



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Caracterización geoelectrica de la zona de  
deslizamiento de ladera en el cañón de Yerbabuena,  
Ahualulco, San Luis Potosí.**

Tesis que presenta  
**Karla Morales Lanz**

Para obtener el grado de  
**Maestra en Geociencias Aplicadas**

**Director de la Tesis:**  
**Dr. Omar Delgado Rodríguez**

San Luis Potosí, S.L.P., diciembre de 2021



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Caracterización geoelectrica de la zona de deslizamiento de ladera en el cañón de Yerbabuena, Ahualulco, San Luis Potosí.**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Karla Morales Lanz** y aprobada el **25 de noviembre de 2021** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. Omar Delgado Rodríguez**  
Director de la tesis

---

**Dr. Pablo Dávila Harris**  
Miembro del Comité Tutorial

---

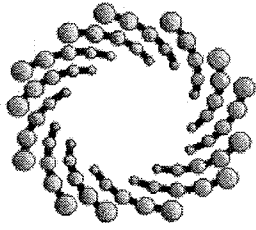
**Dr. Vsevolod Yutis**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Omar Delgado Rodríguez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología con No. de registro 751640 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 074 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 13 días del mes de diciembre del año 2021, se reunió a las 10:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Vsevolod Yutsis</b>	<b>Presidente</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Pablo Dávila Harris</b>	<b>Secretario</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Omar Delgado Rodríguez</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó la C.

**Karla Morales Lanz**

sobre la Tesis intitulada:

*Caracterización geoelectrica de la zona de deslizamiento de ladera en el cañón de Yerbabuena, Ahualulco, San Luis Potosí.*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Omar Delgado Rodríguez**

El Jurado, después de deliberar, determinó

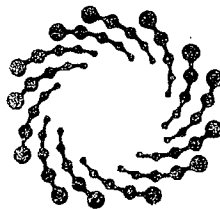
**APROBARLA**

Dándose por terminado el acto a las 11:21 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 13 días del mes de diciembre de 2021.

**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico

**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado



**IPICYT**  
SECRETARÍA ACADÉMICA  
INSTITUTO POTOSINO DE  
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA  
Y TECNOLÓGICA, A.C.

## **Agradecimientos**

Al Dr. Omar Delgado Rodríguez, por compartir conmigo sus conocimientos, por su infinita paciencia, por su apoyo y tiempo durante el desarrollo de este trabajo. Gracias por cada una de sus recomendaciones y por la confianza depositada en mí para la realización de este trabajo.

Al Dr. Pablo Dávila Harris y al Dr. Vsevolod Yutsis, por cada una de sus recomendaciones y consejos para mejorar este proyecto. Gracias por su disponibilidad y por compartir conmigo sus ideas que permitieron mejorar el enfoque de este trabajo.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, por permitirme cursar mis estudios de maestría y por los conocimientos que la División de Geociencias me brindó durante las clases y seminarios. Agradezco el apoyo brindado en cada una de las actividades que fueron realizadas durante este trabajo.

A mi familia, por todo su apoyo, paciencia y confianza. Agradezco a mis padres por su apoyo incondicional, por sus palabras de aliento y por estar conmigo a pesar de la distancia.

A mis amigos Josué, Daniel, Claudia, Diego, Ana y Davis por hacer divertida la estancia en el Instituto y por hacer interesantes los trabajos en equipo. Aprendí mucho de cada uno de ustedes, gracias por su amistad y cariño.

Al M. en C. David Torres y a mis compañeros Christian, Diego, Paola, Melissa y Mónica, por su apoyo para la adquisición de datos en campo.

## Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos Institucionales	iii
Agradecimientos	v
Contenido	vi
Lista de tablas	ix
Lista de figuras	x
Resumen	xiii
Abstract	xiv
Capítulo 1. Planteamiento del problema	1
Antecedentes	1
Aplicación de métodos de resistividad eléctrica para el estudio de deslizamientos de ladera	3
Hipótesis	4
Justificación	4
Objetivo general	4
Objetivos específicos	4
Capítulo 2. Marco teórico	6
Métodos Geoeléctricos de Corriente Continua: Métodos de Resistividad Eléctrica	6
Fundamentos Teóricos	6
Sondeo Eléctrico Vertical	16
Tomografía de Resistividad Eléctrica	18
Capítulo 3. Marco geológico	23

Ubicación	23
Geología Regional	23
Mesa central	23
Campo Volcánico de San Luis Potosí	25
Estratigrafía del Complejo Volcánico de Ahualulco	26
Geología local	30
Capítulo 4. Metodología	33
Sondeo Eléctrico Vertical	34
Adquisición de datos	34
Procesamiento de datos	35
Tomografía de Resistividad Eléctrica	36
Adquisición de datos	36
Procesamiento de datos	37
Mediciones puntuales de resistividad eléctrica aparente en cortes geológicos	37
Adquisición de datos	37
Procesamiento de datos	38
Resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado	39
Adquisición de datos	40
Procesamiento de datos	40
Capítulo 5. Resultados y discusiones	41
Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)	41
Tomografías de Resistividad Eléctrica. Planos de falla	43
Mediciones puntuales de resistividad en cortes geológicos	48
Determinación de la resistividad vs humedad en muestras de material no consolidado	50
Tomografías de Resistividad Eléctrica. Superficie de deslizamiento	51

Mapa de superficie de deslizamiento y mapa de espesores	52
Mapa topográfico	54
Mapa geomorfológico	56
Capítulo 6. Conclusiones	58
Referencias	60



## Lista de tablas

Tabla 1. Tabla de valores de resistividad para algunas rocas. Tomada de Reynolds (1998).	8
Tabla 2. Distancias AB/2 y MN/2 para las mediciones en el SEV.	35
Tabla 3. Valores de resistividad aparente para cada una de las mediciones de resistencia en cortes geológicos.	49
Tabla 4. Valores de resistividad obtenidos a diferentes grados de saturación para las muestras de material consolidado, así como su contenido de finos y conductividad hidráulica K.	50

## Lista de figuras

Figura 1. Esquema de los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales. Tomada de Orellana (1972).	7
Figura 2. Modelo dirección de densidad de corriente en un semiespacio homogéneo, con un electrodo de corriente en la superficie. Tomada de Orellana	11
Figura 3. Modelo de un subsuelo con diferentes valores y distribuciones de resistividad. Tomada de Orellana	13
Figura 4. Arreglo electródico Schlumberger con factor geométrico $K=\pi b^2 a$	14
Figura 5. Arreglo electródico Dipolo-Dipolo con factor geométrico $K=\pi a n(n + a)(n + 2)$	15
Figura 6. Arreglo electródico Wenner con factor geométrico $K=2\pi a$ .	16
Figura 7. Nomenclatura para las curvas de SEV de un corte geoelectrico de tres capas.	18
Figura 8. Disposición de electrodos en arreglo Wenner y secuencia de las mediciones para la construcción de una pseudosección. Tomada de Loke (2004).	19
Figura 9. Curvas de resistividad teórica versus salinidad de agua de poro para diferentes porcentajes de arcilla en suelos areno-arcillosos tomada de Shevvin et al (2006).	21
Figura 10. Ubicación del área de estudio en el municipio de Ahualulco, San Luis Potosí, México.	23
Figura 11. Ubicación de la zona de estudio dentro de la Mesa Central y de las provincias fisiográficas limitantes de la MC.	24
Figura 12. Columna estratigráfica del Cañón de Yerbabuena. Obtenida de Villaseñor Reyes (2019)	26
Figura 13. Mapa de la litología perteneciente al Cañón de Yerbabuena. Modificado de Villaseñor Reyes (2019).	30
Figura 14. Mapa geomorfológico del área de deslizamiento en Cañón de Yerbabuena tomado de Villaseñor Reyes (2019).	31
Figura 15. Mapa con la ubicación de la zona de estudio, de los perfiles de TRE, de los puntos de SEV, de las mediciones puntuales de resistividad y de los puntos en los que se tomaron muestras de material no consolidado.	33

Figura 16. Esquema de un corte geológico donde se realiza mediciones puntuales de resistividad aparente bajo la premisa que el valor de $\rho_a$ es similar al valor de $\rho$ de la formación.	38
Figura 17. Corte geoelectrico obtenido con SEV, en el cual se observan cuatro unidades eléctricas principales.	41
Figura 18. Corte geoelectrico obtenido con un SEV de Villaseñor Reyes et al (2021), ladera abajo a una altura topográfica menor que el SEV realizado en el presente estudio (ver Figura 17).	43
Figura 19. (A) perfil 1 de TRE en el que se pueden observar tres planos de falla. (B) Evidencia de grieta o fractura en superficie asociado al plano de falla que se encuentra entre los 340 y 370 m en (A). (C) Evidencia en superficie del posible plano de falla a los 450 m en (A).	44
Figura 20. Perfil 2 de TRE en el cual se observan cuatro planos de falla.	45
Figura 21. Perfil 3 de TRE que muestra un posible plano de falla y dos planos de falla bien definidos eléctricamente.	46
Figura 22. Perfil 4 de TRE con un posible plano de falla y tres planos de fallas bien definidos eléctricamente.	47
Figura 23. Perfil 5 de TRE con sus respectivos planos de falla.	48
Figura 24. En A se muestra material rojizo asociado a rocas volcánicas, material volcánico intemperizado y material de deslizamientos anteriores. En B se muestra el material blanquecino asociado a la formación Cenicera.	49
Figura 25. (A)-(E): perfiles realizados durante esta investigación con escala de colores litológica. (F): perfil tomado como referencia de Villaseñor Reyes et al (2021) con la escala de colores litológica.	52
Figura 26. (A): mapa de espesor de la masa en deslizamiento en distintas zonas del área de estudio mostrando en colores fríos las zonas con menor espesor y en colores cálidos las zonas con mayor espesor de material. (B): mapa que muestra la profundidad a la que se encuentra la superficie de deslizamiento respecto a la altura.	53
Figura 27. Mapa de topográfico con vectores que señalan el movimiento que podría tener un material en deslizamiento de acuerdo a los altos y bajos topográficos.	54

Figura 28. (A) Mapa de espesores del cuerpo en deslizamiento con los vectores de dirección preferencial del material en movimiento. (B) Gráfica de la altura respecto a la distancia en la Ruta 1. (C) Gráfica de la altura respecto a la distancia en la Ruta. 55

Figura 29. Modificación del mapa geomorfológico de Villaseñor Reyes (2019), en el cual se agregaron las estructuras encontradas en los perfiles de TRE, así como las evidencias de grietas y fracturas en superficie. 56

## Resumen

Este trabajo de investigación tiene como propósito la evaluación de una zona de deslizamiento ubicada en Entronque de Yerbabuena, municipio de Aqualulco, SLP, mediante la aplicación de los métodos geoelectricos: Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), mediciones puntuales de resistividad eléctrica aparente en cortes geológicos y resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado. Los estudios geoelectricos dieron como resultados la definición de la superficie de deslizamiento, el cálculo del volumen de material que se encuentra en movimiento y la ubicación de estructuras que puedan desencadenar un movimiento de material. A partir de las mediciones puntuales de resistividad eléctrica aparente y de resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado se logró obtener una escala geoelectrica-litológica que identificó la composición de la superficie de deslizamiento (limo, arcilla y grava de la formación Cenicera) y su valor de resistividad eléctrica ( $<40 \Omega \cdot m$ ). La interpretación de SEV mostró que la superficie de deslizamiento se encuentra a profundidades variables de 20 y 60 m, dependiendo de la topografía local. Derivado del levantamiento de TRE fueron mapeados la superficie de deslizamiento y el espesor de material de avalancha, resultando en el cálculo de un volumen de material de avalancha de  $1,373,158 \text{ m}^3$ . Varias fallas fueron localizadas en el área de estudio. El análisis conjunto de los mapas topográficos de la superficie del terreno y de la superficie de deslizamiento, así como del mapa de espesores de material de avalancha, permitieron definir dos zonas de mayor vulnerabilidad y dos direcciones principales de movimientos de material ante un evento de deslave.

## **Abstract**

The purpose of this research is to evaluate a landslide zone located in Cañón de Yerbabuena, Ahualulco city, state of San Luis Potosí, through the application of geoelectrical methods: Vertical Electrical Sounding (VES), Electrical Resistivity Tomography (ERT), specific measurements of apparent electrical resistivity in geological sections and electrical resistivity in samples of unconsolidated material. The geoelectric studies resulted in the definition of the slip surface, the calculation of the volume of material in movement and the location of structures that could trigger a landslide. From the specific measurements of apparent electrical resistivity and electrical resistivity in samples of unconsolidated material, it was possible to obtain an electrical-lithological scale that identified the composition of the slip surface (silt, clay and gravel from the Cenicera formation) and its electrical resistivity value ( $<40 \Omega \cdot m$ ). The VES interpretation showed that the slip surface is at varying depths between 20 and 60 m, depending on the local topography. From ERT survey, the slip surface and the landslide body thickness were mapping, resulting in the calculation of an avalanche volume of  $1,373,158 \text{ m}^3$ . Several faults were located in the study area. The joint analysis of the topographic, slip surface and landslide body thickness maps, allow to define two areas of greater vulnerability and two main directions of avalanche material movement in the event of landslide.

## Capítulo 1. Planteamiento del problema

### Antecedentes

Los deslizamientos de laderas son procesos dinámicos que se caracterizan por una desestabilización del terreno la cual trae consigo el movimiento de materiales de roca y suelo (Ferrer Gijon, 1988). Estos procesos significan una amenaza geológica para la humanidad, ya que son causantes de pérdidas humanas y de daños a la propiedad privada y a la infraestructura, por lo tanto, es importante conocer sus características principales con el fin de evaluar los riesgos que traen consigo estos movimientos (Froude y Petley, 2018). De acuerdo con Haque *et al* (2019), los deslizamientos de ladera causan cada año una gran cantidad de daños a la vida y a la economía; y se ha reportado que el 17% de las muertes en el mundo causadas por peligros naturales son ocasionadas por deslizamientos.

Dichos deslizamientos ocurren cuando una masa de material rocoso situado en una ladera se corta a cierta profundidad. Dicho corte o ruptura permite que la masa se deslice pendiente abajo sobre una falla principal (Hinojosa-Corona *et al*, 2011) o sobre una superficie de deslizamiento. La superficie de deslizamiento o de ruptura define el tipo de deslizamiento, el cual puede ser rotacional si la superficie es curva o cóncava; traslacional, si la superficie es semiplana u ondulada; y deslizamientos planos si la superficie de deslizamiento es plana (Alcántara, 2000).

Los deslizamientos de ladera pueden ser desencadenados o propiciados por eventos geológicos, climáticos y/o antropogénicos, los cuales, pueden crear deslizamientos inmediatos y fatales (Malamud *et al*, 2004). De acuerdo a Alcántara (2000), las causas de estos movimientos de masa rocosa pueden ser clasificadas en internas y externas. Las externas están relacionadas a aquellas que producen un incremento en la tensión, pero no en la resistencia del material, mientras que las internas son aquellas que disminuyen la resistencia del material sin cambiar la tensión. Dentro de las causas externas, las principales suelen ser los cambios en la geometría o en el peso de las laderas, las tensiones transitorias a las que se expone la ladera y a los cambios en el régimen hidrológico. Por otro lado, las causas internas están relacionadas con la transformación de los materiales a través de movimientos progresivos, y con procesos de intemperismo y erosión. Es gracias a la

combinación de factores internos y externos que los deslizamientos de ladera logran desarrollarse.

La presencia de deslizamientos a lo largo del mundo no es uniforme, es dependiente de los factores que permiten su desarrollo y principalmente de la topografía. Debido a esto, se ha realizado la creación de catálogos o inventarios en los que se registran dichos procesos y sus características; sin embargo, se ha observado que en países que aún se encuentran en desarrollo, no se han establecido sistemas de registro adecuados (Whiteley *et al*, 2019). Varios países no cuentan con un buen registro de eventos, esto se debe a que suelen registrar solo aquellos deslizamientos que implican un impacto notable en la vida, sociedad y economía. De acuerdo con Haque *et al* (2019), otra de las razones por las que no son registrados es porque los daños que ocasiona un evento pueden ser atribuidos a un detonador inicial (terremotos, erupciones volcánicas, precipitaciones intensas) y no al deslizamiento, por lo que lo deja fuera de la razón de estudio.

En México, aún no existe un catálogo completo y actualizado debido a que suelen registrarse solo aquellos eventos con un gran número de víctimas y de daños, dicho así, eventos pequeños suelen pasar desapercibidos (Díaz *et al*, 2019). Cabe mencionar que México, por sus características geológicas, geográficas y topográficas, alberga amenazas naturales entre las cuales se encuentran los deslizamientos de laderas (Alcántara, 2008). A pesar de estas condiciones y de la frecuencia con la que ocurren estos eventos, es apenas en las últimas dos décadas que se han empezado a documentar y a estudiar con mayor importancia los deslizamientos de laderas (Díaz *et al*, 2019). Según Alcántara (2008), en México hay algunos factores que condicionan la prevención de los deslizamientos de ladera, algunos de ellos son: (1) el estudio de deslizamientos en México es relativamente nuevo y no se han desarrollado procedimientos sistemáticos; (2) falta de investigadores que se dediquen a este tipo de peligros; (3) una cultura predominante de reacción contra prevención; (4) límites políticos y sociales que limitan el desarrollo, aplicación y permanencia de las acciones de prevención de desastres.

En este trabajo de investigación se analizará un caso de deslizamiento de ladera en México en el estado de San Luis Potosí en el municipio de Ahualulco, siendo más precisos, en la localidad Cañón de Yerbabuena. En dicho lugar se localiza un deslizamiento de ladera activo



(Pallares, 2001; Villalpando *et al*, 2019). De acuerdo a Villaseñor (2019), esta zona está regida por una deformación gravitacional profunda de ladera, la cual presenta como detonantes principales las precipitaciones en la zona y la erosión pluvial. Entre los pocos estudios que se han realizado en la zona, se encuentra el trabajo de tesis de Villalpando (2016), en el cual mediante una integración de diferentes técnicas logró obtener un modelo tridimensional de la zona de deslizamiento. Por otro lado, Villaseñor *et al* (2021) hace una descripción estructural de la zona de deslizamiento, así como un cálculo aproximado del volumen del material en movimiento. En ambos estudios se realizaron algunos estudios geofísicos como Sondeos Eléctricos Verticales y Tomografías de Resistividad Eléctrica. La cercanía de esta zona de deslizamiento a poblaciones y a infraestructuras hace que sea un área de interés para su estudio, de manera que, conociendo las características del fenómeno se pueda reducir el riesgo al cual se enfrenta la población vulnerable.

### **Aplicación de métodos de resistividad eléctrica para el estudio de deslizamientos de ladera**

En el estudio de deslizamientos de laderas se han utilizado diversos métodos geofísicos, como son, los sísmicos, geoelectrónicos, magnéticos, georadar de penetración terrestre, electromagnéticos, entre otros (Lapenna *et al*, 2003). Dentro de los geoelectrónicos, aquellos de resistividad eléctrica, como son las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE), pueden brindar información acerca de la geometría del área de deslizamiento de ladera, así como de la profundidad y forma de la superficie de deslizamiento (Asriza *et al*, 2017).

En México, como se mencionó en párrafos anteriores, la investigación de deslizamientos no se ha desarrollado en gran escala y mucho menos el uso de métodos geofísicos para su estudio. Sin embargo, existen algunos estudios en los que se han utilizado métodos de resistividad eléctrica (TRE, SEV) para estudiar la morfología de la zona de deslizamiento, la existencia o no de humedad en el material en movimiento y para definir la superficie de deslizamiento (Villalpando *et al*, 2019; Villaseñor *et al*, 2021); en el caso de Delgado-Argote y colaboradores (2017) utilizaron el método TRE para definir el cuerpo principal del deslizamiento rotacional, así como para la correlación de los valores de resistividad obtenidos con la litología de la zona.

En diferentes partes del mundo se ha hecho más obvio el uso de métodos geofísicos, sobre todo los geoelectrónicos, para la investigación de deslizamientos de laderas. Los métodos de resistividad eléctrica son normalmente utilizados para localizar la superficie de ruptura, debido a que estos métodos son sensibles al contenido de arcilla y de agua en el cuerpo deslizante, así como a fallas y fracturas (Jongmans y Garambois, 2007).

Las precipitaciones y la saturación en sedimentos finos o arcillosos en cuerpos inestables, son considerados un detonante principal de los deslizamientos (Bièvre *et al*, 2011). Es por esto, que en los casos en los que se vean involucradas estas condiciones en una zona de deslizamiento, una herramienta importante para su estudio son los métodos de resistividad eléctrica, ya que, se podrá observar un contraste de los valores de las propiedades eléctricas del material en movimiento contra el material encajonante y en algunos casos se podrá definir la superficie de deslizamiento (Göktürkler *et al*, 2008; Jongmans *et al*, 2009; Chambers *et al*, 2011).

### **Hipótesis**

A través de estudios geoelectrónicos realizados en una zona de deslizamiento, es posible definir la superficie de deslizamiento, el volumen del cuerpo en movimiento y estructuras desencadenantes.

### **Justificación**

La generación de modelos geofísicos lito-estratigráficos de zonas con deslizamientos de ladera, permitirá definir los agentes causales o desencadenantes de estos movimientos, así de esta manera, pueden tomarse medidas para disminuir los riesgos que enfrenta la población expuesta y diseñar un monitoreo oportuno para la zona de deslizamiento.

### **Objetivo general**

Definir la superficie de deslizamiento de la zona de estudio y a través de ello, calcular el volumen de material rocoso y suelo que puede deslizarse. Así también, ubicar fallas y fracturas que puedan ser desencadenantes de los movimientos de ladera.

### **Objetivos específicos**

- Estimar la profundidad aproximada de la superficie de deslizamiento a través de modelos geoelectrónicos 1D.

- Interpretación lito-estratigráfica de los modelos geoelectricos 2D basada en modelos de resistividad vs humedad/salinidad para diferentes muestras de material no consolidados y, en mediciones puntuales de resistividad electricas adquiridas en cortes geologicos.
- Detección de fracturas asociadas con el deslave a partir de modelos geoelectricos 2D.
- Mapeo de superficie de deslizamiento a partir de la correlación de diferentes modelos geoelectricos 2D.
- Determinación de volumen de material en deslizamiento.
- Definición de posibles rutas de movimiento de material en caso de un deslizamiento de ladera.

## **Capítulo 2. Marco teórico**

### **Métodos Geoelectrónicos de Corriente Continua: Métodos de Resistividad Eléctrica**

Los métodos geoelectrónicos de corriente continua, son aquellos en los cuales el flujo de carga eléctrica entre dos puntos se mantiene constante, es decir, que no varía con el tiempo y no cambia de polaridad. Estos métodos pueden clasificarse de acuerdo a su fuente de energía, la cual puede ser natural o artificial y a la propiedad eléctrica que estudian. En este trabajo de investigación el enfoque está dirigido a los métodos de resistividad eléctrica, los cuales son un método geoelectrónico de corriente continua de fuente artificial que se encargan, como su nombre lo indica, de estudiar la resistividad eléctrica de las rocas. Los métodos incluidos en esta clasificación, presentes en este trabajo son: Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), Resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado y Mediciones puntuales de resistividad eléctrica en cortes geológicos.

### **Fundamentos Teóricos**

Los métodos geoelectrónicos superficiales estudian la resistividad eléctrica del subsuelo a través de mediciones en superficie, de manera que puede conocerse su distribución y también estimar su resistividad real (Loke, 2004). La resistividad, como propiedad física, presente en las rocas está condicionada por factores geológicos como son el contenido mineral, su porosidad y fluido contenido en ellos, y su salinidad; y también factores físicos como la presión y la temperatura (Orellana, 1972; Loke, 2004).

### **Resistividad eléctrica de las rocas**

Telford (1990) expone que, la resistividad es una de las propiedades de las rocas con un mayor rango de valores, ya que, un mismo tipo de roca puede tener distintos valores de resistividad de acuerdo a las condiciones en las que esta se encuentre. Las condiciones que afectan la resistividad en la roca son: su porosidad, su contenido en agua (humedad), la conductividad del agua de poro (salinidad), constitución mineralógica de la roca (Orellana, 1972). A pesar de esto existen ciertos criterios que permiten asociar un tipo de roca con algún valor de resistividad, dichos criterios han permitido construir tablas y diagramas como el que se muestra en la Figura 1.

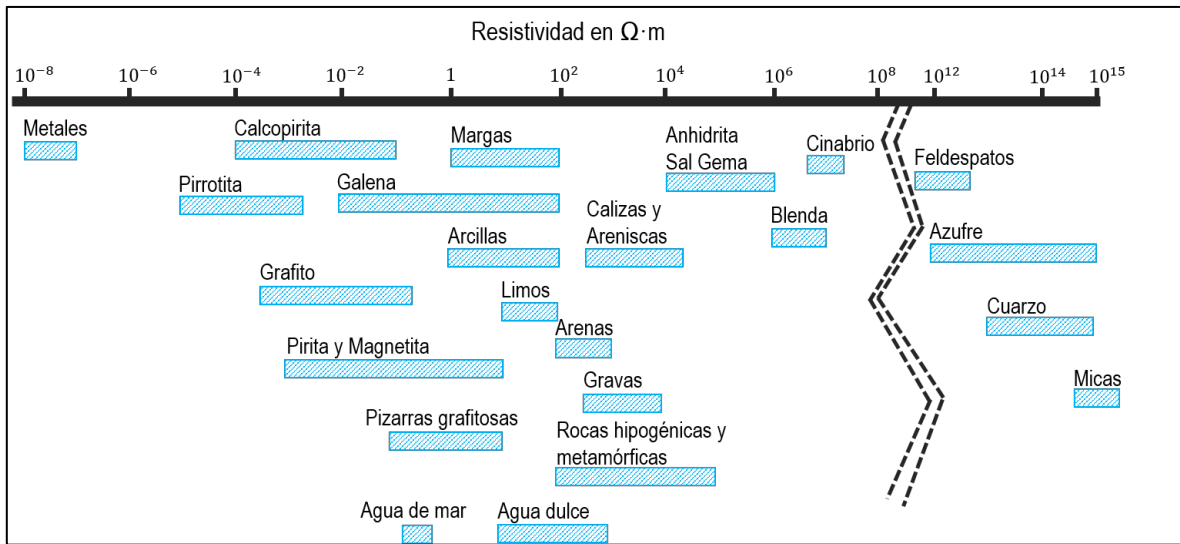


Figura 1. Esquema de los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales. Tomada de Orellana (1972).

De acuerdo con Loke (2004), de manera general, las rocas con menor resistividad son las sedimentarias, le siguen en aumento las metamórficas y por último las de mayor resistividad son las ígneas, sin embargo, como se mencionó anteriormente existirán factores que permitirán que los valores de resistividad de distintos tipos de rocas se traslapen.

Ejemplificando el párrafo anterior, Orellana (1972) comenta que, las rocas ígneas y metamórficas, aunque tienen los mayores rangos de resistividad respecto a los otros tipos de rocas, sus valores pueden ser afectados por el grado de metamorfismo o alteración que presente la roca (ej. la presencia de arcilla o grafito pueden disminuir considerablemente la resistividad de la roca). En el caso de las rocas sedimentarias, y en especial de las rocas detríticas y clásticas, la resistividad está en función del tamaño de grano y de la salinidad del agua que contengan; la resistividad será menor si la salinidad del agua que contiene la roca es alta, en cambio será mayor si la salinidad es baja. La siguiente Tabla 1 muestra los valores de resistividad para algunas rocas.

Tabla 1. Tabla de valores de resistividad para algunas rocas. Tomada de Reynolds (1998).

Roca	Resistividad [ $\Omega m$ ]
Granito	$3 \times 10^2 - 3 \times 10^6$
Lutitas consolidadas	$20 - 2 \times 10^3$
Conglomerados	$2 \times 10^3 - 2 \times 10^4$
Areniscas	$1 - 7.4 \times 10^8$
Arcilla	$1 - 10^2$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$
Aluvión y arena	$10 - 8 \times 10^2$

De acuerdo con lo planteado hasta ahora, podría pensarse entonces que, la identificación del tipo de roca respecto a un valor de resistividad puede ser difícil, sin embargo, Orellana (1972) explica que, la variación se reduce debido a que la extensión del área de estudio será pequeña respecto al subsuelo, lo que restringe la variabilidad de la resistividad por el acotamiento de la variabilidad de los factores antes mencionados. Si bien pueden existir traslapes e imprecisiones, estas pueden ser corregidas al tener suficiente información preliminar del área que se esté estudiando.

Una propiedad que es importante mencionar para el entendimiento de la resistividad en las rocas, es su inverso, es decir, la conductividad eléctrica. Esta propiedad es importante, ya que, factores que afectan la conductividad de la roca son importantes en el desarrollo de modelos de resistividad de la roca respecto al contenido de finos y al tipo de fluido que contenga. Entonces, la conductividad en las rocas se clasifica en dos tipos: metálica o electrónica, y la electrolítica.

La conductividad metálica, es aquella que poseen los minerales metálicos, los cuales transportan electrones de valencia de sus átomos, moviéndose de forma libre en la red cristalina que forman (Orellana, 1972; Estrada, 2013).

Por otro lado, la conductividad electrolítica es la que conduce la energía eléctrica a través del agua de impregnación (o fluidos en general) que llena los poros de la roca. La corriente

eléctrica circula a través de iones, por lo que la conductividad está en función a la cantidad de agua y de sales disueltas en ella. Mencionado lo anterior, la conductividad electrolítica dependerá de los factores siguientes: (1) Factor de porosidad, es decir, la proporción en volumen de poros en la roca; (2) Factor de formación, el cual es la disposición geométrica de los poros; (3) Factor de saturación, que es la proporción de poros llenos de agua; y (4) la resistividad del agua contenida en los poros (Estrada, 2013). La temperatura es un factor que, si bien influye de manera directamente proporcional a la conductividad eléctrica, éste es importante considerarlo solo en mediciones de laboratorio.

### **Ecuaciones**

Para entender el concepto de resistividad se abordará primero el concepto de resistencia. La resistencia eléctrica, como su nombre lo indica, es la oposición al paso de la corriente eléctrica a través de un material. Como menciona Reynolds (1998), la resistencia en un material de longitud  $L$  y sección transversal  $A$ , será proporcional a la longitud del cuerpo e inversamente proporcional a su área transversal [1]:

$$R \propto \frac{L}{A} \quad [1]$$

De acuerdo con esto, la resistividad se agrega a la ecuación anterior [1], como un coeficiente de proporcionalidad para obtener la resistencia del cuerpo. De esta forma la resistencia queda definida de la siguiente manera [2]:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad [2]$$

La resistividad entonces será la propiedad que posee un material para resistirse al paso de la corriente eléctrica, esta será específica para cada material y no depende de la forma de este, a diferencia de la resistencia. Dicho de esta forma, la resistencia puede considerarse como la medida de la resistividad de un cuerpo en diferentes dimensiones.

La resistencia puede obtenerse a través de la diferencia de potencial  $V$  entre dos puntos en un material y conociendo la corriente eléctrica que pasa por el material  $I$ , de forma que se obtiene la siguiente ecuación [3] (Halliday *et al*, 1994):

$$R = \frac{V}{I} \quad [3]$$

Para obtener la resistividad se puede despejar de la ecuación [2] y combinarla con la ecuación [3], de esta forma obtenemos la siguiente ecuación [4]:

$$\rho = \frac{AV}{LI} \quad [4]$$

De acuerdo a la ecuación [4], la unidad en la que se mide la resistividad es el  $\Omega m$ .

Si bien los conceptos anteriores son importantes para entender cómo funcionan los métodos de resistividad eléctrica, cabe mencionar que, el estudio de resistividad eléctrica en el subsuelo se rige por la Ley de Ohm, ya que esta ley explica el flujo de la corriente eléctrica en el subsuelo (Loke, 2004). La ley de Ohm en su forma diferencial para medios isotrópicos se expresa de la siguiente manera [5]:

$$J = \sigma E \quad [5]$$

En donde la densidad de corriente  $J$  es proporcional al campo  $E$ , y que además  $J$  tiene el mismo sentido y misma dirección que  $E$  en un mismo punto. En esta ecuación la conductividad  $\sigma$  (inversa de la resistividad  $\rho$ ) funciona como un coeficiente de proporcionalidad (Orellana, 1972).

Para entender cómo fluye la corriente en el subsuelo se debe tener en consideración un medio isotrópico y homogéneo conformado por un semiespacio de resistividad  $\rho_1$  (subsuelo) y otro semiespacio de resistividad  $\rho_2$  (atmósfera), el cuál recibirá un corriente eléctrica a través de un electrodo A (Orellana, 1972).



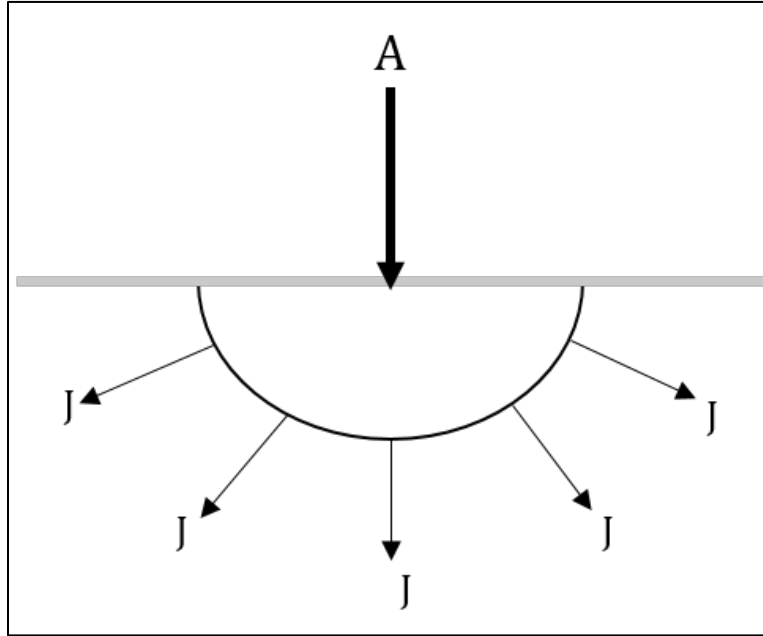


Figura 2. Modelo dirección de densidad de corriente en un semiespacio homogéneo, con un electrodo de corriente en la superficie. Tomada de Orellana

Con las características mencionadas y aplicando la ley de Ohm, el flujo de corriente eléctrica a través del medio será la misma en todas las direcciones por lo cual se puede decir que la corriente fluye radialmente (Figura 2), de tal forma que a una distancia  $r$  del electrodo de corriente  $A$ , se forma una semiesfera de área  $2\pi r^2$  (Estrada, 2013).

Con el supuesto anterior, Orellana (1972) explica, que la integral de  $J$  sobre la superficie de la semiesfera será igual a  $I$ , por lo que se obtendrá

$$2\pi r^2 J = I \quad [6]$$

Entonces despejando  $J$  de [6] y comparando con [5], se obtiene

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad [7]$$

Dejando la ecuación [7] en términos del campo y la resistividad se tiene que

$$|E| = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad [8]$$

Ahora de acuerdo a Loke (2004) la relación entre el campo  $E$  y el potencial es la siguiente [9]

$$E = -\nabla U \quad [9]$$

Esta expresión [9] formula que el campo eléctrico es el gradiente escalar de un potencial (Telford *et al*, 1990). Por otro lado, Orellana (1972) menciona que a partir de [9] se puede deducir una integral para calcular la diferencia de potencial de dos puntos cualesquiera  $M$  y  $N$ , de donde se tiene que

$$U_N^M = - \int_N^M E \cdot dl \quad [10]$$

Resolviendo [10] haciendo uso de la ecuación [8] y considerando  $r_1$  y  $r_2$  como las distancias a los puntos  $M$  y  $N$  respectivamente, se tiene que

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad [11]$$

En la práctica es común el uso de dos pares de electrodos, dos de corriente ( $A$ ,  $B$ ) y dos de potencial ( $M$ ,  $N$ ), con los cuales se mide la diferencia de potencial entre dos puntos (Loke, 2004). Entonces la diferencia de potencial para un semiespacio infinito está dada por

$$\Delta V = U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad [12]$$

Donde  $AM$ ,  $BM$ ,  $AN$ , y  $BN$  son las distancias entre los electrodos de corriente y los electrodos de potencial.

Para el desarrollo de las expresiones anteriores fue establecida la condición de un subsuelo homogéneo, sin embargo, la realidad no es así. El subsuelo puede estar constituido por diferentes tipos de rocas con lo cual se esperan tener diferentes valores de resistividad, como se puede ver en la Figura 3.

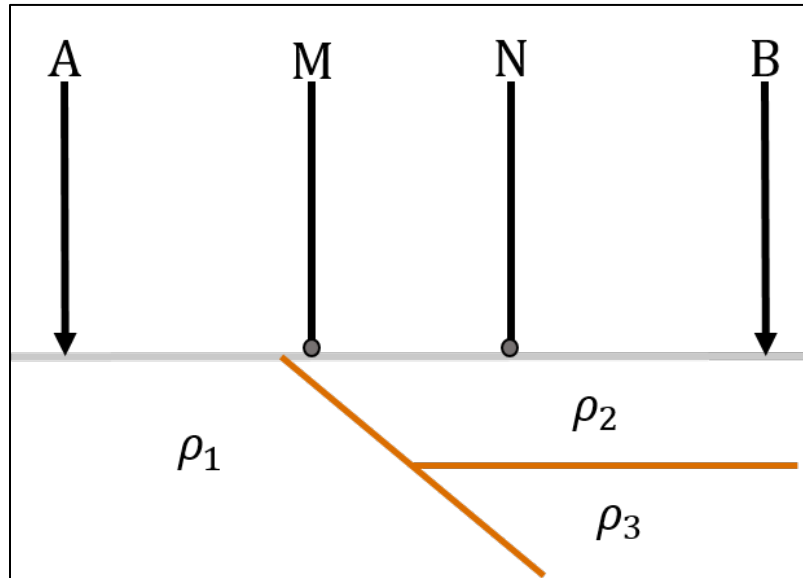


Figura 3. Modelo de un subsuelo con diferentes valores y distribuciones de resistividad. Tomada de Orellana

Es entonces donde se incluye el término de resistividad aparente, que, como menciona Orellana (1972), no será el promedio ni la media ponderada de los valores de resistividad presentes, ya que, pueden resultar en un valor mayor o menor a las resistividades presentes en el subsuelo. A pesar de esto puede utilizarse la ecuación [12] para el cálculo de la resistividad aparente de la manera siguiente:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} \quad [13]$$

El término de resistividad aparente estará condicionado por un factor geométrico  $K$  [14], el cual dependerá de la disposición geométrica de los electrodos (Loke, 2004)

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} \quad [14]$$

Entonces, se tiene que

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad [15]$$

La resistividad real puede obtenerse resolviendo la inversión de los datos (Loke, 2004). Actualmente los datos son procesados computacionalmente con el fin de obtener la distribución de resistividad real en el subsuelo (Ernstson & Kirsch, 2009).

### Arreglos electródicos

Como se mencionó, los valores de resistividad aparente que se obtienen en la práctica, dependerán de la configuración geométrica de los electrodos (Reynolds, 1998), es decir, del orden y la distancia en la que se acomodan los electrodos de corriente y de potencial en la superficie del terreno. Estas configuraciones o también llamadas arreglos electródicos, tiene su propio factor geométrico, el cual será calculado a partir de la posición y distancia existentes en los electrodos. Algunos arreglos electródicos son, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo, Polo-Dipolo, Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger, entre otros. En este trabajo fueron utilizados los arreglos Schlumberger para SEV, Dipolo-Dipolo para TRE, y Wenner para mediciones puntuales en cortes geológicos, por lo que el enfoque será en esas tres configuraciones.

### Arreglo electródico Schlumberger

Es un arreglo lineal y simétrico de cuatro electrodos, dos de corriente A, B y dos de potencial M, N.

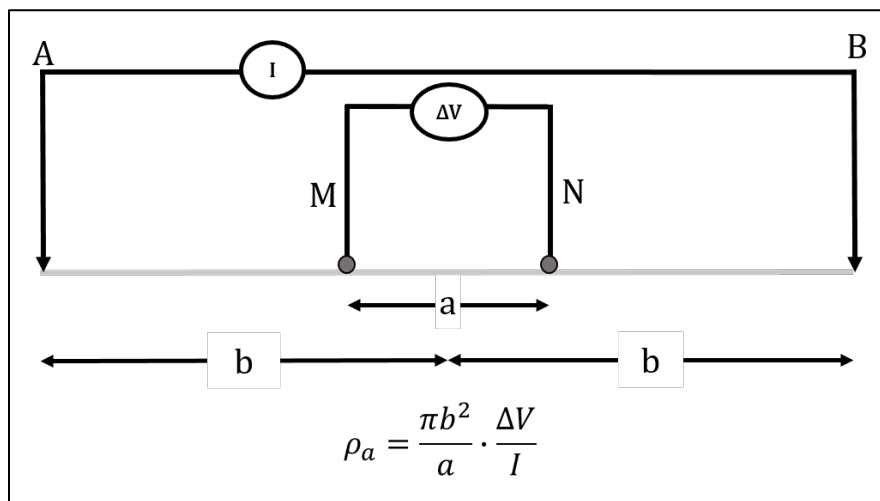


Figura 4. Arreglo electródico Schlumberger con factor geométrico  $K = \frac{\pi b^2}{a}$

En esta configuración los electrodos de potencial permanecen a una distancia  $a$  fija en el centro del arreglo, mientras que los electrodos de corriente se abren a una distancia  $b$  desde

el centro del arreglo (Figura 4), siendo que la distancia entre A y B tiene que ser al menos cinco veces la distancia entre MN, esto es,  $2b \geq 5a$  (Dobrin & Savit, 1988). El incremento de la distancia entre A y B aumenta la profundidad de investigación. En estudios tomográficos, este arreglo tiene una alta resolución vertical (Reynolds, 1998) y una adecuada resolución horizontal, es decir, es sensible a estructuras horizontales y verticales.

### Arreglo eléctrico Dipolo-Dipolo

Los arreglos dipolares son conocidos de esta manera debido a que forman dos pares de electrodos, cada uno con una distancia relativamente pequeña entre ellos mismos, por lo cual se pueden considerar dipolos; un dipolo será de corriente AB, y uno de potencial MN (Orellana, 1972; Ernstson y Kirsch, 2009). De acuerdo a Loke (2004) este arreglo es comúnmente utilizado ya que tiene un bajo acople electromagnético entre los circuitos de corriente y de potencial. Este arreglo está conformado por cuatro electrodos, dos de corriente A y B, y dos de potencial M y N. La distancia entre electrodos de cada dipolo será una distancia  $a$ , mientras que la distancia entre dipolos será de  $na$ , donde  $n$  es un factor de incremento (Figura 5), de manera que incremente la profundidad de investigación.

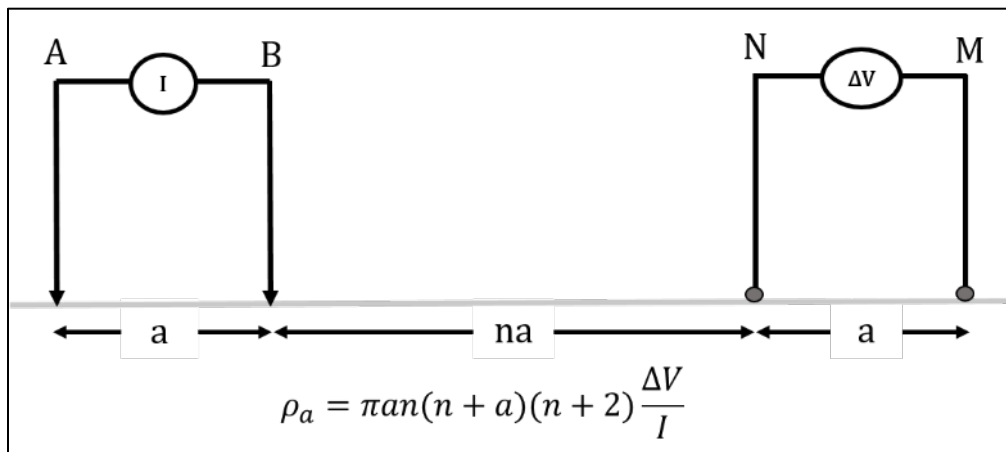


Figura 5. Arreglo eléctrico Dipolo-Dipolo con factor geométrico  $K = \pi a n(n + a)(n + 2)$

Esta configuración es sensible a cambios de resistividad laterales, es decir, es útil para visualizar estructuras verticales como diques, cavidades y fallas; por otro lado, es menos sensible a cambios verticales, esto quiere decir, que no es muy precisa para la modelación de estructuras horizontales (Loke, 2004).

### Arreglo eléctrico Wenner

Wenner es un arreglo lineal de cuatro electrodos simétricos, dos de corriente A, B y dos de potencial M, N. Este tipo de arreglo tiene tres variaciones o presentaciones llamadas Alfa, Beta y Gamma, siendo Alfa la más utilizada y la que es conocida normalmente solo como Wenner (Figura 6). Para fin de ese trabajo se ilustrará solo el arreglo Alfa ya que fue el utilizado en esta investigación.

De acuerdo con (Loke, 2004), este arreglo eléctrico es sensible a cambios verticales de resistividad eléctrica debajo del centro de la configuración y poco sensible a cambios horizontales. Comparado con otras configuraciones eléctricas, el arreglo Wenner tiene una profundidad de investigación moderada, alcanzando aproximadamente 0.5 veces la distancia a.

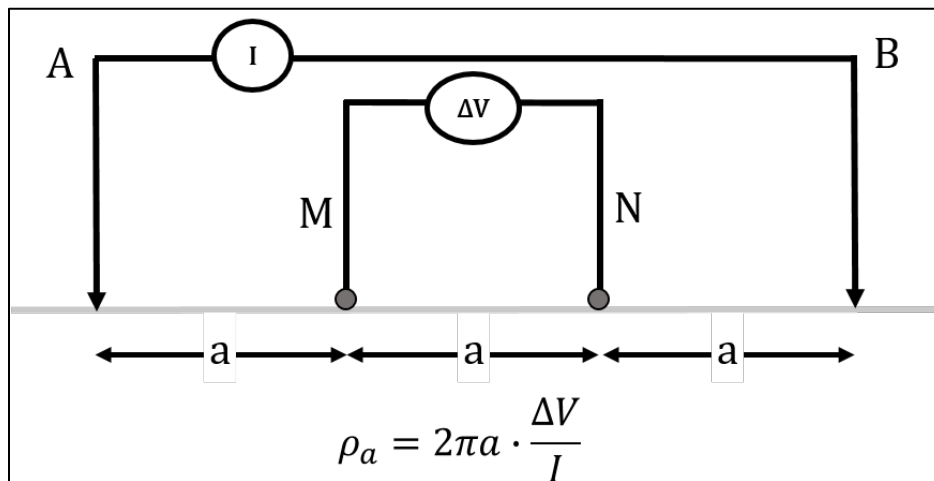


Figura 6. Arreglo eléctrico Wenner con factor geométrico  $K=2\pi a$ .

### Sondeo Eléctrico Vertical

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), es un método de resistividad eléctrica que permite estudiar la variación de la resistividad del subsuelo respecto a la profundidad a partir de un punto ubicado en superficie (Estrada, 2013). Para esta metodología se asume que el subsuelo está compuesto por capas horizontales, paralelas e isótropas (no existen cambios de resistividad eléctrica en ninguna dirección dentro de la capa). Por lo que la resistividad solo cambia con la profundidad (Loke, 2004), es decir, se obtiene un modelo unidimensional o 1D. En el SEV, como en cualquier otro método de resistividad eléctrica se obtienen los valores de resistividad aparente, ya que, después de la primera capa geoelectrónica los

siguientes valores serán el resultante del conjunto de valores de resistividad de cada una de las capas que atraviesa la corriente eléctrica (Estrada, 2013).

Como se menciona en párrafos anteriores, la resistividad aparente es calculada a través de la resistencia y de la configuración electródica que sea utilizada. Los valores de resistividad aparente obtenidos son graficados en escala bi-logarítmica, en la cual en el eje de las abscisas estarán representadas las distancias desde el punto medio hasta los electrodos de corriente ( $AB/2$ ), mientras que en el eje de las ordenadas se ubicarán los valores de resistividad aparente (Reynolds, 1998).

Las formas de las curvas de resistividad aparente obtenidas pueden dar información acerca del número de capas geoelectricas que se encuentran debajo del punto de estudio en superficie, esto se puede deducir gracias a los cambios de pendiente o a los máximos y mínimos en la curva, los cuales indican la existencia de distintas capas (Estrada, 2013).

Existe una nomenclatura para cada tipo de curva de acuerdo al número de capas geoelectricas y a su valor de resistividad. Cuando una curva representa dos capas solo existen dos opciones, la primera capa tiene mayor resistividad que la segunda capa o su inversa; por lo cual no es necesaria una nomenclatura. Sin embargo, para curvas que representan tres o más capas geoelectricas existe una clasificación de acuerdo a los valores de resistividad de las capas y al número de capas. Suponiendo un subsuelo compuesto por tres capas geoelectricas con valores de resistividad de  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  y  $\rho_3$  para las capas 1, 2 y 3 respectivamente (Figura 7), se tiene la siguiente nomenclatura (Sánchez, s. f.): (1) Curva tipo H, la segunda capa tiene menor resistividad que la primera y la tercera ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ); (2) Curva tipo K, la segunda capa tiene mayor resistividad que la primera y tercera capa ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ); (3) Curva tipo A, la resistividad aumenta con la profundidad ( $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ); (4) Curva tipo Q, la resistividad disminuye con la profundidad ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ). Para subsuelos compuestos por más de tres capas, estas deben descomponerse en grupos de tres capas, empezando desde la superficie, de esta manera pueden clasificarse con la nomenclatura descrita anteriormente. Suponiendo un subsuelo de cinco capas, se forma un primer grupo con las tres primeras capas y se asigna la letra correspondiente al tipo de curva; el segundo grupo se tomará a partir de la segunda capa hasta la cuarta; y por último el tercer grupo será de la tercera a la quinta capa, de esta forma se tendrá una curva con de tres letras.

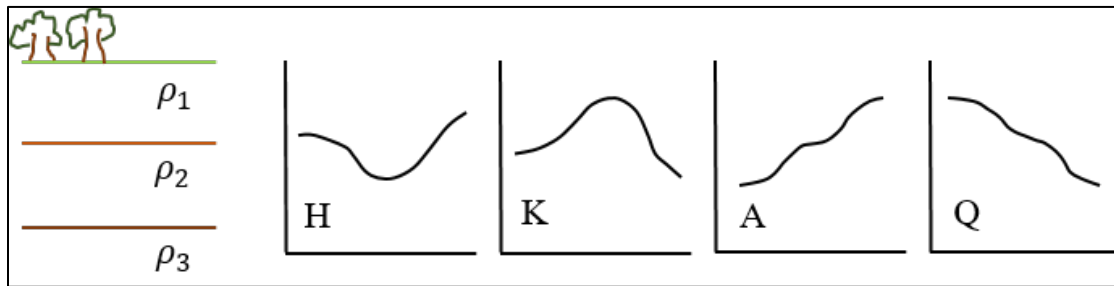


Figura 7. Nomenclatura para las curvas de SEV de un corte geoelectrico de tres capas.

A partir de las curvas de resistividad eléctrica se pueden obtener cortes geoelectricos. Dichos cortes son la representación de los estratos que componen la formación con su respectivo valor de resistividad eléctrica y su espesor. Los cortes geoelectricos pueden convertirse a cortes geológicos, en el cual se toma la equivalencia entre la litología (previamente estudiada) con los valores de resistividad.

Como se mencionó anteriormente, existe el traslape de valores de resistividad en rocas de distinto tipo, es por esto que en este método existen ambigüedades en la interpretación; por ejemplo, a partir de un corte geoelectrico se obtiene una sola curva de resistividad aparente, mientras que de una sola curva pueden obtenerse varios cortes geoelectricos diferentes (Sánchez, s.f.).

Una vez realizado un SEV se obtienen la curva de resistividad aparente. Para obtener los valores de resistividad real y el corte geoelectrico es necesario la inversión de los datos, la cual es, a grandes rasgos, un ajuste de la curva obtenida en campo (observada) con la curva calculada (teórica) a partir de un modelo de capas (Ernstson & Kirsch, 2009).

### Tomografía de Resistividad Eléctrica

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es un método que permite calcular la distribución de las resistividades del subsuelo a través de mediciones de resistividad utilizando un arreglo de múltiples electrodos distribuidos de manera equiespaciada en la superficie del terreno. Dichas mediciones se obtienen a través del uso de electrodos ubicados con un patrón geométrico específico (Daily *et al*, 2005). En este método, al igual que en SEV, es necesaria una fuente de energía artificial la cual inyectará corriente al subsuelo a través de electrodos de corriente y con los electrodos de potencial se realizará la adquisición de datos de voltaje. Los valores de resistividad aparente son determinados a partir de la ecuación [15].



Con TRE puede obtenerse modelos 2D y 3D, de acuerdo a la forma en la que se realicen las mediciones. Podría decirse que este método es una combinación de SEV y perfilajes o calicatas, por lo cual en un principio fueron denominados como Sondeos Eléctricos Verticales Continuos (Dahlin, 1996). Esta combinación de sondeos y perfilajes tienen como ventaja la obtención información detallada tanto lateralmente como verticalmente a lo largo de un perfil (Janik & Krummel, 2009). De acuerdo con Griffiths (1993), TRE consiste en una serie de mediciones a lo largo de un perfil con electrodos equiespaciados, cambiando la posición del dipolo de medición MN y aumentando la profundidad de estudio mediante el aumento de la separación de electrodos de corriente, esto claro, en función del arreglo que se utilice para el estudio. Este método ha ganado gran protagonismo en prospección minera (Arjwech *et al.*, 2020; Shin *et al.*, 2021), en estudios de impacto ambiental (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2006; Belmonte-Jiménez *et al.*, 2014), hidrogeológicos (Greggio *et al.*, 2018; Rodrigo-Correa *et al.*, 2018) e ingeniería-geológicos (Batista-Rodríguez *et al.*, 2019), entre otros.

Para entender cómo se realiza la adquisición de datos de TRE, la Figura 8 muestra la manera en que se obtienen los puntos de atribución en cada medición teniendo un arreglo eléctrico Wenner.

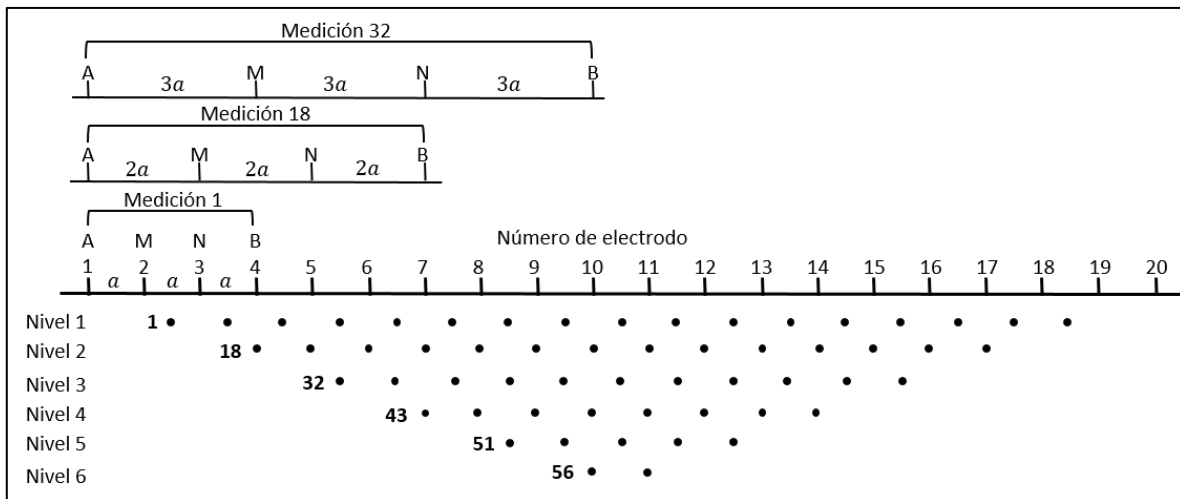


Figura 8. Disposición de electrodos en arreglo Wenner y secuencia de las mediciones para la construcción de una pseudosección. Tomada de Loke (2004).

En la Figura 8 se puede observar la disposición de electrodos equiespaciados a lo largo de un perfil. Cada uno de estos electrodos puede ser de corriente o de potencial de acuerdo a la

configuración eléctrica utilizada. Los puntos observados en cada nivel son los puntos de atribución, es decir, los puntos en los cuales se le atribuye el valor de resistividad. Para este caso, en el que es utilizado el arreglo Wenner, los puntos de atribución del primer nivel se obtienen manteniendo un espacio constante  $a$  entre electrodos, con la diferencia de que en cada medición el arreglo se mueve un electrodo a la derecha. En la primera medición los electrodos se encontrarán en las posiciones  $A=1, M=2, N=3, B=4$ ; mientras que en la segunda medición los electrodos tendrán las posiciones  $A=2, M=3, N=4, B=5$ , ubicando el punto de atribución en ambas mediciones en el centro del arreglo, es decir, en la distancia  $MN/2$ . Para las mediciones del nivel 2, es necesario aumentar la distancia  $AB/2$ , de modo que aumente la profundidad de estudio, donde el arreglo Wenner exige que el espacio entre electrodos debe mantenerse igual, por lo que en este ejemplo aumenta a  $2a$ . Para cada nuevo nivel de profundidad se tomará una nueva distancia entre electrodos. De esta manera, el conjunto de puntos de atribución forma un grupo de datos que dará como resultado una imagen bidimensional de resistividades.

Al igual que en SEV, los valores obtenidos directamente en la práctica o también llamados “valores observados” serán aparentes, es decir, no son la resistividad real del subsuelo, por lo tanto, con estos valores solo es posible obtener pseudosecciones de resistividad aparente. Una pseudosección, es una imagen 2D de la distribución vertical y horizontal de la resistividad aparente.

Es necesario entonces realizar la inversión de los datos con el propósito de obtener la distribución de resistividad real en el subsuelo. Esta inversión permitirá interpretar geológicamente los valores de resistividad. De acuerdo con Loke (2004), la inversión de estos datos tiene como objetivo encontrar un modelo matemático idealizado de una sección del subsuelo, el cual pueda dar una respuesta similar a los valores medidos en la práctica. De acuerdo con Daily *et al*, (2005) la inversión de datos requiere de tres elementos: (1) un modelo directo que represente la distribución de las resistividades aparentes obtenidas (pseudosección); (2) una función que determine los criterios de ajuste del modelo; (3) un algoritmo que determine de qué forma puede encontrarse un modelo de resistividad óptimo.

### Resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado

Este método tiene como principal objetivo el estudio de las propiedades petrofísicas del suelo o de material no consolidado, a través de mediciones de resistividad eléctrica. Esta metodología desarrollada por A. Ryjov (Shevnin *et al.*, 2006), permite resolver el problema directo, el cual es la estimación de la resistividad de un suelo de acuerdo con parámetros petrofísicos del modelo de material no consolidado considerado como una mezcla de arenas y finos; y, como consecuencia de esto, la solución del problema inverso, el cual permite estimar algún parámetro petrofísico con base en la resistividad y salinidad del agua de poro del suelo. El objetivo de esta metodología es obtener la resistividad de muestras de material no consolidado versus la salinidad del agua de poro, con el fin de crear e interpretar modelos de suelo de acuerdo a sus parámetros petrofísicos. Esta metodología ha sido ampliamente utilizada en estudios de sitios contaminados por hidrocarburos (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2014), de propiedades de suelos agrícolas (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2011; Cordero-Vazquez *et al.*, 2021) y en la determinación de la conductividad hidráulica de acuíferos granulares (Delgado Rodríguez *et al.*, 2011)

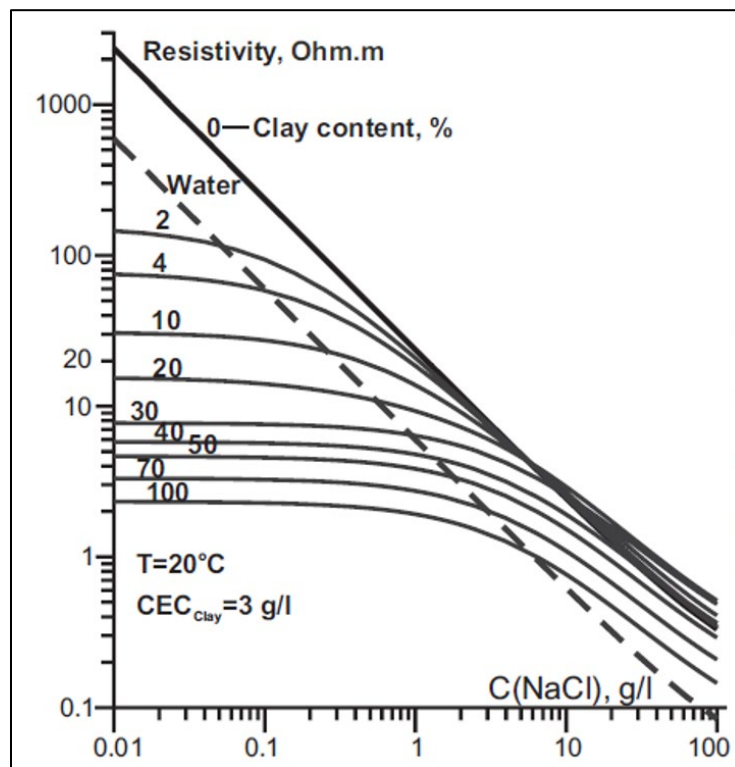


Figura 9. Curvas de resistividad teórica versus salinidad de agua de poro para diferentes porcentajes de arcilla en suelos areno-arcillosos tomada de Shevnin *et al.* (2006).

La resistividad eléctrica del suelo depende de factores petrofísicos, como son, la microestructura de los poros, el volumen de poro, saturación del fluido de poro y el tipo sal (cationes y aniones), radio de los poros de la arena y las partículas finas, pero también depende, del contenido de finos y arena que pueda tener el material no consolidado (Shevnin *et al*, 2007).

Un ejemplo de la solución al problema directo, la cual es el cálculo de la resistividad teórica para un modelo de suelo dado, se puede observar en la Figura 9 (Shevnin *et al*, 2006).

En la gráfica de resistividad versus salinidad de agua de poro, se pueden observar las curvas para diferentes mezclas de suelo que van desde arena limpia hasta arcilla pura y sus valores de resistividad de acuerdo al grado de salinidad que tiene el agua de poro. Cada una de las curvas presenta un porcentaje distinto de contenido de arcilla el cual determinará el valor de resistividad del suelo, ya que a medida que aumenta su contenido en arcilla la resistividad disminuye, sin embargo, es importante observar que a mayores concentraciones de salinidad en el agua de poro las curvas con menor contenido de arcilla se traslapan en los valores de resistividad, como si su contenido de arcilla fuese el mismo. Dicho de esta forma es importante conocer la salinidad del agua de sitio para obtener resultados satisfactorios. Una vez obtenida la curva de resistividad de la muestra de material no consolidado y conociendo la salinidad del agua de poro del sitio de estudio, es posible estimar el contenido de arcilla o de partículas finas.

Para la determinación de parámetros de la arcilla como son su porcentaje, porosidad, capacidad de intercambio catiónico, capilaridad de la arcilla, es necesario realizar la inversión de las curvas de resistividad del material no consolidado como una función de la salinidad del agua obtenida en mediciones de laboratorio, minimizando la diferencia entre las resistividades teóricas y experimentales (Shevnin *et al*, 2007).

Además de los parámetros antes mencionados, también es posible calcular, gracias al contenido de partículas finas y arena, la respuesta de la resistividad del suelo en función de la humedad, por lo que se puede predecir la resistividad de un suelo a diferentes grados de saturación, permitiendo así una interpretación de la litología del sitio de estudio de acuerdo a la humedad.

## Capítulo 3. Marco geológico

### Ubicación

El área de estudio se encuentra en el municipio de Ahualulco, San Luis Potosí, siendo más precisos, en el poblado El Cañón de Yerbabuena (Figura 10). La zona de estudio se localiza entre los pares de coordenadas  $22^{\circ}28'52.81''$  N,  $101^{\circ}12'2.53''$  O y  $101^{\circ}10'35.45''$  O,  $22^{\circ}28'34.85''$  N.

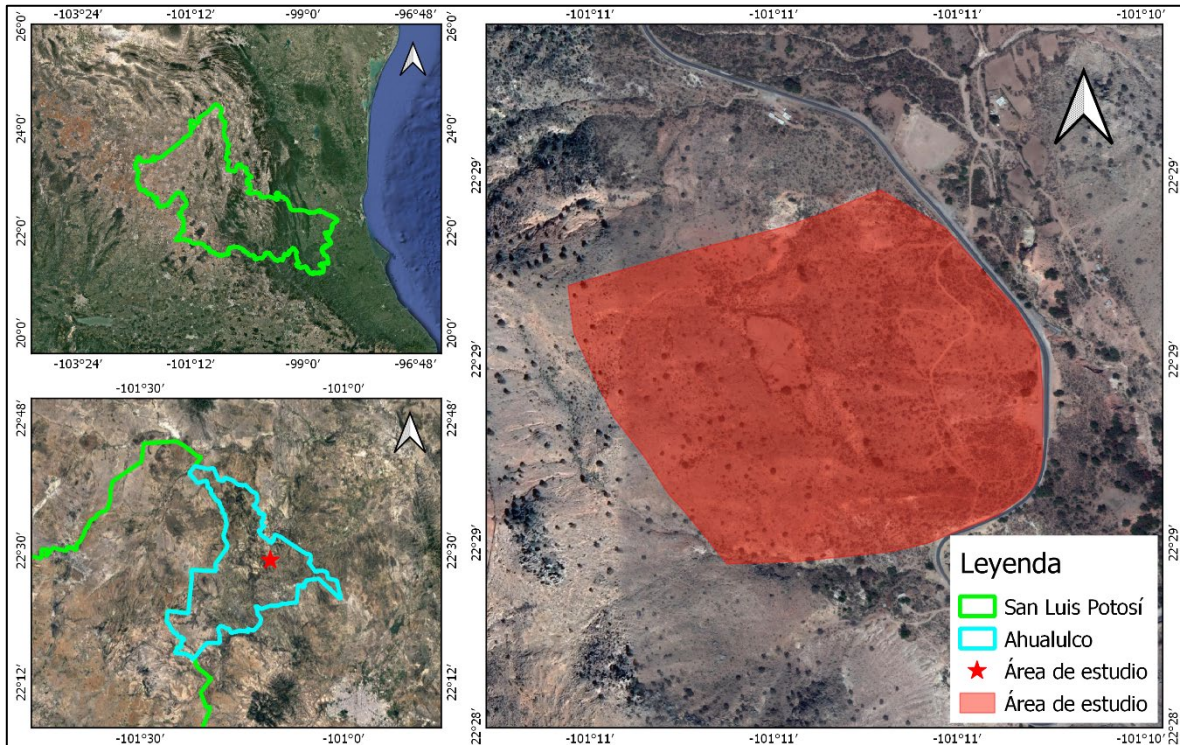


Figura 10. Ubicación del área de estudio en el municipio de Ahualulco, San Luis Potosí, México.

### Geología Regional

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Mesa Central (MC), la cual contiene al Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) y principalmente al Complejo Volcánico Ahualulco; este último es muy importante ya que es el que se relaciona de manera más local con el área de estudio. Por estas razones en los próximos párrafos se realiza la descripción de cada uno.

### Mesa central

La MC es una provincia fisiográfica descrita como una planicie elevada que se encuentra a una elevación promedio de 2 000 msnm, teniendo como parte de su fisiografía elevaciones

topográficas moderadas con desniveles menores a las 600 m. La MC está localizada en el centro de México, se encuentra limitada por la Sierra Madre Oriental (SMOr), la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 11) (Nieto Samaniego *et al*, 2005).

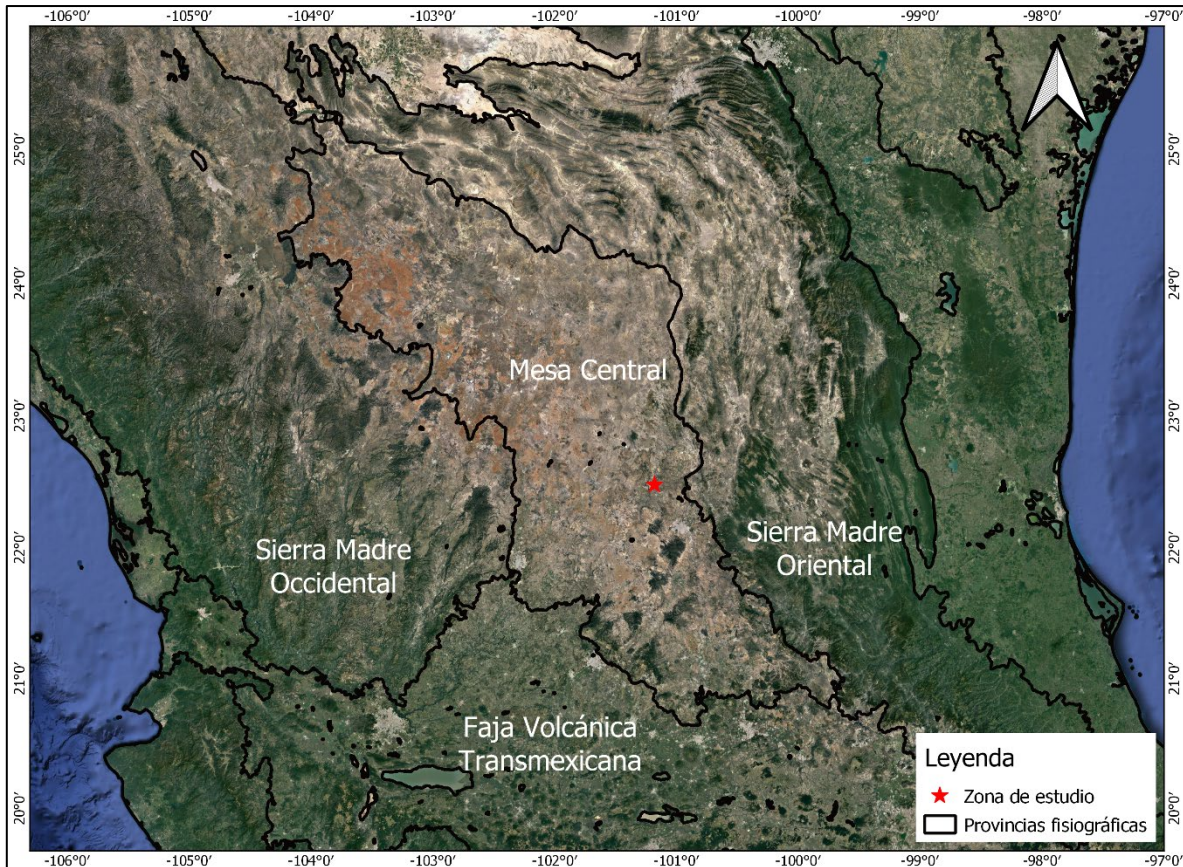


Figura 11. Ubicación de la zona de estudio dentro de la Mesa Central y de las provincias fisiográficas limitantes de la MC.

La composición característica de la MC es una cubierta de rocas volcánicas, félsicas principalmente, la cual se encuentra sobre sedimentos mesozoicos. En la base de esta cubierta hay andesitas del Eoceno y rocas siliciclásticas continentales del Paleoceno-Eoceno (González Naranjo *et al*, 2012). Los sedimentos mesozoicos están constituidos por dos litologías; una conformada por rocas marinas calcáreas de la secuencia de la SMOr, y otra conformada por secuencias del complejo volcano-sedimentario de la Sierra de Guanajuato (Orozco Esquivel *et al*, 2002). Durante el Paleógeno (Orogenia Laramide) se dio un plegamiento de los sedimentos mesozoicos el cual originó las estructuras compresivas de la

SMOr. Por otro lado, durante el Eoceno y Oligoceno temprano se originaron cuencas aisladas en las que se depositaron sedimentos lagunares y continentales. Sobre dichos sedimentos se localiza un paquete de rocas volcánicas cenozoicas que forman parte del CVSLP (Aguillón Robles *et al*, 1994).

En el interior de la MC se pueden ubicar dos regiones. La región norte, de mayor tamaño, tiene un avanzado estado de erosión con cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres, esta región tiene las cotas más bajas y desniveles menores. Por otro lado, la región sur tiene cotas más elevadas y desniveles más abruptos, tiene una erosión más activa respecto a la región norte, es una región montañosa y sus rasgos estructurales están menos erosionados. Ambas regiones se encuentran divididas por un lineamiento de 1 600 km de longitud con un rumbo NW que se ha sido descrito como un sistema de fallas normales (Nieto Samaniego *et al*, 2005).

### **Campo Volcánico de San Luis Potosí**

El CVSLP se encuentra en la región sur-oriental de la MC, cubriendo un área aproximada de 40 000 km<sup>2</sup> (Tristán González *et al*, 2009). Su composición principal es de rocas félsicas pertenecientes a las Provincia Volcánica de la SMOc (Rodríguez Ríos *et al*, 2007).

En la parte tectónico-estructural, los esfuerzos tridimensionales que afectaron la zona que abarca el CVSLP, estuvieron condicionados por tres sistemas de fallas: el primero es el perteneciente al graben Villa de Reyes que corta la parte oriental de la MC; el segundo es el sistema de fallas de San Luis de la Paz-Salinas de Hidalgo que presentan movimientos normales; y por último el sistema de la depresión Dolores Hgo.-Ojuelos (Rodríguez Ríos y Torres Aguilera, 2009). La tectónica extensional del Cenozoico permitió la formación de fosas y pilares, dichas fosas fueron rellenas por depósitos volcanoclásticos y flujos de ceniza riolítica después de la extrusión de las rocas volcánicas previas. Durante este tiempo inició un magmatismo bimodal que dio origen a intercalaciones de basalto y rocas félsicas (Pallares Ramos, 2001). Además de esto, dicha tectónica extensional permitió que en la parte occidental de la MC se emplazaran lavas y depósitos piroclásticos que fueron emitidos por diferentes complejos eruptivos del CVSLP (Tristán González *et al*, 2009).

Los complejos volcánicos que forman parte del CVSLP se caracterizan por ser contemporáneos y co-magmáticos, a pesar de esto presentan variaciones geoquímicas

importantes. Es a partir del Oligoceno que en los complejos volcánicos se emplazaron derrames de lavas, que dieron lugar a cadenas de domos y depósitos piroclásticos con composiciones que van desde dacitas o andesitas hasta riolitas, o derrames de lava andesítica a basáltica (Tristán González *et al*, 2009).

El CVA es uno de los complejos que forma parte del CVSLP, localizado en la zona norte del campo. Como fue mencionado, el área de estudio se encuentra dentro de este complejo volcánico, por lo cual en los párrafos siguientes se realiza una descripción estratigráfica del mismo.

### Estratigrafía del Complejo Volcánico de Ahualulco

A continuación, se presenta la descripción de estratigrafía del CVA, iniciando con su basamento compuesto de rocas sedimentarias correspondientes al Cretácico superior, seguidas de unidades cenozoicas de origen volcánico y por último las unidades más recientes (Figura 12).

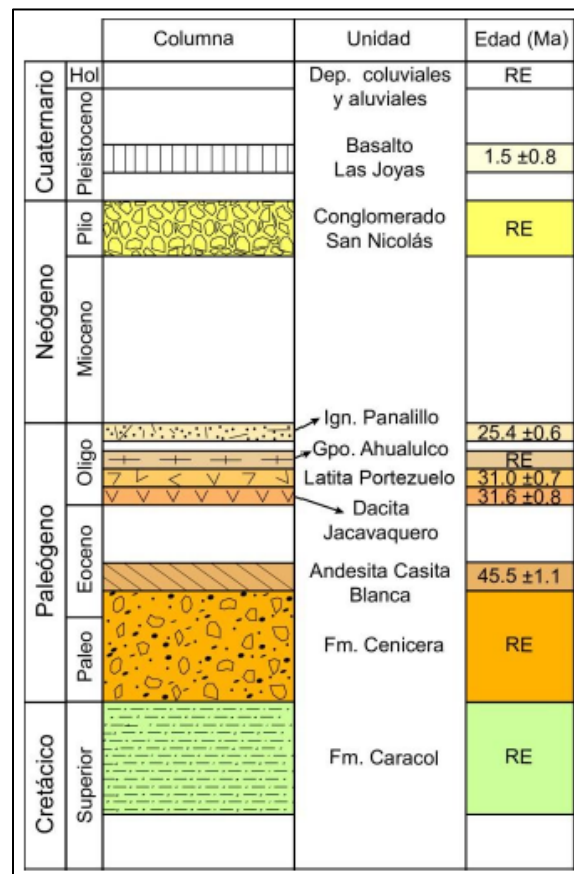


Figura 12. Columna estratigráfica del Cañón de Yerbabuena. Obtenida de Villaseñor Reyes (2019)



### *Formación Caracol*

La litología de esta formación consiste en capas alternadas de lutitas fisiles y areniscas de grano fino a medio con una coloración gris verdosa. Debido a sus características de sedimentación y por su medio ambiente de depósito, esta formación es considerada una secuencia de sedimentos flysch que se depositó de manera progresiva en aguas regresivas (Pallares Ramos, 2001).

### *Formación Cenicera*

Esta formación presenta una litología que consiste en una secuencia de sedimentos continentales, conglomerados finos y gruesos; areniscas poco consolidadas, limos y arcillas. Tiene fragmentos de la Formación Caracol los cuales pueden contener clastos de caliza, pedernal negro, dacita e intrusivo granítico. Presenta una variación lateral fuerte, cambia de conglomerados a zonas arcillosas-limosas (Pallares Ramos, 2001). Su espesor es variable debido a que se depositaron en cuencas aisladas. Algunos de los horizontes arenosos presentan estratificación cruzada, gradación y paleocanales.

## **Unidades de origen volcánico**

### *Andesita Casita Blanca*

La Andesita Casita Blanca es una roca de color gris oscuro verdoso, porfirítica con fenocristales de biotita y plagioclasa en una matriz afanítica. Tiene un aspecto lajeado y quebradizo. Es la roca volcánica más antigua de la secuencia terciaria y se puede encontrar intercalada entre los sedimentos de la Formación Cenicera (Pallares Ramos, 2001).

### *Dacita Jacavaquero*

Roca fluidal de color gris violáceo; es merocrystalina, con presencia de fenocristales de plagioclasas, biotita y hornblenda. Tiene una matriz compuesta de pequeños microlitos de plagioclasa y vidrio. Presenta minerales accesorios entre los cuales están la magnetita, circón y apatito. Se le encuentra en forma de domos masivos con varias fuentes, dichos domos están brechados y tienen planos de fluidez de ángulo alto o vertical (Pallares Ramos, 2001).

### *Latita Portezuelo*

Esta unidad se trata de un derrame de lava color pardo rojizo, holocristalina, inequigranular, porfírica, con matriz afanítica, con presencia de fenocristales de plagioclasa, sanidino y poco cuarzo. Tiene como minerales accesorios al circón, apatito, magnetita y hematita. La Latita Portezuelo se intemperiza fácilmente formando gravas finas de color gris claro o amarillento, es común encontrar zonas brechadas y en algunas otras zonas se observa estructura fluidal (Pallares Ramos, 2001).

### *Riodacita Zapatero*

Es una roca merocristalina a holocristalina, inequigranular porfírica, con matriz afanítica, contiene fenocristales de sanidino, cuarzo y biotita reemplazada por óxidos de hierro. La matriz de esta roca presenta desvitrificación y como minerales accesorios tiene al circón, magnetita, apatito y puede contener cristales aislados de granate rojo. Esta unidad consiste en un derrame de lava con colores desde gris rosáceo a pardo claro que intemperizan en color café rojizo.

### *Grupo Ahualulco*

Es un paquete de rocas volcánicas que tiene como base a la Riodacita Zapatero y sobreyacendo a esta se encuentran la toba Palos Colorados, de color gris claro a crema; y la toba Hienera, de color blanco a rosa (Villaseñor Reyes, 2019).

### *Ignimbrita Panalillo*

Esta unidad se divide en dos bloques; (1) Ignimbrita Panalillo Inferior y (2) Ignimbrita Panalillo Superior (Tristán González *et al*, 2009). El bloque inferior se describe como un paquete de flujos de ceniza sin soldar y tobas depositadas por aire, de color crema y algunas veces rojizas; se presenta bien estratificada; y pueden variar desde grano muy fino hasta grueso (Pallares Ramos, 2001). El bloque superior está formado por flujos piroclásticos de pómez y ceniza fuertemente soldados, con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasa en una matriz vitroclástica; este bloque presenta la distribución más amplia de todas las unidades del CVSLP ya que se extiende a otros campos volcánicos adyacentes (Torres Hernández *et al*, 2014).

## **Unidades más recientes**

### *Conglomerado San Nicolás*

El Conglomerado de San Nicolás se describe como una unidad cuaternaria que consiste en un conglomerado polimíctico con gravas de composición variada, principalmente de fragmentos de Latita Portezuelo, Riolita Panalillo (ambos bloques), Dacita Jacavaquero y de las demás unidades de las cuales sobreyace; los fragmentos varían en sus tamaños que pueden ir desde los 10 cm, hasta alcanzar los 0.5 m. En la parte inferior los fragmentos son más finos y se pueden encontrar en una matriz areno-limosa, mientras que hacia la cima los fragmentos son mayores y generalmente sin matriz (Pallares Ramos, 2001).

### *Basalto Las Joyas*

La última actividad volcánica que formó parte del CVA tuvo lugar durante el Cuaternario y el cual produjo lavas basálticas (Tristán González *et al*, 2009; Villaseñor Reyes, 2019). El Basalto Las Joyas corresponde a un basalto que muestra un aspecto de escoria con vesículas parcialmente rellenas o cubiertas de calcita; es una roca merocrystalina, inequigranular, microporfídica con gran aporte de material accidental derivado de granulitas feldespáticas y lherzolitas de espinela (Pallares Ramos, 2001).

### *Coluvión*

Sedimentos cuyos tamaños varían desde unos cuantos centímetros hasta bloques de 5 m de diámetro. Estos sedimentos son resultado de procesos de erosión a lo largo de zonas de fallas. Dichos detritos se acumularon en las cuencas o barrancas hasta llenarlas, las cuales sufrieron un nuevo periodo de erosión formando un nuevo sistema de drenaje. Gracias a este proceso se crearon zonas importantes de inestabilidad de laderas por procesos de remoción en masa que involucraron el movimiento de materiales (fragmentos de roca, detritos y suelo) (Pallares Ramos, 2001).

### *Aluvión*

Sedimentos sin consolidar formados de gravas, arenas y limos, que forman terrazas aluviales. Por lo general son la mayoría de los suelos empleados en la agricultura. Su edad es muy reciente (Pallares Ramos, 2001).

## Geología local

El área de estudio forma parte del vulcanismo oligocénico del CVA, es por esto que, litológicamente hablando, se encuentra en la zona de estudio un afloramiento con rocas de la Latita Portezuelo la cual se localiza subyacente a la Riodacita Zapatero, sin embargo, queda enmascarada por depósitos originados de remociones de masa en la zona (Villaseñor Reyes, 2019). Además, como se puede observar en la Figura 13 en la mayor parte del área, se encuentran rocas del Grupo Ahualulco.

En esta región existe un dominio de fallas normales con una orientación preferencial NW-SE; este sistema de fallas funciona como planos para el emplazamiento del vulcanismo, pero también permite la formación de secuencias de semigrabens y grabens estrechos (Villaseñor Reyes, 2019).

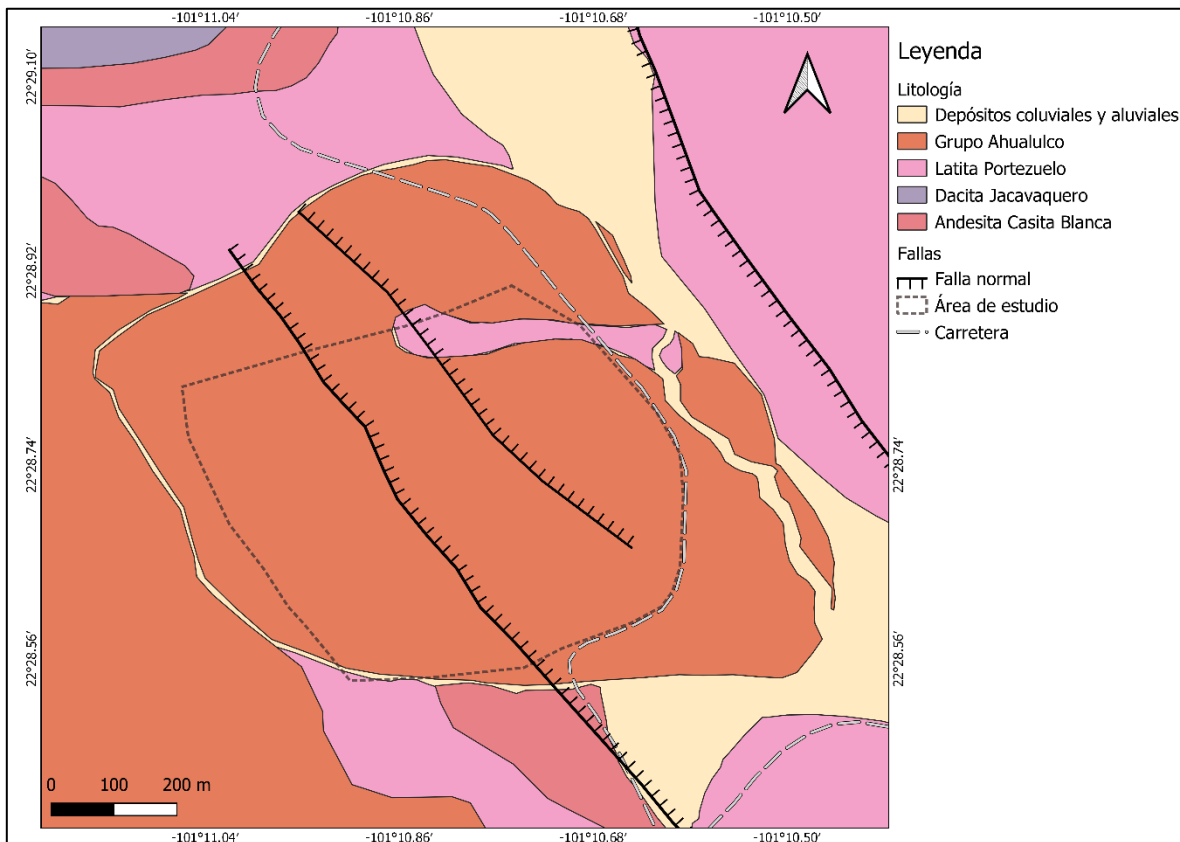


Figura 13. Mapa de la litología perteneciente al Cañón de Yerbabuena. Modificado de Villaseñor Reyes (2019).

Existe un análisis geomorfológico de la zona realizado por (Villaseñor Reyes, 2019) (Figura 14), el cual muestra la presencia de estructuras involucradas en los procesos de remoción en masa. En dicho trabajo fueron identificados 57 escarpes y grietas de tensión con una dirección preferencial NW-SE y echados al NE-SE, con longitudes menores a los 50 m. Las estructuras que tienen mayor impacto para la realización de este trabajo se describen a continuación.

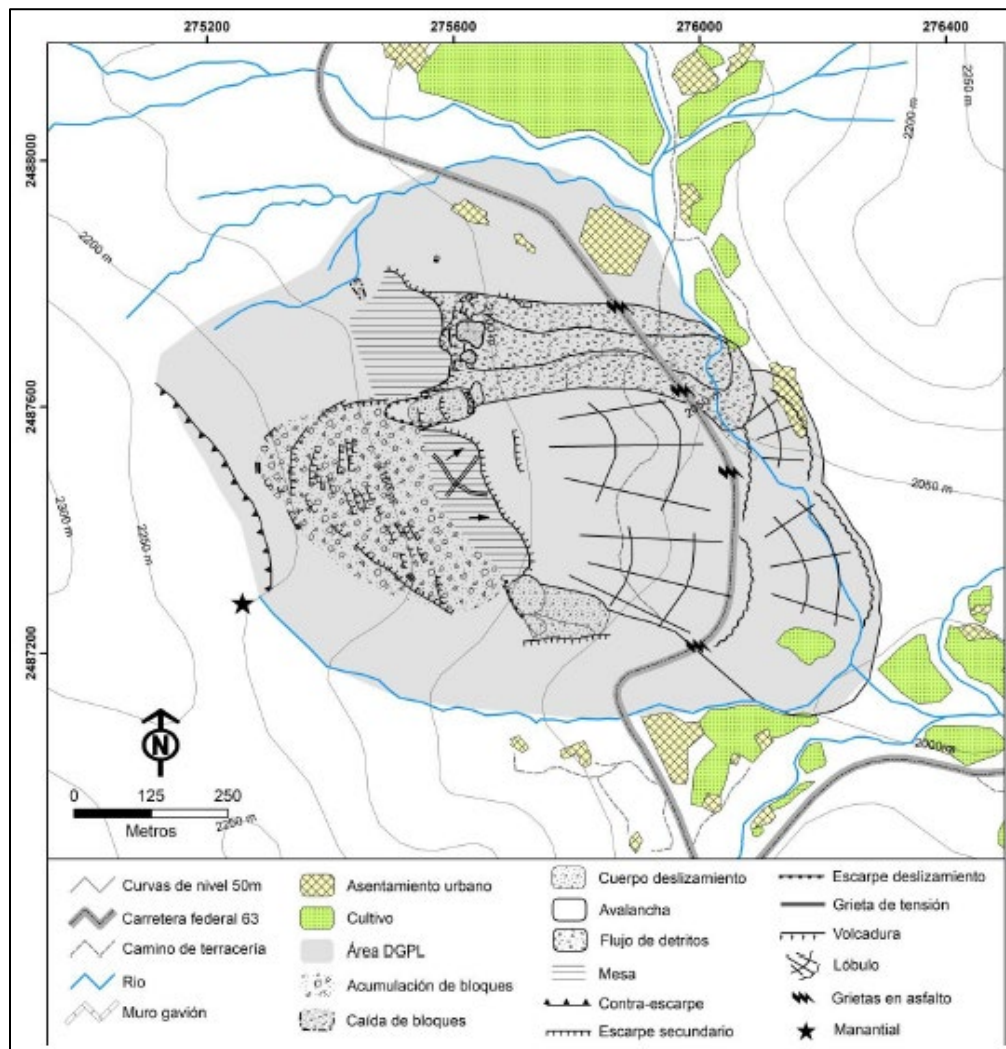


Figura 14. Mapa geomorfológico del área de deslizamiento en Cañón de Yerbabuena tomado de Villaseñor Reyes (2019).

### Escarpes

Estas estructuras alcanzan alturas que van desde los 2 hasta los 4 m y longitudes de 33 a 194 m, para un escarpe aparente principal. También existen 19 escarpes secundarios con una altura menor, de 1 m y con longitudes por debajo de los 50 m (Villaseñor Reyes, 2019).

### *Grietas de tensión*

Existe la cartografía de 6 grietas de tensión, las cuales tienen una longitud que va desde los 7 a los 19 m y aperturas variadas que pueden llegar hasta los 3.5 m de ancho. La mayoría de las grietas se encuentran rellenas por bloques de riolacita (Villaseñor Reyes, 2019).

### *Mesas*

En la zona de estudio existen dos mesas separadas por un deslizamiento secundario; la primera (1) tiene una longitud de 260 m y un ancho de 84 m y presenta una deformación interna en forma de cuña; la segunda (2) tiene una longitud de 193 m y un ancho de 142 m. Estas estructuras se originaron gracias al deslizamiento rotacional de la zona. El deslizamiento secundario antes mencionado, tiene una longitud de 90 m y un ancho de 50 m (Villaseñor Reyes, 2019).

### *Depósitos de deslizamientos*

En las zonas más bajas existe la presencia de depósitos de procesos de remoción en masa. Los factores que permiten la disposición de estos depósitos son la geometría del valle y la diferencia topográfica, los cuales hacen que converjan hacia el área de menor altitud (Villaseñor Reyes, 2019).

## Capítulo 4. Metodología

En este capítulo se describe la aplicación de cada uno de los métodos geofísicos utilizados en este trabajo para el estudio del área de deslizamiento. El mapa que se muestra a continuación (Figura 15), permite observar el área de estudio, así como la ubicación del SEV, los perfiles de TRE, los puntos en donde se tomaron muestras de material no consolidado y en los que se tomaron mediciones puntuales de resistividad aparente. Además de estos elementos se puede observar también las ubicaciones del SEV y el TRE que fueron realizados por Villaseñor Reyes y colaboradores (2021) y utilizados como el antecedente a este trabajo; sus características de adquisición e interpretación son comentados en el capítulo siguiente.

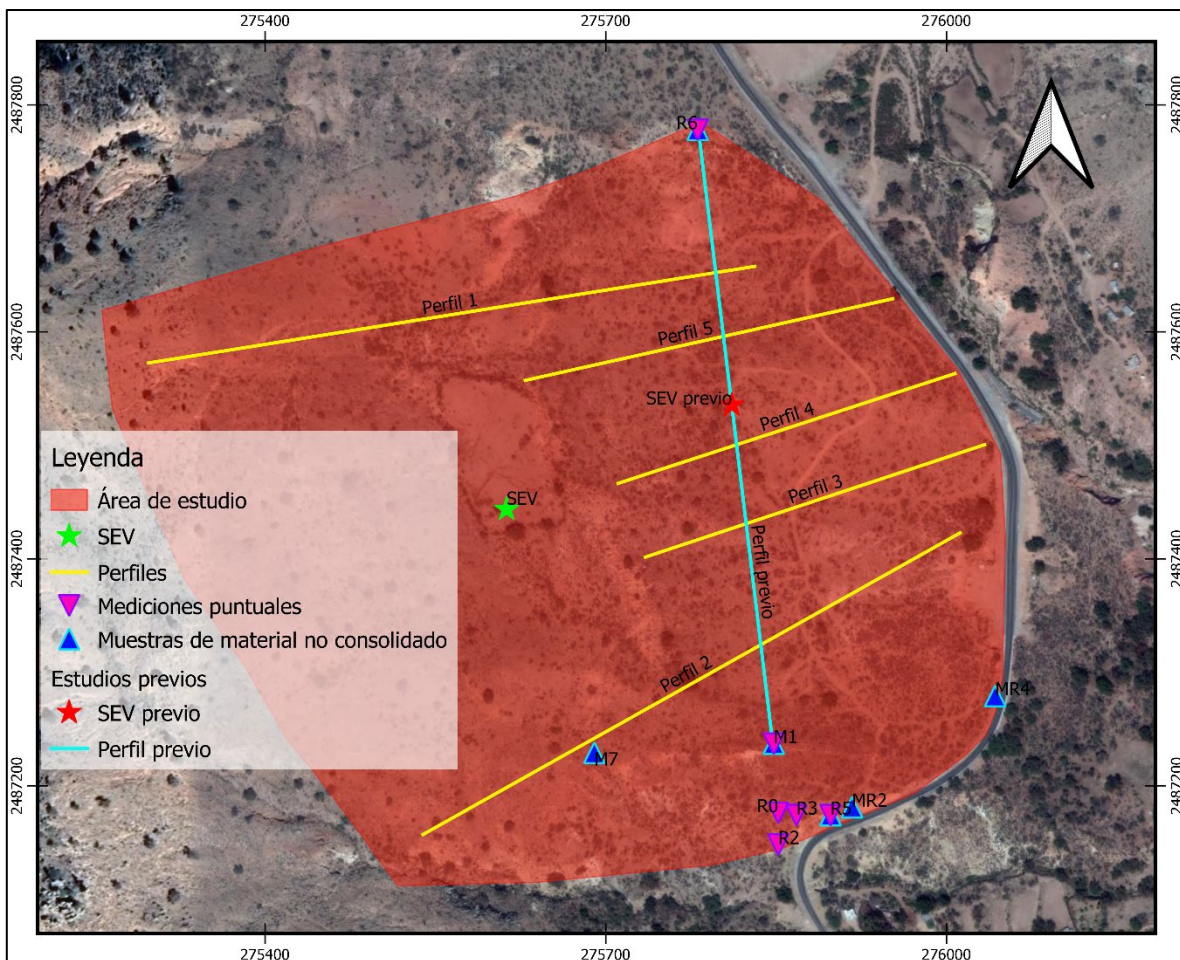


Figura 15. Mapa con la ubicación de la zona de estudio, de los perfiles de TRE, de los puntos de SEV, de las mediciones puntuales de resistividad y de los puntos en los que se tomaron muestras de material no consolidado.

### **Sondeo Eléctrico Vertical**

El uso de SEV en investigaciones de deslizamiento de laderas, permite el estudio somero del material que está involucrado en un proceso de movimiento de masa, debido a que la resistividad del material en deslizamiento, en contraste con el material no alterado, puede mostrar las diferentes unidades presentes en una zona de deslizamiento. Para este caso de estudio, en el que la superficie de deslizamiento es una capa con alto contenido de finos, Agnesi *et al* (2005) explica que, cuerpos ricos en arcilla muestran un contraste alto en resistividad comparado con cuerpos con poca cantidad de arcilla, marcando así, una interfaz que separa unidades no deformadas de unidades con deformación, y la cual puede ser una zona de ruptura. Debido a que en la zona estudio de este trabajo se encuentran intercalaciones de sedimentos limo arcillosos con rocas volcánicas el uso de SEV es necesario para la limitación de dichas intercalaciones, así como para conocer el papel que representan en el área de deslizamiento.

El SEV realizado en el presente trabajo se localiza en las coordenadas 275624 E y 2487435 N a una altura de 2130 msnm, en una de las mesas identificadas en el área de estudio (Figura 15). Dicho SEV tuvo una longitud AB/2 de 475 m, con una configuración electródica Schlumberger. La dirección que tuvo el perfil sobre el que se movieron los electrodos de corriente fue de N-S.

### **Adquisición de datos**

A continuación, se describen los pasos realizados para la disposición de los electrodos y la toma de datos.

1. Se localizó el punto centro del dispositivo electródico del SEV en superficie. Previo a este paso, fue discutida la ubicación y longitud del SEV teniendo en cuenta la topografía, los accesos a la zona de interés y la ubicación aproximada de los perfiles de TRE.
2. Para este SEV fueron utilizados dos pares de electrodos; un par que mide el potencial (M y N) y un par de inyección de corriente (A y B). Se requirió utilizar tres distancias de separación entre los electrodos MN; debido a la necesidad de realizar empalmes. Los electrodos de corriente fueron incrementando la distancia con cada medición. Las longitudes para este estudio se muestran en la Tabla 2.



Tabla 2. Distancias AB/2 y MN/2 para las mediciones en el SEV.

Número de medición	AB/2 [m]	MN/2 [m]	$\rho_a$ [Ohm · m]
1	1.5	0.3	187.5
2	2	0.3	162.6
3	3	0.3	165.1
4	4	0.3	200.0
5	6	0.3	231.4
6	9	0.3	205.4
7	13	0.3	165.5
8	20	0.3	127.9
9	30	0.3	90.5
10	30	6	93.8
11	45	6	75.2
12	70	6	61.1
13	100	6	41.0
14	150	6	28.3
15	150	30	31.8
16	200	30	33.6
17	300	30	39.3
18	400	30	38.6
19	475	30	40.7

El levantamiento de datos de SEV se llevó a cabo con el equipo Syscal R1, teniendo un total de 19 mediciones.

### Procesamiento de datos

Una vez adquiridos los datos fue necesario procesarlos de modo que sea posible obtener un modelo geoelectrico de la zona de estudio. Para esto fue utilizado el software IX1D (IX1D, 2002), del cual se puede observar la curva de los valores obtenidos en campo y la curva teórica correspondiente al modelo de inversión. Finalmente se obtiene un modelo 1D de la

resistividad vs profundidad, en la cual se muestran el espesor de diferentes unidades geoelectricas, así como la profundidad a la que se encuentran cada frontera geoelectrica.

### **Tomografía de Resistividad Eléctrica**

Los perfiles de TRE en procesos de movimiento de masa pueden permitir definir la estructura de un deslizamiento de ladera (Havenith *et al*, 2000). En algunos casos, como es el de Lapenna *et al* (2003), las TRE pueden diferenciar el cuerpo en deslizamiento que es rico en arcilla y agua, del material al que sobreyace, además permite calcular el espesor del cuerpo que se encuentra en movimiento. Para este trabajo, en el cual uno de los objetivos es conocer el espesor del cuerpo en deslizamiento sobre una superficie de deslizamiento rica en finos, es esencial el uso de perfiles de tomografía.

En el área de estudio se realizaron cinco perfiles de resistividad eléctrica paralelos, todos con una dirección O-E. Del total de los perfiles, dos de ellos tuvieron una longitud de 550 m, mientras que los tres restantes tuvieron una longitud de 330 m. Los tres perfiles cortos se realizaron en la zona Este de la mesa en la que se realizó el SEV, debido a lo abrupto del relieve, la mesa no pudo ser atravesada por los perfiles, por lo que solo alcanzaron una longitud de 330 m. La separación entre perfiles varía entre los 70 y 100 m.

### **Adquisición de datos**

Para el levantamiento de datos se utilizó un arreglo electródico Dipolo-Dipolo, y el equipo utilizado fue un resistivímetro SuperSting R8 de AGI. A continuación, se describen los pasos realizados para la disposición de los electrodos y resistivímetro.

1. Se localizó el punto medio del perfil a trabajar. Es importante señalar que para la ubicación de cada uno de los perfiles se hizo un recorrido de la zona de estudio para reconocer las áreas que presentasen menor problema para el levantamiento de datos de TRE.
2. En el punto medio de cada perfil fue colocado el equipo, de modo que los cables inteligentes y los electrodos pudiesen posicionarse hacia el Este y Oeste del equipo, dando así una dirección O-E. Para los perfiles de 550 m los electrodos fueron colocados cada 10 m, mientras que, para los perfiles de 330 m los electrodos fueron colocados cada 6 m.

3. Por ser un resistivímetro automático, no fue necesario cambiar electrodos ni mover cables, simplemente se configuró el equipo con el arreglo y los datos se adquirieron de manera automática.
4. Durante la adquisición automática de datos de resistividad, se recolectaron los datos de altura (m.s.n.m.) de cada uno de los electrodos para incluir el efecto de la topografía en el modelo geoelectrico resultante.
5. Por último, se salvaron las mediciones y se obtuvo una vista previa de los resultados.

### **Procesamiento de datos**

Una vez adquiridos los datos fue necesario procesarlos de modo que sea posible obtener un modelo geoelectrico de la zona de estudio. Para esto fue utilizado el software RES2DINV (RES2DINV, 2005) y el software Surfer 10 (Surfer, 2011). Lo que se realizó en RES2DINV (RES2DINV, 2005) fue la limpieza e inversión de los datos, es decir, los valores de resistividad aparente con un alto grado de dispersión y error de adquisición fueron eliminados. Después de realizar la limpieza se hizo la inversión de datos utilizando el método de inversión robusto, que permite la modelación de cuerpos con alto grado de contraste de resistividad, por lo tanto, permite observar estructuras como fallas y fracturas. Al realizar la inversión se obtuvo un modelo geoelectrico 2D, el cual fue exportado a Surfer 10 (Surfer, 2011) para modificar la escala de colores, así como para marcar los planos de falla y la superficie de deslizamiento en cada perfil.

### **Mediciones puntuales de resistividad eléctrica aparente en cortes geológicos**

Las mediciones puntuales en cortes geológicos permiten conocer la resistividad aparente de una roca o material expuesto en superficie que sea de interés para el estudio. Esto se realizó con el fin de comparar los resultados obtenidos de las muestras de material no consolidado y de esta forma relacionar los valores de resistividad obtenidos tanto en SEV como en TRE, con el material geológico del área.

Para esta metodología se utilizó un arreglo eléctrico Wenner con una separación eléctrica de 2 m, y se hizo uso del resistivímetro Saturn Geo de LEM.

### **Adquisición de datos**

Para el levantamiento de datos se llevaron a cabo los siguientes pasos.

1. Se reconocieron y ubicaron las zonas de afloramiento de material geológico de interés.
2. En algunos de estos puntos fue posible la toma de muestra de material. Se tomaron coordenadas y fotos.
3. Para las mediciones se colocaron los electrodos cada 2 m, teniendo en el centro los dos de potencial y en los extremos los de corriente. Solo se realizó una medición por cada punto.

### Procesamiento de datos

En esta técnica solo se tiene una medición por cada punto, por lo tanto, solo cabe mencionar que para el cálculo de la resistividad aparente se utilizó la ecuación [13].

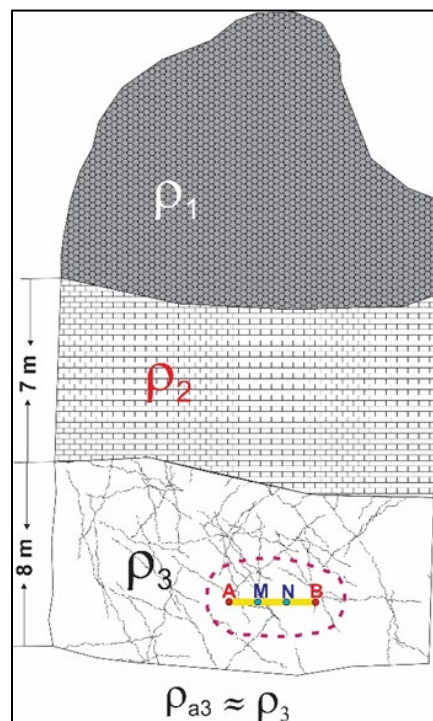


Figura 16. Esquema de un corte geológico donde se realiza mediciones puntuales de resistividad aparente bajo la premisa que el valor de  $\rho_a$  es similar al valor de  $\rho$  de la formación.

Este arreglo es utilizado en cortes geológicos donde una formación geológica se expone de manera potente (Figura 16). Si tomamos en cuenta que con el arreglo Wenner utilizado la profundidad de estudio es aproximadamente 1 m, podría considerarse que el valor de resistividad aparente determinado será muy cercano al valor de resistividad real de la formación, ya que, no existe contribución de resistividades de otros materiales (Figura 16).

### **Resistividad eléctrica en muestras de material no consolidado**

Como se mencionó en capítulos anteriores, la resistividad eléctrica del suelo depende de factores petrofísicos, como son, la microestructura de los poros, el volumen de poro, saturación del fluido de poro y el tipo sales contenidas en el mismo, pero también depende, del contenido de finos que pueda tener el material poco o no consolidado. Tanto el suelo como formaciones detríticas y friables están compuestos en gran parte por una mezcla de partículas gruesas (ej. arenas) y finos (ej. arcillas y limos). En formaciones como los conglomerados, la matriz es el material detrítico.

Esta técnica se basa en la medición de resistividad de un suelo compuesto por una mezcla de arenas y finos para condiciones de saturación con soluciones de diferentes salinidades conocidas (Shevnin *et al*, 2007).

Para la aplicación de este método se recolectaron seis muestras, de las cuales cinco están distribuidas en la zona sur del área de estudio y una en la zona norte (Figura 15). La zona sur presenta cortes geológicos expuestos de fácil acceso, permitiendo el muestreo de diferentes materiales poco y no consolidados.

Como la resistividad varía de acuerdo con la salinidad del fluido es necesario el uso de diferentes concentraciones conocidas de NaCl para la obtención de la curva resistividad versus salinidad de cada muestra. Las concentraciones utilizadas en este trabajo fueron 0.21, 0.69, 2.25 y 5.77 g/l. Cabe mencionar que la salinidad en la zona de estudio es de 0.21 g/l por lo cual a partir de esta concentración se prepararon las demás soluciones.

Para realizar las mediciones se utilizaron unos dispositivos que nombraremos “resistivímetros”. Estos resistivímetros son unos pequeños recipientes de plástico con dos pares de electrodos de potencial (M1, N1, M2, N2) y un par de electrodos de corriente (A, B). Al tener dos pares de potencial se obtendrán dos mediciones con cada dispositivo lo que permitirá obtener un promedio del valor de resistividad, disminuyendo el error por falta de homogenización. Estos resistivímetros fueron previamente calibrados mediante mediciones eléctricas corregidas por temperatura, realizadas a muestras de agua de salinidad conocidas, dando como resultado un valor de K para cada par de electrodos MN. Solo de esta manera es posible utilizar la ecuación [14], debido a que un resistivímetro no representa un semiespacio infinito.

### **Adquisición de datos**

A continuación, se explican los pasos que se siguieron para llevar a cabo las mediciones de resistividad de las muestras.

1. Se tomaron aproximadamente 2 Kg de muestra en cada uno de los puntos. En cada punto se tomaron coordenadas, fotos y se hicieron observaciones.
2. Antes de iniciar con las mediciones, las muestras fueron secadas y homogeneizadas.
3. Una vez homogeneizado el material, se depositó en partes iguales en los resistivímetros.
4. Fueron utilizados cuatro resistivímetros en los que el material fue saturado con las soluciones, es decir, cada resistivímetro fue saturado con una solución con salinidad diferente. Durante este paso se esperó una hora antes de realizar las mediciones para garantizar una absorción completa del fluido en la muestra.
5. Una vez pasado el tiempo de reposo, se verificó que no hubiese sobresaturación de agua o que hubiese insuficiencia de agua en la muestra. Posteriormente se tomó la temperatura de la muestra.
6. Cumplido el paso anterior, se procedió con la toma de mediciones eléctricas.

### **Procesamiento de datos**

Los valores de resistividad obtenidos fueron corregidos por temperatura antes de poder ser procesados en el *software* Petrowin (Ryjov y Shevnin, 2002). Una vez corregidos los valores de resistividad para cada una de las muestras fueron ingresados al programa en el cual se especifica el tipo de solución utilizada (en nuestro caso NaCl) para realizar las curvas teórica y experimental. En cada una de las corridas del programa se modificaron ciertos parámetros con el fin de disminuir el error de ajuste entre las curvas teórica y la experimental. Una vez ajustada la curva, se obtiene el modelo petrofísico del material no consolidado (incluyendo contenidos de partículas finas), mismo que es utilizado para obtener la función de resistividad vs humedad para agua de poro con salinidad 0.21 g/L. Dicha curva permitió obtener los valores de resistividad para diferentes grados de saturación de las formaciones estudiadas, lo que será de utilidad para la definición de una escala geoeléctrica-litológica.

## Capítulo 5. Resultados y discusiones

### Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

Se realizó un SEV (Figura 17) con la finalidad de estimar la profundidad a la que se encuentra la superficie de deslizamiento en la zona con mayor topografía. Recordemos que la superficie de deslizamiento se compone de un estrato con alta humedad y, por lo general, con alto contenido de finos, sobre la cual un volumen considerable de material se desliza; por lo tanto, es de esperar tenga baja resistividad eléctrica en comparación con el material de deslizamiento. Este SEV fue comparado con un SEV realizado previamente ladera abajo (Figura 18), con el fin de conocer la profundidad aproximada de la superficie de deslizamiento en ambas zonas y así realizar el diseño de las tomografías de resistividad eléctrica.

El SEV se realizó en el punto con coordenadas 275624 E y 2487435 N (Figura 15), y para su interpretación se utilizó el programa IX1D (IX1D, 2002). En la Figura 17 se observa el modelo resultante de la interpretación de los datos obtenidos en campo como una curva de resistividad aparente de siete capas tipo HKQHK. Las siete capas geoelectricas del modelo pueden agruparse en cuatro unidades geoelectricas (Figura 17), las cuales se describen a continuación:

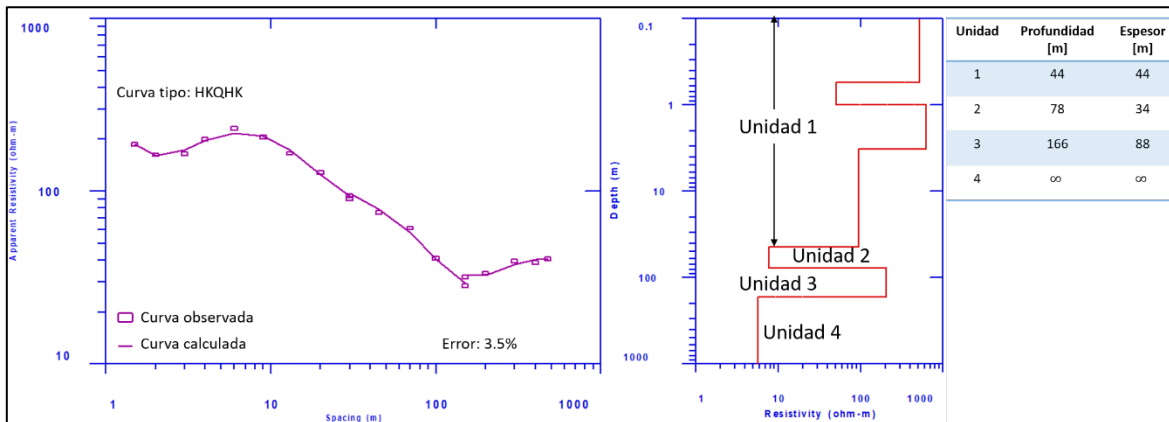


Figura 17. Corte geoelectrico obtenido con SEV, en el cual se observan cuatro unidades eléctricas principales.

Unidad 1. Material de avalancha. Se compone de una alternancia de dos capas resistivamente altas con dos de resistividad menor. Una primera capa resistiva alcanza los  $500 \Omega \cdot m$ , esta va desde la superficie hasta los 0.54 m de profundidad, lo que corresponde a la capa

superficial de suelo muy seco. A mayor profundidad existe una tercera capa con una resistividad de  $600 \Omega \cdot m$  hasta una profundidad de 3 m dada por rocas volcánicas fracturadas, principalmente ignimbritas y limitada por estratos más conductores en tu techo ( $50 \Omega \cdot m$  con un espesor de 0.46 m) y en su piso (resistividad de  $100 \Omega \cdot m$  con un espesor de 40 m), lo que indica la presencia de clastos volcánicos en matriz areno-limosa. Las variaciones observadas en esta primera unidad son reflejo de la variedad de material de avalancha que existe en toda la zona.

Unidad 2. Esta unidad está compuesta por una sola capa la cual es considerada la superficie de deslizamiento. Dicha capa va desde los 43 m a los 78 m de profundidad, teniendo así un espesor de 34 m con una resistividad de  $7 \Omega \cdot m$ . Es una de las capas más conductoras además del basamento de arcilla y arena, por lo cual se consideró como la superficie de deslizamiento, tomando en cuenta los espesores de material de avalancha observados en el área de estudio. Sus bajas resistividades están asociadas a un gran porcentaje de finos en la capa, además de un incremento considerable de la humedad.

Unidad 3. Debajo de la superficie de deslizamiento se encuentra una capa resistiva que alcanza los  $200 \Omega \cdot m$ , con un espesor de 88 m. Esta unidad está asociada con rocas volcánicas.

Unidad 4. La última unidad puede estar relacionada con el basamento formado por capas de arenisca y lutita, que podrían explicar la baja resistividad de la capa la cual es de  $5 \Omega \cdot m$ . Esta capa se encuentra a partir de los 166 m de profundidad.

El primer SEV realizado en la zona es parte del trabajo de Villaseñor Reyes *et al* (2021) y se llevó a cabo en las coordenadas 275810 E y 2487530 N. Dicho SEV también presenta cuatro unidades principales (Figura 18), estas unidades pudieron ser comparadas con las encontradas en el otro SEV. La unidad II de este SEV cuyo techo corresponde a la superficie de deslizamiento de encuentra a 27 m de profundidad, es decir, es 16 m menos que en el SEV del presente estudio, por lo que responde a la variación de la topografía, mientras que los espesores de dicha unidad son similares en ambos SEVs.



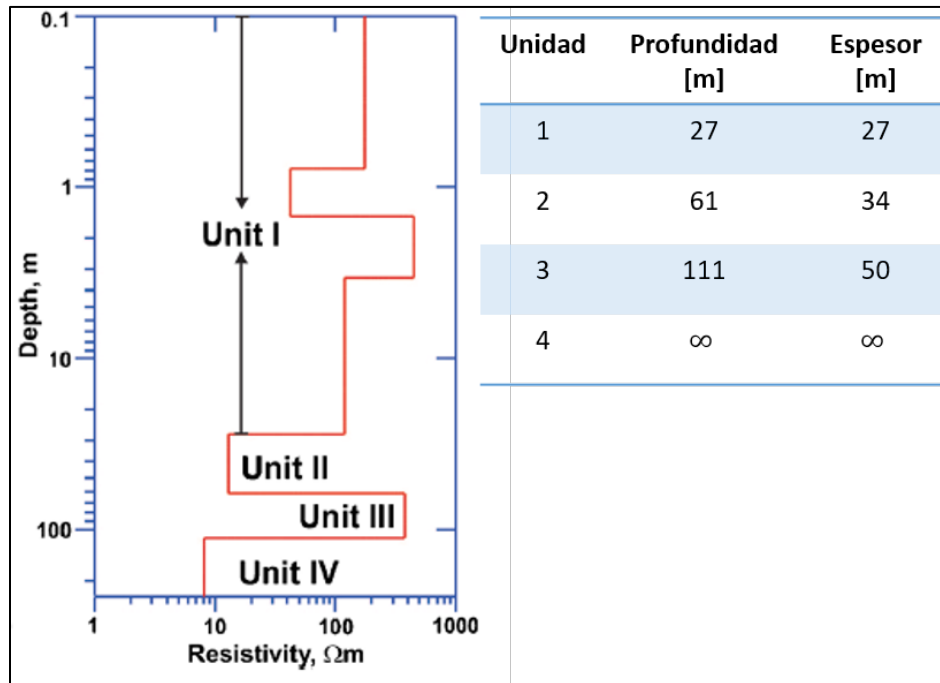


Figura 18. Corte geoelectrico obtenido con un SEV de Villaseñor Reyes et al (2021), ladera abajo a una altura topografica menor que el SEV realizado en el presente estudio (ver Figura 17).

### Tomografías de Resistividad Eléctrica. Planos de falla

Además del SEV previo mostrado en la Figura 18, Villaseñor Reyes et al (2021) realizaron un perfil de TRE con orientación N-S, donde, si bien pudo observarse la superficie de deslizamiento, no fue posible observar fallas o fracturas de interés debido a que la dirección esperadas de las fallas normales relacionadas con el deslave es predominantemente N-S, paralelo a perfil de TRE. Tomando en cuenta este resultado, las TRE realizadas en el presente estudio tendrían una orientación O-E, con profundidades máximas de estudios entre 60 y 80 para garantizar una imagen de la superficie de deslizamiento. Para los cinco perfiles fue utilizado el equipo SuperSting R8, utilizando el arreglo Dipolo-Dipolo.

Para el análisis de las TREs se utilizaron dos escalas de colores, una primera escala de alta resolución para facilitar la visualización de fallas y fracturas, y una segunda escala que representa la litología del área de acuerdo a su respuesta eléctrica; esta última escala permitió definir la superficie de deslizamiento y calcular el espesor de material de avalancha que se encuentra sobre ella. Por lo tanto, las TREs se presentarán en dos grupos, primero serán analizados los planos de fallas y fracturas y en un segundo grupo la superficie de deslizamiento.

## Perfil 1

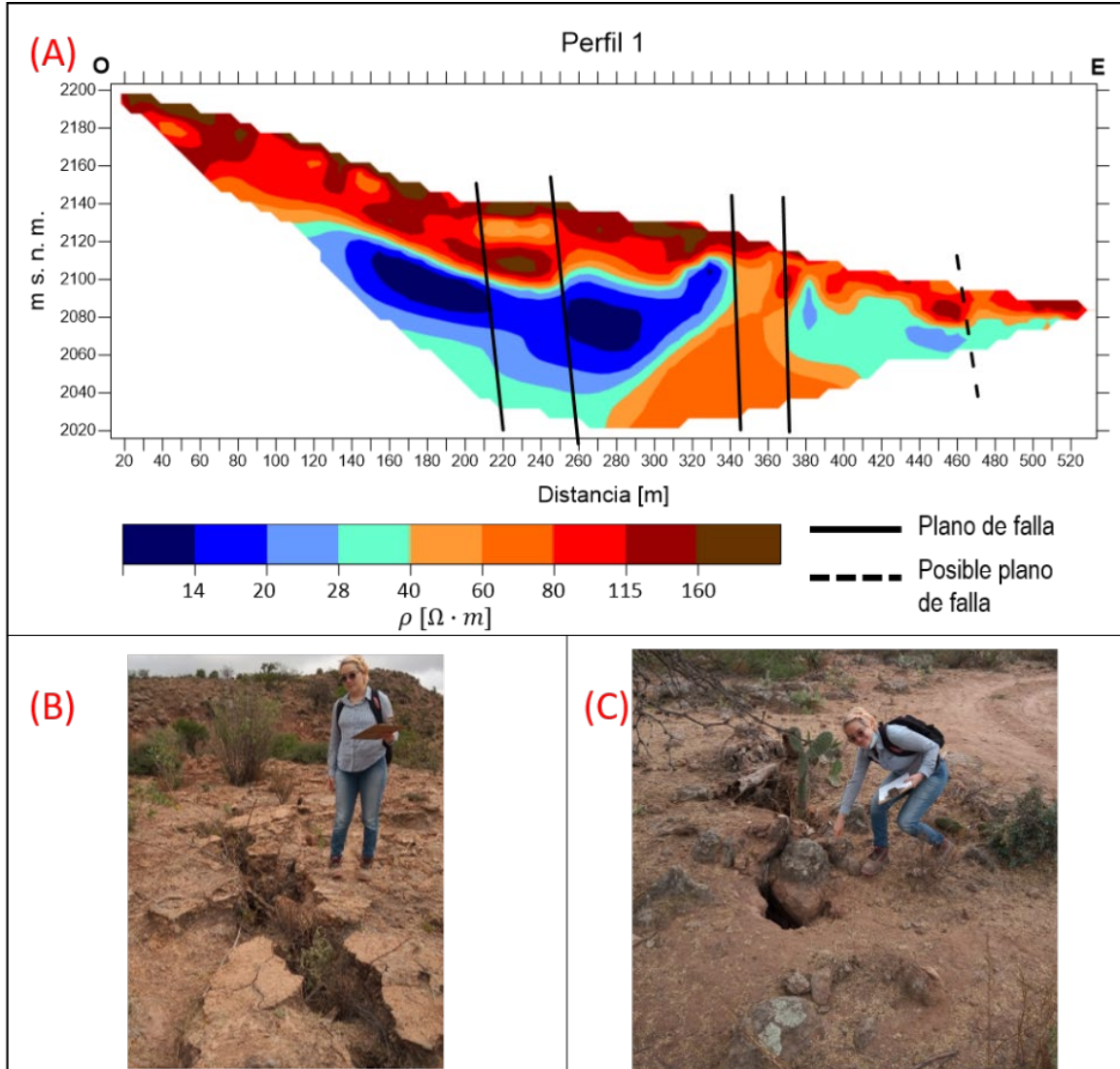


Figura 19. (A) perfil 1 de TRE en el que se pueden observar tres planos de falla. (B) Evidencia de grieta o fractura en superficie asociado al plano de falla que se encuentra entre los 340 y 370 m en (A). (C) Evidencia en superficie del posible plano de falla a los 450 m en (A).

Este perfil se realizó con una longitud de 550 m con una separación equidistante de electrodos de 10 m, alcanzando así una profundidad de estudio de aproximadamente 110 m. El perfil 1 (Figura 19A), al igual que en los perfiles siguientes, muestra con colores cálidos los valores más altos de resistividad, mientras que, con colores fríos los valores más bajos. Se puede observar un primer plano de falla entre los 220 y 260 m de longitud del perfil, el cual coincide con una de las fallas mencionadas en Villaseñor Reyes *et al* (2021). Para el intervalo de

distancia en el perfil 340 - 370 m, se ubica otro plano de falla del cual se encontraron evidencias en superficie, tipo grietas de tensión y fracturas (Figura 19B). Por último, en línea punteada se ubicó un posible plano de falla que pareciera marcar una posible discontinuidad, la cual por falta de información después de los 400 m de distancia no puede ser confirmada, sin embargo, en superficie se encuentran evidencias de grietas y fracturas, como se muestra en la Figura 19C.

### Perfil 2

Este perfil (Figura 20), de la misma manera que el perfil 1, se realizó en una longitud de 550 m con una separación electródica equidistante de 10 m. El perfil 2 muestra tres planos de falla; el primero se encuentra entre los 180 y 220 m, asociado a una de las fallas principales que se muestran en el mapa de estructuras obtenido de Villaseñor Reyes *et al* (2021). Este plano se asocia al primer plano del perfil 1. Un segundo plano de falla se encuentra a los 280 m, el cual se asocia una serie de escarpes observado en el mapa de estructuras. Por último, el plano de falla que se encuentra a los 460 m, provocando una discontinuidad en el cuerpo conductor, está asociado a una falla normal que muestra la carta Geológico-Minera Ahualulco F14-A73.

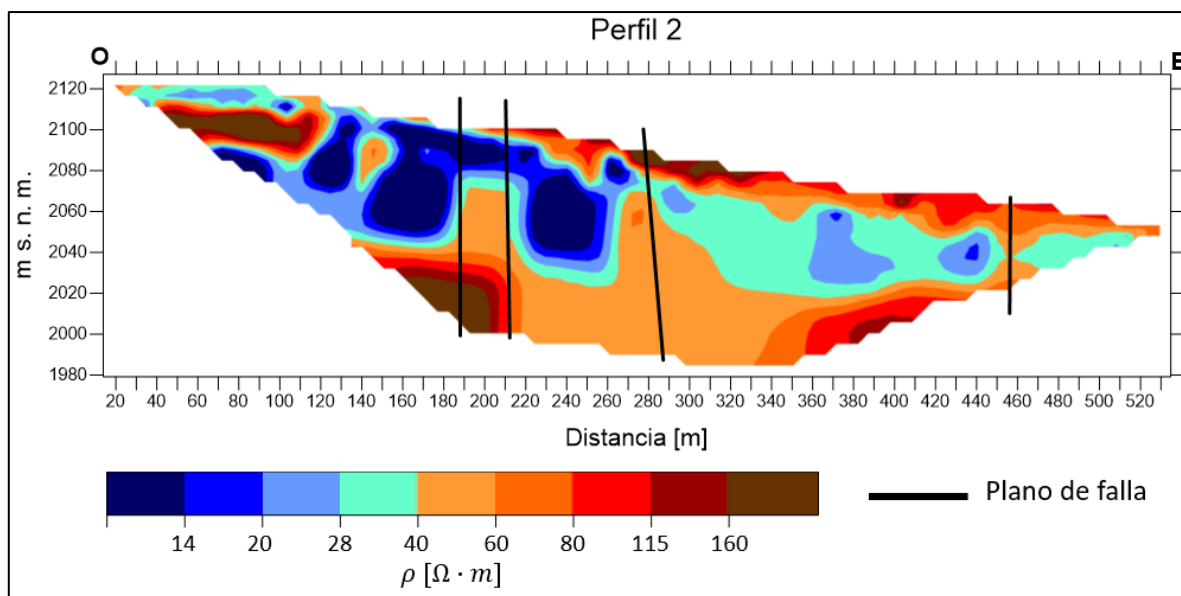


Figura 20. Perfil 2 de TRE en el cual se observan cuatro planos de falla.

### Perfil 3

El perfil 3 (Figura 21) a diferencia de los dos anteriores tuvo una longitud de 330 m y una separación electródica de 6 m, alcanzando una profundidad de estudio de aproximadamente 65 m. En este perfil se puede observar alrededor de los 70 m de longitud un posible plano de falla, el cual no puede confirmarse debido a falta de información en la porción oeste del perfil, sin embargo, dicha zona puede estar asociada a planos de falla en los perfiles 4 y 5. A la distancia de 180 m se puede observar una discontinuidad muy clara que separa dos cuerpos conductores, dicha discontinuidad podría estar asociada a la falla normal presente en la carta Geológico-Minera Aqualulco F14-A73. Por último, un tercer plano de falla que también es muy claro de ver se encuentra entre los metros 260 y 280, relacionado con el último plano del perfil 1 (Figura 19).

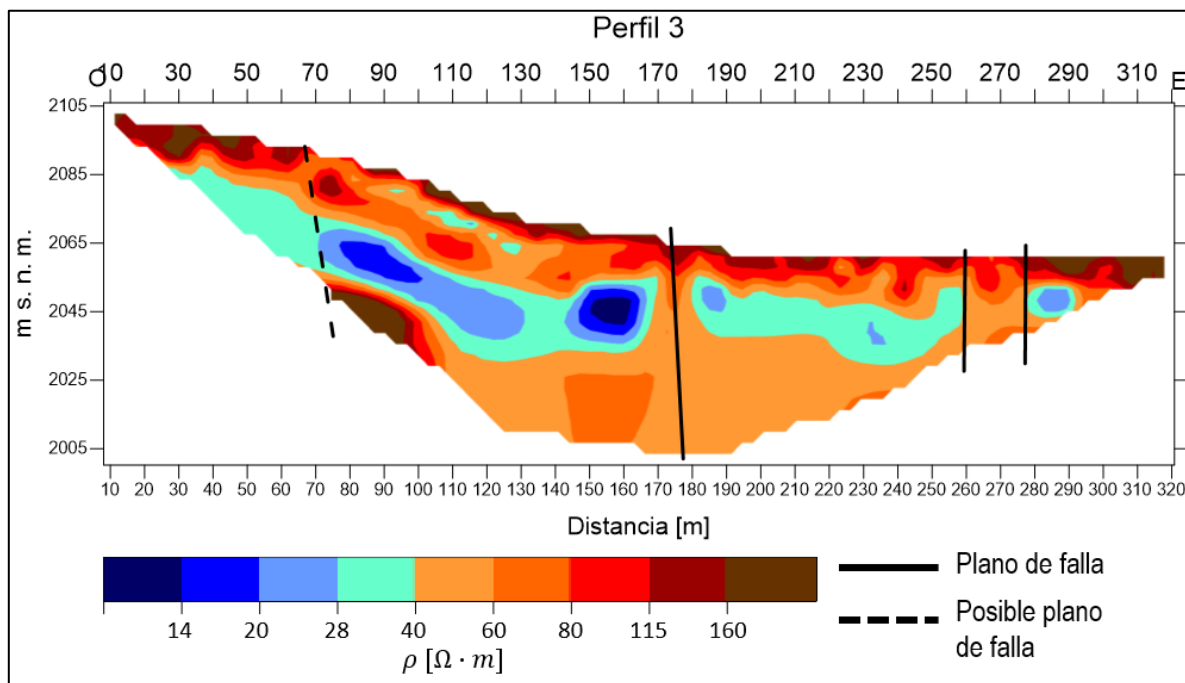


Figura 21. Perfil 3 de TRE que muestra un posible plano de falla y dos planos de falla bien definidos eléctricamente.

### Perfil 4

Este perfil se llevó a cabo con la misma longitud y espaciado de electrodos del perfil 3, alcanzado de igual forma una profundidad de estudio de aproximadamente 65 m. En el perfil 4 (Figura 22) se pueden localizar tres planos de falla evidentes y uno posible. Alrededor de

los 50 m se encuentra un posible plano de falla, que al igual que en los perfiles anteriores carece de información en uno de sus flancos. Entre las distancias de 80 y 110 m se observa un gran plano de falla que separa dos cuerpos conductores, relacionado con el perfil 2 y correspondiendo a la falla normal de la carta Geológico-Minera Ahualulco F14-A73. Un tercer plano se localiza entre los 200 y 210 m y se correlaciona con los mencionados en los perfiles 1 y 3. Por último, un plano entre los 240 y 260 m separa dos cuerpos muy resistivos, sin embargo, no se encontró correlación con estructuras de los otros perfiles.

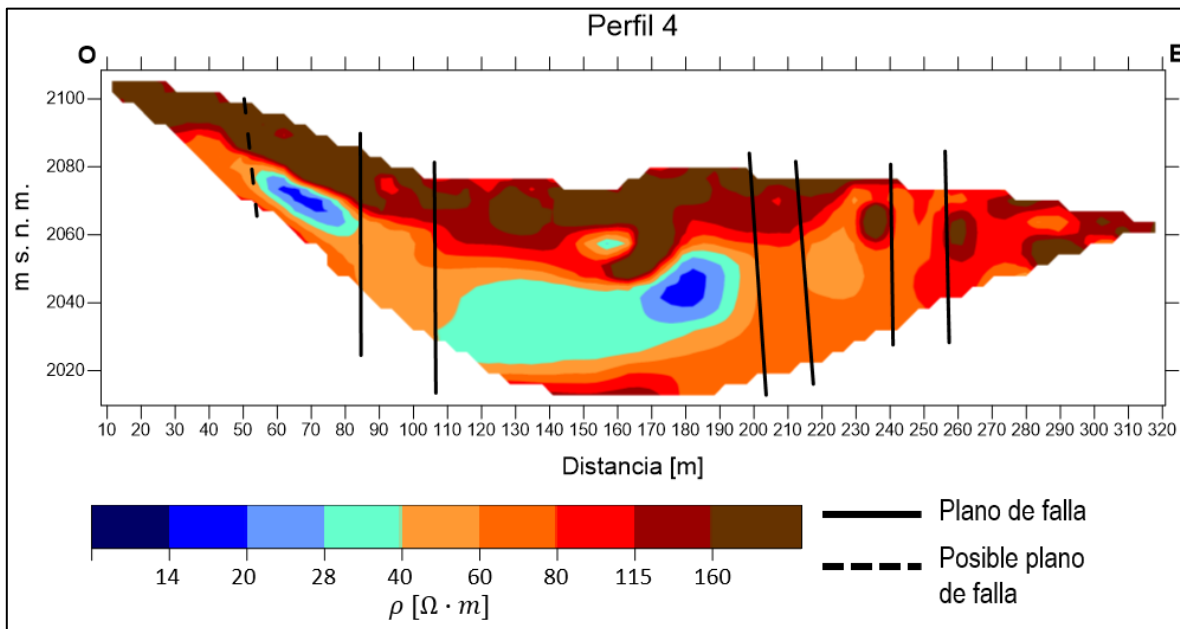


Figura 22. Perfil 4 de TRE con un posible plano de falla y tres planos de fallas bien definidos eléctricamente.

### Perfil 5

El perfil 5, al igual que los perfiles 3 y 4, tiene una longitud de 330 metro y alcanzó una profundidad de estudio de 65 m aproximadamente. Los perfiles 3, 4 y 5, al tener una separación de electrodos menor su resolución aumenta, aunque su profundidad disminuya, es por esto que en estos últimos tres perfiles son más visibles las fallas y fracturas presentes. En el perfil 5 (Figura 23), se pueden observar seis planos de falla, sin embargo, solo dos son los más significativos, correlacionándose con los demás planos de falla observados en otros perfiles. El plano de falla que se encuentra alrededor de los 60 m puede asociarse a los posibles planos de falla en los perfiles 3 y 4. El siguiente plano de falla se encuentra

aproximadamente a los 95 m y se correlaciona con planos hallados en los otros cuatro perfiles y que corresponde a la falla obtenida de la carta Geológico-Minera Ahualulco F14-A73.

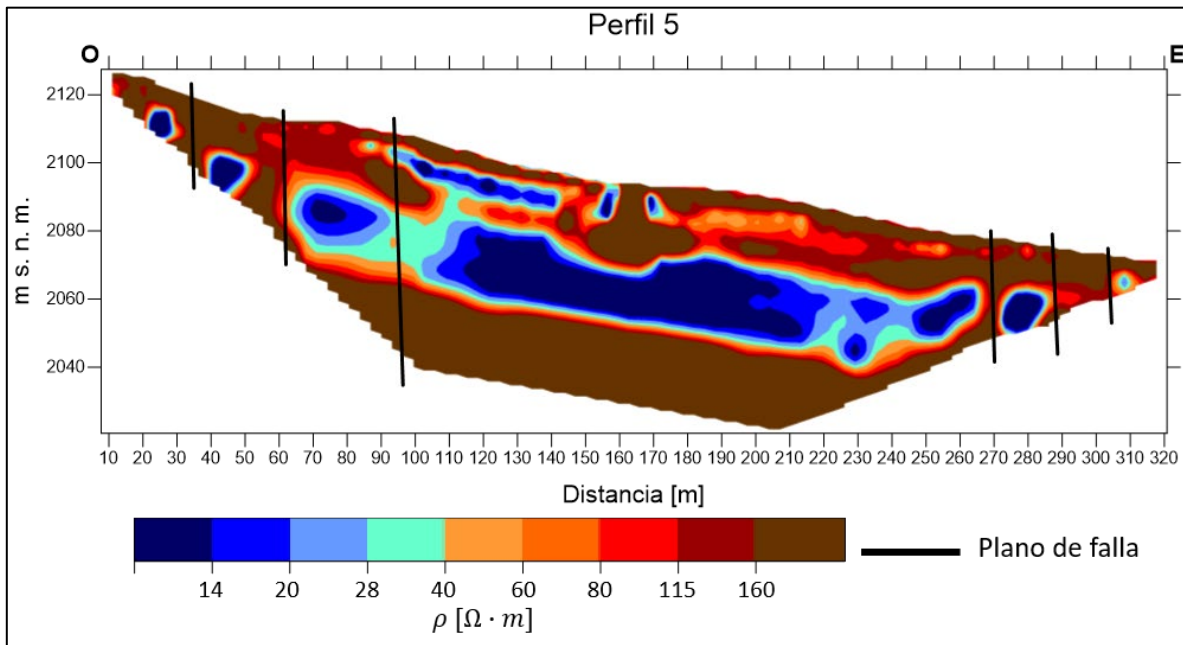


Figura 23. Perfil 5 de TRE con sus respectivos planos de falla.

Como se mencionó en párrafos anteriores, para el análisis de la superficie de deslizamiento se utilizó una escala de colores en la que se relacionó la litología del área de estudio con su respuesta eléctrica y contenido de finos. Esta escala de colores se obtuvo a través de mediciones de resistividad eléctrica en material no consolidado y de mediciones puntuales de resistividad eléctrica. Una de las litologías que define esta escala es el material con alto contenido de finos y mayor humedad que constituye a la superficie de deslizamiento. Entonces antes de discutir las TREs con escala litológica, se analizarán los resultados obtenidos con las mediciones puntuales y con las mediciones de material no consolidado.

### Mediciones puntuales de resistividad en cortes geológicos

Las mediciones puntuales se realizaron utilizando un arreglo Wenner, el cual tuvo una separación entre electrodos de 2 m, y se utilizó el equipo SATURN GEO de LEM. Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Valores de resistividad aparente para cada una de las mediciones de resistencia en cortes geológicos.

Punto	Coordenadas UTM X, Y	Resistencia [ $\Omega$ ]	K [m]	$\rho_a$ [ $\Omega \cdot m$ ]
R0	275852, 2487176	5.43	$4\pi$	68.25
R1	275848, 2487237	8.47	$4\pi$	106.44
R2	275852, 2487148	4.49	$4\pi$	56.42
R3	275868, 2487168	3.28	$4\pi$	41.22
R5	275898, 2487174	2.22	$4\pi$	27.90
R6	275781, 2487778	5.88	$4\pi$	73.89



Figura 24. En A se muestra material rojizo asociado a rocas volcánicas, material volcánico intemperizado y material de deslizamientos anteriores. En B se muestra el material blanquecino asociado a la formación Cenicera.

Los puntos con mayor resistividad en la tabla solían ser aquellos cortes geológicos en los que predominaba un material rojizo, con poca cantidad de finos y que parecía ser material removido de deslizamientos anteriores, dicho material puede asociarse con rocas volcánicas fragmentadas y con material volcánico intemperizado (Figura 24A). Por otro lado, los puntos con menor resistividad, están relacionados a materiales de un color blanquecino (Figura 24B), rico en finos que por lo general se encontraba debajo del material rojizo mencionado, por lo que se llegó a la suposición que ese material forma parte de la superficie de deslizamiento. Dicho material se podría relacionar con la formación Cenicera, la cual tiene una composición de limo, gravas y arcilla.

#### **Determinación de la resistividad vs humedad en muestras de material no consolidado**

Lo que se obtiene de realizar esta prueba es el valor de resistividad de muestras de material no consolidado a diferentes niveles de saturación, dicho de otra manera, a diferentes porcentajes de humedad y a un nivel de salinidad, en este caso el nivel de salinidad es de 0.21 g/l, ya que, es la salinidad que presenta el agua subterránea de la zona. Este estudio también permite conocer la cantidad de finos que contiene la muestra y su relación con los valores de resistividad. Los resultados se obtuvieron con Petrowin (Ryjov y Shevnin, 2002) y se muestran en la Tabla 4.

*Tabla 4. Valores de resistividad obtenidos a diferentes grados de saturación para las muestras de material consolidado, así como su contenido de finos y conductividad hidráulica K.*

<b>Muestra</b>	<b>Contenido de finos [%]</b>	<b>Porosidad [%]</b>	<b>K [m/día]</b>	<b><math>\rho</math> 100% [<math>\Omega \cdot m</math>]</b>	<b><math>\rho</math> 30% [<math>\Omega \cdot m</math>]</b>	<b><math>\rho</math> 5% [<math>\Omega \cdot m</math>]</b>
M1	51	33.15	0.027	15.97	28.43	51.17
MR2	70	44.1	0.014	9.8	19.01	37.79
MR4	12	26.4	0.426	34.85	87.27	249.3
MR5	68	42.84	0.015	7.178	15.64	36.31
M6	51	33.2	0.027	22.5	36.4	80.5
M7	35	22.05	0.05556	16	47.2	75

En la tabla anterior se puede observar que las muestras MR2 y MR5 tienen un mayor porcentaje de finos y a su vez presentan los valores de resistividad más bajos a diferentes niveles de saturación. Dichas muestras fueron tomadas en los cortes geológicos en los que el



material forma parte de la formación Cenicera (Figura 24B). Esta formación es la que se considera como la superficie de deslizamiento en este trabajo.

Las muestras M1 y M6 tienen un alto contenido de partículas finas, sin embargo, sus resistividades son mayores por lo cual se consideran parte del material volcánico intemperizado, además la coloración cambia a un rojizo y se tomaron muy cerca de la superficie del terreno. Dentro del material volcánico intemperizado también puede incluirse la muestra M7, que, si bien la cantidad de finos es menor, los valores de resistividad se encuentran en rangos parecidos a los de M1 y M6.

Por último, la muestra MR4 fue la que mostró un menor contenido de finos y mayores valores de resistividad, llegando a los  $250 \Omega \cdot m$  cuando el material se encuentra seco, por lo que se consideró incluir en el grupo de rocas volcánicas fragmentadas.

De esta forma se obtuvo que, para valores de resistividad menores a  $15 \Omega \cdot m$  la litología correspondiente es de sedimentos limo-arcillosos saturados; para resistividades que van desde los 15 a los  $40 \Omega \cdot m$  el material correspondiente es de sedimentos limo-arcillosos; estas dos litologías corresponden a la superficie de deslizamiento, mientras que, para los valores de  $40$  a  $70 \Omega \cdot m$  y  $70$  a  $240 \Omega \cdot m$  la litología es de material volcánico intemperizado y rocas volcánicas fragmentadas, respectivamente.

### **Tomografías de Resistividad Eléctrica. Superficie de deslizamiento**

En la Figura 25 es posible observar los seis perfiles con la escala de colores de acuerdo a la litología.

Además, en cada uno de los perfiles se encuentra con líneas azules continuas y discontinuas la ubicación de la superficie de deslizamiento. Con las líneas discontinuas se pretende continuar la superficie de deslizamiento uniendo las zonas que son atravesadas por planos de fallas o en las que la superficie pierde continuidad, esto con el fin de poder obtener el mapa de superficie de deslizamiento. La importancia de conocer la superficie de deslizamiento radica en que, conociendo la profundidad y forma de esta superficie es posible realizar un cálculo de volumen del material que se encuentra en movimiento y así ubicar las zonas con mayor riesgo ante un deslizamiento de ladera.

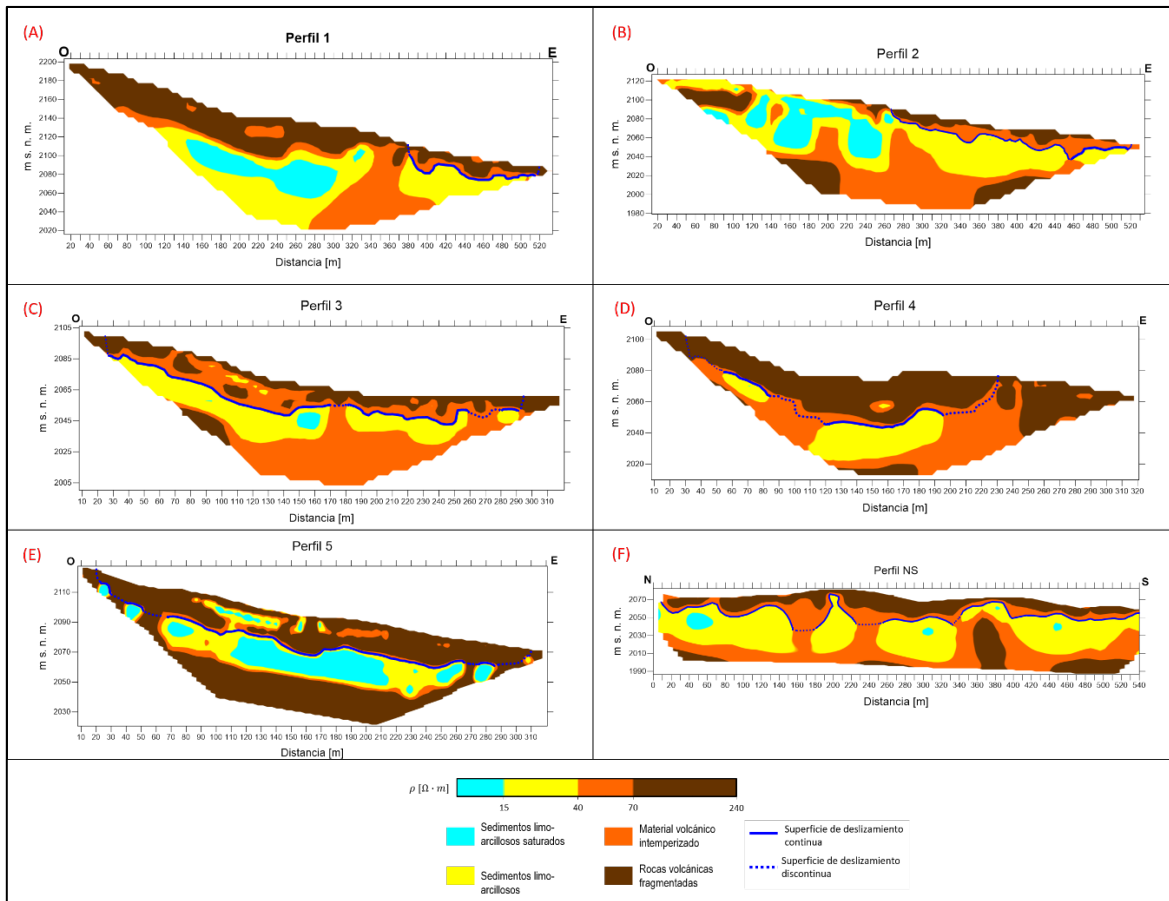


Figura 25. (A)-(E): perfiles realizados durante esta investigación con escala de colores litológica. (F): perfil tomado como referencia de Villaseñor Reyes *et al* (2021) con la escala de colores litológica.

En los perfiles 1 y 2 la superficie de deslizamiento se toma a partir de los 360 y 260 m, respectivamente, esto se debe a que los perfiles más pequeños (3, 4 y 5) son paralelos a los perfiles 1 y 2 en las distancias mencionadas y solo de esta forma se pudo hacer la interpolación de datos para obtener el mapa de superficie de deslizamiento. Para tener una mejor interpolación de los datos se utilizó el perfil de Villaseñor Reyes *et al* (2021) (Figura 25F), mencionado en párrafos anteriores, en el cual también fue definida la superficie de deslizamiento.

### Mapa de superficie de deslizamiento y mapa de espesores

Con ayuda de las TREs se obtuvo un mapa de la superficie de deslizamiento en el cual se muestra la topografía de la superficie mencionada (Figura 26B), de esta manera se puede observar mejor en cuales zonas la superficie de deslizamiento es más profunda (bajos) y en cuales más somera (altos). Es importante aclarar que, el hecho de que en algunas zonas la

superficie muestra bajos topográficos no significa necesariamente que exista una mayor cantidad de material sobre esta y eso se debe a los cambios de topografía de la superficie del terreno. Es por esto que además del mapa de superficie de deslizamiento, es importante tener un mapa de espesores para definir las zonas con mayor material en deslizamiento y con mayor riesgo, tomando en cuenta también otros factores como son las estructuras geológicas desencadenantes, la pendiente y la ubicación de infraestructura y asentamientos poblacionales cuesta abajo.

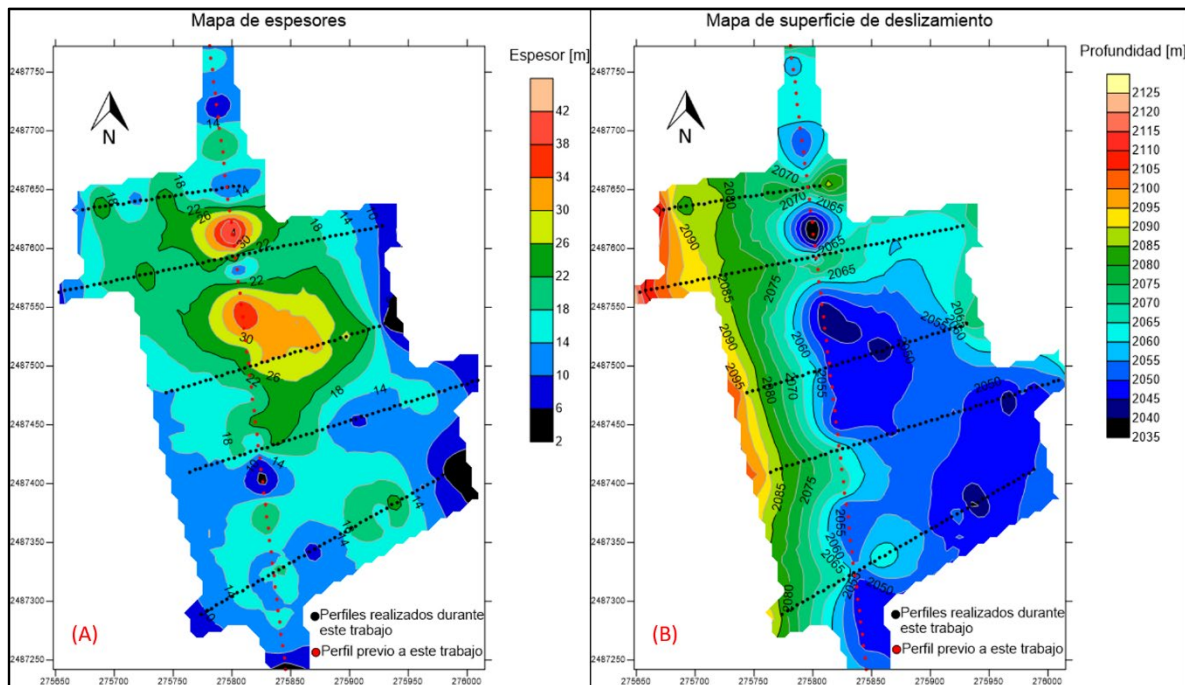


Figura 26. (A): mapa de espesor de la masa en deslizamiento en distintas zonas del área de estudio mostrando en colores fríos las zonas con menor espesor y en colores cálidos las zonas con mayor espesor de material. (B): mapa que muestra la profundidad a la que se encuentra la superficie de deslizamiento respecto a la altura.

El mapa de espesores (Figura 25 A) muestra la potencia que tiene el material en movimiento a lo largo de toda la zona de estudio. Si se comparan ambos mapas, es posible identificar que en las zonas centro y norte del mapa existe un gran espesor de material y al mismo tiempo la superficie de deslizamiento se encuentra en un bajo topográfico. A diferencia de esta área, en la zona sur del terreno también existe un bajo topográfico, sin embargo, el espesor del material en deslizamiento en esa zona no lo es, esto se debe a los cambios topográficos de la

superficie del terreno. Es por esto que solo estas dos características (espesor y profundidad) no permiten definir las zonas con mayor riesgo, es necesario integrar más características.

Los bajos topográficos de la superficie de deslizamiento encontrados en el centro y norte de la zona de deslizamiento están asociados a las zonas en las que se pierde la continuidad de la superficie de deslizamiento en el perfil previo a este trabajo, como lo muestra la Figura 25F.

### Mapa topográfico

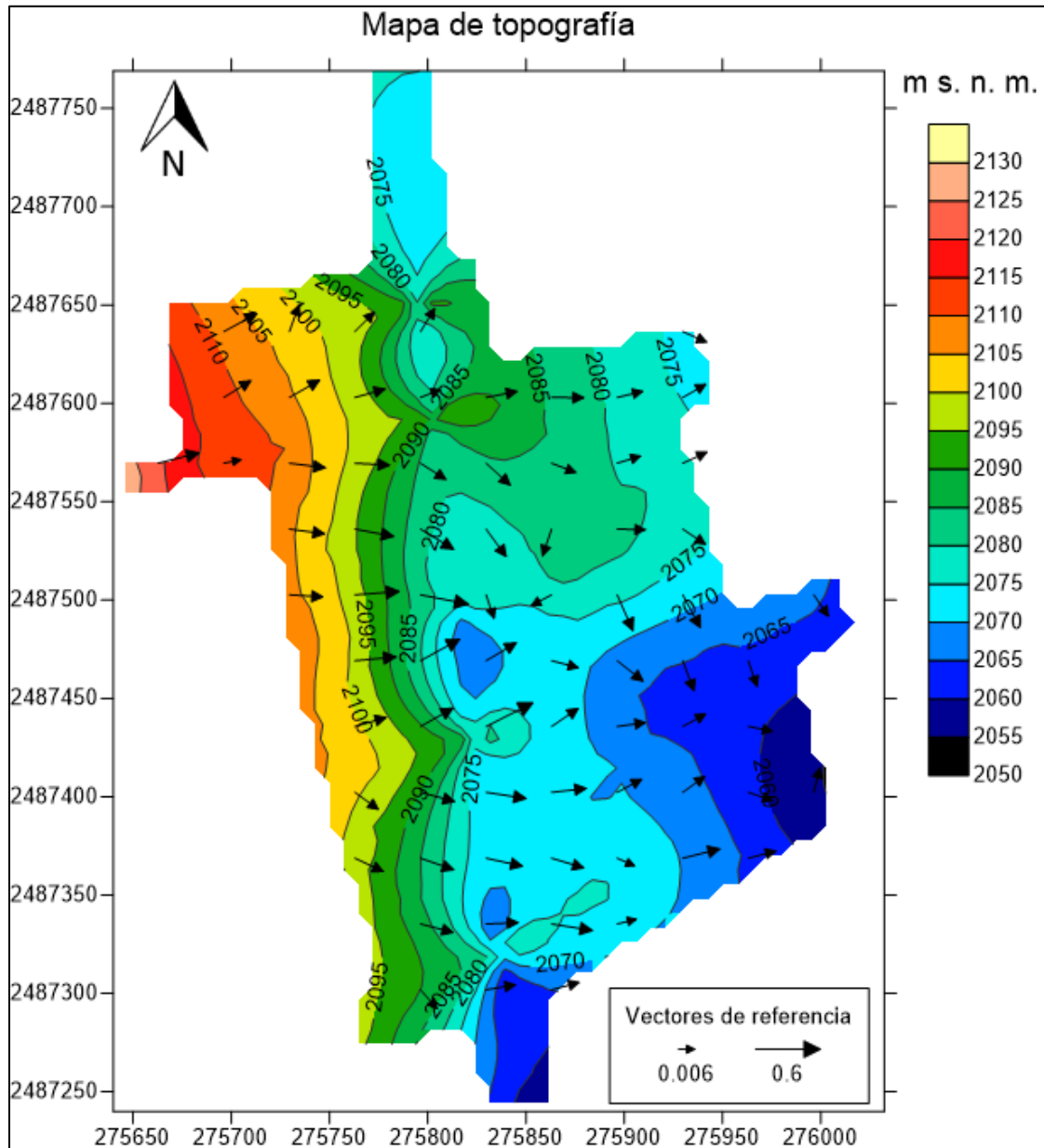


Figura 27. Mapa de topográfico con vectores que señalan el movimiento que podría tener un material en deslizamiento de acuerdo a los altos y bajos topográficos.

Por lo mencionado en la sección anterior fue necesario obtener un mapa de topografía, en el cual, a partir de vectores se puede predecir el movimiento preferencial del material en deslizamiento. Los vectores son la representación de la magnitud y de la dirección de las pendientes máximas entre distintos valores de elevación del terreno.

En la Figura 27 es posible observar que las flechas o vectores indican las direcciones en las que podría deslizarse el material de acuerdo a las pendientes máximas o dicho también, del gradiente de topografía de la zona. De manera general la orientación de las flechas va de Oeste a Este, sin embargo, es notorio que en la zona centro del mapa las flechas adoptan una dirección hacia el Sureste, que es donde se encuentran los bajos topográficos.

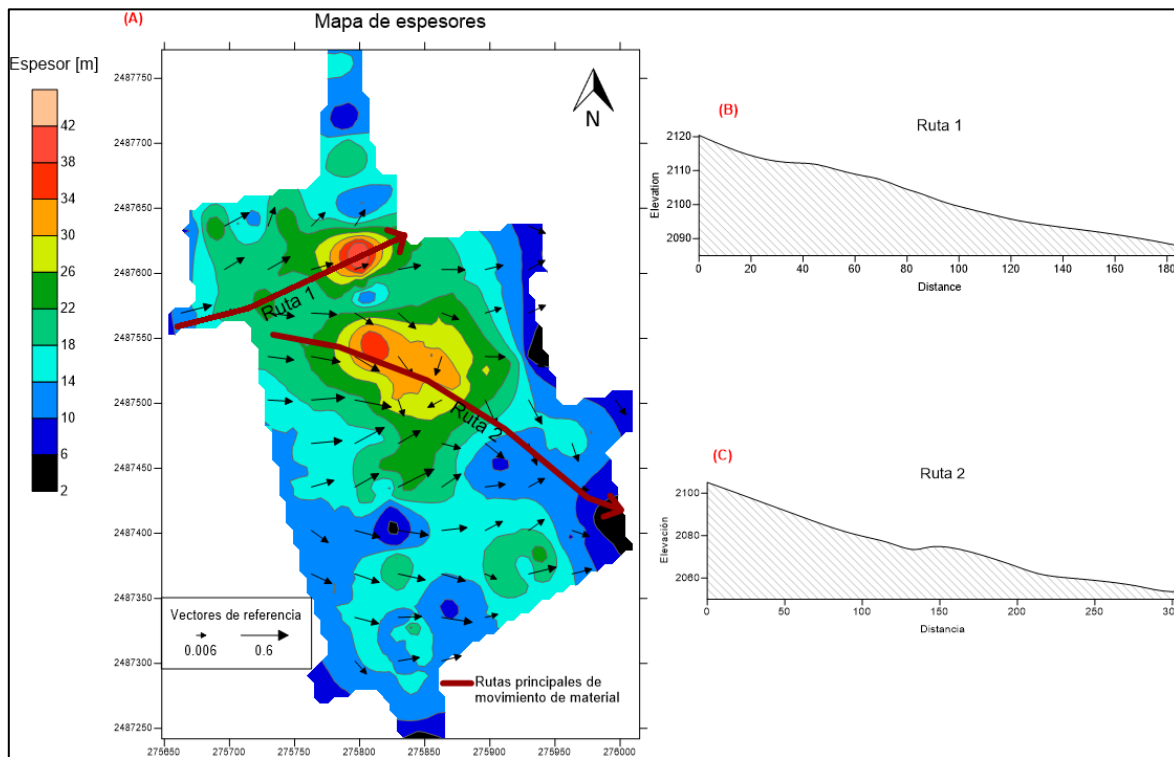


Figura 28. (A) Mapa de espesores del cuerpo en deslizamiento con los vectores de dirección preferencial del material en movimiento. (B) Gráfica de la altura respecto a la distancia en la Ruta 1. (C) Gráfica de la altura respecto a la distancia en la Ruta.

Con el propósito de unificar los resultados, el mapa de vectores de topografía se ubicó sobre el mapa de espesores, obteniendo así el mapa de la Figura 28A en el cual fueron marcadas dos rutas principales en las que se señalan las direcciones de movimiento del material de acuerdo a las pendientes de la zona. Cada una de las rutas tiene su gráfica en la que se muestra

la elevación que tienen a cierta distancia, de esta manera se pueden apreciar los cambios en la topografía en cada una de las rutas trazadas, las cuales siempre van de mayor a menor altura. De acuerdo a las rutas trazadas y a los espesores puede dividirse el mapa en dos secciones principales; una sección norte y una sección sur. La Ruta 1, ubicada en la sección norte, tiene una dirección preferencial hacia el noreste, esta ruta atraviesa una zona con un área de 4 101 m<sup>2</sup> de gran espesor de material, por lo cual se considera una de las más importantes. La Ruta 2, en la sección centro, pasa por una de las zonas con mayor espesor de material de avalancha con un área de 12 587 m<sup>2</sup>; esta ruta tiene una dirección sureste y como se puede observar en el mapa contiene los vectores con mayor magnitud (flechas más largas) y como se observa en la gráfica “Ruta 2” (Figura 28C) existen grandes cambios de elevación a las mismas distancias a las que se encuentran los vectores de mayor magnitud.

### Mapa geomorfológico

Por último, después de haber ubicado los planos de falla y fracturas, se propone una modificación del mapa geomorfológico de Villaseñor Reyes (2019), en el cual se agregaron los planos de falla visualizados en las TREs y por evidencia en superficie de zonas de grietas de tensión y fracturas.

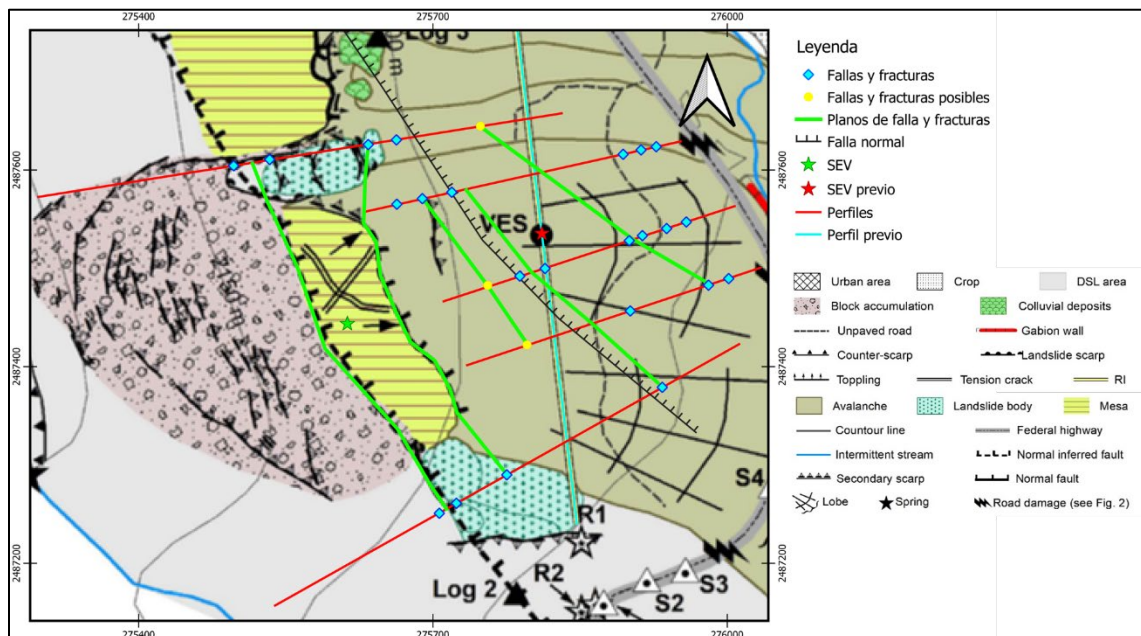


Figura 29. Modificación del mapa geomorfológico de Villaseñor Reyes (2019), en el cual se agregaron las estructuras encontradas en los perfiles de TRE, así como las evidencias de grietas y fracturas en superficie.

En la Figura 29 se pueden observar con rombos azules la ubicación de fallas y fracturas sobre los perfiles, y con círculos amarillos las posibles fallas y fracturas. También se ubicaron con líneas continuas verdes los planos de fallas que se dieron a partir de la unión y correlación de las fallas y fracturas encontradas en cada una de las tomografías.

El mapa anterior también sirvió para relacionar los planos de falla analizados en las tomografías con las fallas y estructuras que se estudiaron previamente en Villaseñor Reyes *et al* (2021), mostrando así la efectividad de este método para la ubicación de estructuras.

## Capítulo 6. Conclusiones

En este último capítulo se abordan las conclusiones a las que se llegaron durante este trabajo de investigación.

Los resultados obtenidos de las mediciones puntuales de resistividad en cortes geoeléctricos y de mediciones de resistividad versus humedad en muestras de material no consolidado, así como la aplicación de los métodos SEV y TRE mostraron resultados que fueron comparados con estudios geológicos y geoeléctricos previos para la obtención de las siguientes conclusiones.

- A partir de mediciones puntuales de resistividad en cortes geoeléctricos y de mediciones de resistividad versus humedad en muestras de material no consolidado se obtuvo una escala geoeléctrica-litológica, la cual relaciona el tipo de material que se encuentra en el subsuelo con una respuesta eléctrica. El resultado principal de esta escala fue la identificación de la superficie de deslizamiento la cual consta de material compuesto por limo, arcilla y grava de la formación Cenicera; y que muestra valores de resistividad menores a los  $40 \Omega \cdot m$ .
- La aplicación del método de SEV permitió estimar una profundidad de la superficie de deslizamiento en la porción oeste del área de estudio de 44 m, lo que, unido a los resultados del SEV previo realizado ladera abajo, favorecieron la planeación de las campañas de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE).
- La TRE mostró ser un método efectivo para detectar estructuras como fallas y fracturas en zonas de deslizamiento de laderas. También es un método que permite definir la superficie de deslizamiento, siempre y cuando, la litología del área de estudio permita la existencia de contrastes entre valores de resistividad. El mapa de superficie de deslizamiento mostró dos bajos topográficos principales, coincidiendo con las dos zonas de máximos espesores de material en deslizamiento ubicadas en las zonas norte y centro del área de estudio. La zona norte que tiene un área de  $4\,101 \text{ m}^2$ , alcanza espesores que van desde los 20 hasta más de 40 m; mientras que, la zona centro tiene un área de  $12\,587 \text{ m}^2$  mayor que la zona norte, con espesores que van desde los 20 hasta más de 40 m. Además, se obtuvo un volumen estimado del material de deslizamiento de  $1\,373\,158 \text{ m}^3$ .



- Las fracturas en la zona Oeste de las áreas de máximo espesor pueden favorecer la ocurrencia de un evento de deslizamiento. A partir del mapa de vectores de topografía y del mapa de espesores, se identificó para la zona norte del área de estudio la dirección NE como la más probable para el flujo del material de deslizamiento durante un proceso de deslizamiento; mientras que para la zona centro la dirección preferencial del flujo de material es SE, poniendo en riesgo la infraestructura carretera y vidas humanas.
- Se propone la actualización del mapa geomorfológico de la zona con las nuevas fallas y fracturas ubicadas como resultados del levantamiento de TRE.
- Debido a lo abrupto y complejo del relieve en la zona, no fue posible realizar TRE al Oeste de los perfiles 3, 4 y 5, sin embargo, en estas áreas de difícil acceso es posible aplicar métodos electromagnéticos (TEM y/o AMT) lo cual permitiría determinar los límites geométricos del material en deslizamiento.
- Se recomienda extender los estudios de TRE al norte del perfil 1 para confirmar la existencia o no de la superficie de deslizamiento y fallas al norte del área de estudio.

## Referencias

- Agnesi, V., Camarda, M., Conoscenti, C., Di Maggio, C., Diliberto, I. S., Madonia, P., & Rotigliano, E. (2005). A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy). *Geomorphology*, 101-116.
- Aguillón Robles, A., Aranda Gómez, J. J., & Solorio Munguía, J. G. (1994). Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29-42.
- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas*(41), 7-25.
- Alcántara-Ayala, I. (2008). On the historical account of disastrous landslides in Mexico: the challenge of risk management and disaster prevention. *Advances in Geosciences*, 159-164. doi:10.5194/adgeo-14-159-2008
- Arjwech, R., Sriwangpon, P., Somchat, K., Pondthai, P., & Everett, M. (2020). Electrical resistivity tomography (ERT) data for clay mineral mapping. *Data in Brief*, 30. doi:10.1016/j.dib.2020.105494
- Asriza, Supriyanto, Kristyanto, T., Indra, T., Syahputra, R., & Tempessy, A. (2017). Determination of the Landslide Slip Surface Using Electrical Resistivity Tomography (ERT) Technique. En M. Mikos, B. Tiwari, Y. Yin, & K. Sassa, *Advancing Culture of Living with Landslides* (págs. 53-60). doi:10.1007/978-3-319-53498-5\_7
- Batista Rodríguez, J. A., Pérez Flores, M. A., Almaguer Carmenates, Y., & Bautista Hernández, M. (2019). Electrical Resistivity Tomography for the detection of subsurface cavities and related hazards caused by underground coal mining in Coahuila. *Geofísica Internacional*, 279-293.
- Belmonte-Jiménez, S. I., Bortolotti-Villalobos, A., Campos-Enríquez, J. O., Pérez-Flores, M. A., Delgado-Rodríguez, O., & Ladrón De Guevara-Torres, M. (2014). Electromagnetic methods application for characterizing a site contaminated by leachates. *Rev. Int. Contam. Ambient.*, 317-329.

- Bièvre , G., Jongmans, D., Winiarski, T., & Zumbo, V. (2011). Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps). *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.7986
- Chambers, J. E., Wilkinson, P. B., Kuras, O., Ford, J., Gunn, D. A., Meldrum, P. I., . . . Ogilvy, R. D. (2011). Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology*, 472-484.
- Cordero-Vazquez, C. Y., Delgado-Rodríguez, O., Peinado-Guevara, H. J., Ladrón-de-Guevara-Torres, M., Hernández-Ramos, J. O., & Peinado-Guevara, V. M. (2021). Determination of Soil Properties from Electrical Measurements in Agricultural Plots, Villa de Arriaga, San Luis Potosí, México. *Geofísica Internacional*, 76-100.
- Dahlin, T. (1996). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *FIRST BREAK*, 14(7), 275-283. doi:10.3997/1365-2397.1996014
- Daily, W., Ramirez, A., Binley, A., & LaBrecque, D. (2005). Electrical Resistance Tomography-Theory and Practice. En *NEAR-SURFACE GEOPHYSICS* (págs. 252-550). Society of Exploration Geophysicists.
- Delgado-Argote, L. A., Pérez-Flores, M. A., Herrera-Barrientos, F., Sarychikhina, O., Contreras-López, M., Ochoa-Tinajero, L., & Avilés-Esquivel, T. A. (2017). Interpretación geológica y geoelectrica de un deslizamiento rotacional relacionado con paleodrenaje en el fraccionamiento Valle del Sur, en Tijuana, Baja California. *GEOS*.
- Delgado-Rodríguez, O., Flores-Hernández, D., Amezcua-Allieri, M. A., Shevnin, V., Rosas-Molina, A., & Marín-Córdova, S. (2014). Joint interpretation of geoelectrical and volatile organic compounds data: a case of study in a hydrocarbons contaminated urban site. *Geofísica Internacional*, 183-198.
- Delgado-Rodríguez, O., Peinado-Guevara, H. J., Green Ruíz, C. R., Herrera-Barrientos, J., & Shevnin, V. (2011). Determination of hydraulic conductivity and fines content in soils near an unlined irrigation canal in Guasave, Sinaloa, Mexico. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 13-31.

- Delgado-Rodríguez, O., Shevnin, V., Ochoa-Valdés, J., & Ryjov, A. (2006). Using electrical techniques for planning the remediation process in a hydrocarbon contaminated site. *Rev. Int. Contam. Ambient.*, 157-163.
- Díaz, S. R., Cadena, E., Adame, S., & Dávila, N. (2019). Landslides in Mexico: their occurrence and social impact since 1935. *Landslides*, 379-394. doi:10.1007/s10346-019-01285-6
- Dobrin, M. B., & Savit, C. H. (1988). *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill.
- Ernstson, K., & Kirsch, R. (2009). Geoelectrical methods. Basic principles. En R. Kirsch, *Groundwater Geophysics A Tool for Hidrogeology* (págs. 87-108). Springer.
- Estrada, L. A. (2013). Apuntes de prospección geoelectrica. Apuntes de Catedra de Geofisica, Universidad Nacional de Tucuman.
- Ferrer Gijon, M. (1988). Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas. En *Riesgos geológicos* (págs. 175-192). Instituto Geológico y Minero de España.
- Froude, M. J., & Petley, D. N. (2018). Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2161-2181. doi:10.5194/nhess-18-2161-2018
- Göktürkler, G., Balkaya, Ç., & Erhan, Z. (2008). Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 84-96. doi:10.1016/j.jappgeo.2008.05.008
- González Naranjo, G. A., Molina Garza, R. S., Aranda Gómez, J. J., Tristán González, M., Aguillón Robles, A., Iriondo, A., & Bellón, H. (2012). Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior, Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 387-409.
- Greggio, N., Giambastiani, B., Balugani, E., Amaini, C., & Antonellini, M. (2018). High-Resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) to Characterize the Spatial Extension of Freshwater Lenses in a Salinized Coastal Aquifer. *Water*. doi:10.3390/w10081067

- Griffiths, D. H., & Barker, R. D. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 211-226 .
- Halliday, D., Resnick, R., & Krane, K. S. (1994). Física Vol. 2. COMPAÑÍA EDITORIAL CONTINENTAL, S.A. de C.V.
- Haque, U., Da Silva, P., Devoli, G., Pilz, J., Zhao, B., Khaloua, A., . . . Glass, G. (2019). The human cost of global warming: Deadly landslides and their triggers (1995-2014). *Science of the Total Environment*, 673-684. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.03.415
- Havenith, H. B., Jongmans, D., Abdrakhmatov, K., Trefois, P., Delvaux, D., & Torgoev, I. A. (2000). Geophysical investigations of seismically induced surface effects: case study of a landslide in the Suusamyr Valley, Kyrgyzstan. *Surveys in Geophysics*, 349-369.
- Hinojosa-Corona, A., Rodríguez-Moreno, V. M., Munguía-Orozco, L., & Meillón-Menchaca, O. (2011). El deslizamiento de ladera de noviembre 2007 y generación de una presa natural en el río Grijalva, Chiapas, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 15-38.
- Janik, M., & Krummel, H. (2009). Geoelectrical methods. 2D measurements. En R. Kirsch, *Groundwater Geophysics A Tool for Hydrogeology* (págs. 109-117). Springer.
- Jongmans, D., & Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société géologique de France*, 101-112.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N., & Orengo, Y. (2009). Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 45-56. doi:10.1016/j.enggeo.2008.10.005
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F., & Rizzo, E. (2003). High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrosa landslide (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 259-268.
- Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.

- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 687-711. doi:10.1002/esp.1064
- Nieto Samaniego, Á. F., Alaniz Álvarez, S. A., & Camprubí í Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 285-318.
- Orellana, E. (1972). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.
- Orozco Esquivel, M. T., Nieto Samaniego, A. F., & Alaniz Alvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of volcanology and geothermal research*, 37-56.
- Pallares Ramos, C. (Junio de 2001). Estratigrafía y estructura de las rocas volcánicas al norte del campo volcánico de San Luis Potosí. San Luis Potosí, San Luis Potosí, Mexico: Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- RES2DINV (3.55) [Software] (2005). Recuperado de <https://www.geotomosoft.com/>
- Reynolds, J. M. (1998). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England: John Wiley & Sons Ltd.
- Rodrigo-Correa, R., Porsani, J. L., Bortolozo, C. A., & Hamada, L. R. (2018). Electrical Resistivity Tomography and TDEM Applied to Hydrogeological Study in Taubaté Basin, Brazil. *International Journal of Geosciences*, 119-130. doi:10.4236/ijg.2018.92008
- Rodríguez Ríos, R., & Torres Aguilera, J. M. (2009). Evolución petrológica y geoquímica del vulcanismo bimodal oligocénico en el campo volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 658-673.
- Rodríguez Ríos, R., Aguillón Robles, A., & Leroy, J. L. (2007). Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 328-343.

- Rylov A., Shevnin V., 2002, Theoretical calculation of rocks electrical resistivity and some examples of algorithm's application. *SAGEEP proceedings*, P2, 10 pp.
- Sánchez San Román, F. J. (s. f.). *Prospección geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales*.  
Obtenido de <https://hidrologia.usal.es/temas.html>
- Shevnin, V., Delgado Rodríguez, O., Mousatov, A., Flores Hernández, D., Zegarra Martínez, H., & Rylov, A. (2006). Estimation of soil petrophysical parameters from resistivity data: Application to oil-contaminated site characterization. *Geofísica Internacional*, 179-193.
- Shevnin, V., Mousatov, A., Rylov, A., & Delgado-Rodriguez, O. (2007). Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory measurements. *Geophysical Prospecting*, 265-275.
- Shin, Y., Shin, S., Cho, S.-J., & Son, J.-S. (2021). Application of 3D Electrical Resistivity Tomography in the Yeoncheon Titanomagnetite Deposit, South Korea. *Minerals*.
- Surfer (10) [Software] (2011). Recuperado de <https://www.goldensoftware.com/>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Torres Hernández, J. R., Siebe Grabach, C., Aguillón Robles, A., & Rodríguez Ríos, R. (2014). Geocronología y características geoquímicas de un conjunto de domos riolíticos terciarios en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 183-197.
- Tristán González, M., Aguillón Ribles, A., Barboza Gudiño, J. R., Torres Hernández, J. R., Bellon, H., López Doncel, R., . . . Labarthe Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 287-303.

- Villalpando Tovalin, F. (Julio de 2016). Modelado de deslizamientos de terreno utilizando GPS y percepción remota: Caso Ahualulco, S.L.P. San Luis Potosí, San Luis Potosí: Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
- Villalpando, F., Tuxpan, J., Ramos-Leal, J. A., & Carranco-Lozada, S. (2019). New framework based on fusion information from multiple landslide data sources and 3D visualization. *Journal of Earth Science*, 159-168. doi:10.1007/s12583-019-1243-8
- Villaseñor Reyes, C. I. (Mayo de 2019). Deformaciones Gravitacionales Profundas de Ladera en México: Detección y Caracterización del Fenómeno a través de la Técnica PSI (Persistent Scatterer Interferometry). San Luis Potosí, San Luis Potosí: Tesis de doctorado, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
- Villaseñor-Reyes, C. I., Dávila-Harris, P., & Delgado-Rodríguez, O. (2021). Multidisciplinary approach for the characterization of a deep-seated landslide in a semi-arid region (Cañón de Yerbabuena, San Luis Potosí, Mexico). *Landslides*, 367-381. doi:10.1007/s10346-020-01497-1
- Whiteley, J. S., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., & Kendall, J. M. (2019). Geophysical Monitoring of Moisture-Induced Landslides: A Review. *Review of Geophysics*, 106-145. doi:10.1029/2018RG000603