



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA, FÍSICA Y ASTRONOMÍA

Trabajo Final de Licenciatura en Geofísica:

“Detección de hielo subterráneo en ambiente periglacial”

JANA VEL ANA BELÉN

Director: Dr. Cristian Villarroel

Co-Director: Dr. Marcelo Gonzalez

San Juan, Argentina

2023



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA, FÍSICA Y ASTRONOMÍA

“Detección de hielo subterráneo en ambiente periglacial”

Tribunal examinador:

- Dr. Armando Luis Imhof
- Lic. Andrés López Hidalgo
- Dr. Aldo Luis Banchig

Calificación:.....

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco sinceramente a todas las personas que contribuyeron de manera significativa en la realización de este trabajo final y que me brindaron su apoyo incondicional a lo largo de todo el proceso de investigación. Sus contribuciones fueron fundamentales para el éxito de este proyecto.

En primer lugar, quiero expresar mi gratitud a mi familia y amigos por su constante apoyo emocional y motivación a lo largo de todo este proceso. Gracias a mi mamá Laura Fernández, mi papá Juan Hipólito Janavel, mis hermanas María Laura y Fátima Rocío. Su amor, comprensión y palabras de aliento han sido un pilar fundamental en mi trayectoria académica.

Agradezco también a mi director Dr. Cristian Villarroel y co-director Dr. Marcelo González, por su orientación, paciencia y dedicación. Sus experiencias y conocimientos fueron de vital importancia para la definición de cada parte de este trabajo.

Quiero agradecer a todos los participantes de este estudio, cuya colaboración y disposición permitieron la recopilación de los datos necesarios. Especialmente a Federico Reina, Franco Mancini y Marcelo Herrera por acompañarme en la dura campaña de adquisición de datos.

Finalmente, quisiera agradecer a todos los profesores y académicos que generosamente compartieron su tiempo y conocimientos conmigo a lo largo de mi formación académica. También agradezco al Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi, por brindarme el equipo necesario para realizar mi estudio.

## ÍNDICE

RESUMEN.....	7
CAPÍTULO 1 .....	9
1. INTRODUCCIÓN.....	10
1.1 OBJETIVOS.....	12
Objetivo general .....	12
Objetivos específicos.....	12
1.2 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	13
2. ANTECEDENTES .....	15
CAPÍTULO 2 .....	18
3. GEOLOGÍA .....	19
3.1 ESTRATIGRAFÍA.....	19
3.2 UNIDADES LITOLÓGICAS .....	20
3.2.1 FORMACIÓN CERRO AGUA NEGRA (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), (Polanski, 1970).....	20
3.2.2 CICLO MAGMÁTICO PERMO-TRIÁSICO (Pérmico-Triásico Inferior).....	21
3.2.3 GRUPO CHOIYOI (Pérmico-Triásico Inferior), (Rolleri y Criado-Roque, 1969; nom. transl. Yrigoyen, 1972) .....	21
3.2.4 GRANODIORITA LAS PIEDRITAS (Pérmico-Triásico Inferior), (Llambías y Sato, 1990).....	22
3.2.5 DIQUES DEL CICLO MAGMÁTICO PÉRMO-TRIÁSICO (Pérmico-Triásico Inferior).. .....	23
3.2.6 GRUPO DOÑA ANA (Oligoceno-Mioceno), (Thiele, 1964; MaksaeV, et al., 1984).....	23
3.2.7 GRUPO OLIVARES (Neógeno), (Compañía Minera TEA, 1968; Aparicio, 1975; Bastías, 1991).....	23
3.2.8 DEPÓSITOS GLACIARIOS Y GLACIFLUVIALES (Cuaternario), (Malizia et. al, 1997).....	24
3.2.9 DEPÓSITOS FANGLOMERÁDICOS (Cuaternario), (bajadas de la Cordillera de Agua Negra), (Malizia et. al, 1997).....	25
3.2.10 DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA (Cuaternario), (Malizia et. al, 1997).....	25
3.2.11 DEPÓSITOS CRIOGÉNICOS (Cuaternario), (Corte, 1983; Elissondo, 2007) .....	25

3.2.12 DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS (Cuaternario), (Malizia et. al, 1997).....	26
3.3 MARCO TECTÓNICO .....	26
CAPÍTULO 3 .....	28
1. CONSIDERACIONES TEÓRICAS .....	29
1.1 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.....	29
1.2 PRINCIPIO DE MEDICIÓN .....	31
2. MÉTODO TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA (TER).....	34
2.1 CONFIGURACIONES DE ARREGLOS ELECTRÓDICOS .....	36
2.1.1 WENNER ALFA.....	41
2.1.2 WENNER-SCHLUMBERGER .....	42
2.1.3 DIPOLO-DIPOLO.....	42
2.2 TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN .....	44
3. PARTICULARIDADES EN AMBIENTES PERIGLACIARES .....	51
CAPÍTULO 4 .....	53
1. ADQUISICIÓN DE DATOS .....	54
2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS .....	58
3. RESULTADOS .....	63
3.1 Mapa Geomorfológico.....	64
3.2 Perfiles TER .....	65
3.2.1 Perfil 1 .....	65
3.2.2 Perfil 2 .....	66
3.2.3 Perfil 3 .....	67
3.2.4 Perfil 3a.....	68
3.2.5 Perfil 3b .....	69
3.2.6 Perfil 4 .....	70
3.2.7 Perfil 4a.....	71
3.2.8 Perfil 5 .....	72
3.2.9 Perfil 6 .....	73
4. INTERPRETACIÓN .....	74
CAPÍTULO 5 .....	79
4. DISCUSIONES .....	80

CAPÍTULO 6.....	83
1. CONCLUSIÓN .....	84
BIBLIOGRAFÍA .....	86
ANEXOS.....	94
1. ANEXO 1 .....	94

## RESUMEN

El recurso hídrico es un tema importante en la región de los Andes Desérticos. Los glaciares de escombros han sido identificados y considerados como importantes reservorios de agua en esta región debido a su amplia distribución. Recientemente, las evaluaciones de primer orden de su capacidad de almacenamiento de agua, sugieren que se almacenan cantidades significativas de hielo en los glaciares de escombros. En consecuencia, el propósito de este estudio consiste en analizar la existencia de hielo en el glaciar de escombros El Paso localizado en esta región, con el fin de determinar su viabilidad como reserva hídrica.

Debido a la gran sensibilidad de la resistividad eléctrica a la transición de materiales no congelados a congelados, se empleó el método de Tomografía Eléctrica Resistiva (TER) para identificar y caracterizar la existencia de permafrost de montaña en el glaciar de escombros El Paso. Se llevaron a cabo seis perfiles utilizando tres configuraciones diferentes: Wenner Alfa, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo. Dos perfiles se situaron en la parte frontal del glaciar de escombros, mientras que los restantes cuatro se ubicaron en el sector central. Es relevante destacar que, al igual que con muchas técnicas geofísicas, el modelo de resistividad obtenido no es definitivo y puede estar influenciado por la calidad de los datos, la geometría de medición y la selección de parámetros de inversión, especialmente en conjuntos de datos con ruido.

Los resultados de la Tomografía Eléctrica Resistiva en el glaciar de escombros El Paso han revelado un modelo de dos capas. La capa superficial, conocida como la capa activa, tiene un grosor variable de 3 a 5 metros y está compuesta por material detrítico con composición andesítica a dacítica del grupo Choyoi. Los valores de resistividad en esta capa oscilan entre 0.8 y 12  $k\Omega m$ . A una profundidad aproximada de 4 metros, se encuentra la segunda capa, correspondiente al permafrost de montaña. Las áreas con presencia de permafrost exhiben valores de resistividad que varían entre 12  $k\Omega m$  y 60  $k\Omega m$ , lo que sugiere la coexistencia de hielo y detritos en esta capa.

Además, para analizar el impacto de altos valores de resistencia de contacto en la interpretación del subsuelo en ambientes crióticos, se realizaron mediciones repetidas que involucraron la manipulación de algunos electrodos en los perfiles 3 y 4, con el fin de incrementar su resistencia de contacto. Es importante destacar que la elevada resistencia

de contacto en las mediciones de resistividad, resulta en un aumento del error y una disminución de la precisión en los resultados. Esta influencia se ha observado claramente en mediciones repetidas, donde la manipulación de la resistencia de contacto de ciertos electrodos genera anomalías cercanas y amplifica su tamaño si están presentes.

Para una cuantificación precisa de los volúmenes de agua congelada en el interior del glaciar de escombros, se requiere determinar con precisión el espesor del permafrost. En este estudio, la profundidad de investigación no fue suficiente para lograr dicha determinación. En consecuencia, se recomienda ampliar los estudios utilizando perfiles de mayor longitud para aumentar la profundidad de investigación y poder identificar con precisión el límite inferior del permafrost de montaña.



# CAPÍTULO 1

## 1. INTRODUCCIÓN

El recurso hídrico es un tema importante en la región de los Andes Desérticos. Los glaciares de escombros han sido identificados y considerados como importantes reservorios de agua en esta región debido a su amplia distribución (Arenson y Jakob, 2010; Brening, 2010; Corte, 1976, 1978). Recientemente, las evaluaciones de primer orden de su capacidad de almacenamiento de agua, sugieren que se acumulan cantidades significativas de hielo en los glaciares de escombros (Jones et al., 2018a). Sin embargo, los Andes Desérticos carece de suficientes estudios de campo que cuantifiquen rigurosamente las capacidades de almacenamiento de agua (Schaffer et al., 2019). En consecuencia, el propósito de este estudio consiste en investigar la existencia de hielo en un glaciar de escombros localizado en esta región, con el fin de determinar su viabilidad como reserva hídrica.

Los glaciares de escombros se encuentran típicamente en ambientes periglaciares. Los ambientes periglaciares son regiones con condiciones frías y generalmente no glaciales, en las que los procesos relacionados con las heladas y/o el permafrost son dominantes o característicos (French, 2007). El permafrost es un fenómeno de temperatura definido como material litosférico con una temperatura inferior a 0 °C de forma continua durante más de un año (mínimo 2 años) (Hauck, 2001). Aproximadamente el 20% de la superficie terrestre de la Tierra está cubierta por permafrost. De estos, una parte sustancial puede caracterizarse como permafrost de montaña, que se encuentra en ambientes de alta montaña con características morfológicas especiales como glaciares de escombros. En las regiones montañosas el permafrost de montaña se encuentra a partir de ciertas elevaciones, mientras que está ausente en las tierras bajas adyacentes. Esto contrasta con el permafrost polar, que cubre el paisaje en todas las elevaciones (Hauck, 2001). Dado que la temperatura de la mayoría del permafrost de montaña está cerca del punto de congelación, es susceptible a pequeños cambios en el clima (Maurer y Haunk, 2007). La ocurrencia de permafrost de montaña depende en gran medida de la elevación, la radiación solar, las condiciones climáticas locales, entre otros factores superficiales y subterráneos (p. ej. capas orgánicas, características de los sedimentos no consolidados) (Kneisel et al., 2008).

Los glaciares de escombros, que son una de las manifestaciones morfológicas del permafrost de montaña, son conjuntos lobulados o en forma de lengua de roca angular mal seleccionados y hielo (con núcleo de hielo o cementado con hielo). Los mismos, se mueven

como consecuencia de la deformación del hielo interno (Jones et al., 2019). El contenido de hielo puede variar de aproximadamente 50% a 70% del volumen total, dependiendo de la estructura interna del glaciar de roca (ej., escombros y matriz de roca) y de los factores externos (ej., topografía, condiciones climáticas) (Schrott, 1994). Los glaciares de escombros, pueden originarse por el aporte de hielo y detrito de las laderas de valle (origen criogénico) o a partir de un glaciar en zonas de importantes aportes detríticos (origen glaciogénico) (García Silva, 2019). A su vez, también se pueden clasificar en función de su nivel de actividad en tres clases: “activo”, “inactivo” y “fósil”. Los activos están libres de vegetación y poseen una pendiente frontal abrupta, contienen hielo dentro de su estructura interna y fluyen con una velocidad superficial muy baja. Los glaciares de escombros inactivos presentan cobertura vegetal, su pendiente frontal es mucho menos pronunciada, contienen hielo en su interior pero no presentan movimiento actual pendiente abajo. Finalmente, los glaciares de escombros fósiles, no presentan movimiento pendiente abajo y no tienen hielo en su interior (Martin y Whalley, 1987).

Los ambientes periglaciares pueden ser muy variables en cuanto a las condiciones del subsuelo, por este motivo, exigen métodos que sean capaces de resolver el subsuelo poco profundo a escalas entre unos pocos metros y varios kilómetros. Debido a los altos costos y las dificultades logísticas, la información de perforaciones es escasa y solo puede usarse como información puntual en sitios especiales. Por el contrario, los métodos geofísicos permiten caracterizar el subsuelo de manera continua en áreas más grandes. Teniendo en cuenta los altos costos de la perforación, rara vez es posible obtener una verificación del terreno tan deseable y puede verse como una de las principales razones para la aplicación de métodos geofísicos (Hauck y Kneisel, 2008). Los mismos proporcionan información sobre las propiedades físicas del subsuelo y sobre la distribución espacial de estas propiedades, permitiendo inferir la estructura del subsuelo. Los métodos geofísicos han sido utilizados ampliamente para caracterizar áreas de suelo continuamente congelado y localizar hielo subterráneo. Su aplicación exitosa en ambientes fríos se basa en los cambios en las propiedades físicas que ocurren luego de la transición de fase de un estado descongelado a uno congelado (Kneisel et. al., 2008).

En los primeros años de las investigaciones geofísicas del permafrost de montaña, se utilizaron sondeos de resistividad de corriente continua (CC) unidimensionales (1D) y estudios de refracción sísmica para detectar el hielo subterráneo (Kneisel y Kästl, 2014).

Los avances recientes se han logrado con instrumentos más potentes y de última generación, modernos algoritmos de procesamiento de datos posibilitaron levantamientos bidimensionales (2D) e incluso tridimensionales (3D) y un procesamiento rápido de datos. Estos métodos geofísicos no invasivos pueden proporcionar rápidamente información sobre un área de estudio completa en contraste con la información de fuente puntual disponible en los sitios de perforación (Kneisel et. al., 2008).

Debido a la gran sensibilidad de la resistividad eléctrica a la transición de materiales no congelados a congelados, el método eléctrico es el más utilizado en la investigación del permafrost. Por este motivo, se aplicará el método de Tomografía Eléctrica Resistiva como método geofísico para el estudio del glaciar de escombros El Paso. Se considera que es un método multifuncional importante en la geomorfología periglacial, ya que se puede obtener una caracterización integral de la composición del subsuelo, y, en muchos casos se permite la diferenciación entre tipos de hielo genético y se pueden monitorear los cambios en las propiedades del subsuelo a lo largo del tiempo (Hauck y Kneisel, 2008).

## **1.1 OBJETIVOS**

### **Objetivo general**

Determinar la presencia de la capa de permafrost en el glaciar de escombros El Paso mediante la implementación del método geofísico Tomografía Eléctrica Resistiva (TER) y analizar la influencia de valores altos de resistencia de contacto en la imagen del subsuelo obtenida en ambientes crióticos. Este último objetivo reviste gran importancia debido a que, en estos ambientes, no siempre es factible reducir la resistencia de contacto, por lo tanto, es fundamental comprender como puede estar influenciando en la geometría y valores de resistividad eléctrica registrados.

### **Objetivos específicos**

- a) Determinar la estructura interna del glaciar de escombros El Paso e identificar la capa de permafrost y su profundidad, en el caso de que la misma esté presente.
- b) Evaluar las características de cada configuración electródica usada en la TER, así como los diversos parámetros de inversión, con el fin de obtener un modelo que represente de manera óptima el subsuelo criótico.
- c) Analizar diferentes resultados del modelo del subsuelo en función de los cambios en los valores de resistencia de contacto.

- d) Vincular la morfología de los distintos sectores del glaciar de escombros El paso y su estructura interna.

## **1.2 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO**

El glaciar de escombros El Paso está centrado en los 30°13' de latitud sur y los 69°48' de longitud oeste, a una altura media de 4600 msnm y pertenece a la cuenca de Agua Negra (Figura 1). Este glaciar de escombros se localiza en el extremo noroeste de la Provincia de San Juan, República Argentina Se accede a la zona de estudio partiendo desde la ciudad de San Juan por Ruta Nacional N° 40 con dirección norte, hasta Ruta Provincial N° 436. Continuamos por la misma hasta llegar a Ruta Nacional N° 149 con dirección norte. Una vez atravesada la localidad de Las Flores conectamos con ruta nacional N° 150.

El glaciar de escombros El Paso, es el más grande de la cuenca de Agua Negra, desarrollándose en un típico circo glaciar rodeado por varios taludes (Figura 2). Su pendiente pronunciada, los taludes laterales, surcos y crestas marcados, entre otros indicadores morfológicos, son evidencia de un glaciar de escombros activo (Schrott, 1996).

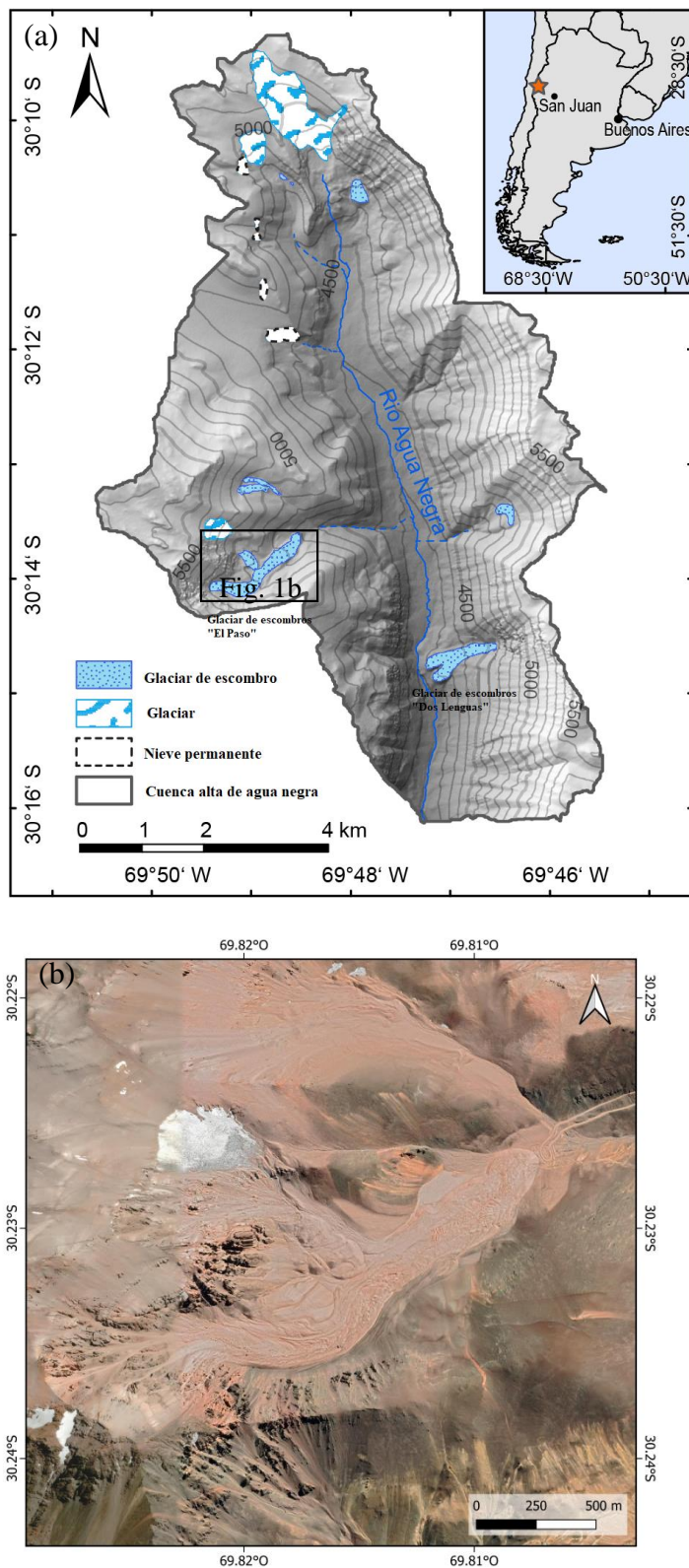


Figura 1. (a) Distribución espacial de glaciares de escombros activos, glaciares y nieve permanente en la cuenca alta de Agua Negra. El recuadro muestra la ubicación del glaciar de escombros El Paso. Modificado de Halla (2021). (b) Glaciar de escombros El Paso.



Figura 2. Figura del glaciar de escombros El Paso mostrando el circo glaciar típico, rodeado por varios taludes.

## 2. ANTECEDENTES

En los Andes Desérticos, la cuenca de Agua Negra ha sido estudiada desde la década del 90. El estudio más detallado recientemente fue realizado por Halla et al. (2021) en el Glaciar de Escombros Dos Lenguas, se llevaron a cabo investigaciones geofísicas utilizando los métodos de Tomografía Eléctrica Resistiva (TER) y Tomografía de Refracción Sísmica (TRS). Los resultados obtenidos a partir de la inversión de los datos de TER revelaron una distribución heterogénea de resistividades con valores altos, medios y bajos en el glaciar de escombros. Las zonas de alta resistividad ( $> 10 \text{ k}\Omega\text{m}$ ) cerca de la superficie pueden indicar arenas secas no confinadas y/o escombros más gruesos con grandes vacíos. Por el contrario, las resistividades altas ( $> 10 \text{ k}\Omega\text{m}$ ) en el subsuelo indican la presencia de permafrost de montaña rico en hielo, su espesor es de 10 a 20, 15 a 25 y 15 a 30 m en la zona de raíces, el área central y ambas lenguas, respectivamente. Las resistividades bajas ( $< 1 \text{ k}\Omega\text{m}$ ) predominan en las proximidades de las depresiones topográficas cerca de la superficie o por debajo de las anomalías resistivas a profundidades de  $\sim 40$  metros que corresponden a condiciones subsuperficiales no congeladas y húmedas.

Ortiz et al. (2022) han enfocado su investigación en la porción superior de la cuenca de Agua Negra, aplicando la Tomografía Eléctrica Resistiva (TER) y la Tomografía Sísmica de Refracción (SRT) a glaciares de escombros, taludes y a *protalus ramparts* en la zona. En cuanto a los resultados obtenidos, los perfiles TER realizados sobre dos glaciares de escombros analizados muestran valores de resistividad superiores a los 10 k $\Omega$ m, indicando la presencia de permafrost en dicha geoforma. Respecto a la geometría interna de los cuerpos de permafrost, dichos autores observaron una estructura heterogénea y discontinua con una anisotropía de resistividad generalizada. Mientras que, los perfiles TER medidos sobre taludes indican valores de resistividad superiores a 35 k $\Omega$ m, indicando de igual manera presencia de permafrost.

El glaciar de escombros objeto de este estudio, fue investigado por Croce y Milana (2002). Se empleó como método geoelectrico el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) para detectar la capa de permafrost de montaña. Los resultados obtenidos a partir de los estudios geofísicos sugieren la existencia de un modelo de tres a cuatro capas. La primera capa, de menor resistividad, correspondiente al depósito superficial junto con la capa activa del glaciar de escombros, las cuales poseen resistividades intermedias que varían de 0.37 k $\Omega$ m a 0.42 k $\Omega$ m, y un espesor variable entre 2 y 5 m. La tercer capa presentó una alta resistividad, entre 5.5 k $\Omega$ m y 35k $\Omega$ m y un espesor variable entre 8 y 18.5 m. La alta resistividad, ubicada justo debajo de una capa húmeda, sugirió que es una combinación de escombros y hielo (permafrost de montaña). Por último, la capa 4 con una resistividad media de 0.35k $\Omega$ m, está compuesta de escombros húmedos con agua más conductiva que la capa activa, debido a la mayor concentración iónica.

Asimismo, los Andes Centrales han sido objeto de numerosas investigaciones, destacándose el análisis del glaciar de escombros El Gigante, ubicado en el extremo sur-oeste de la provincia de San Juan, a unos 350 km del glaciar de escombros El Paso. La estructura interna de este glaciar de escombros ha sido estudiada por Villarroel (2019) a través de la aplicación de Tomografía Eléctrica Resistiva 2D. En general, la capa activa presenta una geometría irregular con espesores que varían de 3 a 10 m y valores de resistividad entre 0.2 y 8 k $\Omega$ m e incluso llegando a valores de hasta 30 k $\Omega$ m. En los sectores de capa activa donde las resistividades disminuyen hasta valores de 80-90  $\Omega$ m Villarroel (2019) infirió la presencia de agua. La capa de permafrost también presenta una geometría irregular con zonas de discontinuidad espacial y con valores de resistividad que varían entre 8 y 150 k $\Omega$ m.



La aplicación del método Sondeo Eléctrico Vertical realizado en el glaciar de escombros El Negro (Villarroel, 2013), también ubicado en el extremo sur-oeste de la provincia de San Juan, ha permitido definir un modelo de dos capas. La capa superficial de baja resistividad ( $0.142 \text{ k}\Omega\text{m}$ ) y espesor de 2.67 metros fue interpretada como capa activa, por debajo de esta se encuentra una capa de 8.39 metros de espesor y altamente resistiva ( $23.6 \text{ k}\Omega\text{m}$ ) interpretada como capa rica en hielo (permafrost).

# CAPÍTULO 2

### 3. GEOLOGÍA

#### 3.1 ESTRATIGRAFÍA

A continuación se presenta el Mapa Geológico y el Cuadro Estratigráfico obtenidos de la Hoja Geológica N° 3169-2 Paso del Agua Negra (Malizia et. al, 1997), ubicada en la provincia de San Juan (Figura 3 y 4). En la figura 3, se ha delimitado con una línea discontinua roja el área correspondiente a la ubicación del glaciar de escombros El Paso. De acuerdo con la información cartográfica y el cuadro estratigráfico disponible, se infiere que el glaciar de escombros El Paso y su zona de aporte se encuentran dentro de la unidad geológica Grupo Choiyoi. Adicionalmente, se procede a efectuar una descripción detallada de las secuencias estratigráficas que se manifiestan en el ámbito de estudio, así como en sus zonas circundantes.

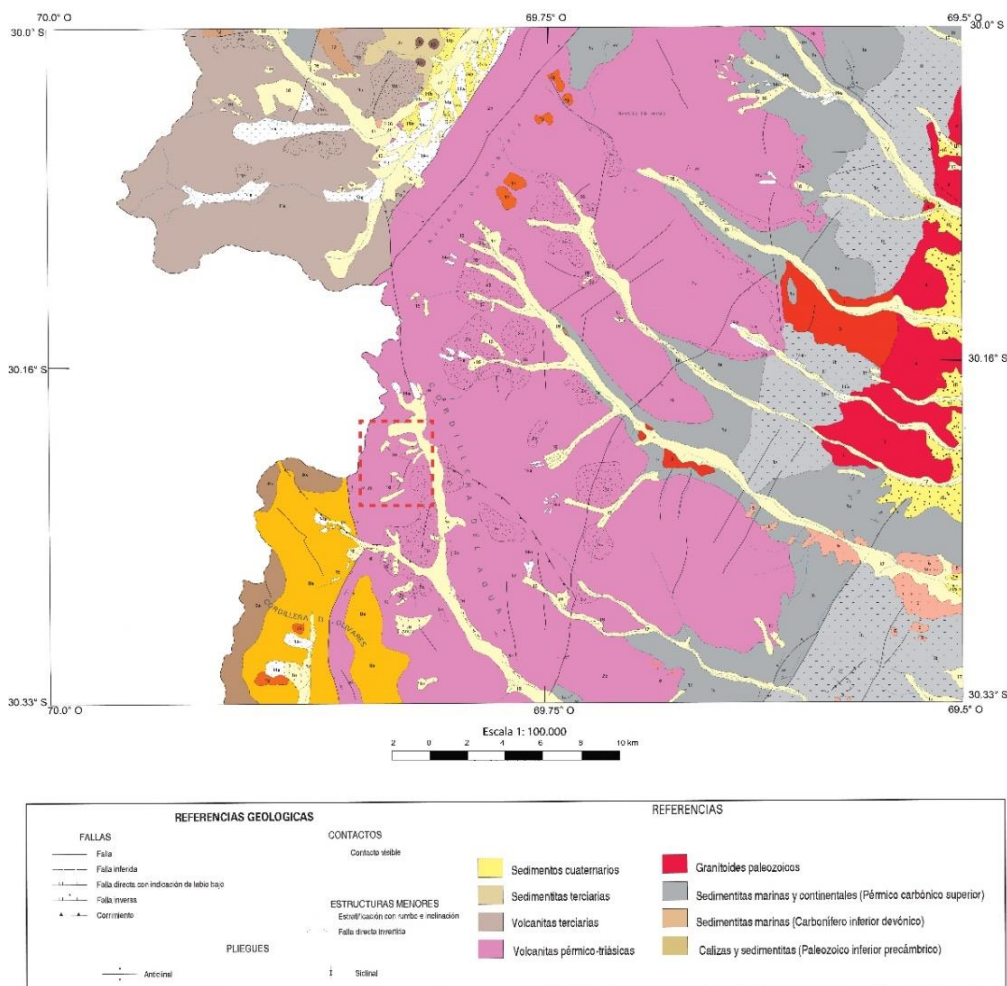


Figura 3. Mapa geológico. Modificado de la hoja geológica el Paso de Agua Negra (Malizia et. al, 1997). La línea discontinua roja muestra la zona de estudio.

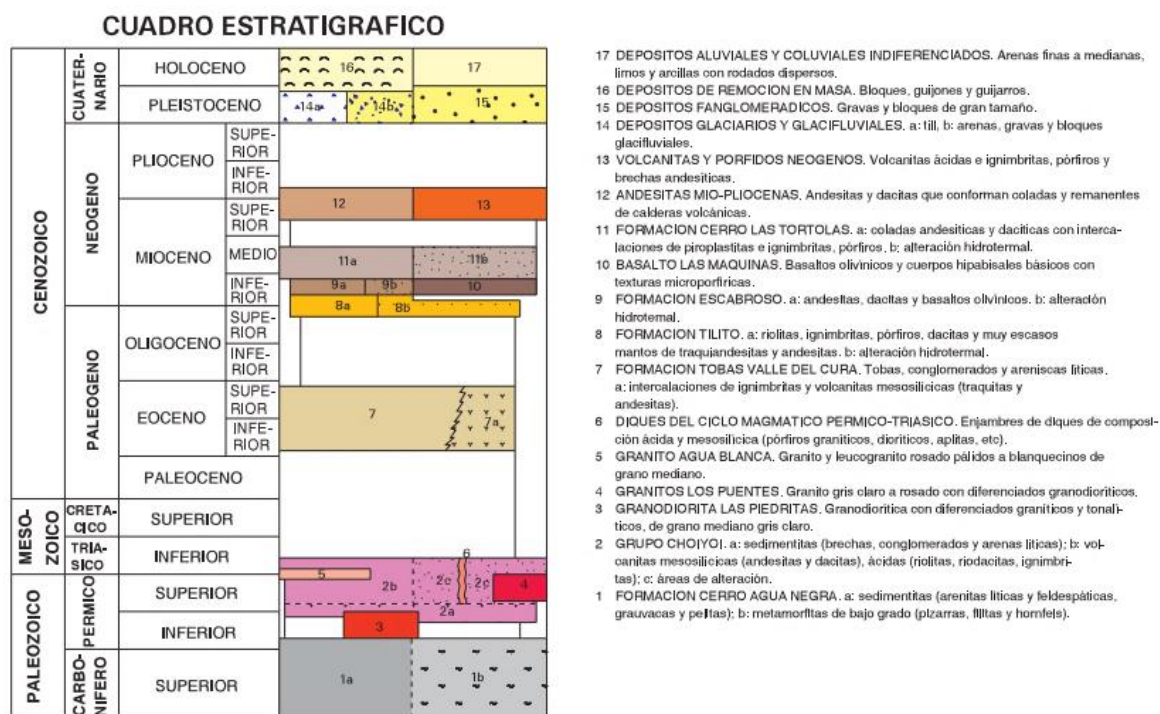


Figura 4. Cuadro Estratigráfico. Extraído de la hoja geológica el Paso de Agua Negra.

### 3.2 UNIDADES LITOLÓGICAS

#### 3.2.1 FORMACIÓN CERRO AGUA NEGRA (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), (Polanski, 1970)

Esta unidad comprende areniscas líticas y feldespáticas de grano fino a mediano, pelitas y muy escasos bancos conglomerádicos finos a muy finos. Todo el conjunto aparece afectado por metamorfismo de contacto producido por los intrusivos pérmicos, que generan hornfels, pizarras y algunos esquistos de grano fino. La formación se caracteriza además, por la presencia de fauna y flora fósil.

Malizia et al. (1997), durante la realización de la Hoja Geológica Paso del Agua Negra, dividieron a la unidad en tres secciones. La sección I está compuesta por pelitas oscuras laminadas, con escasas intercalaciones de areniscas finas a muy finas en bancos tabulares. La sección II está integrada por areniscas de grano muy fino a mediano, de colores gris oscuro, negro y gris verdoso, con bajo porcentaje de matriz, que composicionalmente corresponden a feldarenitas líticas. Se disponen en bancos tabulares gruesos con sets entrecruzados de escala grande y gigante. Presenta escasas intercalaciones de bancos pelíticos y bancos conglomerádicos finos y medianos. La sección III consiste en una alternancia de areniscas y

pelitas de colores oscuros, las areniscas conforman bancos tabulares macizos y raras veces con laminación horizontal o entrecruzada. Estos autores distinguieron dos tipos de areniscas, el primer tipo se trata de arenitas feldespáticas con bajo porcentaje de matriz similar a las que constituyen la sección II y el segundo está compuesto por grauvacas feldespáticas con hasta 20 % de matriz, que en ocasiones se tornan micáceas y contienen hasta un 25 % de fragmentos líticos.

El ambiente de sedimentación correspondiente a la formación Cerro Agua Negra es considerado mixto, la porción inferior de la misma está integrada por sedimentitas depositadas en un ambiente marino de plataforma, al ascender en la columna se registra una progresiva continentalización, con facies transicionales deltaicas hasta depósitos fluviales continentales

### **3.2.2 CICLO MAGMÁTICO PERMO-TRIÁSICO (Pérmico-Triásico Inferior)**

La Cordillera Frontal sanjuanina se caracteriza por el gran volumen de magmatismo gondwánico paleozoico, denominado por Llambías et al. (1996) como Ciclo Magmático Choiyoi. Los elementos plutónicos de este ciclo consisten en granitos y granodioritas agrupados en el Batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990; Sato et al., 1990), mientras que las volcanitas contemporáneas integran el Grupo Choiyoi (Sato y Llambías, 1993). Los representantes hipabisales consisten en enjambres de diques dispuestos dentro de los plutones o intruyendo al Grupo Choiyoi y a la Formación Cerro Agua Negra (Llambías et al., 1996).

### **3.2.3 GRUPO CHOIYOI (Pérmico-Triásico Inferior), (Rolleri y Criado-Roque, 1969; nom. transl. Yrigoyen, 1972)**

Malizia et al. (1997) dividieron al Grupo Choiyoi en tres secciones, una inferior de naturaleza sedimentaria (volcanoclástica), la media compuesta por volcanitas mesosilícicas y una superior formada por volcanitas ácidas.

La sección inferior se trata de areniscas, conglomerados brechosos, brechas volcánicas, aglomerados volcánicos y muy escasos bancos de pelitas. Las areniscas son de grano grueso, con frecuencia gujarrosas, estratificadas en bancos gruesos de carácter macizo. Corresponden a arenitas líticas y lito-arenitas feldespáticas, principalmente plagioclásticas, muy inmaduras y dominadas por clastos subangulosos de volcanitas mesosilícicas con textura microclíticas.

La sección media se trata, en su mayor parte, de vulcanitas mesosilícicas, principalmente de composición andesíticas hasta dacíticas, aunque las hay también riódacíticas e

ignimbríticas. Las andesitas son de color gris verdoso hasta moradas, con textura porfírica y porcentajes de fenocristales que varían entre 33 y 60%. Los fenocristales están mayormente compuestos por plagioclasa (oligoclasa), alternados a carbonatos y material arcilloso. Presentan alteración propilítica pervasiva que se evidencia por la abundancia de clorita, epidoto y calcita. Como minerales accesorios presenta apatita y circón en menor cantidad.

La sección superior, de naturaleza más acida (riolítica-riodacítica), incluye también un buen número de ignimbritas. Las riolitas están principalmente formadas por fenocristales de cuarzo, sanidina y plagioclasa (oligoclasa).

#### **3.2.4 GRANODIORITA LAS PIEDRITAS (Pérmico-Triásico Inferior), (Llambías y Sato, 1990).**

Bajo la denominación de Granodiorita Las Piedritas, Llambías y Sato (1990, 1995) reunieron a todas las granodioritas pertenecientes al Batolito de Colangüil, ya que resultan muy similares composicional y texturalmente. El Batolito de Colangüil es una extensa unidad magmática que se localiza en el sector norte de la Cordillera Frontal de San Juan, y constituyen las rocas más antiguas del Ciclo Magmático Permo-Triásico. Dentro de esta unidad reconocieron 5 plutones: Tocota, Los Leones, Agua Negra, Romo y Las Piedritas. Las granodioritas son de color gris a gris rosado, presentan textura granosa alotriomorfa, con abundante plagioclasa subhedral, feldespato potásico y cuarzo anhedral. La plagioclasa es oligoclasa-andesina, en cristales tabulares, con leve zonalidad, parcialmente argilitizada y sericitizada. La ortosa se presenta en cristales anhedrales, con frecuente desarrollo de pertitas filiformes y está argilitizada en mayor proporción que la plagioclasa. Entre los minerales máficos domina la biotita que se encuentra muy alterada, también presenta hornblenda y escasa augita. Entre los minerales accesorios se encuentran apatito, circón y opacos

Quartino y Zardini (1967) y Costas (1967) distinguieron en el plutón Agua Negra granitos, además de las granodioritas. Los granitos descritos por estos autores son de grano fino a mediano, de color rosado, con textura granosa hipidiomorfa. Están compuestos por plagioclasa subhedral y zonal, ortosa perfitica y cuarzo anhedral. Es común la presencia de biotita muy alterada a clorita, epidoto, calcita y óxidos de hierro. Entre los accesorios mencionaron apatita, circón, titanita, magnetita y escasa turmalina.

### **3.2.5 DIQUES DEL CICLO MAGMÁTICO PÉRMO-TRIÁSICO (Pérmico-Triásico Inferior)**

Se incluye en esta unidad un conjunto de diques de composición variable, que comprenden pórfidos graníticos, riódacíticos, cuarzo-feldespáticos, monzoníticos y andesíticos, los que intruyen al Grupo Choiyoi, a la Granodiorita Las Piedritas y a la Formación Cerro Agua Negra. Se disponen paralelamente al eje del Batolito, en posición subvertical y están organizados en un sistema linear.

### **3.2.6 GRUPO DOÑA ANA (Oligoceno-Mioceno), (Thiele, 1964; Makshev, et al., 1984)**

Ha sido dividida en dos formaciones, Tillito y Escabroso (Makshev et al., 1984; Martin et al., 1997a). La Formación Tillito es la más antigua, está integrada por tobas e ignimbritas riolíticas y dacíticas, riolitas, dacitas y escasas intercalaciones andesíticas y basálticas. Presenta colores claros, pardo rojizo, gris amarillento e importantes áreas de alteración (Makshev et al., 1984; Malizia et al., 1997). La unidad más joven, Formación Escabroso, está compuesta por lavas, lavas brechosas andesíticas, aglomerados, brechas andesíticas, lavas basálticas y algunos niveles de dacitas. Presenta color gris verdoso, verde, gris azulado y morado, y escasas intercalaciones de areniscas rojas (Makshev et al., 1984). Martin et al. (1997a) describieron además brechas de colapso volcánico, brechas autoclásticas, depósitos de surge y rocas volcanoclásticas. La porción basal contiene escasas intercalaciones de tobas riódacíticas a dacíticas. Debido a que no pudo accederse a los afloramientos del Grupo Doña Ana, ya que aflora por encima de los 4800 msnm, en este trabajo ha sido identificada como Grupo, sin distinguir entre ambas formaciones.

### **3.2.7 GRUPO OLIVARES (Neógeno), (Compañía Minera TEA, 1968; Aparicio, 1975; Bastías, 1991)**

El Grupo Olivares constituye una potente secuencia de rocas volcánicas, piroclásticas y cuerpos subvolcánicos que afloran en la cordillera del Olivares.

Bastías (1991) diferenció tres formaciones basándose en las características petrográficas que muestran estas rocas. La Formación Poposa es la unidad más antigua, que está compuesta por dos miembros. El miembro inferior es tobáceo-riolítico con algunos mantos basálticos, tobas soldadas y brechas piroclásticas. Se encuentra muy alterado, principalmente en la zona de la caldera que se desarrolla la cordillera de Olivares, donde muestra alteración argílica avanzada, intensa silicificación y mineralización de sulfuros diseminados. El miembro

superior está compuesto por mantos de andesitas de color gris claro o verdoso, con abundante pasta y fenocristales de anfíbol y plagioclasa, en la quebrada de Chita (Charchaflí, 1994). Vitallier (1994) describió brechas extremadamente caóticas originadas por flujos piroclásticos o laháricos en la quebrada de Poposa. La Formación Barrancas del Olivares suprayace a la Formación Poposa, y está compuesta principalmente por coladas andesíticas de color gris violáceo y mantos tobáceos bien estratificados de color gris verdoso. Contiene abundantes brechas volcánicas con grandes bloques de composición andesítico-dacítico y matriz tobácea (Bastías, 1991). La unidad más joven, denominada Formación Volcancitos, está constituida por un conjunto de emisiones lávicas e intrusiones vetiformes puntuales, que se localizan en el borde oriental del Complejo Volcánico Olivares (Bastías, 1991; Charchaflí, 1994). Está compuesta por andesitas de textura porfírica y color verdoso que presentan alteración propilítica, argílica y silícea.

### **3.2.8 DEPÓSITOS GLACIARIOS Y GLACIFLUVIALES (Cuaternario), (Malizia et al, 1997)**

Los depósitos glaciarios están constituidos por till, se trata de conglomerados levemente consolidados, compuestos por clastos angulosos, mal seleccionados, con abundante matriz limo-arcillosa que corresponden a la categoría de paraconglomerados o diamictos. La composición de los clastos incluye todas las litologías aflorantes en los laterales de la quebrada. La matriz presenta coloración castaño clara y no presentan estratificación. En muchos casos se conserva la morfología original del depósito, pudiendo reconocerse morenas laterales, frontales y de fondo. Es difícil acceder a cortes donde se exponga un perfil de los depósitos, ya que se encuentran cubiertos por depósitos fluviales, glacifluviales o de remoción en masa.

Los depósitos glacifluviales estrechamente vinculados al till, se trata de niveles estratificados de arenas, gravas y bloques correspondientes a terrazas glaciofluviales, de origen proglaciar encauzado, y, en ocasiones, abanicos glacifluviales relacionados con la aluviación producida durante la última glaciación. Estos depósitos se diferencian de los tills por la existencia de una estratificación mejor definida, la existencia de matriz más arenosa y la presencia de estructuras de corriente, talos como estratificación entrecruzada e imbricación de clastos.



### **3.2.9 DEPÓSITOS FANGLOMERÁDICOS (Cuaternario), (bajadas de la Cordillera de Agua Negra), (Malizia et. al, 1997)**

A lo largo de todo el frente de la Cordillera de Agua Negra, se han producido durante el Pleistoceno la formación de un sistema de abanicos aluviales coalescente, actualmente disectados por sistemas fluviales.

Cuando es posible observar cortes de estos abanicos, los depósitos resultan estar formados en la mayor parte de los casos por capas de psefitas, algunas gravas brechosas y bancos de arenas gravilosas. Las psefitas son las más abundantes, presentan clastos de gran tamaño, sobre todo de granitoides. Se estratifican en bancos muy gruesos, por lo general macizos y de aspecto caótico; la matriz es en su mayoría de naturaleza arenosa gruesa. El material se presenta, en la mayoría de los casos, inconsolidado.

Las brechas muestra características similares a las psefitas, casi invariablemente resultan macizas, presentan menor tamaño de grano y es más importante la participación de clastos de metamorfitas y sedimentitas oscuras. Por último, las arenas gravilosas conforman capas intercaladas dentro de los bancos de psefitas, pueden mostrar en algunos casos estratificación entrecruzada y capas planas, aunque la mayor parte de ellos no exhiben estructuras sedimentarias.

### **3.2.10 DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA (Cuaternario), (Malizia et. al, 1997)**

En general están compuestos por brechas y gravas levemente consolidadas, con mala selección y disposición caótica de los clastos, que incluye desde bloques de hasta varios metros cúbicos hasta clastos de arena fina e incluso limo. La composición monomítica refleja la litología del área de aporte, exceptuando los flujos de detritos que movilizan depósitos glaciares y glacifluviales previos.

### **3.2.11 DEPÓSITOS CRIOGÉNICOS (Cuaternario), (Corte, 1983; Elisondo, 2007)**

Esta unidad incluye los depósitos de glaciares de escombros, los cuales están compuestos por clastos angulosos y mal seleccionados, cuyo tamaño y composición varía dependiendo del área de aporte. El frente de los glaciares de escombros activos es muy abrupto, adquiriendo el ángulo de reposo de las partículas. La superficie de los glaciares de escombros activos, está cubierta por una capa de granulometría más gruesa, que corresponde a la capa activa que se congela y descongela estacionalmente.

Según Corte (1983) presentan selección granulométrica, característica de los ambientes geocriogénicos. Este autor, postula que en la base de la capa activa, se reconoce gradación inversa de los clastos

### **3.2.12 DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS (Cuaternario), (Malizia et. al, 1997)**

Se incluyen los depósitos correspondientes a canales fluviales, planicies de inundación, abanicos aluviales y taludes.

Los depósitos de planicies aluviales están compuestos por conglomerados inconsolidados, con porcentaje variable de matriz. Los clastos varían desde tamaño bloque a gravilla. Litológicamente varían dependiendo de la litología aflorante en los laterales de las quebradas.

Los depósitos de abanicos aluviales están compuestos por espesas acumulaciones levemente consolidadas, de conglomerados mal seleccionados, con grosera estratificación, marcada por la superposición de niveles conglomerádicos de 30 a 40 cm de espesor. Al igual que en el caso anterior, la composición litológica de los clastos depende del área de aporte. Los clastos varían de angulosos a redondeados y un gran porcentaje son prolados u oblados. Presenta abundante matriz limo-arenosa de color castaño claro.

Los depósitos de conos de talud están compuestos por paraconglomerados, integrados por clastos angulosos mal seleccionados, cuya composición depende del aporte. En los grandes conos de talud se reconoce de manera similar que en los abanicos aluviales, una grosera estratificación generada por superposición de flujos de detritos. La diferencia entre ambos consiste en que el material en los conos es muy anguloso y monomítico.

## **3.3 MARCO TECTÓNICO**

El área estudiada se ubica en el Segmento de Subducción Subhorizontal de Los Andes Centrales (Jordan et al., 1983) o Segmento Subhorizontal Pampeano (Gansser, 1973), que se extiende entre los 27° y 33°30' de latitud sur. Este segmento de la Cordillera de los Andes constituye un orógeno de tipo andino, vinculado a subducción de corteza oceánica por debajo de corteza continental (Ramos, 1999). Posee características particulares dentro de los Andes Centrales, condicionadas por el bajo ángulo de inclinación de la zona de Wadati-Benioff (Cahill e Isacks, 1992). Uno de los rasgos más importantes es la ausencia de volcanismo

activo a lo largo del arco magmático, debido a que la deshidratación de la losa oceánica no ocurre en contacto con la cuña astenosférica. Otros rasgos que lo caracterizan son la fragmentación del antepaís debido al levantamiento de las Sierras Pampeanas y una intensa actividad sísmica (Jordan y Allmendinger, 1986). Esto último se evidencia por la presencia de fallas activas y de un frente neotectónico que deforma los sedimentos cuaternarios pedemontanos, que en muchos casos se encuentran cabalgados por rocas más antiguas (Ramos, 1999). La gran elevación de la cordillera a lo largo de este segmento, es también una consecuencia de la geometría de la zona de subducción, que genera un gran acortamiento tectónico (Allmendinger y Jude, 2014).

El área estudiada en este trabajo se encuentra ubicada dentro de la provincia geológica de Cordillera Frontal (Caminos, 1979). Según Rodríguez Fernández et al. (1999), la Cordillera Frontal a estas latitudes muestra una estructura policíclica con vergencia oriental donde se reconocen evidencias de dos ciclos orogénicos, el Ciclo Orogénico Gondwánico y el Andino.

# CAPÍTULO 3

## 1. CONSIDERACIONES TEÓRICAS

Los métodos eléctricos estudian, por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética. Existen tres magnitudes electromagnéticas principales o constantes materiales que en principio podrían utilizarse para identificar los cuerpos situados en el subsuelo. Estas magnitudes son la permeabilidad magnética, la constante dieléctrica o permitividad y la resistividad. Entre ellas, la resistividad es la magnitud cuya distribución en el subsuelo estudia la tomografía eléctrica (Orellana, 1982).

Estos métodos de prospección se pueden dividir según el origen de su fuente, pudiendo ser de fuente artificial o natural. A su vez, según el tipo de corriente que circule por el suelo los métodos se subdividen en los de corriente continua y los de corriente alterna (Tabla 1).

METODOS GEOELECTRICOS		
CORRIENTES	NATURALES	ARTIFICIALES
CONTINUA	Potencial Espontáneo	Equipotenciales Resistividades (SEV-Calicatas) Polarización Inducida Temporal
ALTERNA	Corrientes Telúricas Corrientes Telúricas Magnetotelúrica AFMAG	Inclinación de Campo - VLF GPR (Geo-Radar) - Turam Del Compensador - Slingram Polarización Inducida

Tabla 1. Esquema de la clasificación de los métodos de Prospección Eléctrica según el tipo de corriente y origen. Extraído de Estrada (2012).

### 1.1 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

La resistividad eléctrica  $\rho$  es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado. De igual manera se puede definir la conductividad  $\sigma$  como la facilidad que encuentra la corriente eléctrica al atravesar el material. La resistencia eléctrica que presenta un conductor homogéneo viene determinada por la resistividad del material que lo constituye y la geometría del conductor. Para un conductor rectilíneo y homogéneo de sección  $s$  y longitud  $l$ , la resistencia eléctrica dada por la ley de Ohm (ecuación 1.1) es:

$$R = \rho \frac{l}{s} \quad (1.1)$$

A partir de esta ecuación podemos despejar la resistividad (ecuación 1.2):

$$\rho = \frac{Rs}{l} \quad (1.2)$$

La unidad de resistividad en el sistema internacional SI es el ohmio por metro ( $\Omega m$ ). La conductividad se define numéricamente como el inverso de la resistividad, de modo que:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (1.3)$$

La resistividad es una de las magnitudes físicas con mayor amplitud de variación para diversos materiales. Además, su valor depende de diversos factores como la temperatura, humedad o presión (Orellana, 1982).

La corriente eléctrica fluye en los distintos materiales del subsuelo a poca profundidad a través de dos métodos principales, conducción electrónica y conducción electrolítica. En la conducción electrónica, el flujo de corriente es a través de electrones libres, como en los metales. En cambio en la conducción electrolítica, el flujo de corriente se realiza a través del movimiento de iones en el agua subterránea.

La Figura 5 muestra el rango de valores de resistividad esperado para algunos de los materiales más comunes presentes en el subsuelo. Las rocas ígneas y metamórficas suelen tener altos valores de resistividad. La resistividad de estas rocas depende en gran medida del grado de fracturación y del porcentaje de fracturas rellenas. Así, un tipo de roca determinado puede tener un amplio rango de resistividad, desde alrededor de 1000 a 10 millones de  $\Omega m$ .

Las rocas sedimentarias, que suelen ser más porosas y tienen un mayor contenido de agua, normalmente tienen valores de resistividad más bajos en comparación con las rocas ígneas y metamórficas. Los valores de resistividad oscilan entre 10 y aproximadamente 10000  $\Omega m$ , con la mayoría de los valores por debajo de 1000  $\Omega m$ .

Los sedimentos no consolidados generalmente tienen valores de resistividad aún más bajos que las rocas sedimentarias, con valores que van desde alrededor de 10 a menos de 1000

$\Omega\text{m}$ . El valor de la resistividad depende de la porosidad (suponiendo que todos los poros estén saturados), así como del contenido de arcilla. El suelo arcilloso normalmente tiene un valor de resistividad más bajo que el suelo arenoso.

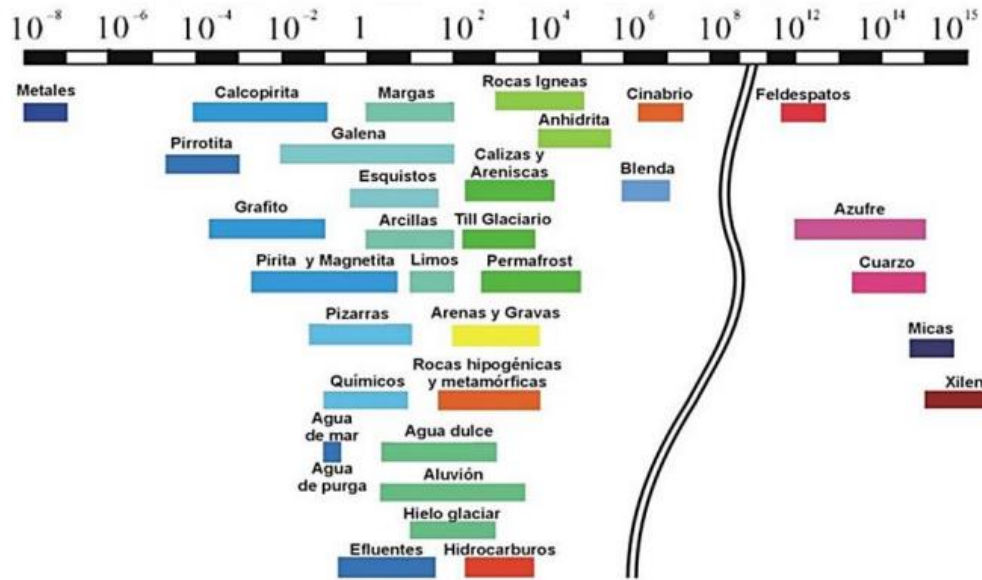


Figura 5. Resistividades de diferentes rocas y minerales en  $\Omega\text{m}$ . Extraído de Orellana (1982).

La superposición de los valores de resistividad de las diferentes clases de rocas y suelos se debe a que la resistividad de una muestra particular de roca o suelo depende de varios factores, como la porosidad, el grado de saturación del agua y la concentración de sales disueltas.

La resistividad del agua subterránea varía de 10 a 100  $\Omega\text{m}$ , dependiendo de la concentración de sales disueltas. Tenga en cuenta la baja resistividad (alrededor de 0,2  $\Omega\text{m}$ ) del agua de mar debido al contenido de sal relativamente alto (Loke, 2016).

## 1.2 PRINCIPIO DE MEDICIÓN

La ley física fundamental utilizada en los estudios de resistividad es la Ley de Ohm que gobierna el flujo de corriente en el suelo. La ecuación de la Ley de Ohm (ecuación 1.4) en forma vectorial para el flujo de corriente en un medio continuo viene dada por:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (1.4)$$

Donde  $\sigma$  es la conductividad del medio,  $\vec{J}$  es la densidad de corriente y  $\vec{E}$  es la intensidad del campo eléctrico. En la práctica, lo que se mide es el potencial de campo eléctrico  $\Phi$ . La relación entre el potencial eléctrico y la intensidad de campo está dada por la ecuación 1.5:

$$\vec{E} = -\nabla\Phi \quad (1.5)$$

Combinando ambas ecuaciones se obtiene la ecuación 1.6:

$$\vec{J} = -\sigma\nabla\Phi \quad (1.6)$$

En el caso de un subsuelo homogéneo e isotrópico y una fuente de corriente puntual en la superficie del suelo (Figura 6), la corriente fluye radialmente alejándose de la fuente y el potencial varía inversamente con la distancia desde la fuente. Las superficies equipotenciales tienen forma de semiesfera y el flujo de corriente es perpendicular a la superficie equipotencial. El potencial situado a una distancia  $r$  con respecto a un electrodo puntual en este caso está dado por la ecuación 1.7:

$$\Phi = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (1.7)$$

La diferencia de potencial entre los puntos, ubicados a distancias  $r_1$  y  $r_2$  respecto a la fuente puntual está dada por la ecuación 1.8 (Loke, 2016):

$$\Delta\Phi = -\frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (1.8)$$



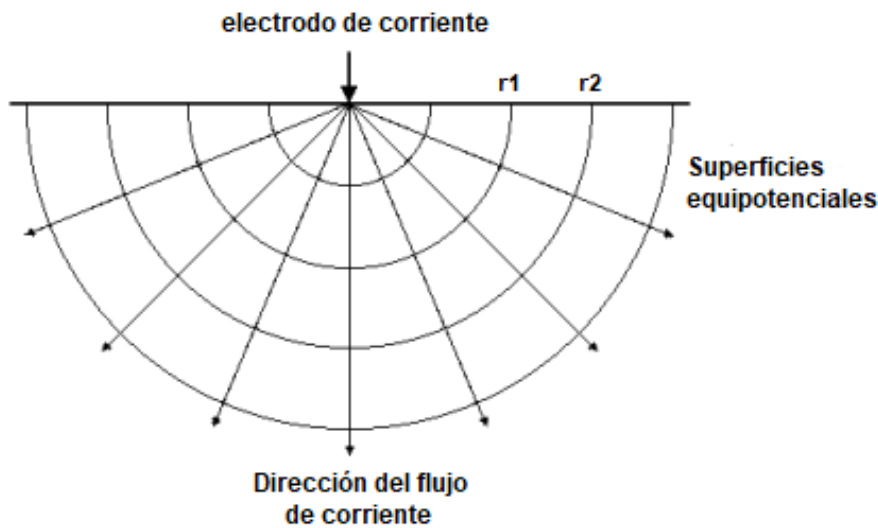


Figura 6. Flujo de corriente desde una fuente de corriente puntual y la distribución potencial resultante, modificado de Loke (2016).

En la práctica, la medición de la resistividad eléctrica se lleva a cabo introduciendo en el terreno una corriente continua mediante dos electrodos de corriente (A, B) conectados a la fuente de emisión y a un miliamperímetro (Figura 7). Por otra parte, con los otros dos electrodos (M, N) conectados a un milivoltímetro, se registra la diferencia de potencial eléctrica  $\Delta V$  entre esos dos puntos, parámetro a partir del cual, en conjunto con el valor de la corriente de emisión, permite calcular el valor de la resistividad (Cantos, 1987).

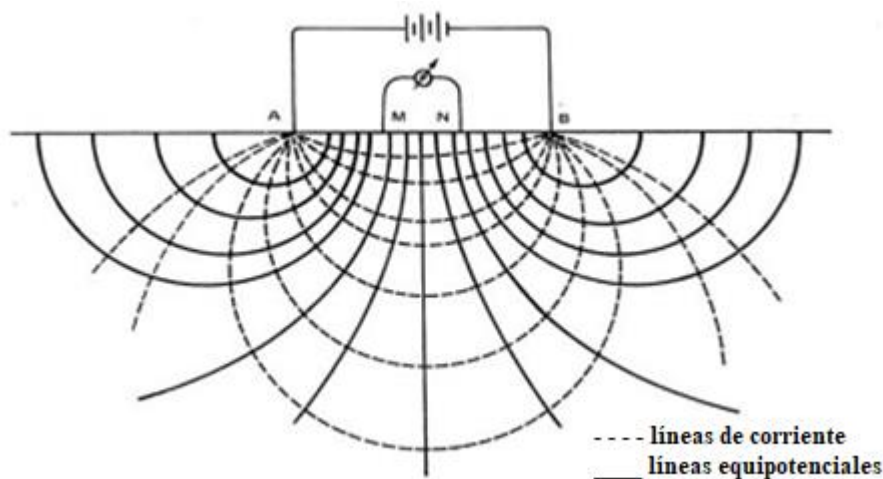


Figura 7. Esquema básico de los métodos de resistividad. Las líneas de corrientes nacen en A y llegan a B. Las líneas equipotenciales siempre son perpendiculares a las líneas de corriente  
Extraído de Molina Calvo (2018).

Teniendo en cuenta la ecuación (1.8) se obtiene la ecuación 1.9:

$$\phi_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right]; \phi_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right] \quad (1.9)$$

Por lo que la diferencia de potencial MN,  $\Delta\phi$  entre ambos puntos estará dada por la ecuación 1.10:

$$\Delta\phi_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (1.10)$$

Despejando  $\rho$  se obtendrá el valor de la resistividad para el punto medio del dispositivo (ecuación 1.11). La resistividad no es más que una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra en su paso por un material determinado.

$$\rho_a = \frac{\Delta\phi}{I} K \quad (1.11)$$

Donde  $\rho$  se mide en  $\Omega\text{m}$ ,  $I$  en Amperios, y  $\phi$  en Voltios. El termino  $K$  es el factor geométrico y dependerá de las distancias entre los electrodos y del dispositivo que se utilice.

Sin embargo, la resistividad calculada a través de la expresión anterior, en general corresponderá a la resistividad aparente del terreno y no a la resistividad real. Ello se debe a que el suelo está compuesto generalmente por distintos materiales, por lo que el campo eléctrico introducido en el terreno afectará simultáneamente a diversas capas, de forma que la resistividad medida corresponderá a un valor intermedio de todas ellas. Solo para suelos homogéneos o para profundidades de investigación muy superficiales, el valor de resistividad medida coincidirá con el de la resistividad real (Loke, 2016). Para distribuciones de resistividad heterogéneas en el suelo, la resistividad se puede derivar de los valores de resistividad aparente medidos usando métodos de inversión (Kneisel y Hauck, 2018).

## 2. MÉTODO TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA (TER)

La tomografía eléctrica consiste en medir la distribución de la resistividad aparente en el subsuelo con un dispositivo tetraelectródico desplazable lateralmente formando una combinación de Sondeo Eléctrico Vertical con Calicata (Aizebeokhai, 2010). Generalmente se emplea una separación constante entre electrodos. El aumento de profundidad de investigación se logra aumentando la distancia entre los pares de electrodos emisor-receptor,

de tal forma que el resultado final será una sección 2D de resistividad aparente a varios niveles de profundidad, denominado pseudosección (Figura 8) (González, 2011). La pseudosección da una imagen muy aproximada de la verdadera distribución de resistividad del subsuelo. Sin embargo, ofrece una imagen distorsionada del subsuelo porque las formas de los contornos dependen del tipo de configuración utilizada, así como de la resistividad real del subsuelo (Loke, 2016). Por lo que, los datos obtenidos deberán procesarse para obtener una verdadera imagen de resistividad. El procesamiento consiste en generar modelos sintéticos de resistividad aparente del subsuelo a partir de diferencias o elementos finitos (generando una grilla en el subsuelo) y comparar estos con los datos calculados de campo, hasta lograr un mínimo error de ajuste entre ambos conjuntos de datos (generalmente el umbral del 5%).

Conociendo las resistividades de diferentes tipos de materiales, es posible convertir la imagen de resistividad en una imagen de la composición y estructura del subsuelo. Sin embargo, debido a la superposición de valores de resistividad de diferentes materiales, esta conversión podría no ser única (Molina Calvo, 2018).

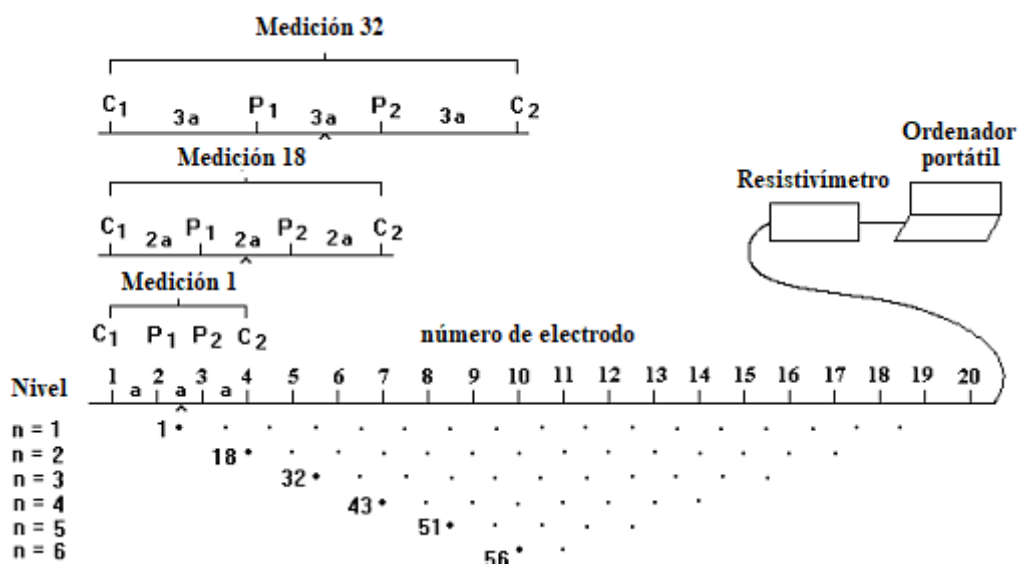


Figura 8. Disposición de los electrodos y secuencia de medición utilizada para construir una pseudosección de resistividad aparente, modificado de Loke (2002).

## 2.1 CONFIGURACIONES DE ARREGLOS ELECTRÓDICOS

Los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre la superficie del terreno para realizar las medidas de la resistividad aparente del terreno (Orellana, 1982). En la figura 9 se muestran diferentes configuraciones de arreglos electródicos. Dependiendo de los objetivos del estudio se seleccionará la configuración más apropiada.

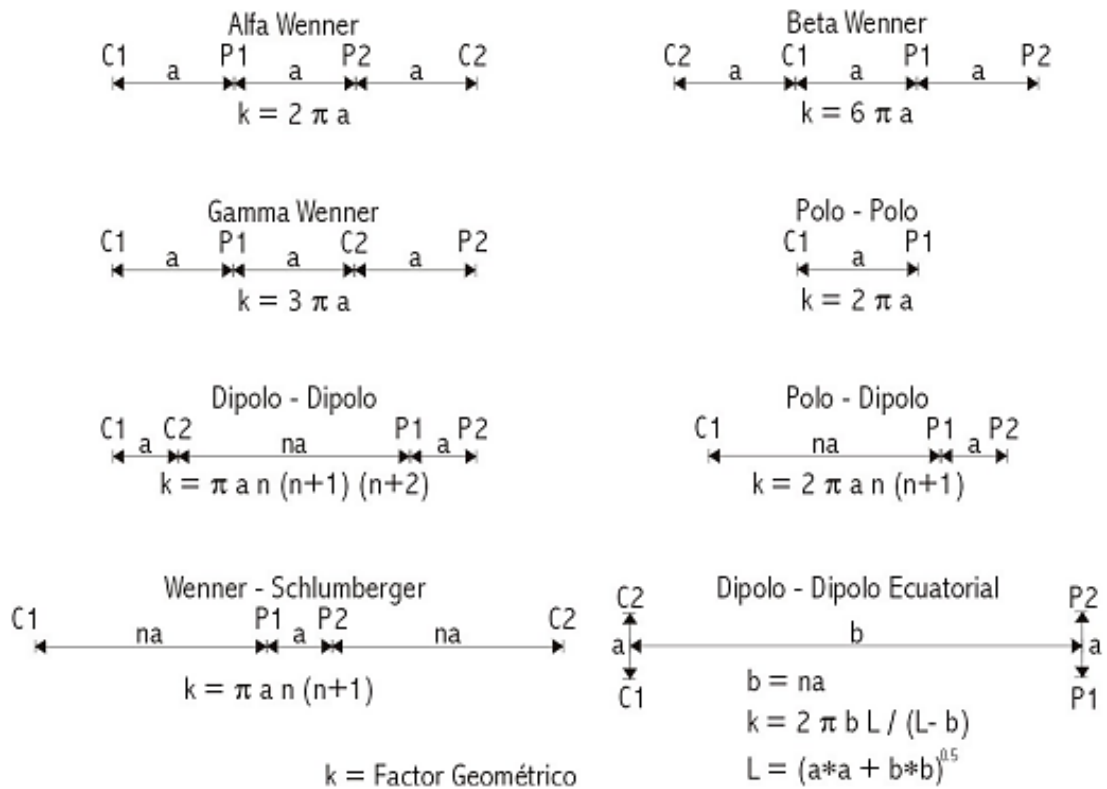


Figura 9. Configuraciones de arreglos electródicos con sus correspondientes factores geométricos. Con C1 y C2 como electrodos de emisión y P1 y P2 como electrodos de medición de potencial. Extraído de López et al. (2010).

Las geometrías de medición más utilizadas para la obtención de Imágenes de Resistividad Eléctrica en ambientes periglaciares son Wenner Alfa, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo. Las propiedades de un dispositivo dado pueden estudiarse analizando factores como por ejemplo, su función de sensibilidad en un punto dado en relación a una variación de las propiedades eléctricas del terreno (Barker, 1979).

Las Figuras 10, 11 y 12 muestran un ejemplo de los valores de la función de sensibilidad en un semi-espacio homogéneo para tres dispositivos diferentes. Esta función permite conocer

cómo influye en la medida de la diferencia de potencial las variaciones de la resistividad de una determinada región. Se observan dos aspectos importantes en la figura; por un lado se observa que cuanto mayor es el valor de esta función, como es el caso de la región próxima a los electrodos, mayor es su influencia sobre la medida del potencial; y por otro lado dado que la forma de la función de sensibilidad es diferente para cada uno de los dispositivos electródicos, lo que significa que cada uno de ellos tiene sus propias características (Martinez Pagan, 2006).

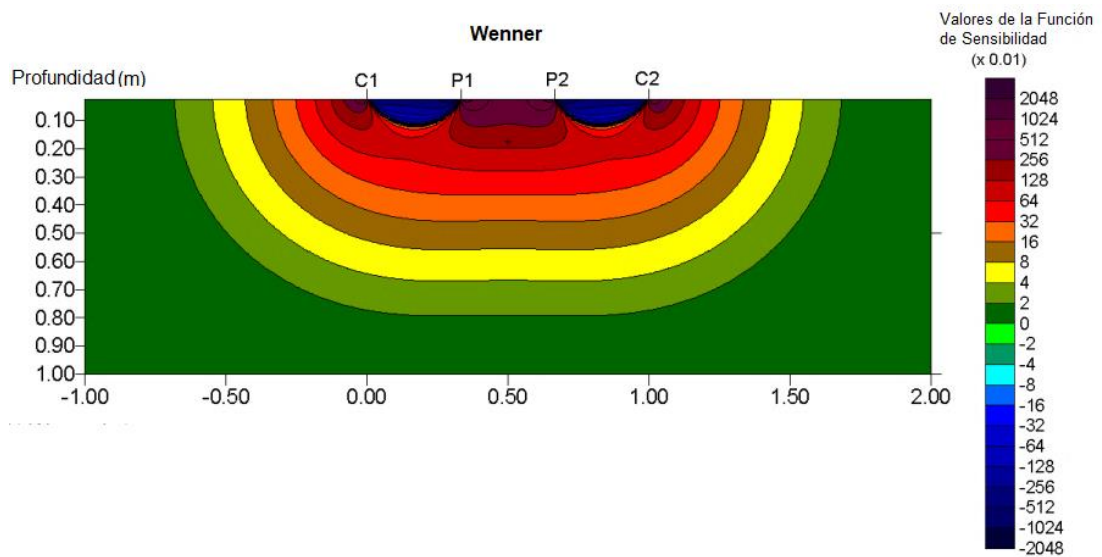


Figura 10. Sección 2-D de la función de sensibilidad para el dispositivo Wenner Alfa sobre un semi-espacio homogéneo. Modificado de Loke (2016).

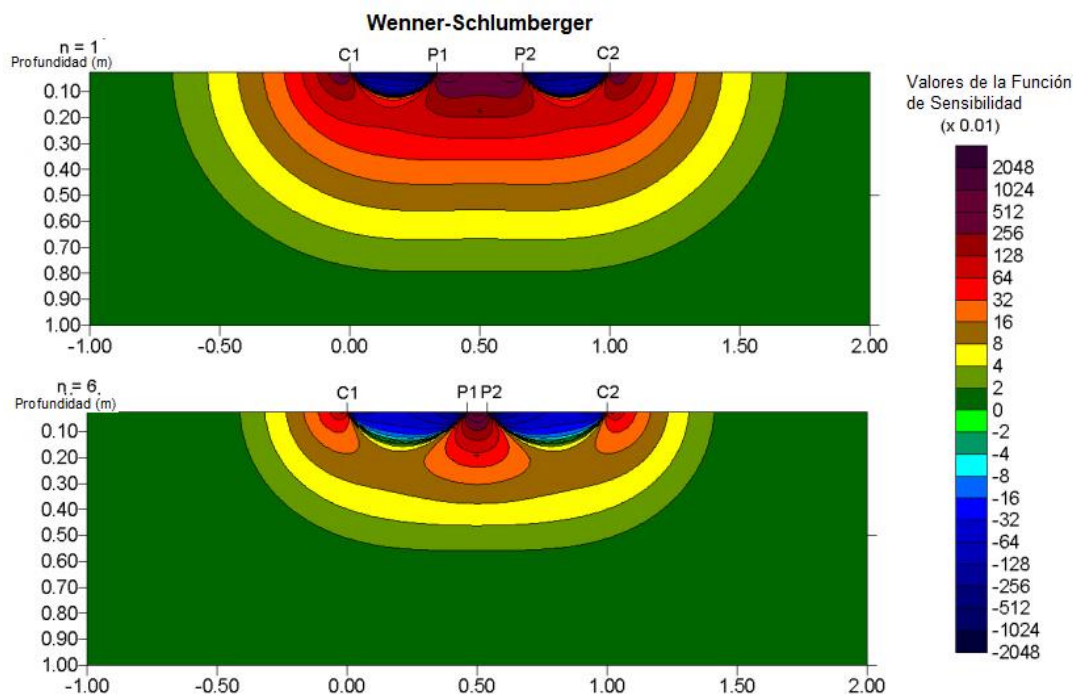


Figura 11. Sección 2-D de la función de sensibilidad para el dispositivo Wenner-Schlumberger sobre un semi-espacio homogéneo para  $n=1$  y  $n=6$ . Modificado de Loke (2016).

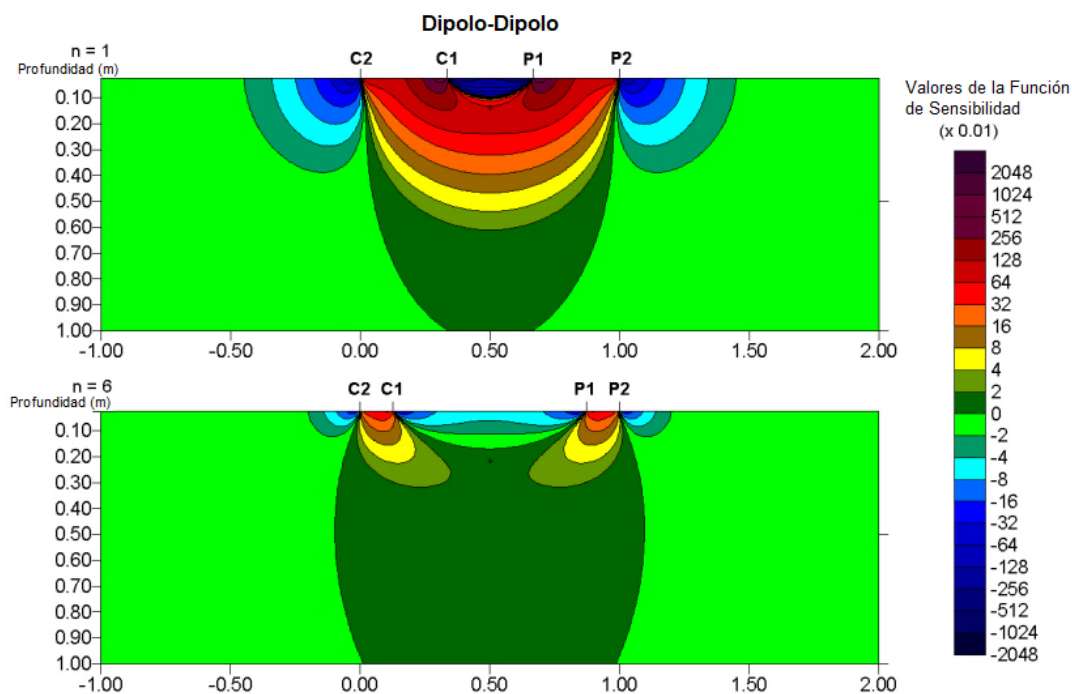


Figura 12. Sección 2-D de la función de sensibilidad para el dispositivo Dipolo-Dipolo sobre un semi-espacio homogéneo para  $n=1$  y  $n=6$ . Modificado de Loke (2016).

Otro factor importante de analizar es la profundidad de investigación de cada configuración. Edwards (1977) y Barker (1979) han demostrado que una buena estimación para la profundidad de investigación es la profundidad media de investigación, la cual se define como la profundidad por encima de la cual la sección superior de la tierra tiene la misma influencia en el potencial medido que la sección inferior. Esto nos dice aproximadamente qué tan profundo podemos ver con una determinada configuración. Esta profundidad no depende de la resistividad aparente medida o de la resistividad del modelo de tierra homogénea. Cabe señalar que las profundidades son estrictamente válidas solo para un modelo terrestre homogéneo, pero probablemente sean lo suficientemente buenas para planificar estudios de campo. Si hay grandes contrastes de resistividad cerca de la superficie, la profundidad real de investigación podría ser algo diferente. La Tabla 2 muestra los valores de la profundidad media de investigación para las tres diferentes configuraciones utilizadas. Para determinar la profundidad máxima mapeada por un levantamiento en particular, debe multiplicarse el espaciamiento máximo de electrodos “a”, o la longitud máxima del arreglo “L”, por el factor de profundidad apropiado dado en la Tabla 2 (Martinez Pagan, 2006).

<b>Tipo de dispositivo</b>	<b>N</b>	<b><math>Z_e/a</math></b>	<b><math>Z_e/L</math></b>	<b>Factor Geométrico</b>
<b>Wenner</b>	-	0.519	0.173	6.2832
<b>Dipolo-Dipolo</b>	1	0.416	0.139	18.850
	2	0.697	0.174	75.398
	3	0.962	0.192	188.5
	4	1.1220	0.203	379.99
	5	1.476	0.211	659.73
	6	1.730	0.216	1055.6
	7	1.983	0.220	1583.4
	8	2.236	0.224	2261.9
<b>Wenner-Schlumberger</b>	1	0.519	0.173	6.2832
	2	0.925	0.186	18.850
	3	1.318	0.189	37.699
	4	1.706	0.190	62.832
	5	2.093	0.190	94.248
	6	2.478	0.191	131.95
	7	2.863	0.191	175.93
	8	3.247	0.191	226.19
	9	3.632	0.191	282.74
	10	4.015	0.191	345.58

Tabla 2. Tabla de coeficientes para determinar la profundidad media de investigación ( $z_e$ ) para los principales dispositivos (Loke, 2016).



A continuación se describen las tres configuraciones geométricas utilizadas en este estudio:

### **2.1.1 WENNER ALFA**

En el tipo de arreglo Wenner (Figura 9), los dos electrodos más externos (C1, C2) se utilizan como electrodos de corriente, mientras que la diferencia de potencial se mide en dos electrodos intermedios (P1, P2). El espaciado entre electrodos de potencial aumenta a medida que aumenta el espaciado entre electrodos de corriente, con distancias iguales entre todos los electrodos para cada medición (Kneisel y Hauck, 2018).

En la figura 10 se puede observar que en la configuración Wenner Alfa los contornos de los valores de la sensibilidad son casi horizontales debajo del centro del dispositivo. Por lo tanto, este dispositivo tiene una buena resolución para detectar estructuras horizontales que cambian con la profundidad, pero relativamente pobre en detectar los cambios horizontales de resistividad (estructuras verticales estrechas). Asimismo, de acuerdo a la Tabla 2 la configuración Wenner Alfa tiene la profundidad media de investigación más baja (Martínez Pagán, 2006). Además, dado que el número total de mediciones requeridas es menor que para otras configuraciones, el tiempo requerido para realizar un perfil es comparativamente corto. (Kneisel y Hauck, 2018).

La intensidad de la señal es inversamente proporcional al factor geométrico utilizado para calcular el valor de resistividad aparente de la matriz (Tabla 2). El factor geométrico para el dispositivo Wenner es  $2\pi a$ , que es menor que el factor geométrico para otras configuraciones. Lo que se concluye que este dispositivo tiene una fortaleza significativa en la señal. Esta propiedad puede convertirse determinante en terrenos con fuerte ruido.

Una de las desventajas de este dispositivo para relevamientos 2D es que la cobertura horizontal es relativamente pobre cuando el espaciado entre electrodos se aumenta. Esto puede ser un problema cuando se usa un sistema con un número relativamente pequeño de electrodos. En la figura 10 se observa además, que la sección de sensibilidad muestra grandes valores negativos cerca de la superficie entre los electrodos C1 y P1, así como entre los electrodos C2 y P2. Esto significa que si se coloca un cuerpo pequeño con una resistividad más alta que el medio de fondo en estas zonas negativas, el valor de resistividad aparente medido disminuirá. Este fenómeno también se conoce como "inversión de anomalía". En comparación, si el cuerpo de alta resistividad se coloca entre los electrodos P1 y P2 donde hay

grandes valores de sensibilidad positivos, la resistividad aparente medida aumentará (Loke, 2016).

### **2.1.2 WENNER-SCHLUMBERGER**

El arreglo Wenner-Schlumberger es un híbrido de los arreglos Wenner y Schlumberger con un espaciado constante entre los electrodos de potencial pero aumentando el espaciado de los electrodos de corriente, esto lleva a que posea una mejor resolución en profundidad comparado con la configuración Wenner (Kneisel y Hauck, 2018). Observando la forma de los contornos de los valores de la función de sensibilidad bajo el centro del dispositivo para los valores de "n" 1 y 6 (Figura 11) se comprueba que el área de mayor sensibilidad positiva debajo del centro del dispositivo se vuelve más concentrada debajo de los electrodos centrales P1-P2 a medida que aumenta el factor "n". Cerca de la ubicación del punto de trazado en la profundidad de investigación mediana, los contornos de sensibilidad tienen una ligera curvatura vertical debajo del centro del dispositivo. En la parte inferior de la figura 11 cuando el valor de "n" es seis, el lóbulo de alta sensibilidad positiva debajo de los electrodos P1-P2 se separa más de los valores de alta sensibilidad positiva cerca de los electrodos C1 y C2. Esto significa que esta configuración de electrodos es moderadamente sensible tanto a estructuras horizontales (para valores bajos de "n") como verticales (para valores altos de "n"). La profundidad media de investigación para este dispositivo es 10% más grande que para el dispositivo Wenner para la misma distancia entre los electrodos de corriente para valores "n" mayores que tres. La señal para este conjunto es menor que para el dispositivo Wenner pero más alta que la del dispositivo Dipolo-Dipolo. La cobertura horizontal es superior a la proporcionada por el dispositivo Wenner y muy ligeramente inferior a la del dispositivo Dipolo-Dipolo (Loke, 2016).

### **2.1.3 DIPOLO-DIPOLO**

La configuración eléctrica Dipolo-Dipolo consta de dos dipolos formados por los electrodos de corriente en un lado y los electrodos de potencial en el otro (Figura 12). Los espacios entre los electrodos de corriente y potencial son los mismos y el espaciado entre ellos es un múltiplo entero (n) de la distancia (a) entre los electrodos de corriente y potencial (Kneisel y Hauck, 2018). La figura 12 muestra las secciones de sensibilidad para este dispositivo tomando valores de "n" de 1 y 6. Los valores de la función de sensibilidad más altos generalmente se ubican entre el par de dipolos C2-C1, así como entre el par P1-P2. Esto

implica que este dispositivo es más sensible a los cambios de resistividad debajo de los electrodos en cada par de dipolos. A medida que aumenta el factor "n", los valores de alta sensibilidad se vuelven cada vez más concentrados debajo de los dipolos C1-C2 y P1-P2, mientras que los valores de sensibilidad debajo del centro de la matriz entre los electrodos C1-P1 disminuyen. Para valores de "n" superiores a 2, los valores de sensibilidad en el punto de trazado de la pseudosección se vuelven insignificantes, el patrón de contorno de sensibilidad se vuelve casi vertical. Por lo tanto, el dispositivo Dipolo-Dipolo es muy sensible a los cambios horizontales en la resistividad, pero relativamente insensible a los cambios verticales. Por lo que lo hace ideal para detectar estructuras verticales pero relativamente deficiente para cartografiar estructuras horizontales como capas sedimentarias (Loke, 2016). La profundidad media de investigación de este conjunto depende del factor "n", así como también de "a" (Tabla 2). En general, debido al patrón casi vertical de los contornos de sensibilidad, la profundidad de investigación (que es un promedio horizontal 1-D de los valores de sensibilidad) no es particularmente significativa para la matriz Dipolo-Dipolo para valores "n" mayores que 2. A partir de la experiencia con modelos sintéticos y datos de campo, la profundidad mediana de la investigación podría subestimar la profundidad de las estructuras detectadas por esta matriz en aproximadamente un 20 % a un 30 % para los factores "n" grandes. Para sondeos 2D, este conjunto tiene una cobertura mejor de datos horizontales que el Wenner (Loke, 2016). Una posible desventaja de este conjunto es que la señal es muy pequeña para valores grandes del factor "n"; el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor "n", lo que significa que para la misma corriente, el voltaje medido por el resistivímetro disminuye más de 200 veces cuando "n" aumenta desde 1 a 6 (López, 2010). Es posible superar este problema si se aumenta la distancia "a" entre los dipolos cuando se desea aumentar la profundidad de investigación, de modo que aumentará la fuerza de la señal (Martínez Pagán, 2006).

Para usar este conjunto el resistivímetro debería tener comparativamente una alta sensibilidad y un muy buen rechazo de ruido en el circuito receptor además de asegurar un muy buen contacto entre electrodo y terreno (López, 2010). El número requerido de lecturas para completar un estudio es el más grande de las tres configuraciones presentadas.

En la figura 12 también se destaca que el punto donde se representa la medida (en el centro del dispositivo) no corresponde a una zona de fuerte sensibilidad (ésta se encuentra situada bajo los dipolos). En efecto, este dispositivo brinda información mínima sobre la

resistividad de la región que rodea el punto de trazado para los niveles superiores, y la distribución de los puntos de medida sobre la pseudosección no refleja por tanto la realidad representada por los valores de resistividad aparente. En algunos programas de inversión los bloques del modelo se construyen según la distribución obtenida a través del método de las profundidades medias de investigación. Si este método es válido para dispositivos tales como el Wenner o el Wenner-Schlumberger, no lo es tanto para el dispositivo Dipolo-Dipolo donde el punto de medida cae en una región de muy baja sensibilidad; por ello los programas de inversión deberán tener en cuenta este fenómeno y emplear un método más sofisticado de inversión (Loke, 2016).

## **2.2 TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN**

En la inversión geofísica, se pretende encontrar un modelo que dé una respuesta similar a los valores medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra. El mismo tiene un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se necesitan estimar a partir de los datos observados. Todos los métodos de inversión intentan esencialmente determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta concuerde con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones y dentro de límites aceptables. En el método basado en celdas utilizado por los programas RES2DINV y RES3DINV, los parámetros del modelo son los valores de resistividad de las celdas, mientras que los datos son los valores de resistividad aparente medidos. El vínculo matemático entre los parámetros y la respuesta del modelo para los modelos de resistividad 2D y 3D es proporcionada por los métodos de diferencias finitas (Dey y Morrison, 1979a, 1979b) o de elementos finitos (Silvester y Ferrari 1990). En todos los métodos de optimización, un modelo inicial se modifica de manera iterativa de tal manera que la diferencia entre la respuesta del modelo y los datos observados es reducida (Figura 13 y 14).

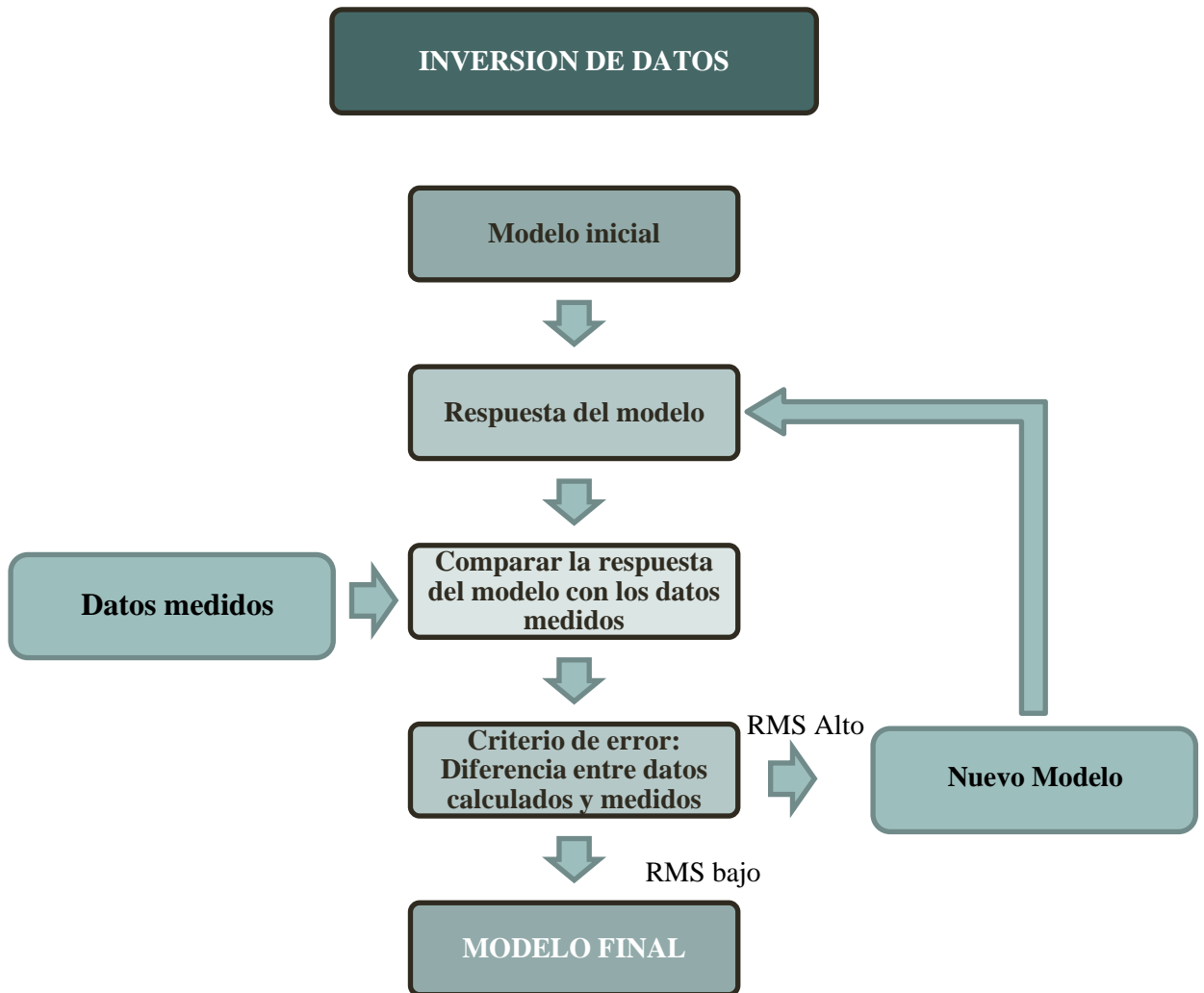


Figura 13. Esquema básico del método de inversión de datos.

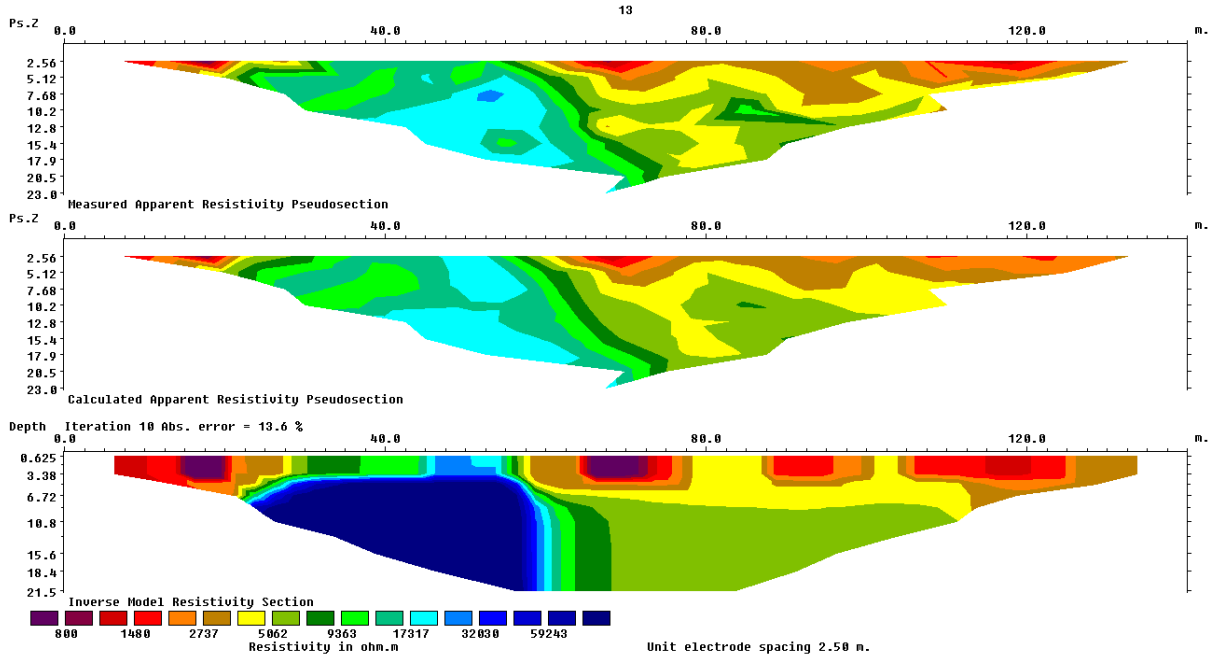


Figura 14. Resultados obtenidos del programa RES2DINV luego de realizar la inversión. (a) Pseudosección de datos de resistividad aparente medidos en el campo. (b) Pseudosección de datos de resistividad aparente calculados a partir de un modelo, (c) Modelo final obtenido luego de la décima iteración.

El conjunto de datos observados en el terreno se puede escribir como un vector columna, dado por la ecuación 2.1:

$$\mathbf{y} = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (2.1)$$

Donde  $m$  es el número de mediciones. La respuesta del modelo  $\mathbf{f}$  se puede escribir de forma similar (ecuación 2.2):

$$\mathbf{f} = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (2.2)$$

Para problemas de resistividad, es una práctica común usar el logaritmo de los valores de resistividad aparente de los datos observados, y el logaritmo de los valores de la respuesta del modelo así como para los parámetros del modelo. Los parámetros del modelo se pueden representar mediante la ecuación 2.3:

$$\mathbf{q} = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (2.3)$$

Donde  $n$  es el número de parámetros del modelo. La diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo viene dada por el vector de diferencia  $\mathbf{g}$  que está definido por la ecuación 2.4:

$$\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f} \quad (2.4)$$

En el método de optimización de mínimos cuadrados (ecuación 2.5), el modelo inicial se modifica de modo que se minimice la sumatoria de los cuadrados de los errores de la diferencia entre la respuesta del modelo y los valores de los datos observados:

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (2.5)$$

Para reducir el valor del error anterior, se utiliza la siguiente ecuación de Gauss-Newton (ecuación 2.6) para determinar el cambio en los parámetros del modelo que debería reducir el error de la suma de los cuadrados (Línes y Treitel 1984):

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta \mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.6)$$

Donde  $\Delta \mathbf{q}$  es el vector de cambio del parámetro del modelo y  $\mathbf{J}$  es la matriz jacobiana (de tamaño  $m$  por  $n$ ) de derivadas parciales. Los elementos de la matriz jacobiana están dados por la ecuación 2.7:

$$J_{ij} = \partial f \frac{\partial f_i}{\partial g_j} \quad (2.7)$$

que es el cambio en la  $i$ -ésima respuesta del modelo debido al cambio en el  $j$ -ésimo parámetro del modelo. Después de calcular el vector de cambio de parámetros, se obtiene un nuevo modelo mediante la ecuación 2.8:

$$\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta \mathbf{q}_k \quad (2.8)$$

En la práctica, la ecuación simple de mínimos cuadrados (2.6) raramente es usada sola en inversión geofísica. En algunas situaciones, el producto matricial  $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$  puede ser singular y, por lo tanto, la ecuación de mínimos cuadrados no tiene una solución para  $\Delta \mathbf{q}$ . Otro problema común es que el producto matricial  $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$  sea aproximadamente singular. Esto puede ocurrir cuando se usa un modelo inicial pobre, que es muy diferente del modelo óptimo. El vector de

cambio de parámetros calculado utilizando la ecuación (2.6) puede tener componentes que son demasiado grandes, de modo que el nuevo modelo calculado con (2.8) podría tener valores que no son realistas.

Un método común para evitar este problema es la modificación de Marquardt-Levenberg (Lines y Treitel, 1984) a la ecuación de Gauss-Newton, ecuación 2.9:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta \mathbf{q}_k = J^T \mathbf{g} \quad (2.9)$$

Donde  $I$  es la matriz identidad. El factor  $\lambda$  se conoce como el factor de Marquardt o factor de amortiguamiento, y este método también se conoce como *ridge regression method* (Inman 1975) o método de mínimos cuadrados amortiguados. El factor de amortiguamiento restringe efectivamente el rango de valores que pueden tomar los componentes del vector de cambio de parámetro  $\Delta \mathbf{q}$ . Mientras que el método de Gauss-Newton en la ecuación 2.6 intenta minimizar la suma de los cuadrados del vector de discrepancia solamente, el método de Marquardt-Levenberg también minimiza una combinación de la magnitud del vector diferencia  $\mathbf{g}$  y el vector de cambio del parámetro  $\mathbf{q}$ . Este método se ha utilizado con éxito en la inversión de datos de sondeo de resistividad donde el modelo consta de un pequeño número de capas. Sin embargo, cuando la cantidad de parámetros del modelo es grande, como en los modelos de inversión 2D y 3D que consisten en una gran cantidad de celdas pequeñas, el modelo producido por este método puede tener una distribución de resistividad errática con zonas ficticias de alta o baja resistividad (Constable et al., 1987). Para superar este problema, la ecuación de mínimos cuadrados de Gauss-Newton se modifica aún más para minimizar las variaciones espaciales en los parámetros  $\mathbf{q}$  del modelo (es decir, los valores de resistividad del modelo cambian de manera suave o gradual). Este método de mínimos cuadrados con restricciones de suavidad (Ellis y Oldenburg, 1994a; Loke, 2011) tiene la siguiente forma matemática dada por la ecuación 2.10:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta \mathbf{q}_k = J^T \mathbf{g} - \lambda F \mathbf{q}_k \quad (2.10)$$

Donde:

$$\mathbf{F} = \alpha_x \mathbf{C}_x^T \mathbf{C}_x + \alpha_y \mathbf{C}_y^T \mathbf{C}_y + \alpha_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{C}_z \quad (2.11)$$



Y  $C_x$ ,  $C_y$  y  $C_z$  son las matrices de filtro de suavidad en las direcciones x, y, z que acoplan los bloques del modelo en esas direcciones.  $\alpha_x, \alpha_y$  y  $\alpha_z$  son los pesos relativos dados a los filtros de suavidad en las direcciones x, y, z. Una forma común de matriz de filtro de rugosidad es la matriz de diferencia de primer orden (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990) que está dada por la matriz 2.12:

$$C = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & .. & .. & .. & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & .. & .. & .. & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & .. & .. & 0 \\ & & & .. & & & & \\ & & & & .. & & & \\ & & & & & .. & & \\ & & & & & & .. & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

La ecuación (2.10) también intenta minimizar el cuadrado de los cambios espaciales, o la rugosidad, de los valores de resistividad del modelo. De hecho, es un método de optimización con restricciones de suavidad de la norma  $l_2$ . Esto tiende a producir un modelo con una suave variación de los valores de resistividad. Esta aproximación es aceptable si la resistividad real del subsuelo varía en forma suave o gradual. En algunos casos, la geología del subsuelo consta de una serie de regiones internas aproximadamente homogéneas pero con límites definidos entre las diferentes regiones. Para tales casos, la formulación de inversión en la ecuación 2.10 se puede modificar para que minimice los cambios absolutos en los valores de resistividad del modelo (Claerbout y Muir, 1973). Esto a veces puede dar resultados significativamente mejores. Técnicamente, esto se conoce como un método de optimización con restricciones de suavidad de norma  $l_1$ , o más comúnmente conocido como el método de inversión de bloques. Se pueden utilizar varias técnicas para tal modificación. Un método simple para implementar un método de optimización basado en normas  $l_1$  utilizando la formulación estándar de mínimos cuadrados es el método de mínimos cuadrados ponderado iterativamente (Wolke y Schwetlick, 1988). La ecuación de optimización en (2.10) es modificada para obtener la ecuación 2.13:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T R_d g - \lambda F_d q_k \quad (2.13)$$

Con:

$$\mathbf{F} = \alpha_x \mathbf{C}_x^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_x + \alpha_y \mathbf{C}_y^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_y + \alpha_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_z \quad (2.14)$$

Donde  $\mathbf{R}_d$  y  $\mathbf{R}_m$  son matrices de ponderación introducidas para que los diferentes elementos de los vectores de desajuste de datos y rugosidad del modelo reciban pesos iguales en el proceso de inversión. La ecuación 2.13 proporciona un método general que puede modificarse aún más si se incluye información conocida sobre la geología del subsuelo. Por ejemplo, si se conoce que las variaciones en la resistividad del subsuelo están confinadas a una zona delimitada, los valores del factor de amortiguamiento pueden modificarse (Ellis y Oldenburg, 1994) de modo que se permitan cambios mayores en esa zona. Si se conocen los errores en los puntos de datos, se puede usar una matriz de ponderación diagonal para otorgar mayores pesos a los puntos de datos con errores más pequeños.

Una modificación importante al método de optimización de mínimos cuadrados es la inversión de lapso de tiempo usando la siguiente ecuación (Kim et al., 2009; Loke et al., 2014a) (ecuación 2.15):

$$[\mathbf{J}_i^T \mathbf{R}_d \mathbf{J}_i + (\lambda_i \mathbf{F}_R + \alpha \mathbf{M}^T \mathbf{R}_t \mathbf{M})] \Delta \mathbf{r}_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{R}_d \mathbf{g}_i - (\lambda_i \mathbf{F}_R + \alpha \mathbf{M}^T \mathbf{R}_t \mathbf{M}) \mathbf{r}_{i-1} \quad (2.15)$$

$\mathbf{M}$  es la matriz de diferencias aplicada a través de los modelos de tiempo con solo los elementos diagonales y uno subdiagonal que tienen valores de 1 y -1, respectivamente.  $\alpha$  es el factor de amortiguamiento temporal que otorga el peso para minimizar los cambios temporales en la resistividad en comparación con la rugosidad del modelo y el desajuste de los datos. Tenga en cuenta que la restricción de suavidad no solo se aplica en el espacio a través de la matriz  $\mathbf{F}$ , sino también a través de los diferentes modelos de tiempo a través de la matriz  $\mathbf{M}$ .

El método de optimización de mínimos cuadrados con restricciones de suavidad implica el término del factor de amortiguamiento  $\lambda$ . Este término equilibra la necesidad de reducir el desajuste de los datos (de modo que los valores de resistividad aparente calculados estén lo más cerca posible de los valores medidos) al tiempo que produce un modelo que es "razonablemente" suave y quizás geológicamente más realista. Un valor más pequeño del término  $\lambda$  generalmente producirá un modelo con un desajuste de datos más bajo, pero generalmente a expensas de variaciones más grandes en los valores de resistividad del

modelo. Si se conoce el error de los valores de resistividad aparente medidos, un enfoque prudente podría ser seleccionar un modelo donde el desajuste de los datos sea similar a los errores de medición conocidos. Sin embargo, para la mayoría de los conjuntos de datos de campo, se desconoce el error de medición. En general, existen dos métodos para seleccionar automáticamente el factor de amortiguamiento "óptimo" para tales casos, los métodos GCV y L-curve (Farquharson y Oldenburg, 2004). Para la inversión de un único conjunto de datos, se puede utilizar cualquier método. Sin embargo, para conjuntos de datos de lapso de tiempo (Loke et al., 2014), el método de la curva L tiene una clara ventaja debido a la estructura de bloques dispersos de la matriz jacobiana. El método GCV requiere una inversión de matriz. Sin embargo, la inversa de una matriz dispersa suele ser una matriz completa. Esto hace que no sea práctico usarlo para modelos de lapso de tiempo con muchas mediciones de series de tiempo, de modo que el modelo combinado podría tener cientos de miles de parámetros de modelo, es decir, la cantidad de parámetros de modelo para un solo conjunto de datos multiplicado por la cantidad de datos de series de tiempo conjuntos.

### **3. PARTICULARIDADES EN AMBIENTES PERIGLACIARES**

Los levantamientos de resistividad eléctrica en áreas montañosas a menudo se asocian con valores de resistividad extremadamente altos (entre 1 y 5 k $\Omega$ m hasta cientos de k $\Omega$ m) (Hoekstra y McNeill, 1973; Haeberli y Vonder Muhll, 1996; Ishikawa et al., 2001; Marescot et al., 2003). Estos altos valores de resistividad son causados por un contenido de hielo comparativamente alto o por un origen específico del hielo (glacial), pero pueden verse influenciados en gran medida por ciertos factores, como lo es el acoplamiento entre los electrodos y la superficie del suelo, pudiendo alcanzar varios cientos de k $\Omega$ m. Este problema a menudo se puede resolver agregando solución de agua con sal en las inmediaciones de los electrodos y/o instalando electrodos adicionales en paralelo a los electrodos (Hauck y Vonder Muhll, 2003).

Otro factor que afecta a las lecturas de resistividad en áreas montañosas es la topografía, por lo que las correcciones topográficas son especialmente importantes, ya que el cálculo de la distribución de densidad de corriente eléctrica del subsuelo depende de la topografía (Tong y Yang, 1990; Loke, 2000; Gunther et al., 2006).

Aunque la tomografía eléctrica es adecuada para detectar permafrost, debido a que la resistividad eléctrica depende en gran medida del contenido de agua/hielo, la interpretación

de los resultados puede ser difícil para ciertos entornos de permafrost, ya que los valores de resistividad medidos pueden ser causados por varios materiales. Mientras que el contraste de resistividad entre el hielo y el agua es enorme, puede ser pequeño entre el hielo, el aire y ciertos tipos de rocas, ya que los tres casi se comportan como un aislante eléctrico. A partir de esto, queda claro que para algunas situaciones se debe aplicar más de un método, a fin de obtener resultados inequívocos en términos de delimitación del permafrost. La mayoría de las veces, los estudios sísmicos de refracción se utilizan como método complementario, porque las velocidades de las ondas P sísmicas para el hielo y el aire son marcadamente diferentes (3500 m/s y 330 m/s respectivamente) (Hauck y Vonder Muhl, 2003).

# CAPÍTULO 4

## 1. ADQUISICIÓN DE DATOS

Las mediciones necesarias para el desarrollo de este estudio fueron llevadas a cabo del 2 al 7 de diciembre del año 2022. Se efectuaron un total de seis perfiles en la zona de estudio como se ilustra en la Figura 15. Con el fin de abarcar una representación adecuada de la estructura interna del glaciar de escombros El Paso, se realizaron dos perfiles en la parte frontal (P1 y P2) y cuatro perfiles en el sector central del mismo (P3-P6). En este trabajo no se pudieron realizar perfiles en la zona de raíz, que corresponde a la parte más elevada del glaciar de escombros. Además, los perfiles P1-P2 y P3-P4 se han dispuesto en forma perpendicular, con el propósito de validar los resultados entre sí. El perfil P1 fue dispuesto en dirección NE-SO y el perfil P2 con dirección NO-SE dispuesto en forma perpendicular al perfil P1 y cruzándose en la progresiva 50. Por otro lado, el perfil P3 tuvo una dirección NO-SE, mientras que el perfil P4 de dirección NE-SO, dispuesto en forma transversal al P3 en la progresiva 37 del P3. Además, el perfil P5 y P6 se establecieron con una dirección NO-SE y O-E respectivamente. Cada perfil tuvo una extensión máxima en superficie de 145 metros, colocando 30 electrodos con espaciamiento constante de 5 metros entre los mismos.

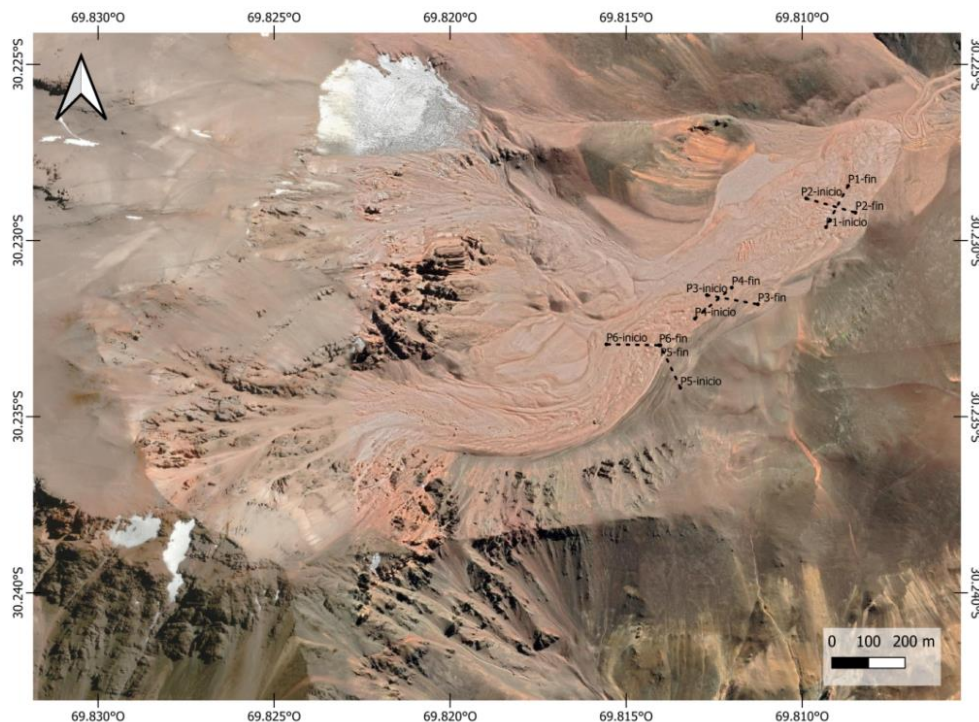


Figura 15. Esquema de la adquisición de Tomografía Eléctrica en el terreno. La línea discontinua negra representa los perfiles realizados, indicando con su nombre correspondiente el inicio y el final de cada uno.

Para la ubicación de los perfiles se consideró las variaciones morfológicas con el fin de determinar una posible vinculación entre la estructura interna y los rasgos morfológicos superficiales (surcos, crestas, lóbulos, entre otros). La figura 16 muestra en detalle los rasgos morfológicos superficiales que atraviesan los perfiles. El perfil 1 se midió a lo largo de una serie de surcos y crestas dispuestos de manera transversal, correspondientes al glaciar de escombros El Paso. El perfil 2, atravesó las mismas crestas y surcos, pero de manera longitudinal, además, este perfil se posiciona sobre tres lóbulos longitudinales. El perfil 3, por su parte, cruza un lóbulo longitudinal del glaciar de escombros El Paso, y unos surcos y crestas longitudinales pertenecientes a otro glaciar de escombros adosado a este glaciar de escombros. El perfil 4 fue medido sobre uno de los lóbulos longitudinales, cortando a su vez algunas estructuras de surcos y crestas de manera transversal. Asimismo, el perfil 5 corta de manera transversal un lóbulo y una cresta pertenecientes al glaciar de escombros El Paso, y varios surcos y crestas longitudinales del glaciar de escombros que se encuentra adosado al glaciar de escombros El Paso. Finalmente, el perfil 6, ubicado completamente dentro del glaciar de escombros El Paso, atraviesa tres lóbulos longitudinales.

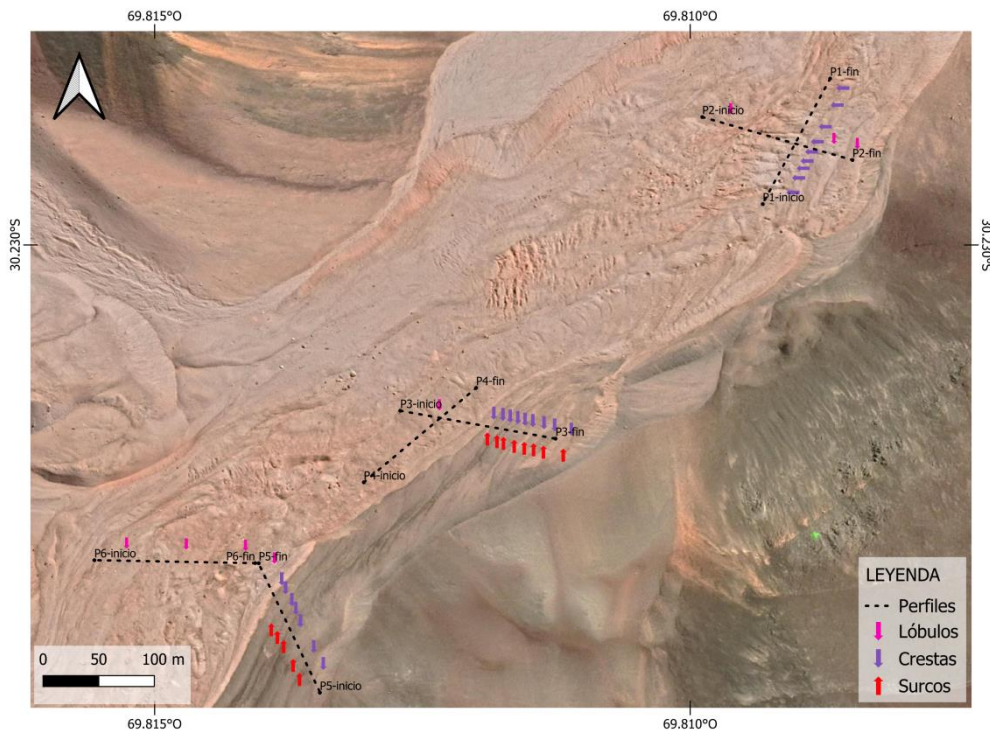


Figura 16. Identificación de las principales estructuras en los perfiles realizados en la zona de estudio.

Con el propósito de analizar la influencia de valores elevados de resistencia de contacto en la imagen del subsuelo obtenida en ambientes crióticos, se incluyen mediciones repetidas en donde se manipularon algunos de los 30 electrodos en los perfiles 3 y 4 con el objetivo de incrementar su resistencia de contacto. En primer lugar, sobre el perfil 3, se aumentó la resistencia de contacto del electrodo 7 y se procedió a realizar la medición correspondiente, lo que resultó en el perfil 3a. Posteriormente, se procedió a modificar de igual manera el electrodo 8, dando lugar al perfil 3b. Asimismo, se llevó a cabo una medición repetida del perfil 4, modificando la resistencia de contacto del electrodo 15, obteniendo así el perfil 4a. El análisis comparativo de las imágenes obtenidas en las distintas mediciones contribuirá a entender mejor la influencia de estos valores elevados. Este conocimiento es esencial para una interpretación precisa de los datos geofísicos y para una caracterización efectiva del subsuelo en dichas condiciones.

Para la adquisición de datos, se utilizó un equipo proporcionado por el Instituto Geofísico-Sismológico Volponi. Se trata de un equipo multifuncional WDJ-4 Digital DC Resistivity/IP Meter, de la marca Gold (Figura 16) de 120 canales con su respectivo cable multicanal y electrodos de acero inoxidable. Como fuente de alimentación se utilizaron 2 baterías de 12 V. El equipo se configuró para realizar mediciones utilizando tres configuraciones distintas: Wenner Alfa, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

Previamente a la medición de los valores de resistividad del terreno, se debe asegurar el acoplamiento entre los electrodos y la superficie del suelo. En estos ambientes crióticos, no siempre es factible esto, ya que la superficie consiste en material detrítico e intersticios rellenos de aire por lo que la resistividad de contacto toma valores elevados. Con el objetivo de minimizarla, se colocaron esponjas con una lámina de aluminio centrada en cada electrodo y agregando posteriormente, solución de agua con sal en la cercanía del mismo (Figura 17).

La localización de los perfiles se obtuvo con un navegador GPS portátil de marca Garmin. A través de este dispositivo, se obtuvieron las coordenadas de longitud, latitud y elevación correspondientes a los extremos de cada perfil. Para obtener información topográfica de la zona, se llevó a cabo un levantamiento topográfico utilizando el método de la poligonal abierta. En este proceso, se consideró tanto la elevación de los extremos de cada perfil, obtenida mediante el uso del GPS portátil, como el desnivel medido entre los electrodos consecutivos.





Figura 16. A la Izquierda: Adquisición del Perfil 4. A la derecha: Equipo multifuncional WJDJ-4 Digital DC Resistivity/IP Meter.



Figura 17. Colocación de esponjas, láminas de aluminio y solución de agua con sal para disminuir la resistencia de contacto.

## 2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Se realizó el mapa geomorfológico con la finalidad de describir las características geomorfológicas más relevantes de la zona de estudio. El software utilizado para este procedimiento fue QGis de acceso libre y gratuito, y como soporte complementario se utilizó la plataforma de Google Earth Pro. Mediante estos softwares se delimitó los depósitos del glaciar de escombros El Paso de los depósitos de dos pequeños glaciares de escombros, uno cuyo material fuente proviene de la ladera sur, adosado al glaciar de escombros El Paso y el otro cuyo material proviene del noroeste. Además, se identificaron las principales estructuras en el glaciar de escombros, tales como crestas, surcos y lóbulos.

El procesamiento de los datos obtenidos mediante el Método Tomografía Eléctrica Resistiva TER consistió primero en digitalizar las planillas de campo junto con la topografía del terreno y transformarlas al formato adecuado para ingresar estos valores al programa RES2DINV en su versión de 64 bit. Una vez transformados los datos, se procede a visualizarlos en el programa identificando y eliminando aquellos valores de lectura erróneos mediante la herramienta *Exterminate bad data points*. (Figura 18). Los puntos de datos incorrectos se pueden eliminar haciendo clic en ellos con el mouse, sin embargo, cuando el ruido es de naturaleza más aleatoria los puntos de datos ruidosos no son tan obvios. El programa tiene una técnica general para eliminar los puntos de datos incorrectos de manera más práctica, realizando primero una inversión preliminar del conjunto de datos y luego seleccionando la opción *RMS errores statistics* que muestra la distribución de la diferencia porcentual entre los logaritmos de los valores de resistividad aparente medidos y calculados. La distribución de errores se muestra a través de un histograma en el que se representan el número de mediciones de un perfil y el desajuste entre los datos observados y calculados, como se muestra en la Figura 19. La barra más alta es la que tiene los errores más pequeños, y las alturas de las barras deben disminuir gradualmente a medida que aumentan los valores de error. Los puntos de datos incorrectos se pueden eliminar fácilmente del conjunto de datos moviendo la línea de cursor verde a la izquierda de la barra de error.

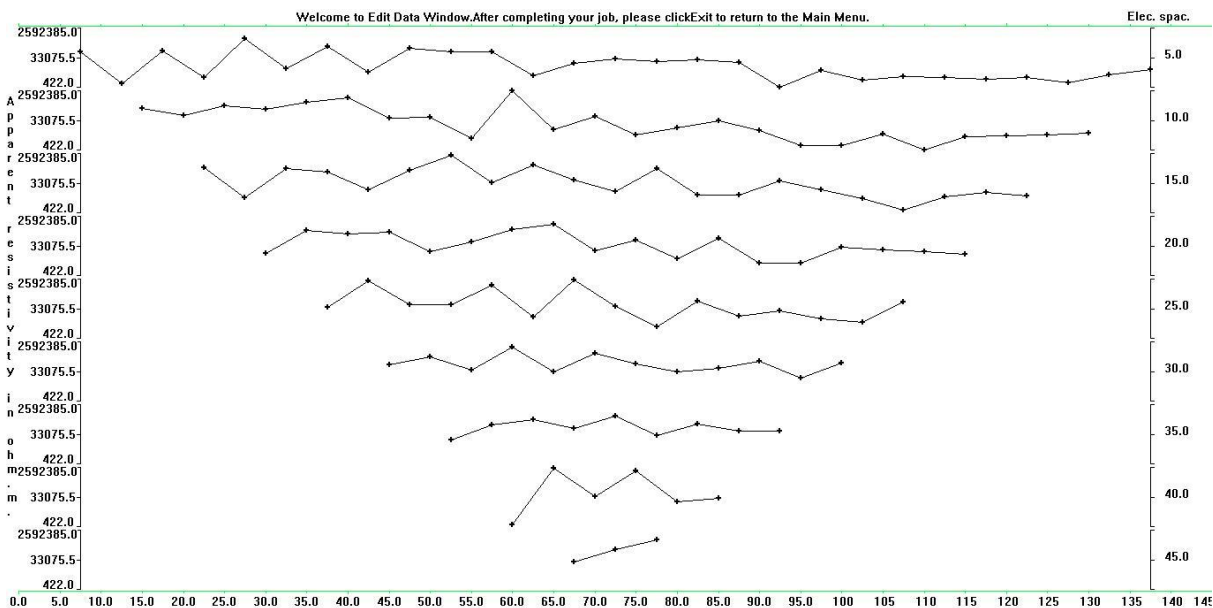


Figura 18. Visualizador de la herramienta *Exterminate bad data points*.

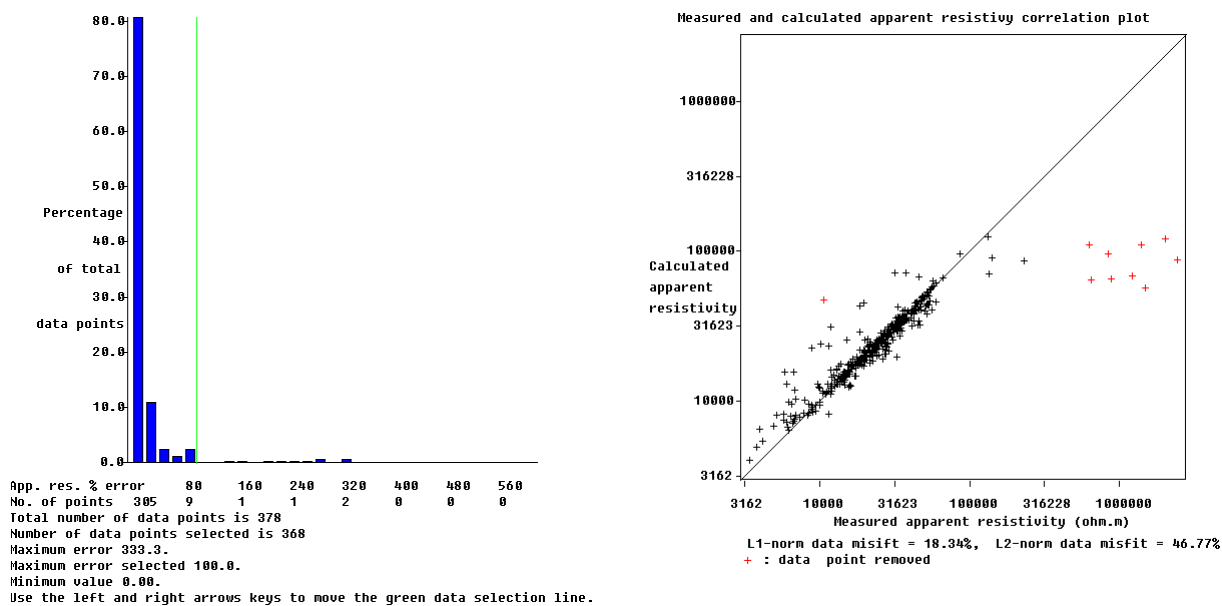


Figura 19. A la izquierda: Histograma, los datos situados a la derecha de la línea verde son los que contienen errores más elevados y serán eliminados. A la derecha: gráfico de correlación de resistividad aparente, los datos de color rojo en el gráfico son los seleccionados mediante el histograma para ser eliminados.

Con los datos corregidos se procede a la inversión de los mismos. El programa realiza la inversión de los datos generando un modelo en el cual la sección a invertir se discretiza en una serie de bloques distribuidos tanto en la dirección horizontal como en la vertical, luego se

le asigna a cada bloque un valor de resistividad y se calcula su respuesta, la cual es comparada con los datos de entrada y se obtiene un error medio cuadrático, utilizando el método de elementos finitos para el cálculo de resistividades aparente. De manera iterativa se van ajustando los valores de resistividad de cada bloque hasta conseguir un error mínimo o alcanzar un nivel máximo de iteraciones o lograr una pequeña diferencia entre errores para iteraciones sucesivas. Transformando de esta manera las pseudosecciones de resistividades aparentes 2D en secciones de resistividades y profundidades verdaderas 2D.

Con el objetivo de resaltar la estructura interna del glaciar de escombros, se modificaron algunos parámetros para la inversión:

- Método de inversión: La técnica de inversión utilizada fue *Robust Inversion* o método de optimización basado en normas  $L_1$  y sin límites para el rango de resistividad, ya que se esperaban límites definidos y resistividades altas para el permafrost de montaña. En el caso del tipo de método para resolver la ecuación de mínimos cuadrados se seleccionó el *método estándar (o completo) de Gauss-Newton*, este método es particularmente usado cuando el número de parámetros del modelo  $n$  es pequeño, ya que, utiliza un método directo para resolver la ecuación dando una solución exacta para la misma.
- Modelado directo: El modelado directo se obtuvo mediante elementos finitos (Trapezoidal elements). El conjunto de opciones que se detalla a continuación controla la malla de elementos finitos o de diferencias finitas utilizada por la subrutina de modelado directo. El tipo de malla seleccionado en este trabajo fue *Finest*. La opción *Finite mesh grid size* cambia el tamaño de malla en dirección horizontal, mientras que la opción *Mesh refinement* cambia la configuración de malla en dirección vertical. El uso de una malla más fina normalmente aumenta la precisión de la subrutina de modelado directo, particularmente si hay contrastes de resistividad muy grandes.
- Número de iteraciones: el número máximo de iteraciones utilizado para la inversión en este estudio fue 10.
- Discretización del modelo: Este conjunto de opciones controla la forma en que el programa subdivide el subsuelo en celdas rectangulares (Figura 20). La distribución de los puntos de datos en la pseudosección se utiliza como una guía aproximada para asignar las celdas del modelo, pero la sección del modelo no sigue rígidamente a la pseudosección, el usuario puede cambiar el ancho y el grosor de las celdas usando una

variedad de opciones. Primeramente, se seleccionó que el programa utilice un modelo en el que el número de celdas del modelo supere el número de puntos de datos mediante la opción *Allow number of model parameters to exceed data points*, esto es útil para evitar tener un modelo con celdas muy anchas cerca de la parte inferior para conjuntos de datos con conjuntos de datos muy disperso. Luego se modificó el *factor to increase thickness layer with depth* a un valor de 1.1. El grosor de cada capa más profunda se incrementa para reflejar la resolución decreciente del método de resistividad a medida que aumenta la profundidad. En el caso del ancho de las celdas, para evitar las celdas más gruesas a los lados, se seleccionó la opción *make sure blocks have the same width* y la opción *Reduce effect of side block/Severe*, la cual afecta el cálculo de los valores de la matriz jacobiana para las celdas del modelo ubicadas en los lados y en la parte inferior de la sección del modelo. Normalmente, para una celda ubicada en el lateral, las contribuciones de todos los elementos de malla asociados con la celda del modelo se suman hasta el borde de la malla. Esto le da un mayor peso a la celda lateral en comparación con las celdas interiores. En algunos casos, particularmente cuando se usa la opción de inversión robusta, esto puede resultar en un valor inusualmente alto o bajo de resistividad para la celda lateral. Esta opción omite la contribución de los elementos de malla fuera de los límites de la línea topográfica a los valores de la matriz Jacobiana para las celdas laterales.

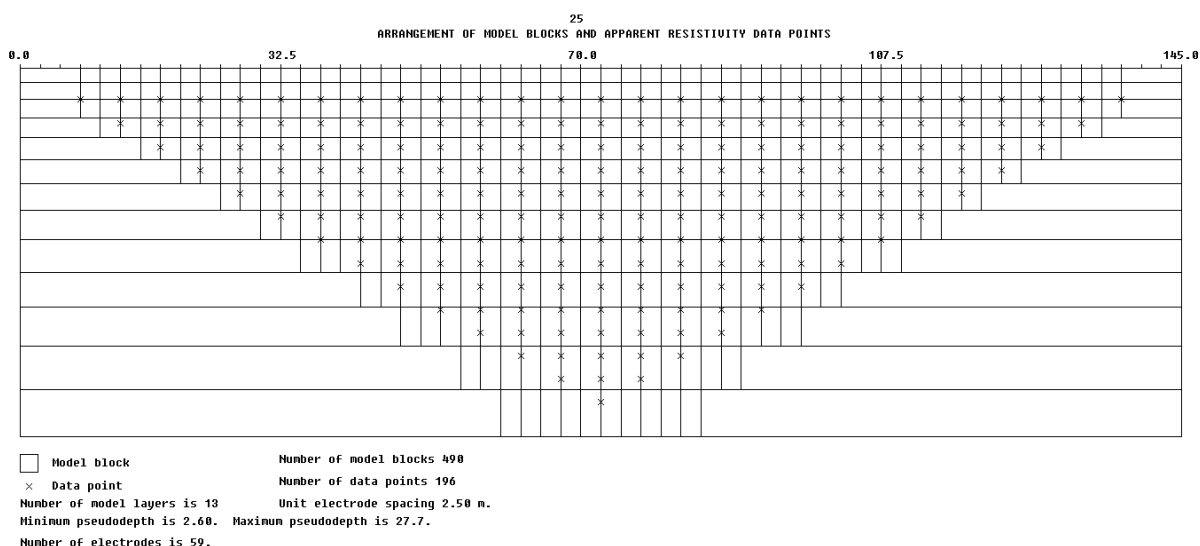


Figura 20. Modelo de bloques, el programa discretiza el subsuelo en una serie de bloques rectangulares.

- **Parámetros de amortiguamiento:** Este conjunto de opciones está relacionado con el factor de amortiguamiento  $\lambda$  utilizado en las ecuaciones de mínimos cuadrados. Este factor especifica la ponderación entre las restricciones de datos y la información a priori, en este caso la supuesta suavidad del subsuelo. Los valores grandes dan como resultado un modelo de resistividad suavizado, mientras que los valores pequeños permiten un modelo más coherente con los datos, pero pueden dar como resultado modelos de resistividad muy ruidosos. El programa RES2DINV requiere un valor inicial o para la primera iteración (Hauck y Vonder Muhll, 2003). En el caso de que los conjuntos de datos contengan mucho ruido se realiza la inversión considerando valores altos del este factor. Además, dado que la resolución del modelo disminuye con la profundidad, el valor del factor de amortiguamiento debería aumentar para cada capa más profunda, por este motivo es que se selecciona la opción de optimizar el factor de amortiguamiento. El ANEXO 1 muestra los resultados de la inversión del perfil 2 adquirido con el dispositivo Wenner-Schlumberger considerando tres valores distintos para el factor de amortiguamiento elevado, 0.15, 0.20 y 0.25. Se observa que el error en la inversión disminuye de manera considerable en el caso del mayor valor elegido para el factor de amortiguamiento. Un rasgo importante a considerar en este trabajo, es que las anomalías resistivas pierden resolución en las zonas someras, lo que se relaciona a las altas resistencias de contacto. Debido a esto se determinó que el valor definitivo para el factor de amortiguamiento para la inversión en este estudio será de 0.25.
- **Profundidad de investigación:** Un error común en la adquisición de datos de resistividad mediante el dispositivo Dipolo-Dipolo es aumentar monótonamente el factor "n", mientras se mantiene fija la longitud del dipolo "a", en un esfuerzo por aumentar la profundidad de la investigación. Esto suele dar como resultado datos muy ruidosos e inutilizables, con valores de resistividad aparente negativos en algunos casos, para valores de "n" superiores a 8. Para resolver este problema, el valor de "n" no debe exceder de 6 para una misma separación interelectrónica "a".
- **Topografía:** En levantamientos sobre áreas con cambios significativos en la elevación de la superficie del terreno, se debe tener en cuenta el efecto de la topografía al realizar una inversión del conjunto de datos. El método que se utilizó para incorporar la topografía en el modelo de inversión es el de transformación inversa de Schwartz-

Christoffel (Loke, 2016), este método es usado en el caso en que la variación de la topografía es elevada.

Tras haber adquirido las imágenes correspondientes a los diferentes perfiles efectuados en la zona de estudio, se llevó a cabo un análisis exhaustivo de los valores máximos y mínimos de resistividad de cada perfil. A partir de este análisis, se procedió a establecer una escala de colores que sería aplicada de manera uniforme a todos los perfiles, a excepción del perfil 1. Debido a que el perfil 1 presentó una notable discrepancia en los valores de resistividad en comparación con los demás perfiles, lo cual llevó a la determinación de asignarle su propia escala de colores con el objetivo de garantizar una representación adecuada y precisa de las características distintivas de dicho perfil. La unificación de la escala de colores entre los perfiles restantes constituye un factor determinante para una interpretación más efectiva de las imágenes obtenidas. Al emplear una escala de colores consistente en todos los perfiles, permite una mejor comprensión y evaluación de las imágenes, contribuyendo así a una interpretación más rigurosa y precisa de los datos recopilados en cada perfil.

### **3. RESULTADOS**

A continuación, se presentan de manera detallada los resultados obtenidos en el estudio realizado. En primer lugar, se exhibe el mapa geomorfológico que detalla las características más relevantes del área de estudio. Este mapa delimita los depósitos del glaciar de escombros El Paso (representados mediante un polígono de color verde) de los depósitos de dos glaciares de escombros más pequeños (Figura 21). Además, con línea discontinua negra se representaron los perfiles realizados en la zona. Hacia el sur del glaciar de escombros El Paso, se desarrolla un pequeño glaciar de escombros de origen criogénico (*talus-derived rock glacier*) (Barsch, 1996) y de forma lenguada. Si bien ambos glaciares de escombros se encuentran adosados, aún es posible identificar sus límites tanto en terreno como en imágenes satelitales. El material fuente de este glaciar de escombros, identificado dentro del área de estudio a través de un polígono amarillo, proviene de la ladera sur y tiene una coloración oscura que permite su clara identificación respecto al glaciar de escombros El Paso. Por otro lado, el segundo pequeño glaciar de escombros, identificado en el mapa mediante un polígono de color naranja, tiene su área de aporte en el noroeste. Este glaciar de escombros presenta rasgos morfológicos suavizados con escaso o nulo desarrollo de surcos y crestas, presencia de

estructuras de *termokarst* en su parte superior, y, además, en su cabecera se desarrolla un glaciar. Estas características podrían indicar un origen glaciogénico (Barsch, 1996) para dicho glaciar de escombros.

Posteriormente, se exhiben los perfiles de TER realizados, que involucran al glaciar de escombros El Paso y al pequeño glaciar de escombros ubicado hacia el sur, y las mediciones repetidas de los perfiles 3 y 4 realizadas con el propósito de analizar la influencia de valores elevados de resistencia de contacto en la imagen del subsuelo en ambientes crióticos (Figuras 22-48).

### 3.1 Mapa Geomorfológico

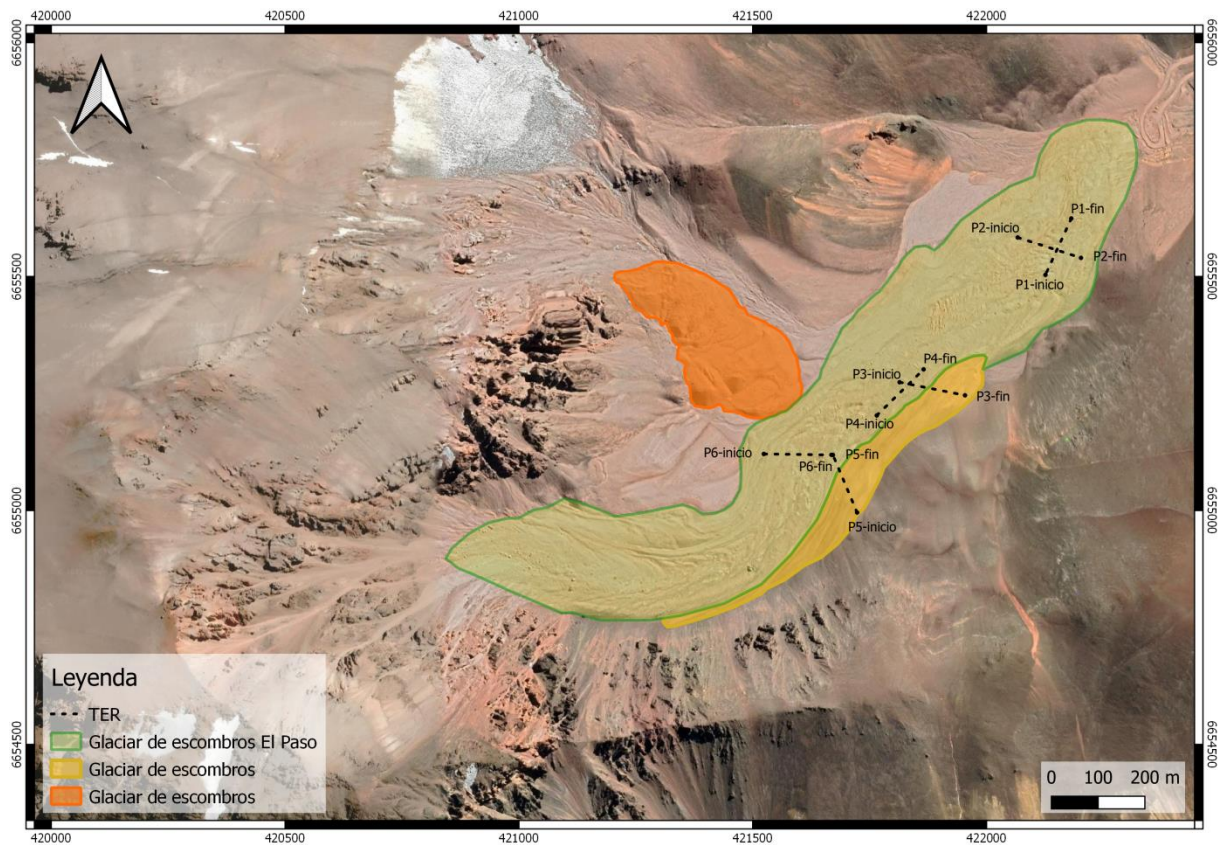


Figura 21. Mapa geomorfológico. Mediante polígonos se delimitan los distintos glaciares de escombros de la zona de estudio y los perfiles realizados se representan mediante una línea discontinua negra.



### 3.2 Perfiles TER

#### 3.2.1 Perfil 1

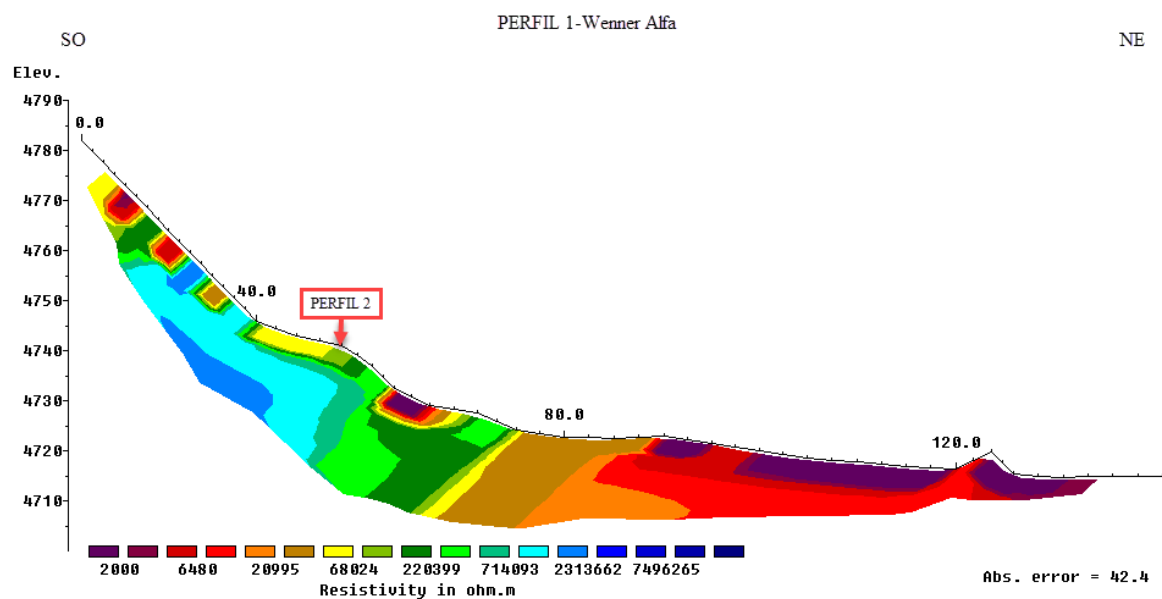


Figura 22. Perfil eléctrico de resistividad 1, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 2.

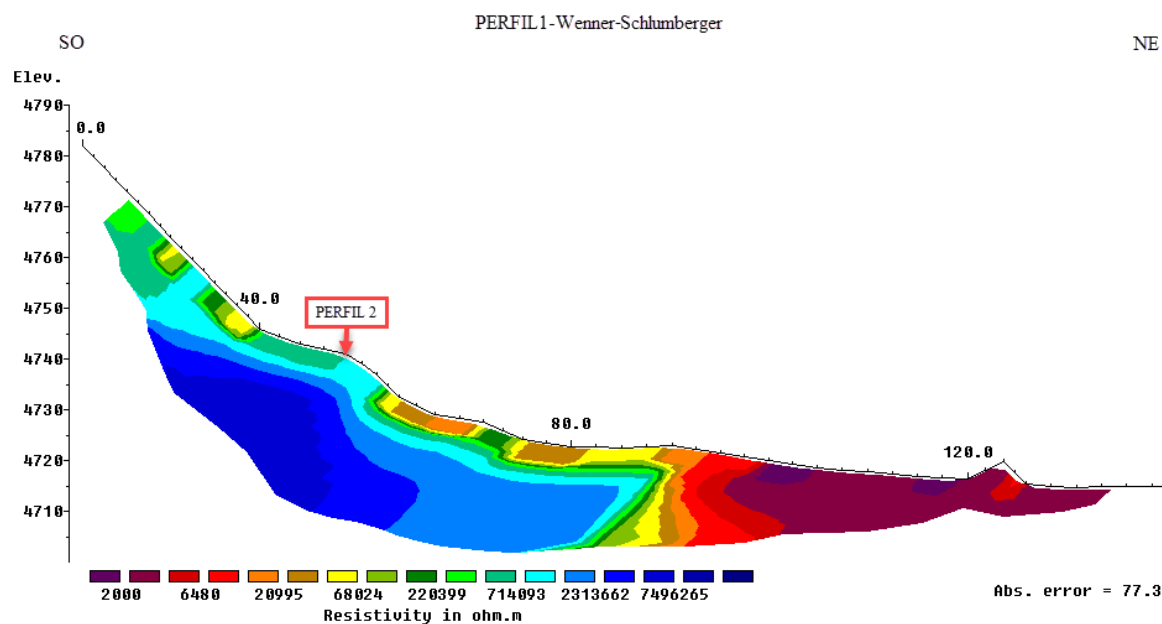


Figura 23. Perfil eléctrico de resistividad 1, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 2.

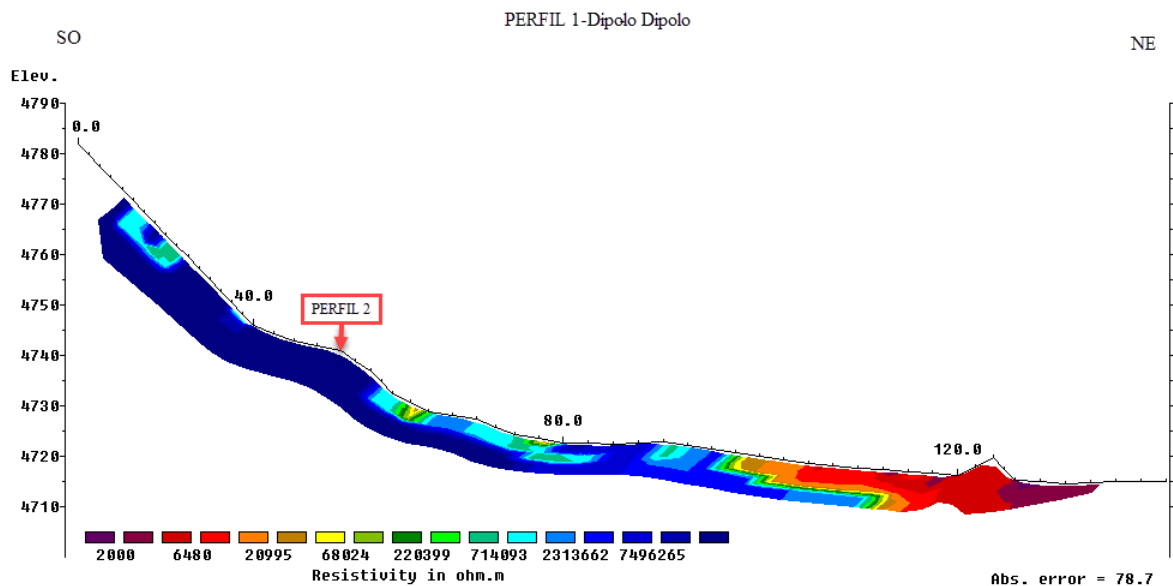


Figura 24. Perfil eléctrico de resistividad 1, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 2.

### 3.2.2 Perfil 2

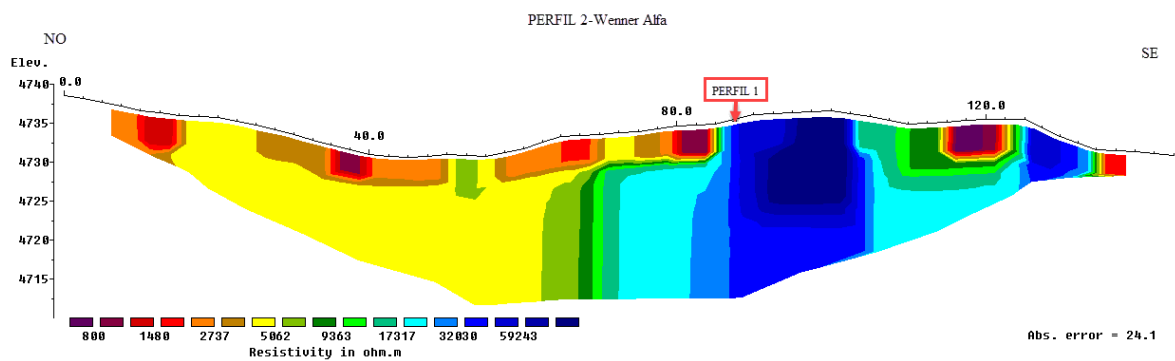


Figura 25. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 1.

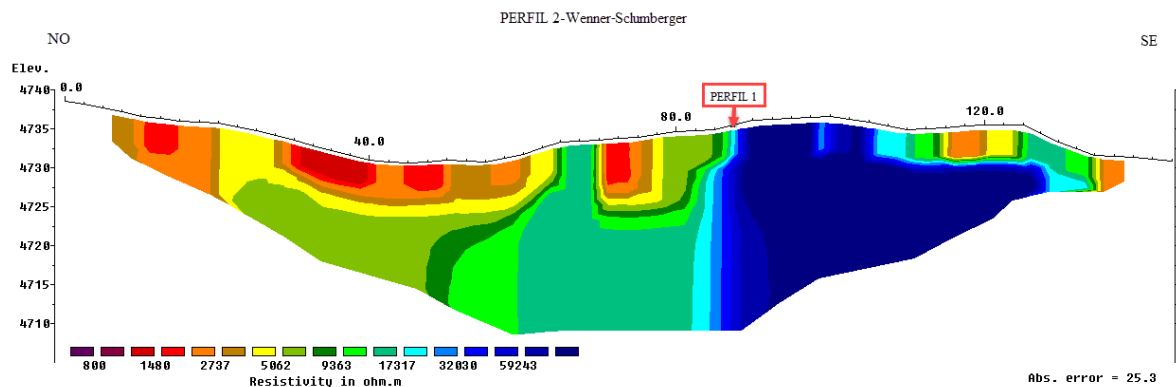


Figura 26. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 1.

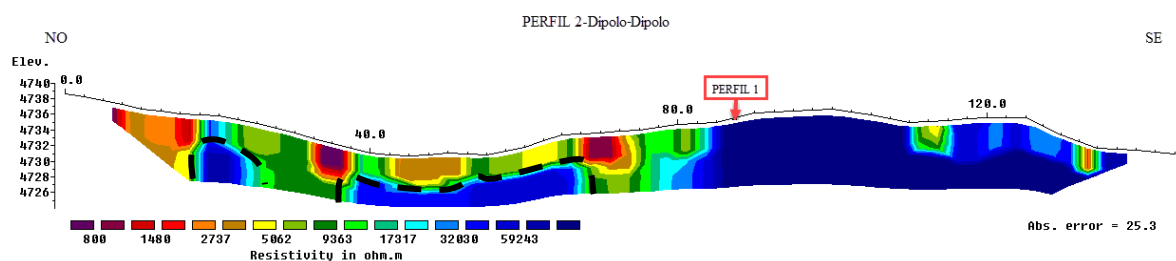


Figura 27. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 1.

### 3.2.3 Perfil 3

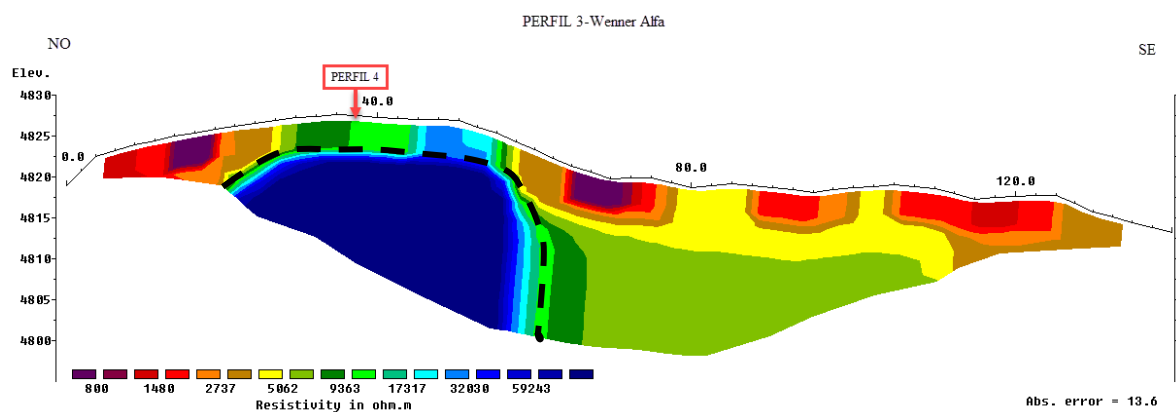


Figura 28. Perfil eléctrico de resistividad 3, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 4.

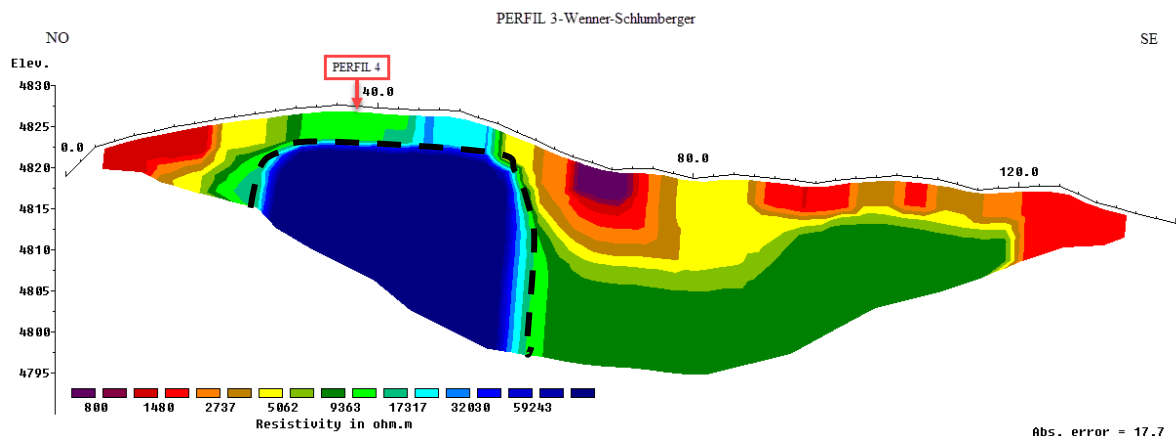


Figura 29. Perfil eléctrico de resistividad 3, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 4.

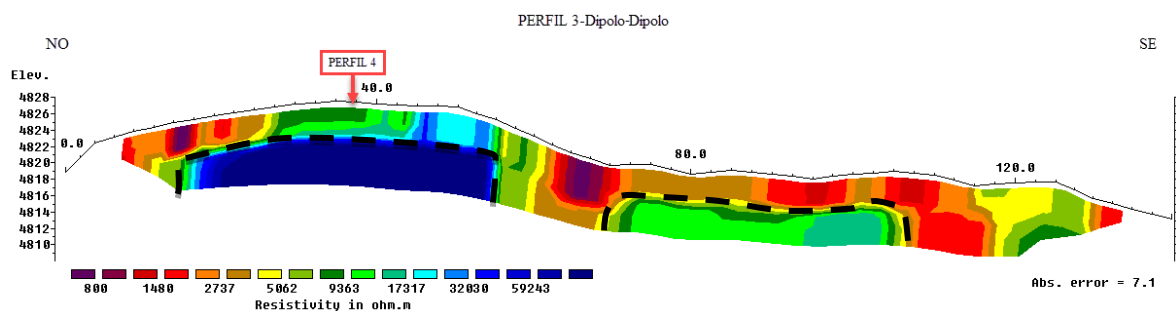


Figura 30. Perfil eléctrico de resistividad 3, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 4.

### 3.2.4 Perfil 3a

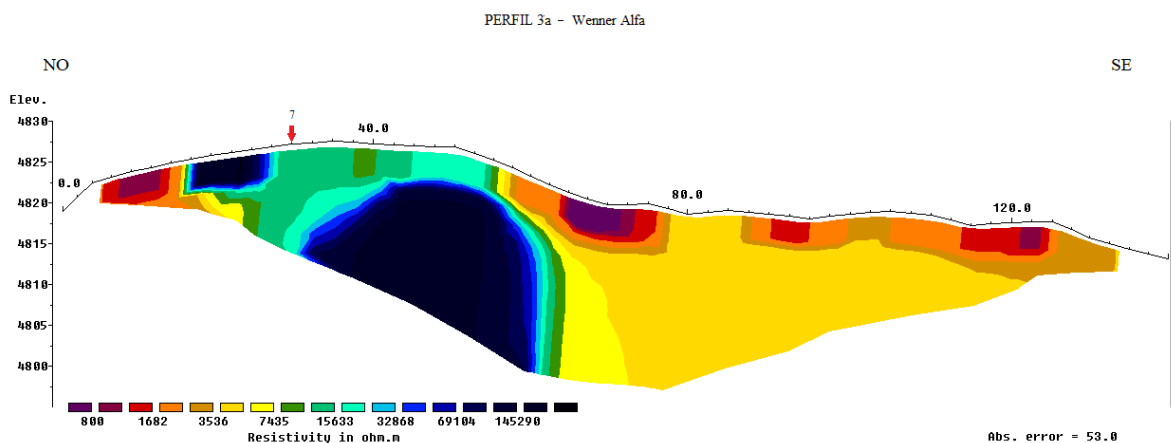


Figura 31. Perfil eléctrico de resistividad 3a, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa aumentando la resistencia de contacto en el electrodo 7.

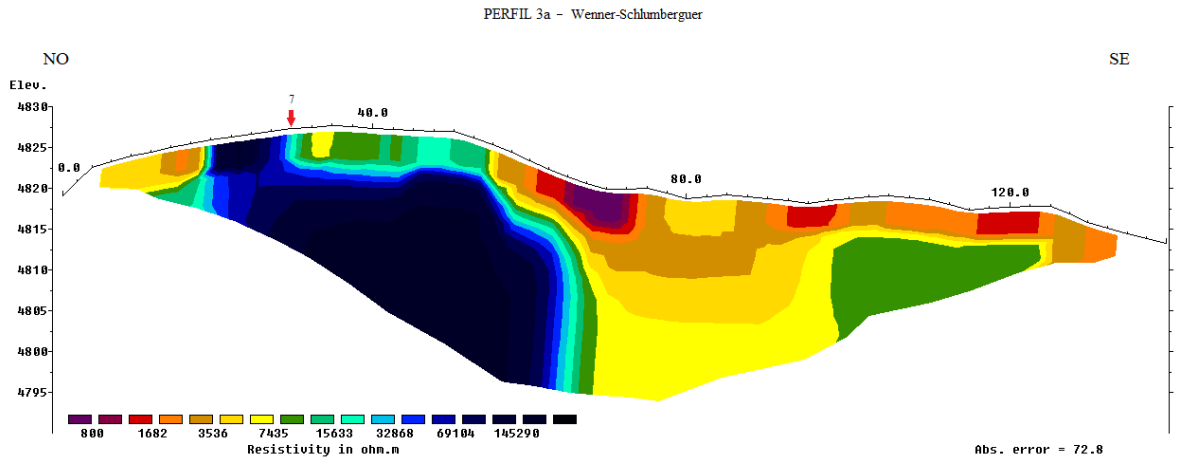


Figura 32. Perfil eléctrico de resistividad 3a, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger aumentando la resistencia de contacto en el electrodo 7.

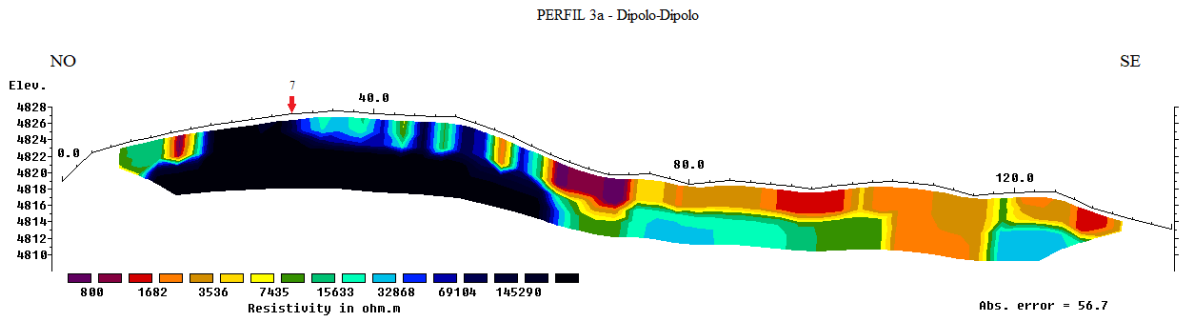


Figura 33. Perfil eléctrico de resistividad 3a, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa aumentando la resistencia de contacto en el electrodo 7.

### 3.2.5 Perfil 3b

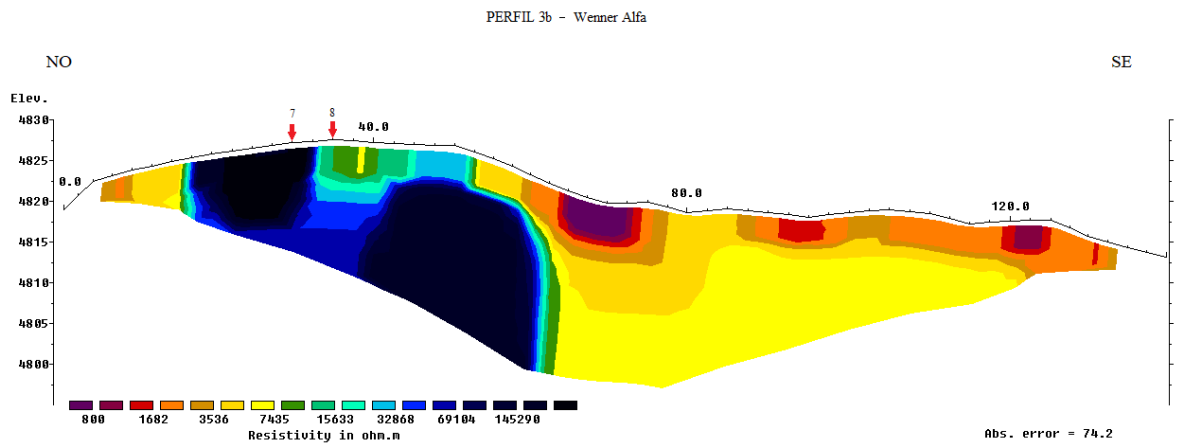


Figura 34. Perfil eléctrico de resistividad 3b, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa aumentando la resistencia de contacto en los electrodos 7 y 8.

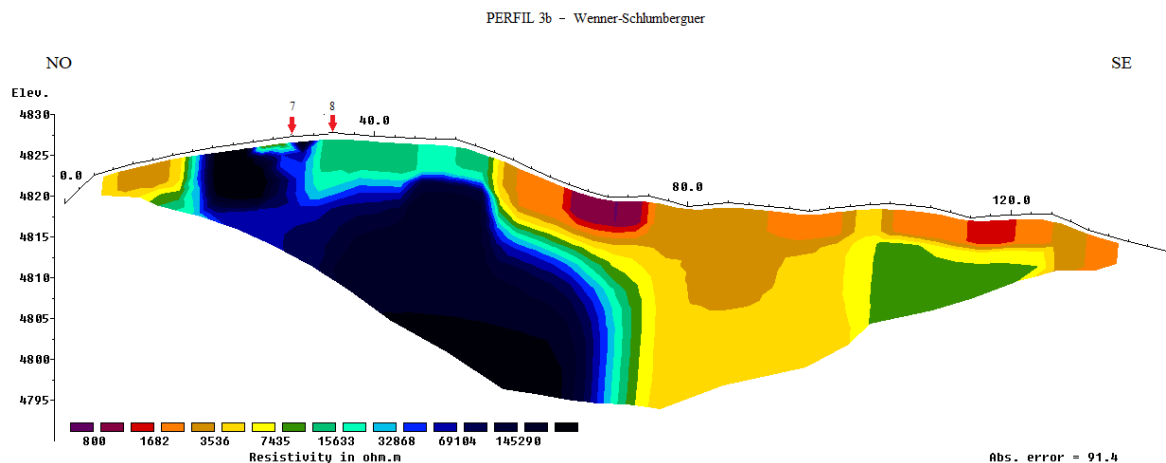


Figura 35. Perfil eléctrico de resistividad 3b, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger aumentando la resistencia de contacto en los electrodos 7 y 8.

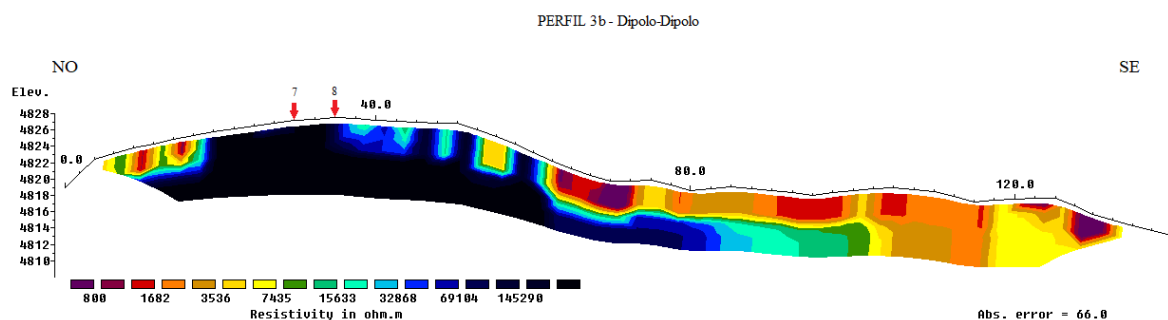


Figura 36. Perfil eléctrico de resistividad 3b, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo aumentando la resistencia de contacto en los electrodos 7 y 8.

### 3.2.6 Perfil 4

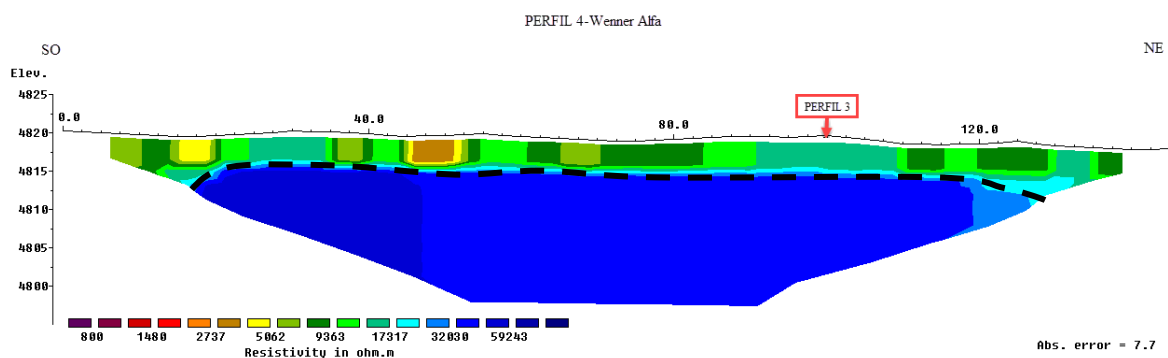


Figura 37. Perfil eléctrico de resistividad 4, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 3.

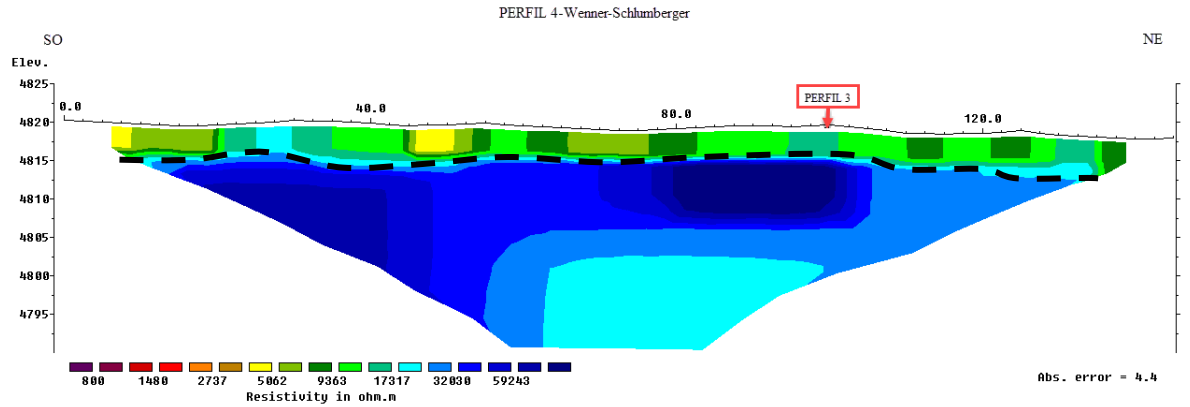


Figura 38. Perfil eléctrico de resistividad 4, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 3.

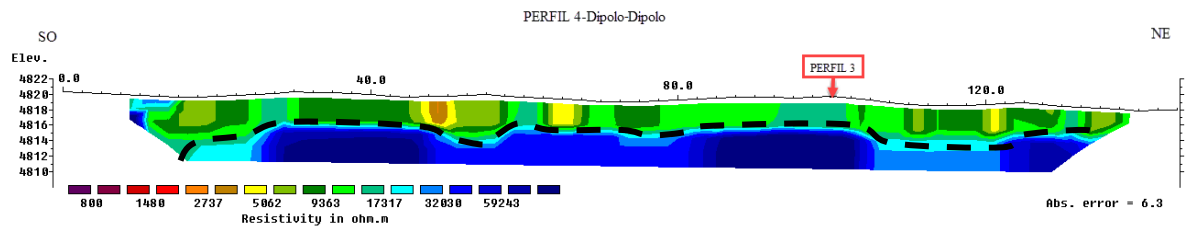


Figura 39. Perfil eléctrico de resistividad 4, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo. Con una flecha de color rojo se demarca el cruce con el perfil 3.

### 3.2.7 Perfil 4a

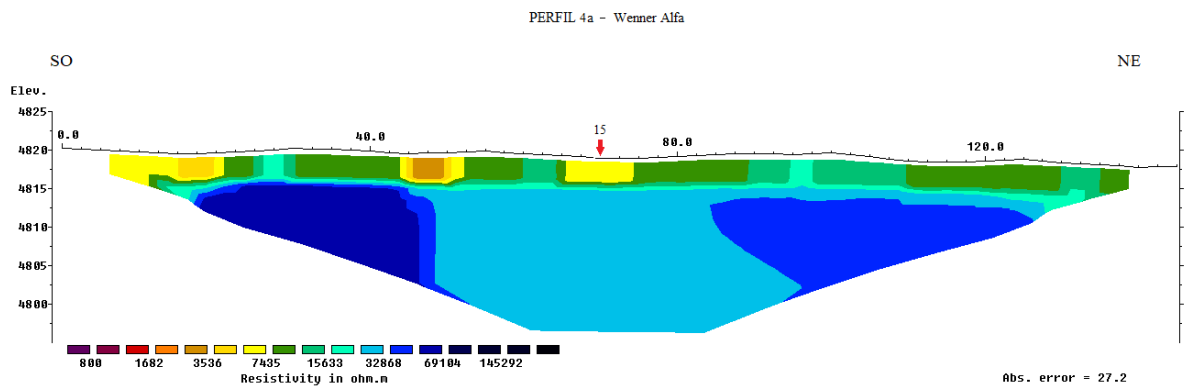


Figura 40. Perfil eléctrico de resistividad 4a, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa aumentando la resistencia de contacto en el electrodo 15.

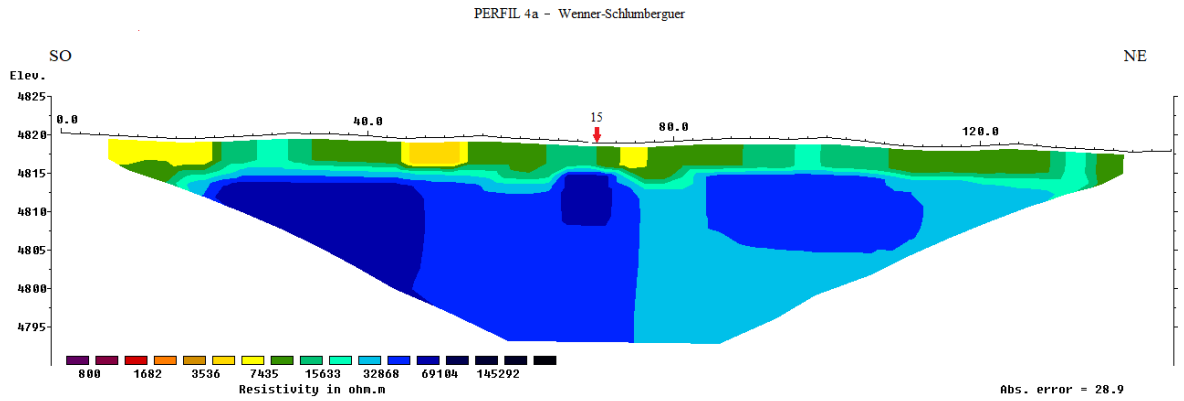


Figura 41. Perfil eléctrico de resistividad 4a, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger aumentando la resistividad de contacto en el electrodo 15.

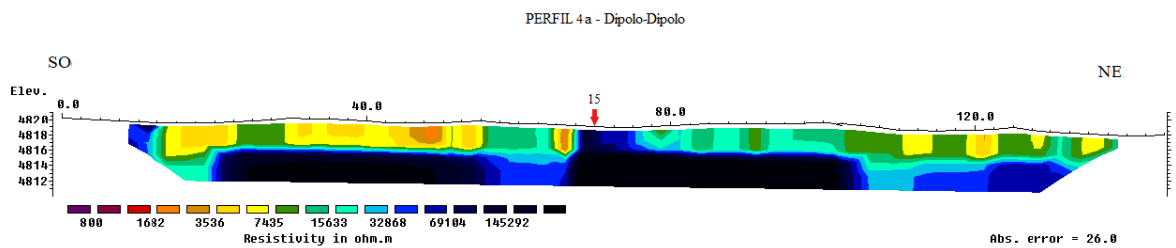


Figura 42. Perfil eléctrico de resistividad 4a, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo aumentando la resistividad de contacto en el electrodo 15.

### 3.2.8 Perfil 5

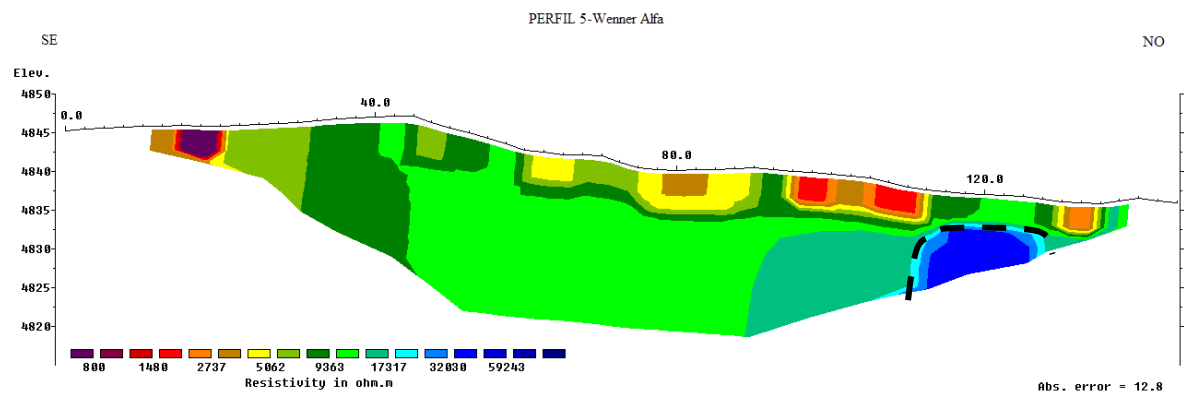


Figura 43. Perfil eléctrico de resistividad 5, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa.



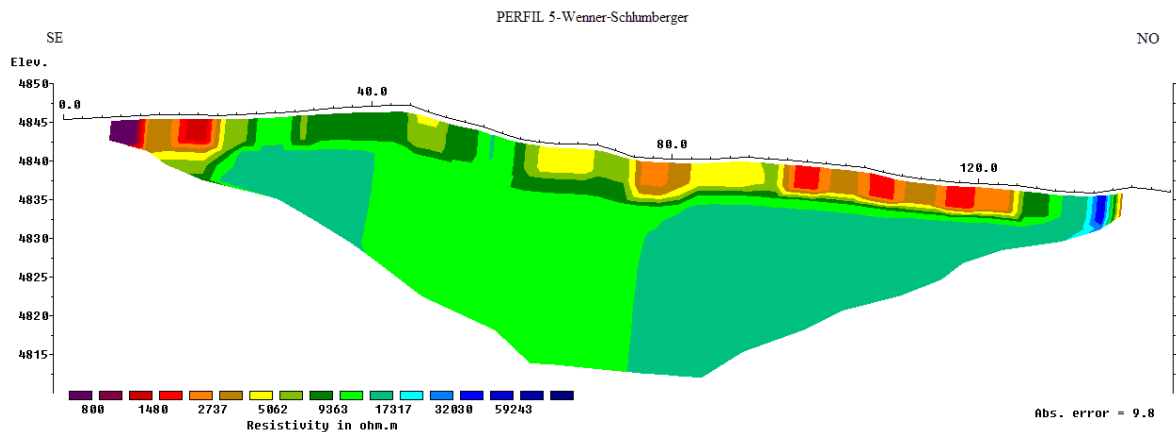


Figura 44. Perfil eléctrico de resistividad 5, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger.

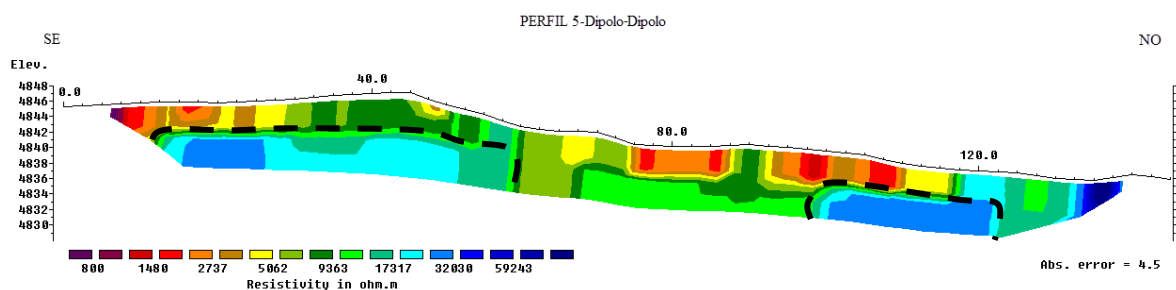


Figura 45. Perfil eléctrico de resistividad 5, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo.

### 3.2.9 Perfil 6

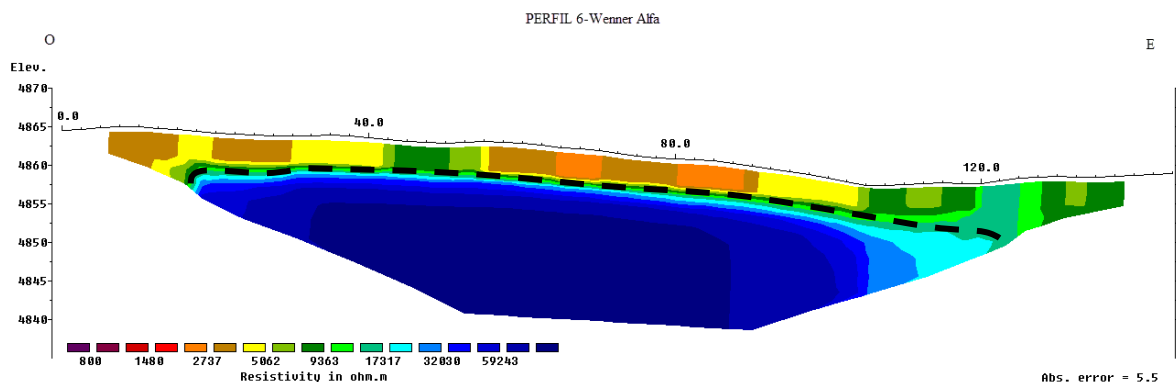


Figura 46. Perfil eléctrico de resistividad 6, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner Alfa.

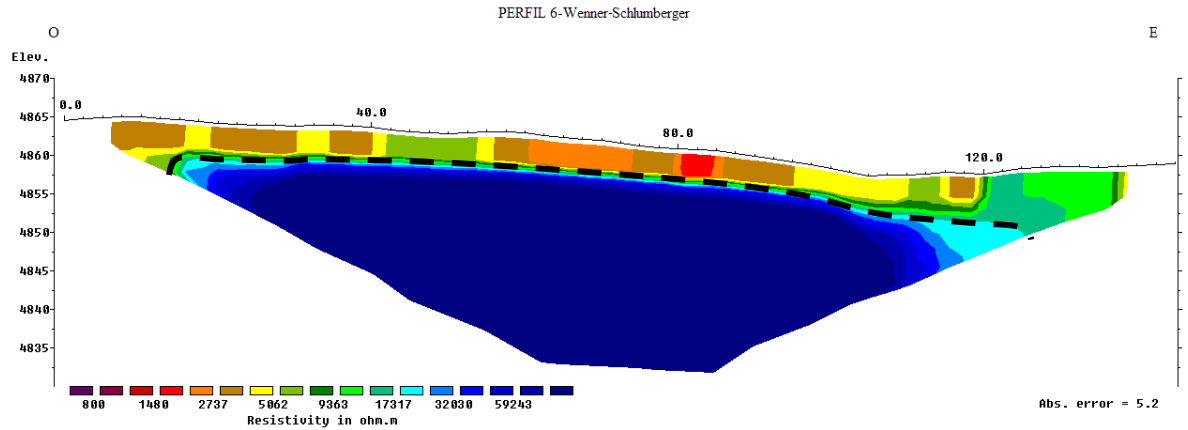


Figura 47. Perfil eléctrico de resistividad 6, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger.

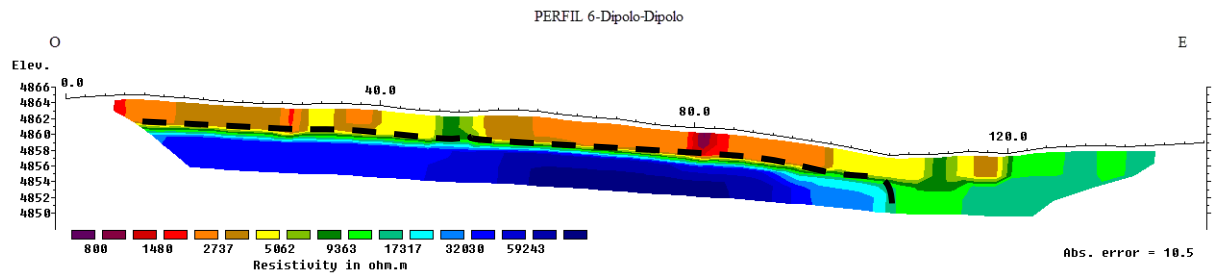


Figura 48. Perfil eléctrico de resistividad 6, obtenido mediante la configuración electrónica Dipolo-Dipolo.

#### 4. INTERPRETACIÓN

A continuación, se aborda la interpretación de los perfiles obtenidos mediante el método de Tomografía Eléctrica Resistiva en el glaciar de escombros El Paso. La calidad de los datos geofísicos desempeña un papel fundamental en la fiabilidad de las interpretaciones, por ende, se presta una especial atención a aquellos perfiles que brindan información más confiable y precisa. Asimismo, durante el proceso de interpretación, se ha tomado en consideración que la sensibilidad del modelo de inversión disminuye con la profundidad y hacia los bordes laterales, y los altos contrastes de resistividad pueden causar artefactos de inversión en el modelo (Hilbich et al., 2009; Marescot et al., 2003).

En el perfil 3, situado en el sector medio y dispuesto en forma transversal al glaciar de escombros El Paso, se ha identificado en las tres configuraciones electrónicas empleadas (Figura 27, 28 y 29) la presencia de una capa superficial de aproximadamente 3 a 5 metros de espesor. Esta capa superficial presenta valores de resistividad variable entre 1.48 a 9.0 kΩm

hasta la progresiva 60 metros, a partir de esta progresiva los valores de resistividad cambian a 4.0 k $\Omega$ m y presentan anomalías de menor resistividad representadas en tonalidades rojizas (0.80 a 2.50 k $\Omega$ m). Este cambio en los valores de resistividad coincide con el límite morfológico superficial que se aprecia en el mapa geomorfológico, delimitando los depósitos del glaciar de escombros El Paso de los depósitos de un pequeño glaciar de escombros cuyo material fuente proviene de la ladera sur y que se encuentra adosado al glaciar de escombros El Paso. La capa superficial descrita anteriormente corresponde a la capa activa compuesta por material detrítico e intersticios rellenos de aire. Los detritos están formados por clastos angulosos y mal seleccionados, principalmente andesíticos hasta dacíticos, y también se han encontrado riocácicos e ignimbritas del grupo Choiyoi (Malizia et al., 1997).

Debajo de la capa activa, se aprecian en el perfil obtenido mediante la configuración eléctrica Dipolo-Dipolo, dos anomalías tabulares resistivas demarcadas con trazo discontinuo de color negro. Este dispositivo ofrece una notable ventaja en términos de resolución horizontal en comparación con las configuraciones de Wenner Alfa y Wenner-Schlumberger, pudiendo discriminar las dos anomalías identificadas. Una de las anomalías está localizada en la mitad noroeste del perfil representada con colores fríos correspondiente a grandes valores de resistividad (mayores a 30 k $\Omega$ m), se observa el techo de la misma a unos 4 metros de profundidad demarcado por el fuerte gradiente de resistividad, pasando de 5 k $\Omega$ m a 45 k $\Omega$ m y con un espesor máximo observado de 20 metros de acuerdo con las imágenes obtenidas. Los valores de resistividad elevados de esta anomalía sugieren que la misma corresponde a la capa de permafrost (mezcla de detrito y hielo). Además, cerca de la progresiva 50 metros, se han observado valores resistivos notablemente altos que alcanzan hasta la superficie, estos valores elevados podrían ser atribuidos a la existencia de grandes bloques en el subsuelo. Estos bloques, y sus intersticios rellenos de aire, provocarían un aumento significativo en la resistividad registrada en este pequeño sector.

La otra anomalía resistiva importante observada en el perfil 3, se ubica en el extremo sureste, en comparación con la descrita anteriormente, presenta tonalidades verdosas correspondientes a valores de resistividad de 12 k $\Omega$ m aproximadamente. El techo de esta anomalía se encuentra a 4 metros de profundidad, delimitado por un cambio abrupto en el gradiente de resistividad, pasando de 4 k $\Omega$ m a 12 k $\Omega$ m. Los valores de resistividad observados en esta anomalía también corresponden a la capa de permafrost, aunque difieren significativamente de los obtenidos en el sector noroeste. La diferencia de los valores de

resistividad en el permafrost puede atribuirse a diversos factores que ejercen influencia en las propiedades eléctricas del subsuelo en esta zona. Uno de los factores que podría explicar esta variabilidad es debido a los diferentes grados de alteración que presentan los detritos de los dos glaciares de escombros abarcados por el perfil. Otro factor podría ser la diferencia en el contenido de hielo y/o agua presente en el permafrost.

El perfil 4 se ubica de manera perpendicular al perfil 3 y sobre un lóbulo longitudinal, cortando a su vez algunas estructuras de surcos y crestas transversales. En las tres configuraciones empleadas (Figura 37, 38, 39), se puede apreciar una capa superior con un espesor aproximado de 4 metros. Esta capa exhibe valores de resistividad que oscilan entre 3 y 12  $k\Omega m$ , correspondiente a capa activa, compuesta por material detrítico de composición principalmente andesíticos hasta dacíticos e intersticios rellenos de aire.

Por debajo de la capa activa, a 4 metros de profundidad y con un espesor máximo observado de 20 metros, se observa una anomalía resistiva marcada en el perfil mediante un trazo discontinuo negro. Esta anomalía se caracteriza por su notable homogeneidad en cuanto a geometría, continuidad lateral y valores de resistividad, que varían entre 30  $k\Omega m$  y 60  $k\Omega m$ , lo que se traduce en tonalidades azules en las Figuras 37-39. El techo de esta anomalía se delinea mediante un cambio abrupto en el gradiente de resistividad, pasando de 12  $k\Omega m$  a 30  $k\Omega m$ . De acuerdo con el análisis de los valores de resistividad, se puede concluir que esta anomalía es consistente con la presencia de permafrost de montaña. Además, esta anomalía es coincidente con la obtenida en el sector noroeste del perfil 3.

El perfil 5 se ubica en el sector central del glaciar de escombros (Figura 43, 44 y 45). Como puede verse en las imágenes obtenidas mediante las tres configuraciones, el perfil presenta una capa superficial de 5 metros de espesor con valores de resistividad variables. El rango de valores de resistividad de esta capa superficial que corresponde a la capa activa del glaciar de escombros, es de 0.80 a 9.0  $k\Omega m$  hasta la progresiva 120 metros. A partir de esta progresiva, se aprecia un aumento en los valores de resistividad representado por un cambio en la coloración (9 a 17  $k\Omega m$ ), llegando a más de 30  $k\Omega m$  en el extremo noroeste. Este cambio en el rango de los valores de resistividad coincide con el cambio en la geoforma superficial delimitado en el mapa geomorfológico mediante polígonos, diferenciando el glaciar de escombros El Paso del glaciar de escombros cuyo material fuente proviene de la ladera sur adosado al glaciar de escombros El Paso.

En el sureste del perfil 5 obtenido mediante el arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 45), debajo de la capa activa, se observa una anomalía resistiva con valores de resistividad que oscilan entre 17 a 24  $k\Omega m$ , delimitada con trazo discontinuo negro. El techo de la misma puede distinguirse por el cambio en el gradiente de valores de resistividad, pasando de 5 a 17  $k\Omega m$  y con un espesor máximo observado de 15 metros. Esta anomalía corresponde a la capa de permafrost de montaña debido a su elevado valor de resistividad representada mediante tonos azules. En los demás perfiles obtenidos con el dispositivo Wenner Alfa y Wenner-Schlumberger, no se puede distinguir con precisión esta anomalía debido a la falta de resolución horizontal que presentan estos dispositivos en cuanto a la misma.

Asimismo, en la mitad noroeste del perfil 5 obtenido mediante los arreglos Wenner Alfa y Dipolo-Dipolo (Figura 43 y 45), se distingue otra anomalía resistiva debajo de la capa activa, delimitada mediante un trazo discontinuo negro y representado mediante tonos azules. La misma presenta un rango en los valores de resistividad de 17 a 32  $k\Omega m$  y, al igual que la anomalía del sector opuesto, el techo de la misma puede distinguirse por el cambio en el gradiente de valores de resistividad, pasando de 5 a 17  $k\Omega m$  correspondiente a la capa de permafrost.

El perfil 6 se ubica de manera contigua al perfil 5 pero en dirección Oste-Este, como se observa en las imágenes obtenidas con las diferentes configuraciones electrónicas presenta un perfil de dos capas (Figura 46, 47 y 48). La capa superficial con espesor de 5 metros, contiene valores de resistividad relativamente bajos, entre 1 y 12  $k\Omega m$ , correspondiente a la capa activa del glaciar de escombros, en comparación con la capa inferior, que muestra valores de resistividad superiores (23 a 60  $k\Omega m$ ). Estos valores elevados se corresponden al permafrost de montaña que de acuerdo al cambio en el gradiente de la resistividad (pasando de 12 a 30  $k\Omega m$ ) se puede inferir que el techo del permafrost, se encuentra a una profundidad aproximada de 5 metros. Como se aprecia en las tres configuraciones electrónicas empleadas, la capa de permafrost es bastante homogénea en cuanto a su geometría, presentando continuidad lateral.

Comparando la capa activa con la Figura 16, donde se identifican las principales estructuras del glaciar de escombros El Paso, puede analizarse que la geometría de las anomalías observadas en el perfil se corresponde a los tres lóbulos que atraviesa el mismo.

En el sector noroeste del perfil 2, puede observarse una capa superficial con valores de resistividad que varían entre 0.8 a 9.0 k $\Omega$ m correspondiendo a la capa activa del glaciar de escombros El Paso con un espesor variable de 3 a 4 metros. Por debajo de la misma se puede observar en la imagen obtenida con el dispositivo Dipolo-Dipolo (Figura 27), dos anomalías resistivas con valores de resistividad elevados (40 k $\Omega$ m aproximadamente) representado por coloración azul y a una profundidad de 4 metros. El techo de las anomalías se delineó de acuerdo al contraste en los valores de resistividad que se observa pasando de 9 a 30 k $\Omega$ m en un pequeño cambio en la profundidad. Ambas anomalías delimitadas con trazo negro discontinuo corresponden, de acuerdo a sus elevados valores de resistividad, a la capa de permafrost.

Por consiguiente, las mediciones de Tomografía Eléctrica Resistiva en el glaciar de escombros El Paso han revelado un modelo de dos capas en este glaciar. La capa superficial, conocida como la capa activa, exhibe un espesor variable de 3 a 5 metros y está compuesta por material detrítico de composición andesítica hasta dacítica del grupo Choyoi. Los valores de resistividad en esta capa oscilan entre 0.8 y 12 k $\Omega$ m. A una profundidad de 4 metros, se encuentra la segunda capa, que corresponde al permafrost de montaña con un espesor máximo observado de 20 metros. Las zonas caracterizadas por la presencia de permafrost exhiben valores de resistividad que fluctúan entre 12 k $\Omega$ m y 60 k $\Omega$ m, lo que sugiere la coexistencia de hielo y detritos en esta capa. Es importante destacar que estos sectores con permafrost están distribuidos en diferentes áreas del glaciar de escombros El Paso, lo que proporciona información valiosa acerca de las características geocriológicas de la región estudiada.

Además, en los perfiles 3 y 5 se detectó la presencia de permafrost de montaña a una profundidad de 4 metros con valores de resistividad que varían de 12 a 24 k $\Omega$ m. Esta observación corresponde al glaciar de escombros que se encuentra adosado al glaciar de escombros El Paso y cuyo material fuente proviene de la ladera sur.

# CAPÍTULO 5

#### 4. DISCUSIONES

En primer lugar, se interpretó los perfiles 3, 4, 5 y 6, que se destacan por la alta calidad de sus datos. Estos perfiles han sido cuidadosamente adquiridos y procesados, lo que ha permitido obtener imágenes del subsuelo con un nivel de detalle significativo. La información recopilada a partir de estos perfiles es fundamental para comprender las características geocriológicas presentes en la zona de estudio, lo que a su vez contribuyó a una interpretación más sólida y fundamentada. Posteriormente, se interpretó el perfil 2, el cual presentó un alto nivel de error en algunos de sus datos, lo que limita significativamente su utilidad para una interpretación adecuada del subsuelo.

Durante la recopilación de datos del perfil 1, ubicado en la parte frontal del glaciar de escombros, en los electrodos 2, 7, 8, 10, 12 y 15, los valores de resistencia de contacto registrados fueron significativamente elevados, aproximadamente en el orden de 400 k $\Omega$ . Por otro lado, los demás electrodos presentaron valores dentro de un rango más reducido, oscilando entre 20 y 40 k $\Omega$ . Debido a los valores tan elevados de resistencia de contacto en los electrodos mencionados, los datos recopilados en este perfil específico no son confiables y, en consecuencia, se descartó su consideración para la interpretación. En el caso del perfil 2, dispuesto de manera perpendicular al perfil 1, los valores de resistencia de contacto registrados al momento de la adquisición fueron significativamente elevados en los electrodos 20 y 21, con valores de aproximadamente 300 k $\Omega$ m. Por lo que la parte del perfil que abarca estos electrodos (sector medio sureste) no es confiable, por este motivo se descartó al momento de ser interpretado.

Los valores de resistividad medidos sobre los glaciares de escombros analizados en este trabajo, exhiben similitudes marcadas con las mediciones obtenidas en glaciares de escombros que han sido objeto de análisis previos. Los resultados obtenidos en relación con el trabajo de Croce y Milana (2002), el cual se centró, al igual que el presente estudio, en el glaciar de escombros El Paso, se pueden identificar similitudes y diferencias significativas. Se observa una discrepancia en los valores de resistividad de la capa activa, que son inferiores en el estudio de Croce y Milana, posiblemente como resultado de la aplicación de diferentes técnicas geoelectricas. Sin embargo, en lo que respecta a la capa de permafrost, los valores registrados muestran una coincidencia entre ambos estudios.



Por otro lado, los resultados obtenidos con el método eléctrico para el glaciar de escombros El Paso son coincidentes con lo obtenidos por otros autores para glaciares dentro de la misma cuenca (cuenca de Agua Negra) (Halla et al., 2021; Ortiz et al., 2022). En el contexto de la región de los Andes Centrales, los valores de resistividad obtenidos tanto para la capa de permafrost en el glaciar de escombros El Gigante como para el glaciar de escombros El Negro (Villarroel, 2019; Villarroel, 2013) concuerdan con aquellos obtenidos en el caso del glaciar de escombros El Paso.

Por su parte, se observa, que distintas configuraciones electrónicas del mismo perfil pueden dar lugar a diferencias significativas en los resultados del modelo. En particular, se observa que la configuración Wenner Alfa exhibe una mayor profundidad de investigación y conduce a modelos menos ruidosos. Sin embargo, es importante señalar que esta configuración presenta una resolución lateral limitada lo que puede resultar en la atenuación de variabilidades horizontales a pequeña escala. Por otro lado, el dispositivo Wenner-Schlumberger presenta mejoras sustanciales en cuanto a la resolución vertical en comparación con la matriz de Wenner. Esta mejora se traduce en una mayor capacidad para discernir variaciones en la profundidad. Por último, el dispositivo Dipolo-Dipolo exhibe una notable mejora en la resolución horizontal, lo cual se traduce en una delimitación más precisa de las características del permafrost de montaña, pero la profundidad de investigación es muy baja y se necesita un mayor número de mediciones para obtener resultados más confiables y representativos.

Por otro lado, analizando las imágenes de perfiles repetidos, puede observarse que la elevada resistencia de contacto en las lecturas de resistividad, provoca una alteración en las mediciones aumentando de manera considerable el error y provocando una pérdida de precisión en los resultados obtenidos. Es importante destacar que la resistencia de contacto, al sumarse a la resistencia intrínseca del material, puede conducir a una lectura aparente más alta de la resistividad. Este fenómeno se produce debido a que, en presencia de una resistencia de contacto elevada, parte de la corriente se desvía a través de dicha resistencia en lugar de fluir directamente a través del material en cuestión. Este fenómeno se aprecia en las imágenes obtenidas de los perfiles repetidos, específicamente en la proximidad de la posición del electrodo donde se ha incrementado el valor de la resistencia de contacto, evidenciado mediante las tonalidades oscuras que indican en este caso altos valores de resistividad en el subsuelo. En el caso del perfil 3b, el cual se ha obtenido modificando la resistencia de

contacto de dos electrodos consecutivos, se aprecia que la anomalía ubicada por debajo de los mismos aumenta su tamaño de manera considerable.

Las mediciones repetidas, permitieron obtener información adicional y enriquecer nuestros resultados. Es importante resaltar que en estos ambientes agrestes de permafrost de montaña de los Andes Áridos, uno de los factores que inciden en la calidad de los datos es la resistencia de contacto. En estos ambientes, debido a la presencia de material rocoso de granulometría muy variable y su ordenamiento particular es difícil obtener bajos valores de resistencia de contacto en algunos sectores. Con estos primeros ensayos se intenta determinar en forma preliminar la influencia de la resistencia de contacto en el modelo obtenido del subsuelo.

Al igual que ocurre en la mayoría de las técnicas geofísicas, el modelo de resistividad obtenido no es inequívoco y puede depender en gran medida de la calidad de los datos, la geometría de medición y la elección de los parámetros de inversión, especialmente para conjuntos de datos ruidosos.

Para cuantificar con precisión los volúmenes de agua congelada en el interior del glaciar de escombros, es necesario determinar con exactitud el espesor del permafrost. En el caso de este estudio, la profundidad de investigación no fue suficiente para lograr dicha determinación. En consecuencia, se recomienda ampliar los estudios en el glaciar de escombros El Paso utilizando perfiles de mayor longitud para aumentar la profundidad de investigación y así identificar el límite del permafrost de montaña.

# CAPÍTULO 6

## 1. CONCLUSIÓN

En este estudio, se optó por la aplicación del método de Tomografía Eléctrica Resistiva (TER) con el fin de identificar la presencia de permafrost de montaña en el glaciar de escombros El Paso, situado en los Andes Desérticos. Los resultados obtenidos mediante la aplicación de esta técnica han proporcionado una descripción detallada de la estructura interna del glaciar de escombros y han demostrado la viabilidad del glaciar de escombros como una reserva hídrica en la región de los Andes Desérticos. La presencia de hielo indica la posibilidad de almacenamiento de agua.

Las configuraciones eléctricas utilizadas en este estudio fueron Wenner Alfa, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo. Distintas configuraciones electrónicas del mismo perfil pueden dar lugar a diferencias significativas en los resultados del modelo. En particular, la configuración Wenner Alfa exhibe una mayor profundidad de investigación y conduce a modelos menos ruidosos. Sin embargo, esta configuración presenta una resolución lateral limitada, lo que puede resultar en la atenuación de variabilidades horizontales a pequeña escala. Por otro lado, el dispositivo Wenner-Schlumberger presenta mejoras sustanciales en cuanto a la resolución vertical en comparación con la matriz de Wenner. Esta mejora se traduce en una mayor capacidad para discernir variaciones en la profundidad. Por último, el dispositivo Dipolo-Dipolo exhibe una notable mejora en la resolución horizontal, lo cual se traduce en una delimitación más precisa de las características del permafrost de montaña, pero la profundidad de investigación es muy baja y se necesita un mayor número de mediciones para obtener resultados más confiables y representativos.

La elección adecuada de los parámetros de inversión es importante, especialmente para conjuntos de datos ruidosos. En el proceso de determinación del factor de amortiguamiento  $\lambda$ , se procedió a la inversión de los datos utilizando tres valores distintos, optando por aquel que resultara en una disminución del error observado.

Las mediciones de Tomografía Eléctrica Resistiva en el glaciar de escombros El Paso han revelado un modelo de dos capas. La capa superficial, conocida como la capa activa, exhibe un espesor variable de 3 a 5 metros y está compuesta por material detrítico de composición andesítica hasta dacítica del grupo Choyoi. Los valores de resistividad en esta capa oscilan entre 0.8 y 12 k $\Omega$ m. A una profundidad de 4 metros, se encuentra la segunda capa, que corresponde al permafrost de montaña y posee un espesor máximo observado de 20 metros.

Las zonas caracterizadas por la presencia de permafrost exhiben valores de resistividad que fluctúan entre 12 k $\Omega$ m y 60 k $\Omega$ m, lo que sugiere la coexistencia de hielo y detritos en esta capa. La presencia de permafrost se ha detectado en todos los perfiles medidos a lo largo del glaciar de escombros, a excepción del perfil 1 que fue descartado debido a su alto valor de error al momento de la inversión que resulta de los elevados valores en la resistencia de contacto al momento de la adquisición de los datos.

Asimismo, se detectó la presencia de permafrost de montaña en el glaciar de escombros que se encuentra adosado al glaciar de escombros El Paso y cuyo material fuente proviene de la ladera sur. La capa de permafrost en este glaciar de escombros se encuentra a una profundidad de 4 metros y presenta valores de resistividad que varían de 12 a 24 k $\Omega$ m.

Por otro lado, es relevante destacar que la elevada resistencia de contacto en las lecturas de resistividad, cuando se suma al valor de la resistencia intrínseca del material genera una alteración en las mediciones de resistividad. Esta alteración resulta en un incremento del margen de error y una disminución en la precisión de los resultados obtenidos. Esta influencia se ha observado claramente en las mediciones repetidas, donde se ha modificado la resistencia de contacto de ciertos electrodos, generando anomalías en las proximidades del mismo y aumentando el tamaño de la anomalía en caso de su existencia. Por lo tanto, se recomienda tomar precauciones adicionales en futuros estudios realizados en ambientes crióticos para minimizar este problema y garantizar la integridad y confiabilidad de los resultados obtenidos. Dado que este estudio representa una primera incursión en el campo, se sugiere continuar probando con distintas configuraciones y resistencias de contacto.

## BIBLIOGRAFÍA

- AIZEBEOKHAI, A. P. 2010. 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging: Theory and field design. *Scientific Research and Essays*, 5(23), 3592-3605.
- APARICIO, E.P. 1975. Mapa geológico de San Juan. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, Universidad Nacional de Cuyo, 39 pp. San Juan.
- ARENSON, L.U. Y JAKOB, M. 2010. The Significance of Rock Glaciers in the Dry Andes – A Discussion of Azocar and Brenning (2010) and Brenning and Azocar (2010), *Permafrost Periglac.*, 21, 282– 285.
- BARKER, R.D. 1979. Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54, 1031-1037.
- BARSCHE, D. 1996. Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer, Berlin: 331 pp.
- BASTÍAS, H. 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mioceno en los Andes a 30° de latitud Sur. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:520-524. Viña del Mar
- BRENNING, A. 2010. The significance of rock glaciers in the dry Andes – reply to Arenson, L. and Jakob, M., *Permafrost Periglac.*, 21, 286–288.
- CAHILL, T. y ISACKS, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.
- CAMINOS, R.L. 1979. Cordillera Frontal. En Turner J. C. M. (Ed) 2° Simposio de Geología Regional, 1: 397-453. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- CANTOS FIGUEROLA, J. 1987. Tratado de Geofísica Aplicada. Madrid.
- CHARCHAFLIÉ, D. 1994. Geología del tramo medio y superior de la Quebrada de Chita, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Inédito.
- CLAERBOUT, J.F. Y MUIR, F. 1973. Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, 38, 826- 844.

- CONSTABLE, S.C., PARKER, R.L. Y CONSTABLE, C.G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- CORTE, A. 1976. The Hydrological Significance of Rock Glaciers, *J. Glaciol.*, 17, 157–158.
- CORTE, A. 1978. Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover as an active layer, A hydrological approach, Andes of Mendoza, Argentina. Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canada, National Research Council of Canada, Ottawa, 262–269.
- CORTE, A.E. 1983. Geocriología. El frío en la tierra. Ediciones Culturales de Mendoza: 398 pp.
- COSTAS, M. 1967. Estudio en detalle del perfil de las vulcanitas de Agua Negra, provincia de San Juan. Instituto Nacional de Geología y Minería, 75 pp.
- CROCCE, F. Y MILANA, J. 2002. Internal Structure and Behaviour of a Rock Glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost Periglac.Process.*13: 289–299.
- DEGROOT-HEDLIN, C. Y CONSTABLE, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- DEY, A. Y MORRISON, H.F. 1979a. Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*27, 106-136.
- DEY, A. Y MORRISON, H.F., 1979b. Resistivity modeling for arbitrarily shaped threedimensional shaped structures. *Geophysics*44, 753-780.
- EDWARDS, L.S. 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, vol. 42, pp. 1020-1036.
- ELISSONDO, M. 2007. Geomorfología de la quebrada del Agua Negra. Trabajo final de grado. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires.
- ELLIS, R.G. Y OLDENBURG, D.W. 1994a. Applied geophysical inversion: *Geophysical Journal International*, 116, 5-11.

- ESTRADA, L.A. 2012. Prospección Geoeléctrica para Geólogos. Cátedra de Geofísica. Tucumán, Argentina: Universidad Nacional de Tucumán.
- FARQUHARSON, C.G. Y OLDENBURG, D.W. 2004. A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems. *Geophysical Journal International*, 156, 411-425.
- FRENCH, H. 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons.
- GANSSER, A. 1973. Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- GARCIA SILVA, L., JOVER M.L. Y NAHAS A. 2019. Atlas de glaciares de la Argentina. 1ra edición. Ciudad Autónoma de Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, J. 2011. Estimación de parámetros geotécnicos por métodos geofísicos en la Ciudad Universitaria de Caracas. Trabajo Especial de Maestría. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- GUNTHER, T., RUCKER, C. Y SPITZER, K. 2006. Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography—II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166, 506–517.
- HAEBERLI, W. Y VONDER MUHLL, D. 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie* 104: 43–57.
- HALLA, C., BLÖTHE, J. H., TAPIA BALDIS, C., TROMBOTTO LIAUDAT, D., HILBICH, C., HAUCK, C., Y SCHROTT, L. 2021. Ice content and interannual water storage changes of an active rock glacier in the dry Andes of Argentina. *The Cryosphere*, 15(2), 1187-1213.
- HAUCK, C. 2001. Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. Tesis doctoral. München: Universidad de München.
- HAUCK, C. Y KNEISEL, C. 2008 *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge: Cambridge University Press.



- HAUCK, C. Y VONDER MUHLL, D. 2003 .Inversion and Interpretation of two dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglac. Process.* 14, 305–318.
- HILBICH, C., MARESCOT, L., HAUCK, C., LOKE, M.H., Y MÄUSBACHER, R. 2009. Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 269-284.
- HOEKSTRA, P. Y MCNEILL, D. 1973. Electromagnetic probing of permafrost. In 2nd International Conference on Permafrost, Proceedings. National Academy of Sciences National Research Council Canada, Publication 2115: Washington, DC, 517–526.
- INMAN, J.R. 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40, 798-817.
- ISAKSEN, K., HAUCK, C., GUDEVANG, E., OEDEGAARD, R.S. Y SOLLID, J.L. 2003. Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS measurements and 2D tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 56: 122–136.
- ISHIKAWA, M., WATANABE, T. Y NAKAMURA, N. 2001. Genetic difference of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(3), 243–253
- JONES, D. B., HARRISON, S., ANDERSON, K., Y BETTS, R.A. 2018a. Mountain rock glaciers contain globally significant water stores, *Sci. Rep.-UK*, 8, 2834.
- JONES, D. B., HARRISON, S., ANDERSON, K., Y WHALLEY, W.B. 2019. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Rev.* 19, 66–90.
- JORDAN, T.E. Y ALLMENDINGER, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286(10), 737-764.
- KIM, J H., YI, M. J., PARK, S G. Y KIM, J.G. 2009. 4D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model. *Journal of Applied Geophysics*, 68, 522-532.

- KNEISEL, C, HAUCK, C., FORTIER, R. Y MOORMAN, B. 2008. Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglac.Process.*19: 157–178.
- KNEISEL, C., EMMERT, A., Y KÄSTL, J. 2014. Application of 3D electrical resistivity imaging for mapping frozen ground conditions exemplified by three case studies. *Geomorphology*, 210, 71-82.
- LINES L.R. Y TREITEL S. 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- LLAMBÍAS, E.J., CAMINOS, R., RAPELA, C.W. 1996. Capítulo XIV: Magmatismo. En: Archangelsky, S. (ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 267-288. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- LLAMBÍAS, E.J., SATO, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29°-31° S), Cordillera Frontal de Argentina. Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1):89-108. Santiago de Chile.
- LLAMBÍAS, E.J., SATO, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogonésis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):111- 131. Buenos Aires.
- LOKE, M.H 2002. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- LOKE, M.H 2016. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- LOKE, M.H. 2000. Topographic modelling in electrical imaging inversion. In *EAGE 62nd Conf. Tech. Exhib. Glas. Scotland* (pp. 62-65).
- LOKE, M.H. 2007. *Res2DInv Operating Manual*.
- LOKE, M.H. 2011. Electrical resistivity surveys and data interpretation. in Gupta, H (ed.), *Solid Earth Geophysics Encyclopaedia (2nd Edition) “Electrical & Electromagnetic”* Springer-Verlag, 276-283.
- LOKE, M.H., DAHLIN, T. Y RUCKER, D.F. 2014. Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3-D resistivity surveys. *Near Surface Geophysics*, 12, 5-24.

- LÓPEZ, A., LOKE, M., FANTON, G., Y CARA, E. 2010. Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía Eléctrica 2D y 3D). San Juan, Argentina.
- MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°- 31° S): geología, Alteración hidrotermal y Mineralización. *Revista geológica de Chile* 11 (1): 12-51.
- MALIZIA, D., LIMARINO, C. O., SOSA-GÓMEZ, J., KOKOT, R., NULLO F. E. Y GUTIÉRREZ, P.R. 1997. Hoja Geológica 3169-2, Paso del Agua Negra (provincia de San Juan). En P. N. 1:100.000. Buenos Aires: SEGEMAR.
- MARESCOT, L., LOKE, M.H., CHAPPELLIER, D., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. Y REYNARD, E. 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1(2), 57-67.
- MARTIN, H. Y WHALLEY, W. 1987. Rock glacier part 1: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11(2):260–282.
- MARTIN, M.W.; CLAVERO J., MPODOZIS C. 1997a. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30° S, North-Central Chile. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 149-153. Antofagasta.
- MARTINEZ PAGAN, P. 2006. Aplicación de diferentes técnicas no destructivas de prospección geofísica a problemas relacionados con contaminación ambiental producidas por diferentes actividades antrópicas en la Región de Murcia. Tesis doctoral Universidad Politécnica de Cartagena. 501pp. (Inedita).
- MAURER, H. Y HAUCK, C. 2007. Instruments and Methods Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology* 53(180), 110–120.
- MILANA J. 1998. Predicción de caudales de ríos alimentados por deshielo mediante balance de energía: Aplicación en los Andes Centrales, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología* 5(2), 53–69.
- MOLINA CALVO. A. 2018. Exploración arqueológica por tomografía eléctrica: aplicación al yacimiento arqueológico de huerta montero (Almendrales),

- Badajoz). Trabajo final de grado. P.8-12. Mérida: Universidad de Extremadura. (Inedita).
- MULLER, S. 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. U.S. Army, Office Chief of Engineers, Military Intelligence Div. Strategic Eng. NSIDC: National Snow and Ice Data Center., 62,231.
- ORELLANA, E. 1982. Prospección Eléctrica en Corriente Continua.Ed. Paraninfo. Madrid, España.
- ORTIZ D. A., VILLARROEL C.D., FORTE A.P. Y SCHROTT L. 2022. Estudio del permafrost andino en la cuenca de agua negra, san juan, argentina -resultados preliminares-. VIII congreso argentino de cuaternario y geomorfología, 45. San Juan.
- POLANSKI, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Manuales. 216 pp. Buenos Aires.
- QUARTINO, B.J., ZARDINI, R.A. 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(1):5-63. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Geología Argentina, 29(24), 15-75.
- REYNOLDS, J. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley Blackwell.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N., MARIN, G. QUESADA, C. ROBADOR, A., RAGONAET, D. Y CARDO R. 1999. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2, 111-124. Buenos Aires.
- ROY, A. Y APPARAO, A. 1971. Depth of investigation in direct current methods. Geophysics, 36, 943-959.
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4:156-165. Mendoza.

- SCHAFFER, N., MACDONELL, S., RÉVEILLET, M., YÁÑEZ, E. Y VALOIS, R. 2019. Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes. *Regional Environmental Change*, 19, 1263-1279.
- SCHROTT, L. 1994. The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation, a case study in the high Andes of San Juan, Argentina. Tesis Doctoral, Alemania: Universidad de Heidelberg. (Inédita).
- SCHROTT, L. 1996. Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers I in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 104, 161-173.
- SILVESTER, P.P. Y FERRARI R.L. 1990. Finite elements for electrical engineers (2nd. ed.). Cambridge University Press.
- T.E.A. COMPAÑÍA MINERA 1969. Resultados de la prospección geológica-minera en la provincia de San Juan, República Argentina. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza 1968*, 2:223-242
- TONG, L. Y YANG, C. 1990. Incorporation of topography into two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 55, 354–361.
- VILLARROEL, C.D. 2013. Inventario de glaciares y geoformas del ambiente periglacial en el tramo superior de la subcuenca del río Santa Cruz y subcuenca del río Mercedario, cordillera principal, provincia de San Juan, Argentina. Tesis de grado, Argentina: Universidad Nacional de San Juan. (Inédita).
- VILLARROEL, C.D. 2019. Características hidrológicas del ambiente periglacial de montaña y estructura interna de glaciares de escombros en los andes centrales de san juan. Tesis Doctoral, Argentina: Universidad Nacional de San Juan. (Inédita).
- VITALLIER, A. 1994. Descripción geológica de la región de las nacientes del arroyo Chita, provincia de San Juan. Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura: 92 p. (Inédita).
- WOLKE, R. Y SCHWETLICK, H. 1988. Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons: *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, 907-92.

ANEXOS

1. ANEXO 1

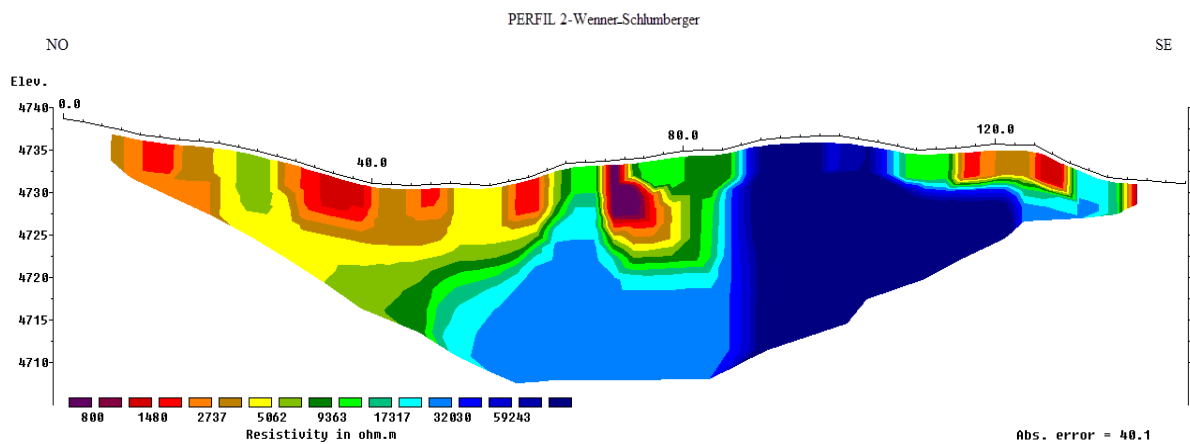


Figura 49. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Utilizando un valor del factor de amortiguamiento de 0.15 para realizar la inversión.

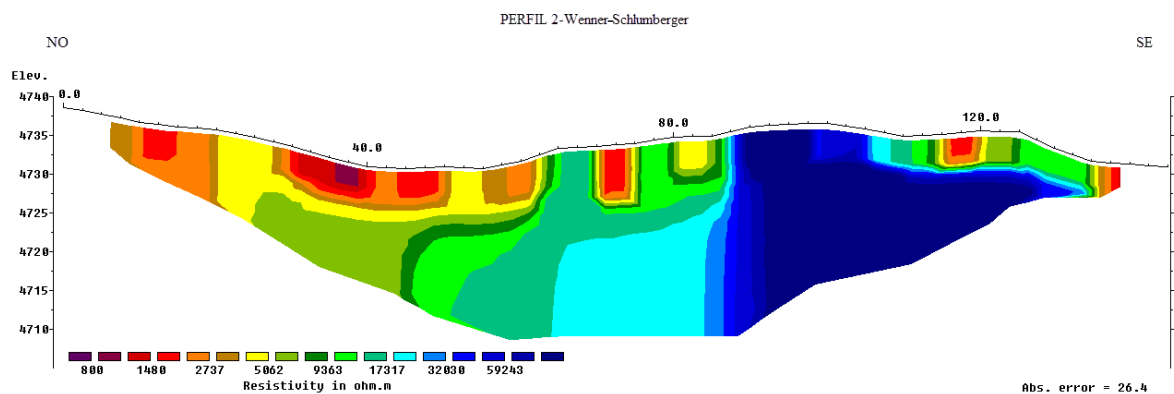


Figura 50. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Utilizando un valor del factor de amortiguamiento de 0.20 para realizar la inversión.

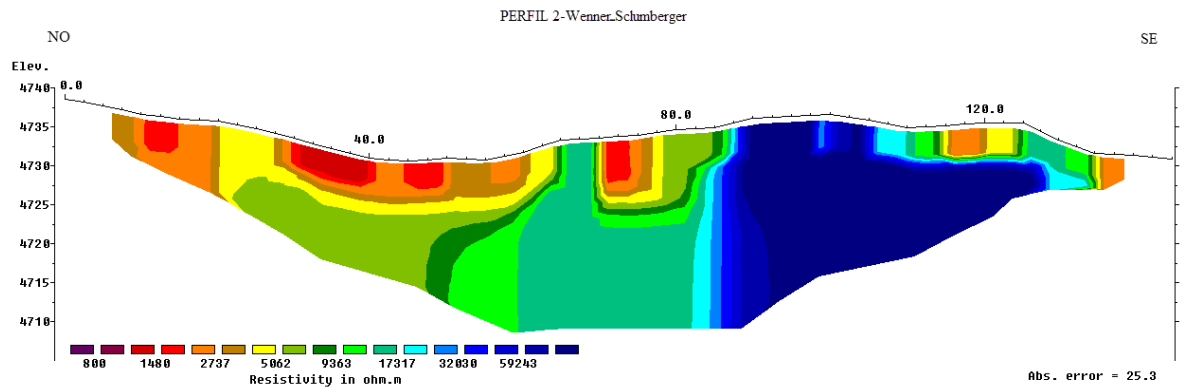


Figura 51. Perfil eléctrico de resistividad 2, obtenido mediante la configuración electrónica Wenner-Schlumberger. Utilizando un valor del factor de amortiguamiento de 0.25 para realizar la inversión.