ohm-m y 100 Ohm-m, la cual presenta espesores entre 1.0 m y 1.5 m. Se correlaciona con un flujo de escombros, con abundantes fragmentos rocosos parcialmente meteorizados.
- Capa 2: valores de resistividad menores a los 20 Ohm-m, espesores cercanos a 1 m, que se correlaciona con un flujo de lodos y puede constituir una primera zona débil superficial, en el tema de estabilidad de la ladera y asociado a un nivel de saturación por infiltración.
- Capa 3: valores resistivos moderados, entre 30 Ohm-m y 60 Ohm-m, cuyo espesor es de unos 3 m, se correlaciona con un depósito de flujos de lodos, que puede poseer una distribución proporcional de fragmentos y matriz, esta última con texturas de tipo finogranular.
- Capa 4: valores de resistividad moderados a bajos, que oscilan alrededor de los 30 Ohm-m y se correlaciona con el suelo residual, de texturas finogranulares y un

espesor entre 5 m y 8 m, cuyo contacto inferior y superior, marca una posible zona débil de saturación.

- Capa 5: valores resistivos altos, superiores a los 100 Ohm-m, y localmente puede alcanzar los 300 Ohm-m a 400 Ohm-m, que se correlaciona con un material saprolítico, con presencia de fragmentos rocosos, parcialmente meteorizados y se detecta por debajo de los 12 metros de profundidad.

Los resultados en el SEV 3 y los análisis de ajuste y correlación geoelectrica, además del reconocimiento geológico superficial, permitió agrupar dicha información en una sola capa resistiva con valores superiores a los 150 Ohm-m, y localmente alcanzar los 500 a 600 Ohm-m, hacia la parte más profunda del sondeo. Esta capa se correlacionó con un horizonte de meteorización del tipo IIA en el perfil de Deere y Patton (1971), donde se tienen fragmentos rocosos parcialmente meteorizados con presencia de suelo residual, lo cual se evidenció con los levantamientos de campo.

Las pseudo-secciones obtenidas para las mediciones entre dos temporadas de lluvias contrastantes, marcaron diferencias de tal forma que entre el mes de febrero, época seca de menor pluviosidad, y abril, más lluvias, mayor escurrimiento e infiltración, la zona marcada de menor resistividad, aumentó de espesor.

La evaluación por el método de los elementos finitos para los dos escenarios, NAF a 4 m y a 14 m, identificó como posibles zonas débiles y comprometidas con la rotura, los sectores con alto contraste resistivo. Con el NAF a 4 m la tendencia en ambas evaluaciones (Plaxis y Pahse2), muestran que las deformaciones por cizallamiento comprometen una zona débil global, a una profundidad demarcada por el contraste entre el suelo residual y el saprolito de la dunita. El NAF ubicado a unos 14 m con la evaluación mediante el Plaxis solamente demarca una situación crítica superficial hacia la parte alta del perfil, al contacto de las capas 1 y 2, mientras que con el Phase2 se demarca dos sectores uno superior y otro inferior en el perfil de análisis.



## 8 BIBLIOGRAFIA

1. Albataineh, N. (2006). Slope stability analysis using 2d and 3d method. Thesis presented to Faculty of The University of Akron – Ohio - USA. 129 p.
2. Akintorinwa, O.J., Adesoji, J.I. (2009). Application of geophysical and geotechnical investigations in engineering site evaluation, *International Journal of Physical Sciences*, Vol, 4 (8), pp. 443-454.
3. Alcaldía de Medellín. (2008). Informe del Plan de Ordenamiento Territorial de Medellín.
4. Aydin, A. (2006). Stability of saprolitic slopes: nature and role of field scale Heterogeneities. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, pp. 89–96.
5. Bogolovsky. V.A., Ogilvy, A.A. (1977). Geophysical methods for investigation of landslides. *Geophysics*, 42 562-571 pp.
6. Bowles, J.E. (1988). *Foundation Analysis and Design*. 4rd. Ed McGraw-Hill Book Co. 1004 p.
7. Campbell, J.E. (1990). Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*. 54: pp. 332-341.
8. Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M. (2009). Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina. Tema 7: Métodos Geoeléctricos de Corriente Continua. 14 p.
9. Chorley, R.J., Schumm, S.A. & Sudgen, D.E. (1984). *Geomorphology*. Methuen. Londres.
10. Colombia Ministerio de Transporte. (2013). Resolución 003290 Por la cual se actualizan las Especificaciones Generales de Construcción de Carreteras para los contratos de obra celebrados por el Instituto Nacional de Vías.

11. Colombia Ministerio de Ambiente, Vivienda y de Desarrollo Territorial. (2010). Decreto Número 926 Por el cual se establecen los requisitos de carácter técnico y científico para construcciones sismo resistentes NSR-10, Diario Oficial, Bogotá: 2010, N° 47663, 444 P.
12. Consorcio Microzonificación. (2006). Microzonificación sísmica detallada de los municipios del Valle de Aburrá. AMVA. 679 p.
13. Dawson, E.M., Roth, W.H., Drescher, A. (1999). Slope Stability Analysis by Strength Reduction, *Geotechnique*, 49(6), pp. 835-840.
14. Deere, D.V., Patton F.D. (1971). Slope stability in residual soils. In Proc., Fourth Panamerican conference on soil mechanics and foundation engineering, San Juan Puerto Rico, American Society of civil engineers, New York, Vol. 1, pp. 87-170.
15. Empresas Públicas de Medellín. (1993) Boletín Hidrometeorológico, Medellín, Volumen 2. 141 p.
16. Griffiths, D. V. and P. A. Lane (1999), Slope Stability analysis by finite elements. *Geotechnique* 49(3): 387-403.
17. González G., A. (199). Estimativos de parámetros efectivos de resistencia con el SPT. X Jornadas Geotécnicas de la Ingeniería Colombiana - SCI -SCG – 1999. 12 P.
18. Hack, R. (2000). Geophysics for Slope Stability, *Surveys in Geophysics*, 21, pp. 423-448.
19. Jones, Fred. (1973). Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Escarpment, Brazil. U.S. Geol. Survey, Paper 697, 42 p.
20. Jongmans, D., Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: A review, *Bulletin Société Géologique*, 178, 2, pp. 101-112.
21. Melo, L., D. (2008). Causas probables de los deslizamientos ocurridos en el barrio El Socorro y el barrio El Poblado Urbanización Alto Verde del Municipio de Medellín. Tesis pregrado. Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Colombia. 51 p.
22. Liu, N. (2007). Soil and Site Characterization Using Electromagnetic Waves, Ph.D. Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, 255 p.

23. Orellana, E. (1982).Prospección geoelectrica en corriente continua. Madrid, Paraninfo,523 p.
24. Ozcep, F., Tezel, O., Asci, M. (2009). Correlation between electrical resistivity and soil-water content: Istanbul and Golcuk,International Journal of Physical Sciences Vol. 4 (6), pp. 362-365,Available online at <http://www.academicjournals.org/IJPS>.
25. Polanco, C., Bedoya, G. (2005). Compilación y análisis de los desastres naturales reportados en el departamento de Antioquia exceptuando los municipios del Valle de Aburrá, entre 1920 y 1999, Revista Ingeniería y Ciencia, Vol. 1, (1), Universidad EAFIT, Medellín, pp. 45 – 65.
26. Pozdnyakova, A.,Pozdnyakova, L. (2002). Electrical fields and soil properties,17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Bangkok, Thailand, pp. 1-11.
27. Pozdnyakova, L.A. (1999) Electrical Properties of Soils, Ph.D.Thesis, in the Department of Renewable Resources, University of Wyomins, Laramie,WY, 138 p.
28. Sarria, A. (1990). Ingeniería Sísmica. Bogotá: Ediciones UNIANDES.
29. SIG – AMVA (2008). Capa geología superficial. Formato kml para google earth. Sistema de información geográfica del Área Metropolitana del Valle de Aburrá.
30. Stötzner, U. (1974).IngenieurgeophysikalischeUntersuchungenzurErkundung und Überwachung von Rutschungen und Felsstürzen,Vol. 2, (3), ZeitschriftfürgeologischeWissenschaften, Berlin, pp. 325–331.
31. Thomas, M. F. (1994). Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. England: John Wiley & Sons Inc. 482 p.
32. Troizhky, N.B. (1979). Electrical conductivity of soil in relation with water content, (In Russian). In: "Genesis and fertility of soils",Kishenev.Moldova.
33. Universidad Estatal de Moscú. (2000) Facultad de Geología. Departamento de Geofísica. IPI2Win. Guía de Usuario. Moscú. 33 p.
34. Wesley, L. D. (2010). Geotechnical engineering in residual soils. New Jersey: John Wiley & Sons. 249 p.

35. Wesley, L. D. (2011). Stability of slopes in residual soils. Universidad Católica de la Santísima Concepción, Departamento de Ingeniería Civil. Concepción. Obras y Proyectos, 10, pp. 47-61.
36. Wuttke, F., Schmidt, H.-G., Schanz, T., Lindner, U., Schicht, T. (2005). Seismic and geoelectrical field exploration for parameter estimation in geotechnics, Symp.Constr, Proc. Geotech. Engin, London.
37. Zhdanov, M. (2009), Geophysical Electromagnetic Theory and Methods. Elsevier. The Netherlands, 2009. Chapter 2.