



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

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**“Caracterización geofísica del subsuelo en  
la presa El Hundido, Villa de Reyes, San  
Luis Potosí.”**

Tesis que presenta

**Ximena Michelle Trejo Martínez**

Para obtener el grado de

**Maestra en Geociencias Aplicadas**

Director de la Tesis:

**Dr. Omar Delgado Rodríguez**

San Luis Potosí, S.L.P., 12 de junio de 2023



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Caracterización geofísica del subsuelo en la presa El Hundido, Villa de Reyes, San Luis Potosí.**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Ximena Michelle Trejo Martínez** y aprobada el **12 de junio de 2023** 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. José Alfredo Ramos Leal**  
Miembro del Comité Tutorial

**Dr. Héctor José Peinado Guevara**  
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 la autora recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Página en Blanco que se va a utilizar para colocar la copia del acta de examen.

## **Agradecimientos**

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

Al Dr. Omar Delgado Rodríguez, por haber dedicado su tiempo y esfuerzo a la realización de esta tesis. Gracias por brindarme su guía y apoyo incondicional.

Al Dr. José Alfredo Ramos Leal y al Dr. Héctor José Peinado Guevara, por sus revisiones, recomendaciones y consejos sobre este trabajo.

A los investigadores de la División de Geociencias Aplicadas, por compartir conmigo sus cátedras, asesorías y conocimientos.

A la coordinación y Laboratorio de Geofísica de la DGA por darme el acceso a la implementación de los equipos geofísicos.

Al Mtro. David Ernesto Torres Gaytán y los estudiantes de posgrado del instituto (o externos) que colaboraron en la etapa de adquisición de datos en campo.

# Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de cuadros	xii
Resumen	xiii
Abstract	xiv
<b>Capítulo 1. GENERALIDADES</b>	
1.1 Introducción	1
1.2 Planteamiento del problema	3
1.2.1 Antecedentes	3
1.2.2 Características del área de estudio	6
1.2.2.1 Ubicación	6
1.2.2.2 Vías de acceso	7
1.2.2.3 Características de la obra	8
1.2.2.4 Topografía	10
1.2.2.5 Hidrología	11
1.2.2.6 Climatología	14
1.2.2.7 Edafología	15
1.2.2.8 Características y uso de suelo	17
1.3 Justificación	19
1.4 Objetivo general	19
1.5 Objetivos específicos	19
1.6 Hipótesis	19
<b>Capítulo 2 MARCO GEOLÓGICO</b>	
2.1 Geología Regional	20
2.1.1 Provincia Mesa Central	20
2.1.2 Subprovincia Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato	21
2.1.3 Elementos Geomorfológicos	22
2.2 Geología Local	23
2.2.1 ZONA OESTE (Campo Volcánico Sierra de San Miguelito)	23
2.2.2 ZONA CENTRO (Graben de Villa de Reyes)	26
2.2.3 ZONA ESTE (Complejo Volcánico Sierra Santa María)	26
<b>Capítulo 3 MARCO TEÓRICO</b>	
3.1 Métodos geoelectrónicos	28
3.1.1 Propiedades eléctricas de las rocas	28
3.1.2 Clasificación general	34
3.1.3 Métodos de corriente continua	35
3.1.3.1 Electrodo único de corriente en superficie	35

3.1.3.2 Resistividad en función de la geometría de un arreglo tetraelectrónico	36
3.1.3.3 Configuraciones Electrónicas	38
3.1.3.4 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	40
3.1.3.5 Configuración Dipolo - Dipolo para TRE	41
3.1.4 Métodos electromagnéticos	42
3.1.4.1 Teoría de propagación de ondas electromagnéticas	43
3.1.4.2 Clasificación de los Métodos Electromagnéticos	44
3.1.4.3 Perfilaje Electromagnético	45
3.1.4.4 Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)	49
<b>Capítulo 4 METODOLOGÍA</b>	
4.1 Modelo digital de elevación (DEM)	53
4.1.1 Especificaciones del vuelo	53
4.1.2 Equipo empleado	54
4.1.3 Software y procesamiento de datos	56
4.2 Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)	56
4.2.1 Especificaciones del tendido	56
4.2.2 Equipo empleado	57
4.2.3 Software y procesamiento de datos	59
4.3 Perfilaje Electromagnético (PEM)	62
4.3.1 Especificaciones del levantamiento	62
4.3.2 Equipo empleado	65
4.3.3 Software y procesamiento de datos	69
4.4 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	72
4.4.1 Especificaciones del tendido	72
4.4.2 Equipo empleado	73
4.4.3 Software y procesamiento de datos	75
<b>Capítulo 5 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN</b>	
5.1 Modelo digital de elevación (DEM)	79
5.2 Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)	80
5.3 Perfilaje Electromagnético (PEM)	83
5.3.1 Mapa de resistividad aparente a 2.3 m de profundidad de estudio.	83
5.3.2 Mapa de resistividad aparente a 15 m de profundidad de estudio.	85
5.3.3 Mapa de resistividad aparente a 30 m de profundidad de estudio.	86
5.3.4 Mapa de resistividad aparente a 60 m de profundidad de estudio.	87
5.4 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	88
5.4.1 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) para 34 m de profundidad de estudio.	88

5.4.2 Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) para 110 m de profundidad de estudio.	90
<b>Capítulo 6 CONCLUSIONES</b>	93
Bibliografía	95

## Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización del municipio de Villa de Reyes, SLP.	6
Figura 2. Ubicación de la presa “El Hundido” en el municipio de Villa de Reyes, SLP.	7
Figura 3. Fotografía de la cortina de la presa en el año 1997.	8
Figura 4. Mapa de topografía de la zona de estudio.	10
Figura 5. Mapa de hidrografía de la zona de estudio.	11
Figura 6. Mapas de hidrología de la zona de estudio. a) Mapa de curvas de igual elevación del nivel estático y localización de acuíferos de la zona de estudio. b) Mapa de curvas de igual profundidad del nivel estático y permeabilidad del terreno en la zona de estudio.	13
Figura 7. Mapa de unidades climáticas de la zona de estudio.	14
Figura 8. Mapa de edafología de la zona de estudio.	16
Figura 9. Mapas de uso de suelo y vegetación de la zona de estudio. a) Mapa de nomadismo, b) Mapa de vegetación y c) Mapa de tipos de agricultura.	18
Figura 10. Mapa de provincias fisiográficas de la zona de estudio.	20
Figura 11. Mapa de subprovincias fisiográficas de la zona de estudio.	21
Figura 12. Mapa de sistema de topoformas de la zona de estudio.	22
Figura 13. Mapa de geología de la zona de estudio.	23
Figura 14 Diagrama de circulación de corriente eléctrica a través de un cubo resistivo.	28
Figura 15. Tabla de resistividades de rocas, aguas, sedimentos, químicos minerales y materiales.	31
Figura 16. Gráfico que representa la relación entre el Factor de Resistividad de Formación y la porosidad $\Phi$ .	32
Figura 17. Gráfico de relación entre la resistividad y solución de NaCl en función de su concentración a una temperatura de 18°C.	33
Figura 18. Clasificación de los métodos geoelectricos.	34
Figura 19. Fuente puntual de corriente en la superficie de un medio homogéneo.	35
Figura 20. Disposición generalizada de un arreglo tetraelectrónico en estudios de resistividad.	37
Figura 21. Configuraciones electrónicas 1D, 2D y 3D empleadas en los métodos de resistividad eléctrica.	38
Figura 22. Curvas teóricas de $\rho_a$ tipo H generada por un modelo de tres capas $\rho_1=1000 \text{ Ohm.m}$ , $\rho_2=2 \text{ Ohm.m}$ , $\rho_3=1000 \text{ Ohm.m}$ , $h_1=1 \text{ m}$ y $h_2=20 \text{ m}$ .	39
Figura 23. Presentación de los valores de $\rho_a$ medidos en campo A) y de los valores de $\rho$ interpretados, utilizando el programa Res2DInv B) para un perfil de TRE.	41
Figura 24. Secuencia de medición para TRE mediante el arreglo Dipolo-Dipolo con 20 electrodos.	42
Figura 25. Elementos básicos de una onda electromagnética y sus componentes.	43
Figura 26. Clasificación de los métodos electromagnéticos de acuerdo con su dominio y fuente.	45
Figura 27. Esquema generalizado del levantamiento del método electromagnético.	46
Figura 28. Diagrama de operación del sistema Turam.	47
Figura 29. Diagrama de operación del sistema Slingram.	47
Figura 30. Sistema EM móvil de doble bobina; los círculos indican las bobinas del transmisor (Tx) y del receptor (Rx).	48
Figura 31. Formas de onda EM en el dominio del tiempo. a) Corriente en el loop transmisor y el campo magnético primario. b) Fuerza electromotriz inducida en la	51

tierra y en los objetos cercanos por el apagado rápido de la corriente del transmisor. c) Campo magnético secundario resultante del flujo de corriente de Foucault en la tierra y los objetivos cercanos.	
Figura 32. Configuraciones de campo para levantamientos EM en el dominio del tiempo. a) Loop o bucle único. b) Loop de transmisor receptor coincidente. c) Dipolo receptor (en método loop).	52
Figura 33. Dron Phantom 3 Advanced, DJI.	53
Figura 34. Dron Phantom 3 Advanced operando en campo.	53
Figura 35. Recorrido del vuelo para la generación del DEM.	54
Figura 36. Imagen fotográfica en proyección ortogonal del antiguo vaso de la presa El Hundido.	55
Figura 37. Modelo digital de elevación del antiguo vaso de la presa El Hundido utilizando los valores máximo y mínimo de altitud en el sitio.	56
Figura 38. Imagen satelital de la localización del sondeo transitorio electromagnético dentro del vaso de la presa El Hundido.	57
Figura 39. Equipo TerraTEM24 para la realización de los sondeos TEM.	58
Figura 40. Equipo TerraTEM24 operando en campo.	58
Figura 41. Capturas de imágenes de procesos de interpretación 1D con el programa WingLink. (A) Ajuste entre curva de $r_a$ calculada y los valores de $r_{oa}$ observados en campo. (B) Modelo semicontinuo o suavizado de OCCAM (línea roja) y modelo discreto de Bostick (línea verde).	61
Figura 42. Fotografía del equipo CMD-DUO operando en campo con separación entre bobinas de 40 m, en polarización vertical, alcanzando una profundidad máxima de estudio de 60 m.	63
Figura 43. Equipo CMD-Mini Explorer 6L.	65
Figura 44. Fotografía del equipo CMD-Mini Explorer 6L operando en campo.	66
Figura 45. Equipo CMD DUO.	69
Figura 46. Captura de valores calculados a partir de los datos obtenidos en el levantamiento con CMD-DUO en el programa Surfer.	70
Figura 47. Captura del mapa obtenido en el programa SURFER 16.	71
Figura 48. Imagen satelital de la ubicación de las tomografías realizadas en el interior del vaso de la presa El Hundido.	72
Figura 49. Fotografía del resistímetro SuperSting R8.	74
Figura 50. Fotografía del resistímetro SuperSting R8 operando en campo.	74
Figura 51. Captura de la interfaz del programa Res2Dinv durante la lectura de datos.	76
Figura 52. Captura de la interfaz del programa Res2Dinv durante la selección del método de inversión.	76
Figura 53. Ejemplo de interfaz del programa Res2Dinv mostrando los resultados de la inversión de datos. (A) Sección de valores de $\rho_a$ observados. (B) Sección de valores de $\rho_a$ calculados. (C) Modelo 2D de resistividad.	77
Figura 54. Captura de la interfaz del programa Surfer durante la edición del modelo obtenido por Res2Dinv.	78
Figura 55. a) Modelo digital de Elevación (DEM) obtenido y superpuesto a una imagen satelital del antiguo vaso de la Presa El Hundido. b) DEM e imagen satelital de la zona de estudio, con el trazo de las principales estructuras características de la presa.	79
Figura 56. Ubicación del sondeo TEM en el área de estudio.	80
Figura 57. Resultados del procesamiento e interpretación de los datos de TEM. A) Curvas observadas y calculadas de a. B) Modelo 1D obtenido con valores de resistividad y espesor de cada capa.	81

Figura 58. Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 2.3 m.	84
Figura 59. Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 15 m.	85
Figura 60. Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 60m.	86
Figura 61. Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad máxima de estudio de 60 m.	87
Figura 62. Tomografía de resistividad eléctrica hasta una profundidad de 34 m.	89
Figura 63. A) sección geoelectrica 2D hasta la profundidad máxima de 110 m (incluye zona de saturación). B) Ubicación sobre imagen satelital de las dos fracturas que define la zona de falla activa y su ubicación relativa al perfil de TRE (línea azul continua).	91

## Lista de cuadros

Cuadro 1. Especificaciones técnicas del dron Phantom 3 Advanced marca DJI.	54
Cuadro 2. Resumen del procesamiento de datos efectuado en el vuelo.	55
Cuadro 3. Características del sondeo transitorio electromagnético.	57
Cuadro 4. Máximas profundidades de estudio alcanzadas por el equipo CMD DUO para diferentes separaciones S entre las bobinas Tx y Rx.	63
Cuadro 5. Especificaciones del levantamiento realizado con CMD-Mini Explorer 6L.	64
Cuadro 6. Especificaciones del primer levantamiento realizado con CMD-DUO.	64
Cuadro 7. Especificaciones del segundo levantamiento realizado con CMD-DUO.	64
Cuadro 8. Especificaciones del tercer levantamiento realizado con CMD-DUO.	64
Cuadro 9. Especificaciones técnicas del equipo CMD-Mini Explorer 6L.	67
Cuadro 10. Máximas profundidades de estudio alcanzadas por el equipo CMD MiniExplorer 6L para diferentes separaciones S entre las bobinas Tx y Rx.	67
Cuadro 11. Especificaciones técnicas del equipo CMD-DUO.	68
Cuadro 12. Características del tendido de la TRE 1.	73
Cuadro 13. Características del tendido de la TRE 2.	73
Cuadro 14. Especificaciones técnicas más relevantes del SuperSting R8.	75

## Resumen

En el municipio de Villa de Reyes, SLP, se encuentran los vestigios de una antigua presa junto al poblado "El Hundido". Un DEM muestra la zona central de la presa como una depresión topográfica, coincidiendo con el sistema de fracturas y las zonas de colapso que afecta la actividad agropecuaria de la región. La aplicación de los métodos de sondeo Transitorio Electromagnético (TEM), Perfilaje Electromagnético (PEM) y Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) demostraron ser efectivos en la caracterización geoelectrica del vaso de la presa. El sondeo TEM asocia la zona de fracturamiento reticular a una capa resistiva superficial de sedimentos secos y friables que es subyacido por un paquete de sedimentos húmedos y con mayor contenido de arcilla, intercalados con capas de conglomerados hasta aproximadamente los 100 m de profundidad. Este paquete de sedimentos es subyacido por Riolitas que, a su vez, son subyacidas a más de 200 m de profundidad por un basamento ígneo dado por la Latita Portezuelo. En el mapa de PEM para la profundidad estudio 60 m se observa la influencia de los cuerpos de conglomerados polimícticos debajo del nivel de saturación, funcionando como acuífero local dado a su alta permeabilidad. Los resultados de TRE muestran la existencia de una capa arcillosa discontinua que fungía como retenedor del agua del embalse y que desaparece en la parte central del vaso de la presa, donde predominan las fracturas, impidiendo la retención de agua en la misma. Se modela una falla geológica asociada a la macrofractura que indica la existencia de causas naturales, y no solo antropogénicas, en el fracturamiento del subsuelo..

**PALABRAS CLAVE:** Presa fallada, macrofracturas, falla geológica, zonas de colapso, Sondeo Transitorio Electromagnético, Perfilaje Electromagnético y Tomografía de Resistividad Eléctrica.

## Abstract

In the municipality of Villa de Reyes, SLP, there are the remains of an old dam next to the town of "El Hundido". A DEM shows the central area of the dam as a topographic depression, coinciding with the fracture system and collapse zones that affect the agricultural activity of the region. The application of Transient Electromagnetic Sounding (TEM), Electromagnetic Profiling (EMP) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) methods proved to be effective in the geoelectrical characterization of the dam's reservoir. The TEM survey associates the reticular fracture zone with a shallow resistive layer of dry, friable sediments that is underlain by a package of wet, clay-rich sediments interbedded with layers of conglomerates up to about 100 m depth. This sediment package is underlain by rhyolites which, in turn, are underlain at more than 200 m depth by an igneous basement given by the Portezuelo Latite. The PEM map for the 60 m depth study shows the influence of polymict conglomerate bodies below the saturation level, functioning as a local aquifer due to its high permeability. The TRE results show the existence of a discontinuous clayey layer that functioned as a reservoir water retainer and that disappears in the central part of the dam basin, where fractures predominate, preventing water retention in the reservoir. A geological fault associated with the macro-fracture is modeled that indicates the existence of natural causes, and not only anthropogenic, in the fracturing of the subsoil.

**KEYWORDS:** Failed dam, macro-fractures, geological fault, collapse zones, electromagnetic transient sounding, electromagnetic profiling and electrical resistivity tomography.

## Capítulo 1. GENERALIDADES

### 1.1 INTRODUCCIÓN

De acuerdo con [Fernández \(2005\)](#) el 70% de la superficie mundial está cubierta por agua. Del volumen total de agua, el 97.5% se encuentra en mares y océanos, es decir, es agua salada. [Maza \(2004\)](#) enfatiza que el agua dulce en el mundo es finita y representa aproximadamente el 2.5% del volumen total del líquido que hay en nuestro planeta. Se estima en 9,000 km<sup>3</sup> el volumen de agua dulce disponible en el mundo. En muchos países, ese recurso y la población no se distribuyen uniformemente, por lo que para abastecer a las zonas con menor disponibilidad del recurso es necesario, de ser posible, construir presas de almacenamiento.

La crisis del agua es la faceta más penetrante, aguda e invisible de la devastación ecológica de la Tierra. [Vandana \(2004\)](#) reportó que en el año 1998 28 países experimentaron tensión o escasez hídrica y que esta cifra aumentará a 56 para el año 2025. [Toledo \(2002\)](#) argumenta que las más recientes evaluaciones de los especialistas y organizaciones internacionales conectadas con los problemas del agua sugieren que para el año 2025 más de las dos terceras partes de la humanidad sufrirá algún estrés por la falta de este líquido. Por otro lado, una tercera parte de la superficie del planeta se considera como árida o semiárida, mientras que la mayoría de la superficie restante está sujeta a períodos temporales de déficit hídrico ([Moreno, 2009](#)).

En México, ocurre una situación muy similar; más de la mitad del territorio nacional se considera árido o semiárido, con precipitaciones anuales menores a los 500 mm, mientras que, en el resto del territorio, correspondiente al sureste de México, es húmeda o subhúmeda, con precipitaciones anuales que varían entre los 1,000 y 2,000 mm por año ([CONAGUA, 2022](#)).

[Marcos \(2001\)](#) explica que un episodio de baja precipitación y mala distribución de las lluvias, que hace difícil suplir a la actividad agropecuaria e imposibilita la reserva del agua necesaria para el consumo humano y animal, puede entenderse como un periodo de sequía. Mientras que una definición más técnica

es dada por [Esparza \(2014\)](#), donde menciona que: *“una sequía se define como la disminución o la ausencia de precipitaciones pluviales respecto al índice anual.”*

Una forma de combatir los efectos de la sequía es almacenar el agua para su suministro en periodos de escasez es mediante el represamiento ([Santaella, 2001](#)). Las presas son consideradas la principal herramienta usada en el control y manejo de recursos hídricos limitantes, por lo tanto, no sorprende su ubicación en zonas con escasez de agua ([Martínez, 2012](#)). Con éstas, es posible garantizar la creciente demanda de agua para consumo humano y para uso industrial y agropecuario ([Maza, 2004](#)).

De acuerdo con el [Banco de México \(2022\)](#), desde 2018 los periodos de sequía se han prolongado en el país, provocando una disminución en los volúmenes de almacenamiento de las presas, especialmente en la región norte del territorio.

Independientemente de su nivel de almacenamiento, como cualquier otra obra civil, las presas son susceptibles a fallar. [Murillo \(2012\)](#) define que *“una presa fallada es aquella que no satisface las funciones para las cuales fue creada”*. Yen y Ang (1971) agruparon las fallas en dos grupos; en el primero se involucran cambios o alteraciones en la estructura que impiden el correcto funcionamiento del embalse, y en el segundo implica una falla en el funcionamiento de la estructura, sin implicar cambios en la misma, debido a que se excede los parámetros límites para lo que fue diseñado. En cualquier caso, las consecuencias son indeseables y de costos elevados.

Al sur del municipio de Villa de Reyes, en el estado de San Luis Potosí, se encuentran los vestigios de una antigua presa junto al poblado “El Hundido”, del cual toma su nombre. Dicha presa, de acuerdo con las crónicas de los pobladores, perdió su capacidad de retención y abastecimiento debido a la ruptura de su cortina. Con el paso de los años, comenzó a vaciarse y aparecieron grietas en su interior; afectando a la población al perder su principal fuente de agua de uso agropecuario.

Debido a esto, se generan una serie de preguntas científicas: ¿Cuál es la causa de las macro-fracturas presentes en la presa? ¿Qué profundidad alcanzan? ¿Cómo están conformados los estratos en profundidad? ¿A qué profundidad se encuentra el Nivel Freático (NF)? ¿Existe interacción entre las fracturas y el NF? ¿Cuál es el panorama general de la problemática a la que se enfrenta la población El Hundido?

El propósito de este trabajo de tesis es determinar el origen de dichas fracturas, ya sea antropogénico o natural (geológico), así como el riesgo dado por la subsidencia acelerada, mediante el uso de métodos geoelectrónicos de exploración geofísica. Los resultados obtenidos constituirán una herramienta útil en la toma de decisiones para evitar un incremento en el impacto negativo en lo económico y en lo social de la región.

## 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

### 1.2.1 ANTECEDENTES

De acuerdo con la [ICOLD \(2020\)](#), se tiene registro de más de 58 713 grandes presas en el mundo, concentradas en el Registro Mundial de Presas. Dichos embalses proporcionan energía, abastecimiento y seguridad hídrica a diversas poblaciones en todo el mundo.

De acuerdo con el Inventario de Presas de [CONAGUA \(2012\)](#), en México se tiene registro de 6,655 presas, de las cuales 337 presas están fuera de uso y 43 de ellas están clasificadas como presas falladas por diversas causas, entre las que destacan: fallas en la cortina, falla en el vaso del embalse, resumideros, falla en los bordos, agrietamientos, entre otros. Dentro del inventario anterior figura el objeto de estudio de esta tesis; la Presa El Hundido, la cual también está clasificada como fallada.

Cabe señalar que, al ser El Hundido una presa fallada desde hace varias décadas, este estudio no se trata de evaluar la integridad del embalse, sino de determinar las causas de fallamiento del terreno y el incremento de zonas de colapso denominada socavones, que ponen en riesgo la actividad agropecuaria de la región.

Los métodos geofísicos, específicamente los geoelectricos, han sido aplicados con éxito en la detección de fracturas y cavidades en el subsuelo de diferente naturaleza. Desde finales de los años 90's, el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) ha logrado colocarse como una de las herramientas más efectivas para la detección y modelación de fracturas y cavidades. [Slater et al. \(1997\)](#) utilizaron el método TRE para el mapeo de un sistema de cavidades en ambiente kárstico, auxiliados por el contraste de resistividad entre agua salada que llenaba las cavidades en rocas carbonatadas. Caso similar al descrito fue el publicado por [Tassy et al. \(2014\)](#) donde se aplicaron TRE 2D y 3D, con apoyo del método de Georadar de Penetración Terrestre (GPR) para el mapeo del sistema de cavidades en un ambiente kárstico en el sureste de Francia.

La exploración geoelectrica de fallas activas y sus efectos en las capas superficiales no consolidadas es de gran importancia. Existen métodos geoelectricos de alta resolución para el estudio de algunas decenas de metros de profundidad, mientras que otros, con menor resolución en los modelos obtenidos, alcanzan varios cientos de metros de profundidad de estudio. [Suzuki et al. \(2000\)](#) aplicaron el método TRE para el estudio de la actividad de varias fallas en Japón, mostrando en detalle las características estructurales de las mismas, así como de los cuerpos conductores dado por la presencia de arcilla en el plano de falla. También aplicaron con éxito el método audio magnetotélúrico de fuente controlada (CSAMT, por sus siglas en inglés) para conocer el ambiente geológico-estratigráfico para varios centenares de metros de profundidad, alcanzando los niveles de saturación. En este caso, otros métodos de fuente artificial como el típico Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) o el sondeo transitorio electromagnético (TEM) pueden cumplir el mismo propósito. Como apoyo a los estudios de sismica de reflexión 3D, [Gelis et al. \(2010\)](#) aplicaron el método TRE para identificar tanto fallas regionales como secundarias, destacando las anomalías conductoras asociadas a los planos de fallas activas.

Como casos de estudios más recientes, [Song et al. \(2022\)](#) utilizaron el método TRE para el monitoreo de la infiltración de agua a lo largo de fracturas en rocas compactas, coadyuvando al entendimiento de los cambios en las conductividades hidráulicas en las zonas de fallas.

El método de perfilaje electromagnético (PEM) es una técnica de rápido avance que ha sido aplicada con éxito, en combinación con el método TRE, para el estudio de fallas y cavidades. [Fatma et al. \(2020\)](#) utilizan ambos métodos para estudiar socavones en Argelia dados por la disolución de las calizas y determinar factores de riesgos para la agricultura y el desarrollo urbano, identificando una red de fracturas relacionadas con el socavón.

En el presente trabajo, se aplican los métodos de PEM y TRE a diferentes profundidades de estudios, con el fin de identificar y modelar las fracturas en el subsuelo y determinar si su naturaleza es antropogénica o natural. Además de modelar en superficie y en profundidad la zona de máxima subsidencia del terreno, donde el fracturamiento reticular y los socavones son evidentes. Un sondeo Transitorio Electromagnético (TEM) es realizado en el sitio de estudio para obtener un modelo geoelectrico 1D característico del sitio que incluya la zona de saturación, ayudando a comprender las causas de las anomalías de resistividad dadas por PEM y TRE.

## 1.2.2 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 1.2.2.1 UBICACIÓN

El municipio de Villa de Reyes se encuentra localizado en la parte sur del estado de San Luis Potosí, México; en la zona centro (Figura 1).

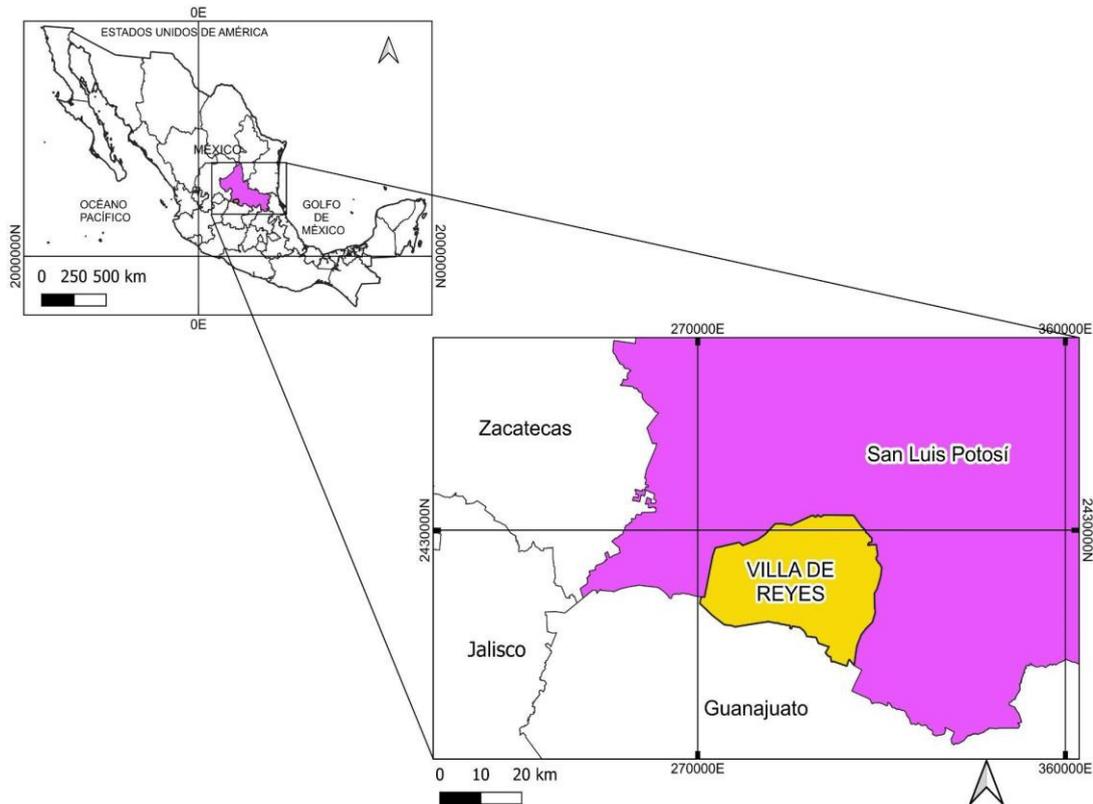


Figura 1. Mapa de localización del municipio de Villa de Reyes, SLP. FUENTE: Elaboración propia con datos de [CONABIO \(2002\)](#) y [CONABIO \(2005\)](#).

La zona de estudio se ubica a un costado de la población El Hundido, perteneciente al municipio de Villa de Reyes, San Luis Potosí, en límites con San Felipe, Guanajuato; como se puede apreciar a continuación (Figura 2):

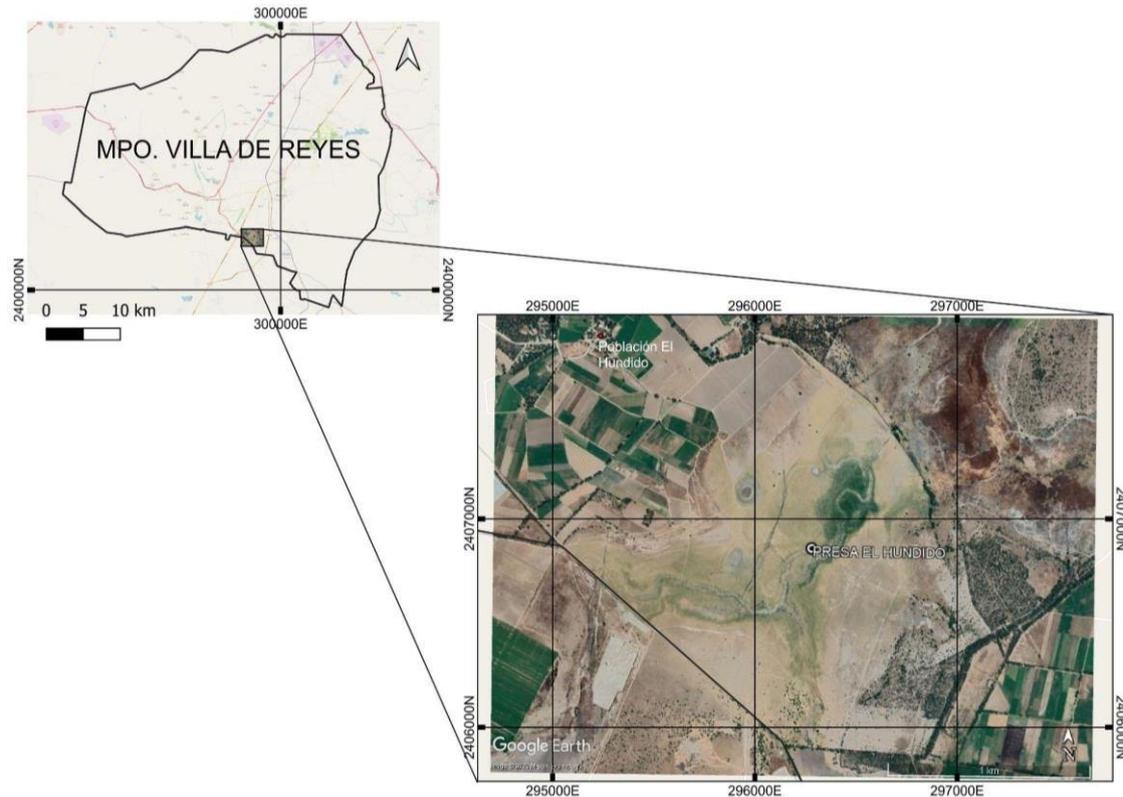


Figura 2. Ubicación de la presa “El Hundido” en el municipio de Villa de Reyes, SLP. FUENTE: Elaboración propia mediante imagen satelital de Google Earth.

La presa El Hundido (también conocida como presa San Francisco y presa El Refugio) con coordenadas UTM zona 14Q, 296279.00 m E y 2406859.98 m N, está localizada sobre el Río La Hilada o el Refugio. De acuerdo con el informe de [CONAGUA \(1999\)](#), se construyó por particulares en el año de 1952, atravesando la Laguna del Refugio y se hizo con el propósito de conducir agua del acueducto del Ejido de San Miguel.

#### 1.2.2.2 VÍAS DE ACCESO

Partiendo de la ciudad de San Luis Potosí por la Carretera Federal No. 57 tramo San Luis Potosí - Querétaro a los 26 km, se encuentra el entronque con la carretera de Villa de Reyes - San Felipe, por la cual se transita y pasando la cabecera municipal de Villa de Reyes, a 5 a la derecha se localiza camino de terracería el cual llega hasta la cortina ([CONAGUA, 1999](#)).

### 1.2.2.3 CARACTERÍSTICAS DE LA OBRA

La cortina fue construida atravesando la laguna del Refugio y separando las aguas en dos áreas con el propósito de ser utilizadas para el riego de cultivos.

De acuerdo con (CONAGUA, 1997), la cortina está constituida por un muro de mampostería de 1080 m de largo y 5 m de altura máxima, con machones en forma de prisma triangular a cada 19 m aguas abajo, ancho 1.3 m, alto 2 m y base 2 m. El vertedor está integrado a la cortina en la parte central y tiene pilas de 0.7 m de ancho y 0.7 m de alto con muescas para agujas, compuesta de 9 claros de 2 m de ancho por 0.7 m de alto, que dan un total de 18 m de longitud de vertido. La obra de toma, tiene un gasto máximo de 9 m<sup>3</sup>/s.



Figura 3. Fotografía de la cortina de la presa en el año 1997. Fuente: CONAGUA (1997).

La cortina tiene tres oquedades que la atraviesan desde su base, una inmediatamente al lado derecho del vertedor, otra a la derecha y la última a la izquierda, sirven para el control de las extracciones y se manejan con agujas (Figura 3). La capacidad total del embalse estimado era de 5,720 millones de m<sup>3</sup> de agua.

Es conveniente señalar que, en nuestro caso de estudio, por ser muy antigua, no se cuenta con registros oficiales de su construcción ni de una cronología

confiable de los eventos que en ella han ocurrido, como son la ruptura de la cortina y sus causas, por lo que su historia, propósito y estado actual generan muchas interrogantes ([Murillo, 2012](#)).

Actualmente, un tramo aproximadamente de 60 m de longitud de cortina, en su extremo derecho, está volcado hacia aguas abajo; para evitar infructuosamente la salida del agua se ha construido un bordo tipo terracería. Se desconocen las causas de tal volcadura, aunque existen varias hipótesis sobre este evento: una es que hubiera sido derrumbada a propósito para construir unos apoyos para una tubería, mientras que otra hipótesis apunta a que podría haber sido derrumbada por la misma carga de agua. De cualquier manera, la cortina se encuentra dañada de manera que imposibilita la retención del agua en el vaso de la presa ([CONAGUA, 1997](#)).

#### 1.2.2.4 TOPOGRAFÍA

En términos generales, el municipio de Villa de Reyes consta de tres unidades topográficas complejas, el resto del municipio está formado por cerros y lomeríos (CEFIM, 2015).

La región de estudio está principalmente constituida por valles y sierras. El elemento topográfico más importante es la Sierra de San Miguelito, constituida por una serie de cumbres que alcanzan los 2500 msnm en promedio y se localiza en la parte occidental del municipio de Villa de Reyes. La segunda unidad más relevante es la Sierra de Santa María, en la parte oriental del municipio, con alturas que varían de los 2,300 a 2,480 msnm en sus serranías, en tercer lugar, el Valle de San Francisco, un amplio cañón situado entre ambas sierras, tiene 24 km de ancho y la altura más baja en el valle es de 1,820 msnm en promedio (SEGEGOB, 2015).

En la Figura 4 se aprecia la localización de la presa El Hundido sobre la parte centro-sur del denominado Valle de San Francisco.

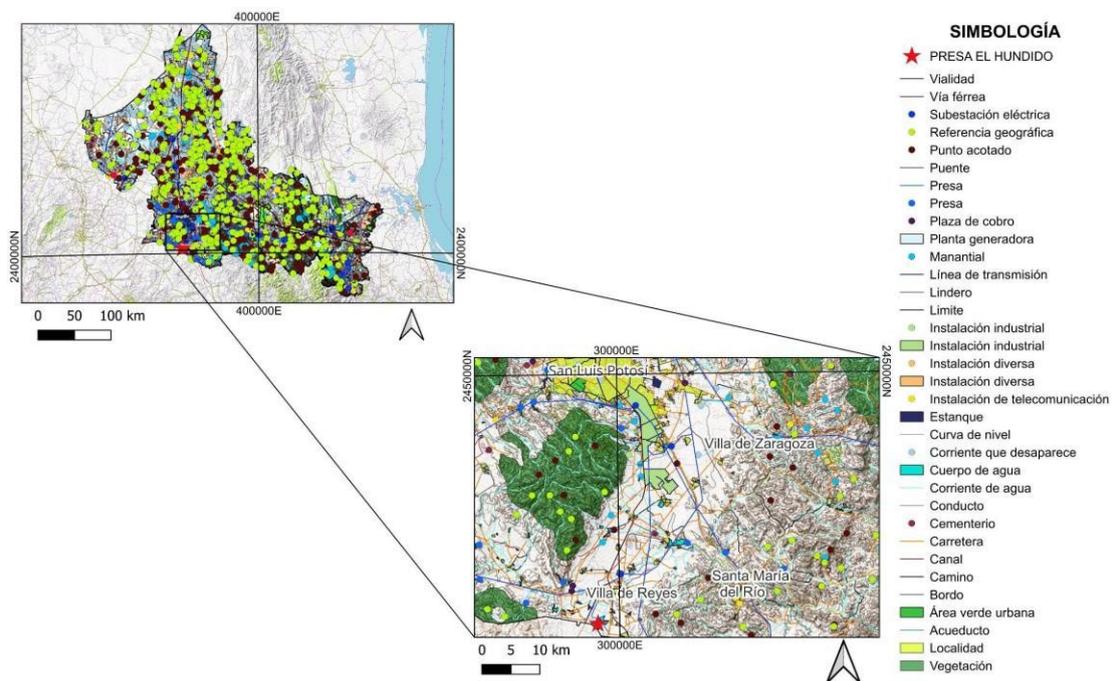


Figura 4. Mapa de topografía de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia a partir del conjunto de datos vectoriales de la carta topográfica San Luis Potosí, Escala 1:250 000 INEGI (2021).

### 1.2.2.5 HIDROLOGÍA

La zona de estudio cuenta con un excepcional sistema de arroyos, presas y lagunas de importancia, que contribuyen al abastecimiento de la población. Existen aproximadamente 60 pozos de bombeo que se explotan para agua potable y uso pecuario, agrícola, industrial y doméstico (CEFIM, 2015).

#### a) Hidrología Superficial

El municipio de Villa de Reyes pertenece a la Región Hidrológica 26 - Río Pánuco, cuenca del Río Tamuín.

La cuenca es de tipo exorreica, su principal contribución a la red es el Río Altamira que posteriormente surge como el Río Santa María, tributario del Río Pánuco. La dirección de las aportaciones hidrológicas va en direcciones Oeste - Este (Figura 5), gran parte de las escorrentías intermitentes de aportación al Río Altamira, nacen en la parte Oeste del municipio, en el cual se caracterizan por un tipo de drenaje detrítico, en dicho lugar algunos de los arroyos importantes son el arroyo El Anís, Zapata, Arquillos y el arroyo Cañon Chico (SEGEOB, 2015).

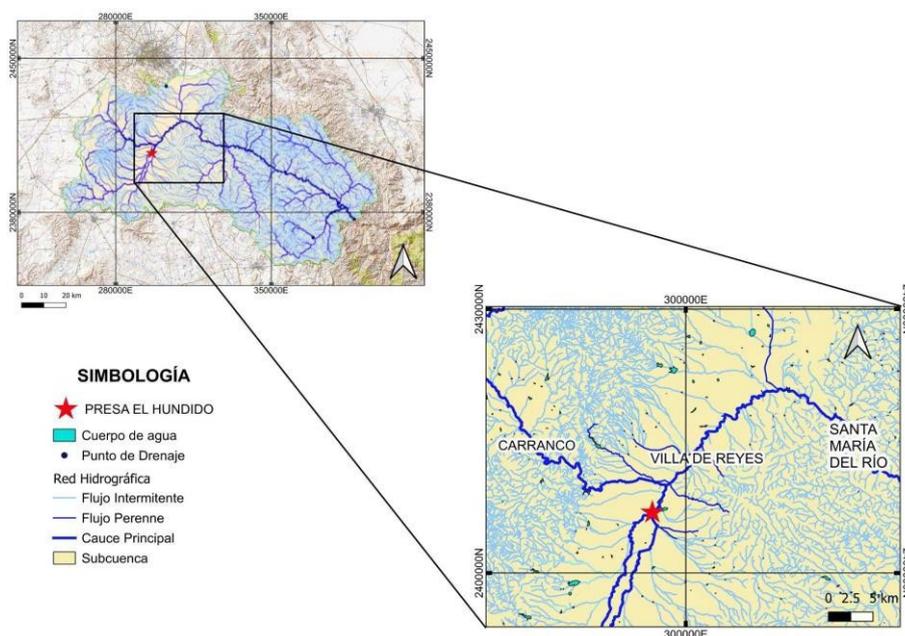


Figura 5. Mapa de hidrografía de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante datos vectoriales de la Red Hidrográfica Escala 1:50 000 Edición: 2.0, Subcuenca Hidrográfica RH26Ci R. Santa María Alto /Cuenca R. Tamuín /R.H. Pánuco INEGI (2010).

## b) Hidrogeología

El municipio de Villa de Reyes, se encuentra localizado (casi totalmente) sobre el acuífero denominado Jaral de Berrios - Villa de Reyes, el cual abarca la parte norte del estado de Guanajuato y parte del suroeste del estado de San Luis Potosí (Figura 6a). También cubre parte de otros acuíferos como el de Villa de Arriaga, San Luis Potosí y Santa María del Río, en menor proporción.

La constitución del acuífero puede ser descrita en dos partes. La parte superior de aproximadamente 60 km<sup>2</sup> de extensión, localizada en la margen del Río Altamira, es un acuífero libre alojado en el relleno aluvial del graben, mientras que la parte inferior del acuífero se encuentra constituida por depósitos aluviales, lacustres, piroclásticos y rocas volcánicas fracturadas, dentro de una fosa tectónica (CONAGUA, 2020).

El nivel de agua subterránea somera se asocia a los materiales granulares de los depósitos aluviales existentes en el Valle de Jaral de Berrios, localizados en zonas adyacentes a los principales escurrimientos, actuando como zonas de recarga (ver Figura 6b). Las zonas de recarga están representadas por las cadenas montañosas localizadas al norponiente y al suroriente del acuífero, por lo que la Sierra de San Miguelito representa una zona de recarga importante. La dirección del agua va de las zonas de recarga al centro del Valle con dirección noreste, en donde se encuentran zonas en las cuales se han generado los mayores abatimientos (SEGEOB, 2015).

De acuerdo con el informe de CONAGUA (2020), el abatimiento anual de los niveles estáticos actuales ha tenido un fuerte aumento en comparación con períodos pasados. Se estima que, en promedio, dichos niveles presentan una media anual de -1.5 m a -2 m. Sin embargo, la curva de nivel estático más crítica (-6 metros) es la que rodea a la presa El Hundido, por lo que dicha problemática, relacionada con la sobreexplotación del acuífero, se agrava en torno a la zona de estudio.

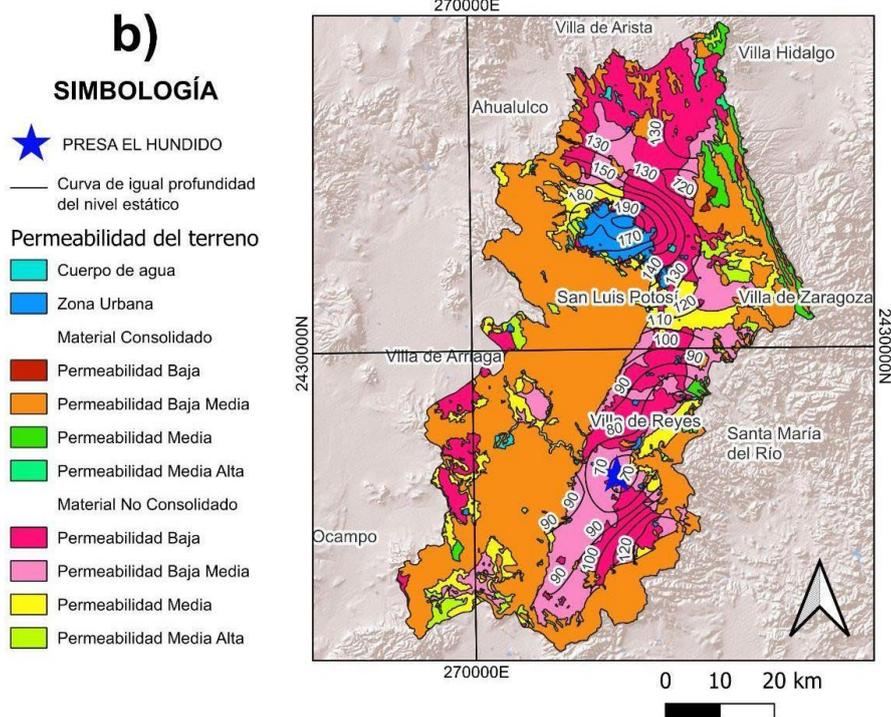
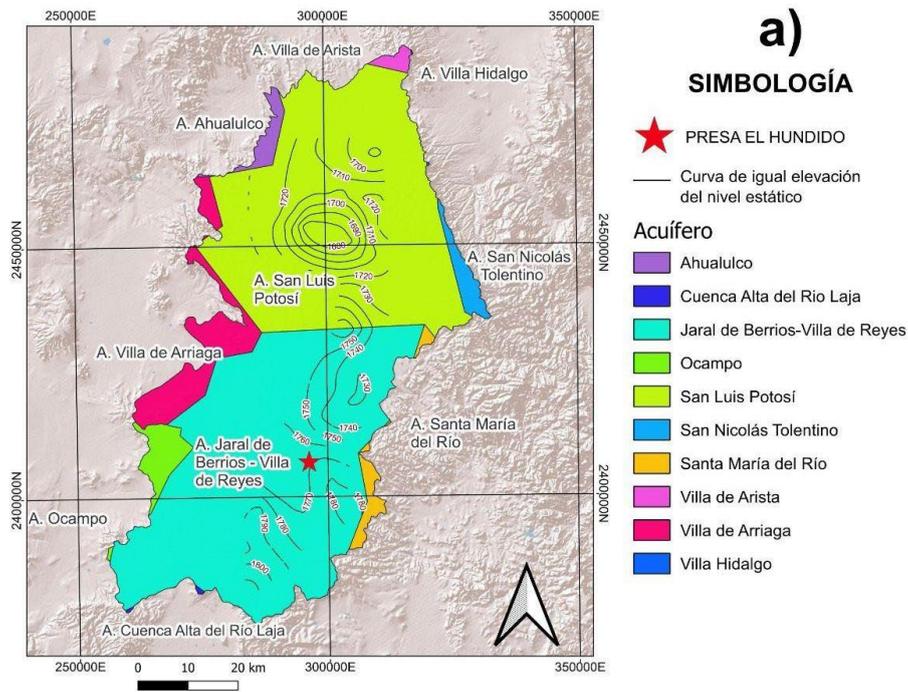


Figura 6. Mapas de hidrología de la zona de estudio. a) Mapa de curvas de igual elevación del nivel estático y localización de acuíferos de la zona de estudio. b) Mapa de curvas de igual profundidad del nivel estático y permeabilidad del terreno en la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante datos vectoriales de la Zona Hidrogeológica Valle San Luis - Villa de Reyes Serie II, Escala 1:250 000, Edición 2018 INEGI (2018).

### 1.2.2.6 CLIMATOLOGÍA

En la zona de estudio se presentan diferentes climas para la zona del valle y las zonas más altas (sierras). El clima en la mayor extensión territorial del municipio de Villa de Reyes; así como, en las zonas altas del mismo, corresponde al BS1kw - Semiseco Templado, el cual es un clima de tipo estepario templado (Figura 7). Existen dos climas presentes en el territorio del municipio los cuales corresponden a BS0hw - Seco Semicálido y BS0kw - Seco Templado; ambos climas son de tipo estepario seco (SEGEOB, 2015).

La temperatura media anual es de 19.5°C con una máxima absoluta de 35°C y una mínima absoluta de 3°C. La temperatura cálida se extiende de abril a septiembre y el período frío de octubre a marzo; las heladas se presentan entre noviembre y febrero, aunque con mayor frecuencia en diciembre y enero. La precipitación pluvial anual es de 360 mm (CEFIM, 2015).

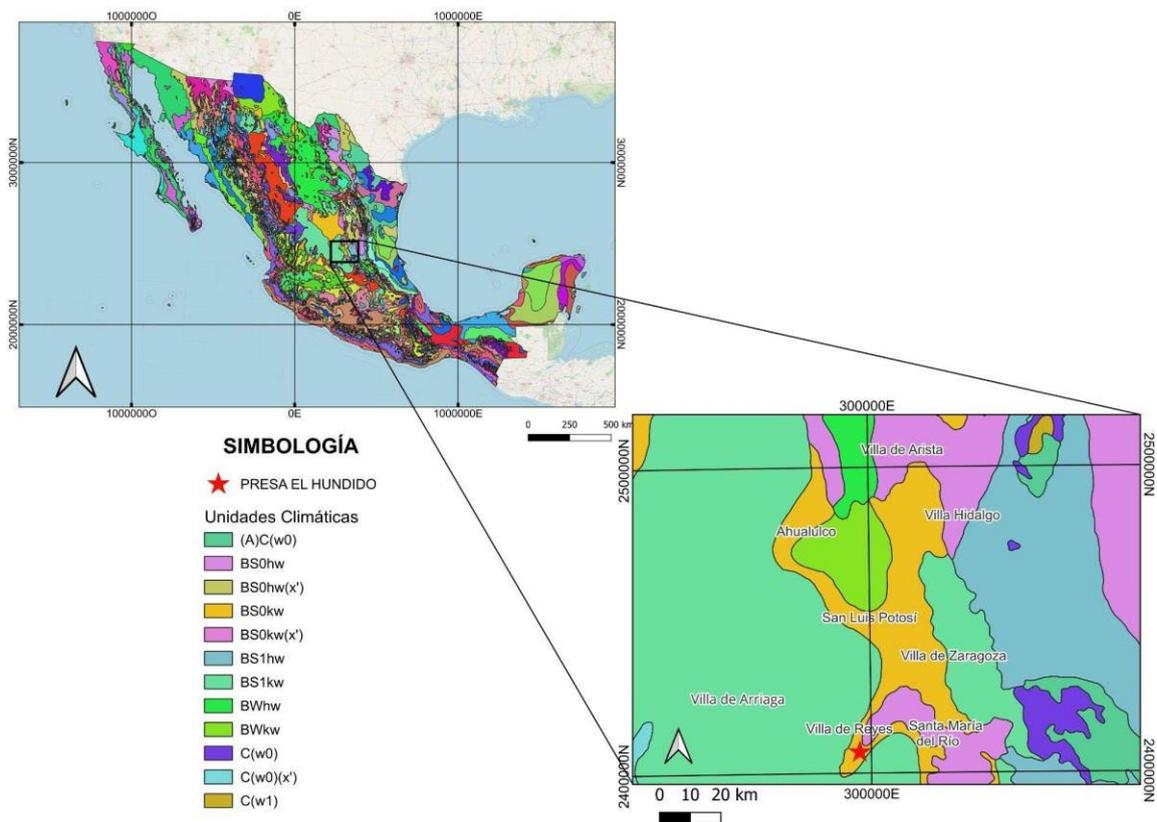


Figura 7. Mapa de unidades climáticas de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales de Unidades Climáticas, Escala 1:1 000 000, Edición 2008 INEGI (2008).

### 1.2.2.7 EDAFOLOGÍA

En la zona de estudio se presentan siete tipos de suelo (Figura 8). A continuación, se realiza una descripción general de cada uno en orden de predominancia:

1. Tipo Feozem (o Phaeozem) el cual corresponde a suelo rico en materia orgánica y bases en transición a un clima húmedo (Marín, 2011). Tienen un origen residual y coluvio-aluvial, derivados de rocas tales como riolita, toba ácida, caliza y lutita, en algunas áreas son de origen aluvial; presentan color pardo oscuro y textura media, poseen pH ligeramente ácido y con buen contenido de materia orgánica (INEGI, 2022).
2. Tipo Yermosol; son suelos con una acumulación secundaria sustancial de yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Estos suelos se encuentran en la parte más seca de la zona de clima árido (FAO, 2008).
3. Tipo Litosol; Suelos con impedimentos al desarrollo radicular debido a que son someros o muy pedregosos. Son azonales y particularmente comunes en regiones montañosas (FAO, 2008).
4. Tipo Xerosol; Son de profundidad moderada, en escasas ocasiones profundos. De origen aluvial en las llanuras y coluvioaluvial en las bajadas. Formados a partir de sedimentos que se han originado de roca caliza principalmente, la cual da colores claros a estos suelos debido a la baja precipitación en la zona y al bajo contenido de materia orgánica; son de textura media (INEGI, 2022).
5. Tipo Regosol; son suelos minerales muy débilmente desarrollados en materiales no consolidados, no son muy someros ni muy ricos en gravas, arenosos o con materiales flúvicos. Están extendidos en tierras erosionadas, particularmente en áreas áridas y semiáridas y en terrenos montañosos (FAO, 2008).

Y finalmente, el tipo Solonchak, que corresponde al suelo presente en la presa El Hundido (Figura 8), dicho suelo se caracteriza por estar enriquecido en sal a causa de una intensa evaporación (Marín, 2011), están ampliamente confinados a zonas climáticas áridas y semiáridas y regiones costeras en todos los climas (FAO, 2008).

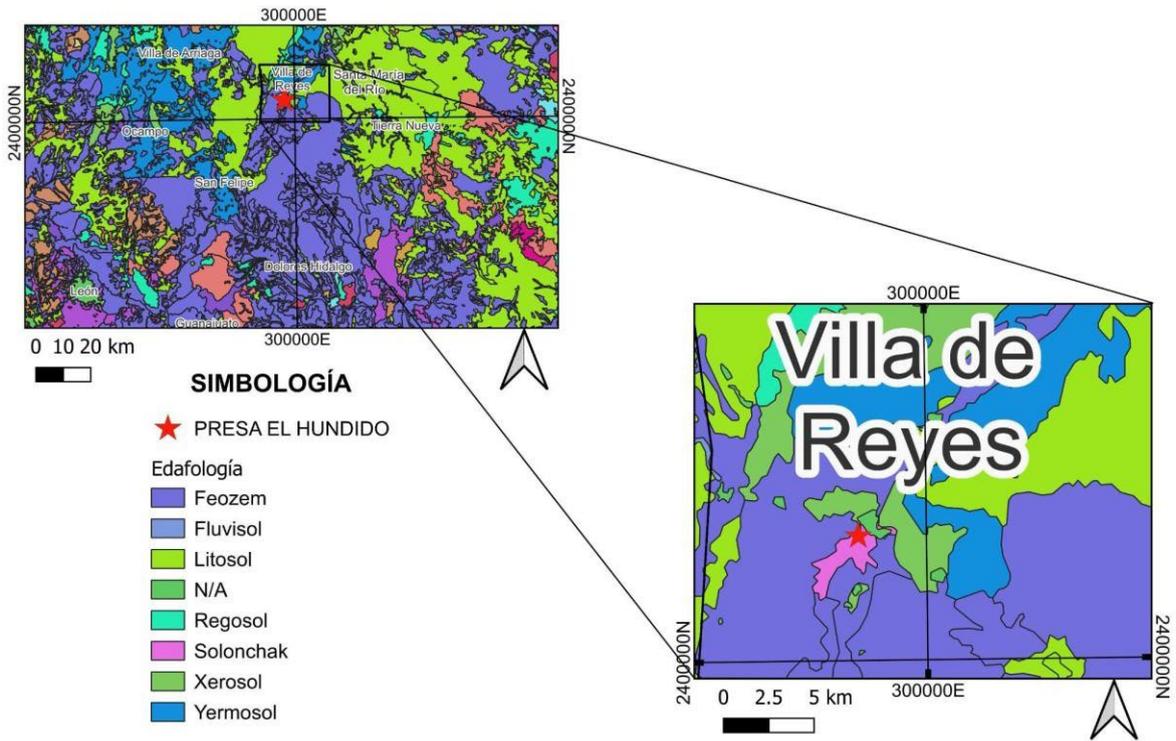
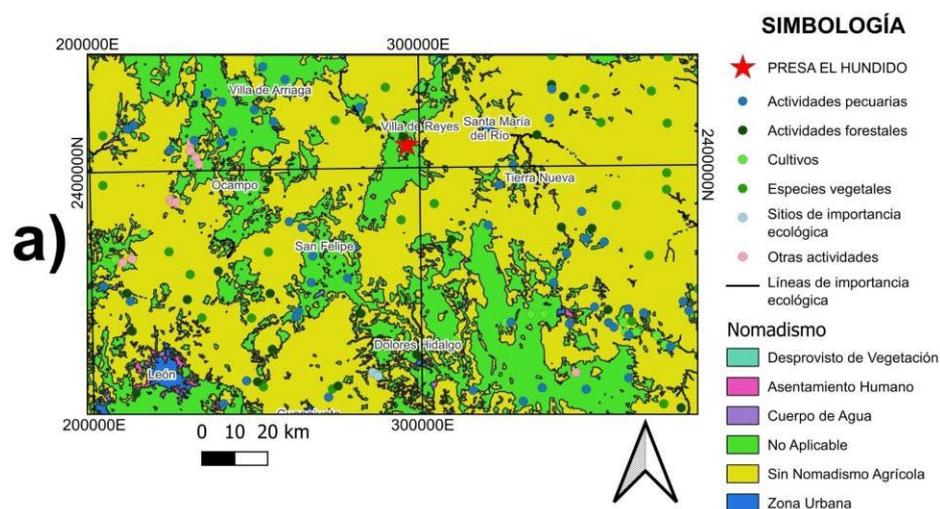


Figura 8. Mapa de edafología de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales de la carta Edafológica serie I Guanajuato, Escala 1:250 000, Edición 1998 INEGI (1998).

### 1.2.2.8 CARACTERÍSTICAS Y USO DE SUELO

El municipio de Villa de Reyes concentra una importante cantidad de actividades agrícolas, pecuarias y forestales. De forma particular, la presa El Hundido se encuentra localizada cerca de asentamientos humanos, zonas urbanas, además de estar rodeada de zonas de cultivos y especies vegetales como lo detalla el mapa de nomadismo (Figura 9a). El área circundante a la antigua presa se compone de terrenos agrícolas de riego (Figura 9c) y ganadería; actualmente el vaso de la presa es usado por los habitantes como terreno de pastoreo de dichos animales.

En cuanto a la vegetación de la zona; la presa contiene vegetación halófila xerófila debido al ambiente seco y salino presente, sus alrededores están conformados por mezquitales xerófilos, es decir, matorrales de escasas precipitaciones característicos de ecosistemas semidesérticos (Figura 9b) (Rojas, 2013).



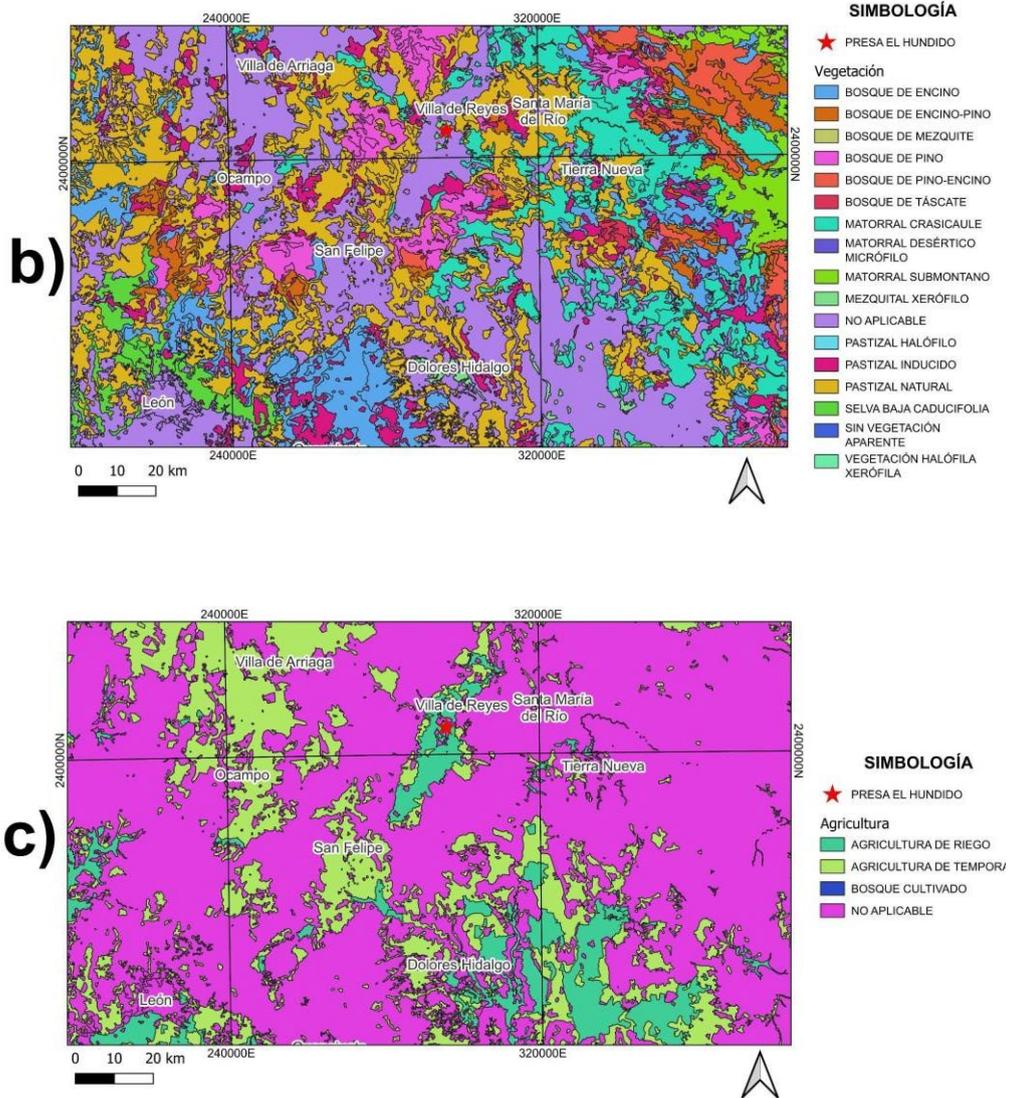


Figura 9. Mapas de uso de suelo y vegetación de la zona de estudio. a) Mapa de nomadismo, b) Mapa de vegetación y c) Mapa de tipos de agricultura. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación, Conjunto Nacional Guanajuato, escala 1:250 000 serie V, Edición 2013 INEGI (2013).

### 1.3 JUSTIFICACIÓN

El estado de San Luis Potosí, específicamente la Zona Centro y el Altiplano Potosino se encuentran la mayor parte del año bajo un estrés hídrico significativo.

En el caso particular de la presa El Hundido, la presencia de múltiples fracturas y socavones han impedido la retención del agua, afectando las actividades agropecuarias de la zona.

El conocimiento de las causas que ocasionan las fracturas y posible subsidencia del terreno permitiría tomar medidas preventivas como la reubicación de pozos y norias actualmente en explotación, así como una mejor planeación futura para la construcción de infraestructura urbana y agropecuaria en la región.

### 1.4 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar por métodos geoelectricos el subsuelo en la presa El Hundido a fin de determinar el origen de las fracturas y socavones presentes en el sitio.

### 1.5 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1.- Determinar un modelo digital de elevación que permita delimitar la zona de estudio con posible afectación por subsidencia.
- 2.- Delimitar de zonas potenciales de subsidencia mediante mapas de resistividad aparente para diferentes niveles de profundidad máxima de estudio.
- 3.- Determinar la continuidad de las fracturas en profundidad mediante la obtención de modelos geoelectricos bi-dimensionales.

### 1.6 HIPÓTESIS

La naturaleza de las fracturas (geológicas o por subsidencia) presentes en la presa El Hundido, pueden ser determinadas mediante estudios geoelectricos del subsuelo.

## Capítulo 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1.1 PROVINCIA MESA CENTRAL

El área de estudio pertenece a la provincia fisiográfica de la Mesa Central (Figura 10). La cual, puede describirse como una meseta interior elevada y accidentada, con alturas que varían de 2,000 a 3,000 m. Se trata de una zona semiárida en donde la principal fuente de abastecimiento del recurso hídrico es el agua subterránea, la precipitación es escasa y la población depende directamente de la extracción por bombeo (SEGEOB, 2015).

La Mesa Central se sitúa en la parte central del altiplano mexicano (Figura 11). Sus formaciones se caracterizan por rocas estratificadas y con cierto grado de metamorfismo, presenta rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico; así como, corrientes de lava e intrusiones del Terciario (Garfias, 1949).

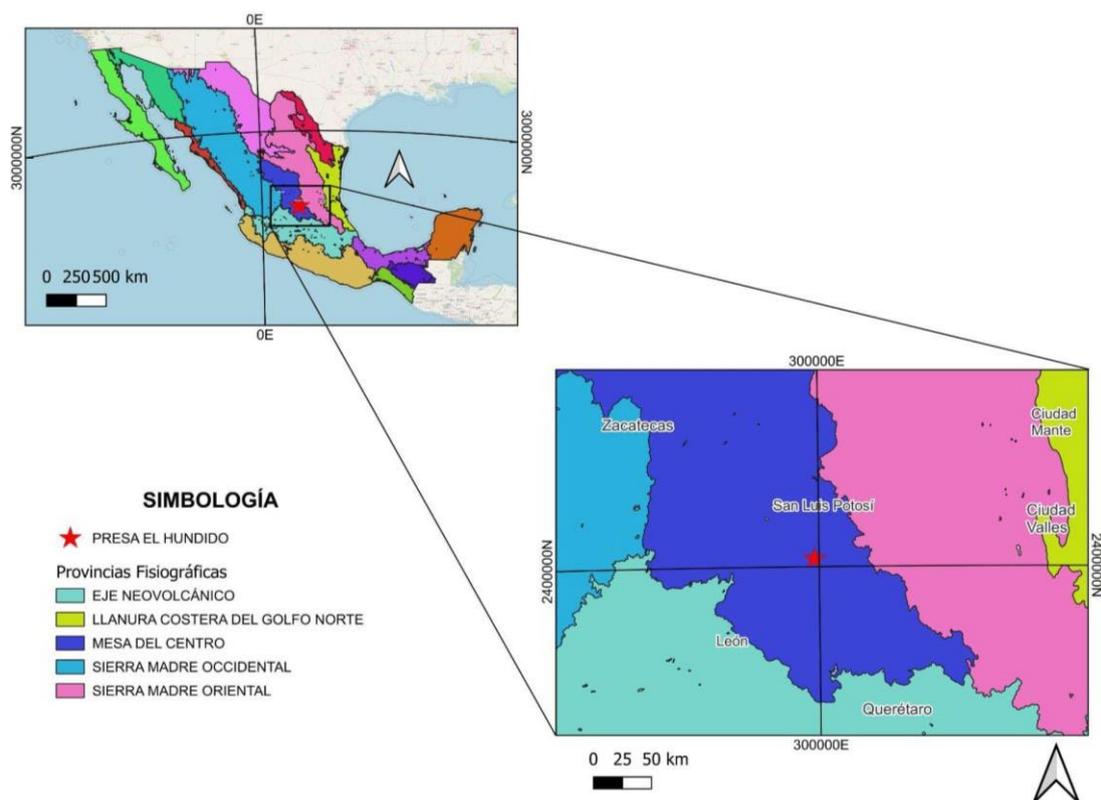


Figura 10. Mapa de provincias fisiográficas de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales Fisiográficos, Continuo Nacional, Serie I. Provincias fisiográficas, Escala 1:1,000,000, Edición 2001 INEGI (2001).

## 2.1.2 SUBPROVINCIA SIERRAS Y LLANURAS DEL NORTE DE GUANAJUATO

El municipio de Villa de Reyes pertenece a la subprovincia fisiográfica del norte de Guanajuato, la cual se distingue por tener un terreno moderadamente montañoso con un amplio valle en la porción central (SEGEOB, 2015).

La subprovincia cubre cerca de 38% del territorio del estado de Guanajuato, y se extiende a parte de los estados de San Luis Potosí y Querétaro (Figura 11). Se caracteriza por un clima semiárido. Además, posee sierras abruptas, barrancas, cañadas y mesetas de origen volcánico y elevaciones de 1 000 a 3 300 msnm (Mandujano, 2018).

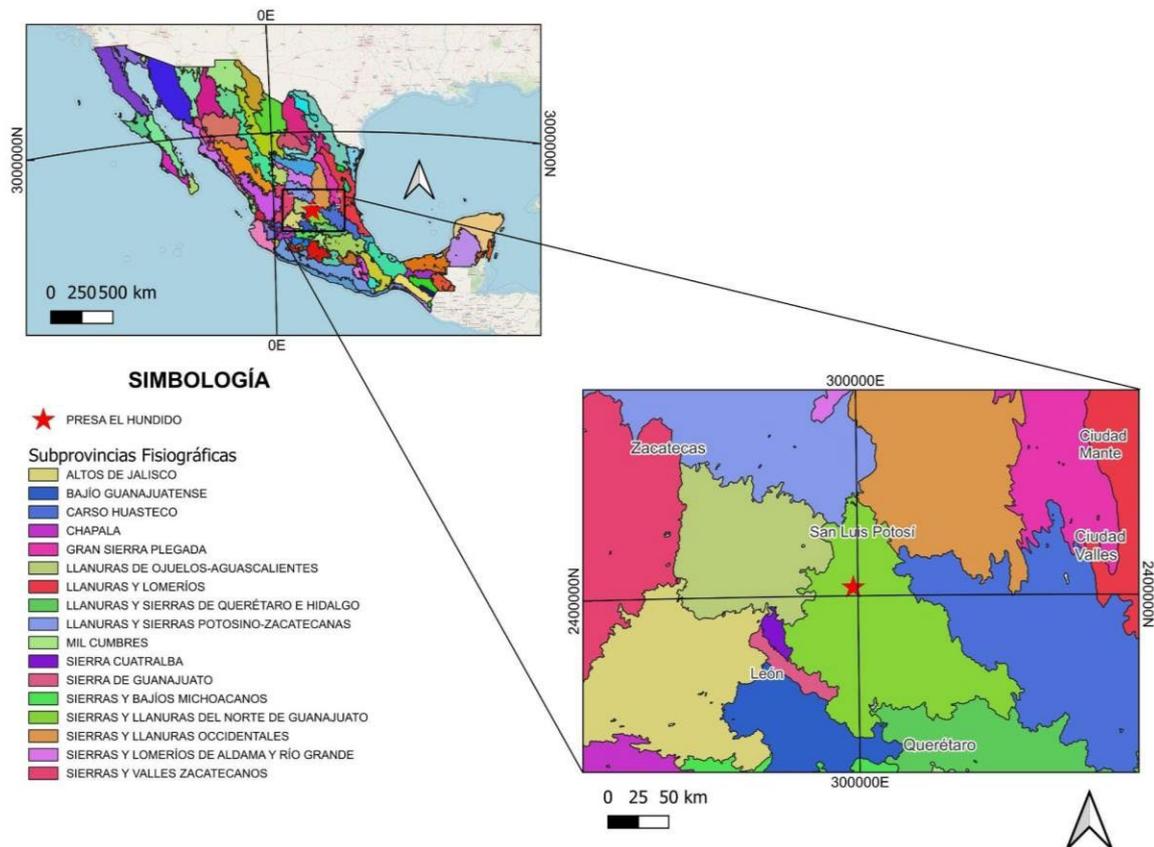


Figura 11. Mapa de subprovincias fisiográficas de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales Fisiográficos, Continuo Nacional, Serie I. Subprovincias fisiográficas, Escala 1:1 000 000, Edición 2001 INEGI (2001).

### 2.1.3 ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

La zona de estudio se encuentra situada cerca de tres topoformas complejas. La más importante es el Valle de Villa de Reyes, el cual presenta una elevación máxima de 1,900 msnm con pendiente suave y un ancho de 15 km aproximadamente. Por otra parte, el municipio de Villa de Reyes pertenece al Sistema Montañoso de San Luis, conformado por la Sierra de San Miguelito y la Sierra Santa María con elevaciones máximas de 2,800 msnm y 2,500 msnm, respectivamente (SEGEGOB, 2015).

La presa El Hundido está localizada en la zona sur de Villa de Reyes, también denominado anteriormente Valle de San Francisco, en medio de la Sierra de San Miguelito y la Sierra Santa María (Figura 12).

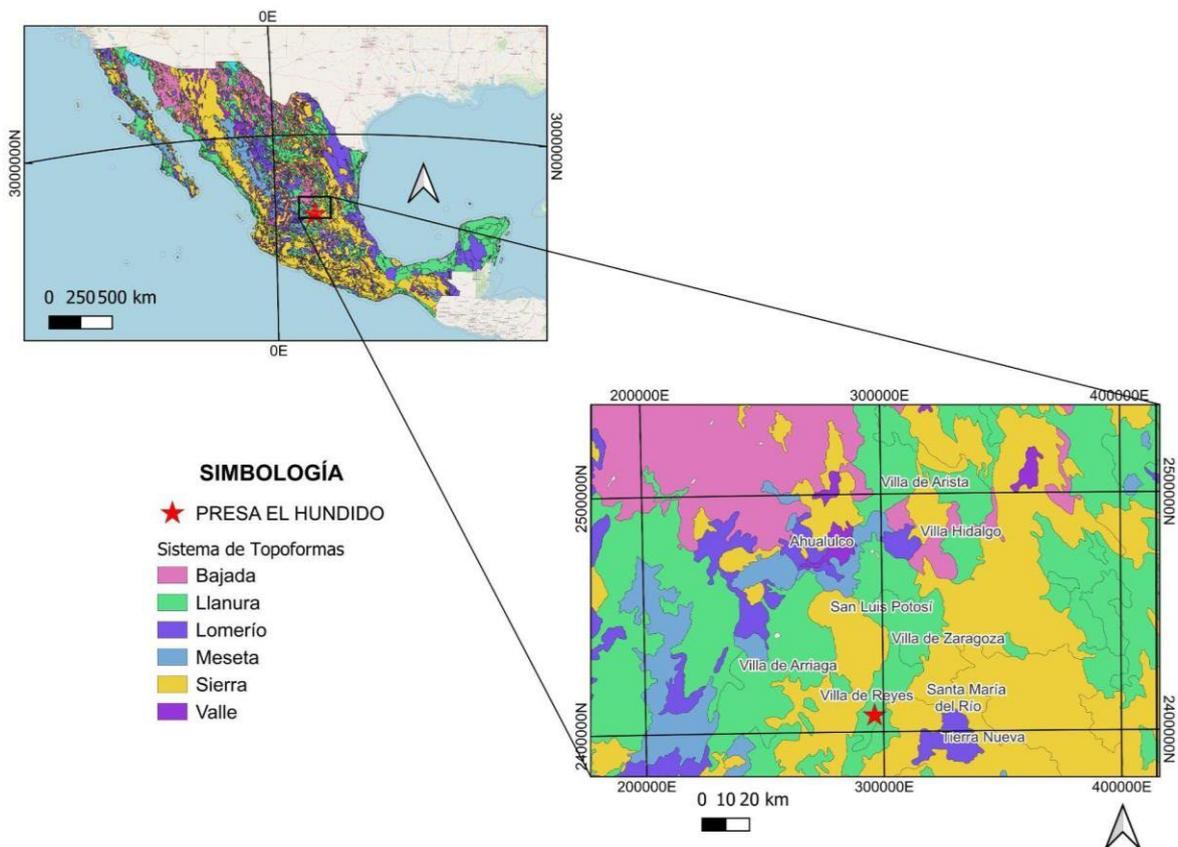


Figura 12. Mapa de sistema de topoformas de la zona de estudio. FUENTE: Elaboración propia mediante el conjunto de datos vectoriales Fisiográficos, Continuo Nacional, Serie I. Sistema topoformas, Escala 1:1,000,000, Edición 2001 INEGI (2001).



volcánicos datan del Oligoceno medio y Mioceno, formados principalmente por lavas e ignimbritas (Tristán et al., 2009), del cual podemos destacar las características de los siguientes afloramientos:

a) Sedimentos Marinos (KsSM)

Son paquetes de rocas de facies marinas de tipo flysch del Cretácico Tardío, que eventualmente se encuentran intercaladas con capas y lentes de caliza arcillosa de color oscuro. Dichos afloramientos son visibles en los límites NE del GVR y se han localizado en el fondo del norte GVR a una profundidad de 600 m (López y Tristán, 2013).

b) Riolita San Miguelito (ToRSM)

La Riolita San Miguelito tiene la mayor extensión dentro del CVSSM, dicho flujo de lava de composición riolítica dio origen a coladas y domos exógenos de gran tamaño (Tristán et al., 2009). Se trata de una roca de color gris claro de textura porfirítica, contiene fenocristales de cuarzo >> sanidino, en una matriz desvitrificada muy fluidal, con presencia de múltiples pliegues de flujo. Su espesor es irregular, sin embargo, alcanza los 800 m en el centro del CVSSM. Su edad estimada por K/Ar fue de  $30.0 \pm 1.5$  Ma (López y Tristán, 2013).

c) Riolita El Zapote (ToREZ)

Esta formación tiene un emplazamiento de derrames de lava que formaron un gran domo de composición riolítica rica en potasio (Tristán et al., 2009). Se trata de una roca de color gris claro de textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo  $\geq$  sanidino en una matriz desvitrificada y fluidal. Su espesor alcanza los 130 m, y su edad ha sido estimada en  $29.2 \pm 0.8$  Ma (López y Tristán, 2013).

d) Ignimbrita Cantera (ToIgC)

Esta unidad está formada por un depósito de flujos piroclásticos de composición riolítica que ocupa gran extensión de la Sierra de San Miguelito, se encuentra en los primeros estratos a los márgenes del GVR (Tristán et al., 2009). Generalmente, es una roca de color café-rosáceo, de textura porfirítica, compuesta por fenocristales de cuarzo >> sanidino > biotita, con pómez abundante y un 5 % de líticos de color café

en una matriz parcialmente desvitrificada. Su edad fue calculada en  $29.0 \pm 1.5$  Ma y su espesor llega a los 300 m en el centro del CVSSM (López y Tristán, 2013).

e) Riolita Panalillo Inferior (ToRPI)

Esta formación es compuesta por una secuencia de fragmentos piroclásticos; flujos de ceniza sin soldar y tobas, de color crema a rojizo; capas bien estratificadas incluso con gradación cuyo espesor oscila de 5 a 30 cm; las cuales varían desde grano muy fino hasta grueso.

Tiene abundancia de fragmentos clásticos de 2-10 cm, con aproximadamente 5-15% de fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasas, en una matriz de grano muy fino que consiste en esquirlas de vidrio y pómez (Pallares, 2001). Su periodo de formación se contempla de 28-26 Ma y su espesor es muy variable (entre 40-150m) en el Graben de Villa de Reyes (GVR) (López y Tristán, 2013).

f) Basalto Placa (ToBP)

Es constituido principalmente por una roca de color gris oscura con fenocristales de 1 a 2 mm de plagioclasas, olivino alterado a bitownita, es producto de actividad volcánica puntual presente en las fallas principales (orientación NW-SE) de la Sierra San Miguelito. Se presenta en coladas de 20 m de espesor máximo y su edad ha sido estimada entre 27 y 28 Ma. Su ocurrencia sugiere una actividad bimodal en el poniente del CVSSM dentro de la fosa de Bledos (Tristán et al., 2009).

g) Ignimbrita Panalillo Superior (ToIPS)

Esta unidad está formada por un flujo de ceniza soldada de color rosáceo a café claro, con 10% de fenocristales de cuarzo y sanidino de 3 a 4 mm, algo de biotita, la matriz está desvitrificada con pómez colapsada (Pallares, 2001). Su espesor no es mayor a los 20 m y su edad es de  $26.8 \pm 1.3$  Ma (López y Tristán, 2013).

h) Basalto Cabras (ToBC)

Esta unidad corresponde al último periodo de actividad volcánica del CVSSM, ocurrido en el Mioceno (Tristán et al., 2009). Se trata de remanentes de coladas basálticas, rocas de color negro de textura microporfirítica, los microfenocristales son de andesina y olivino alterado, con matriz de microlitos de plagioclasas, emplazadas en fallas normales. Su edad data de los  $21.5 \pm 0.3$  Ma. Dichos remanentes pueden

apreciarse cerca de la Fosa de Bledos, en la zona poniente del GVR y también en fallas marginales del hombro SE del Graben de Villa de Reyes ([López y Tristán, 2013](#)).

### 2.2.2 ZONA CENTRO (Graben de Villa de Reyes)

El graben de Villa de Reyes es una enorme fosa tectónica que divide a dos campos volcánicos; el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) y el Campo Volcánico Santa María (CVSM). Se encuentra rellena por depósitos volcánicos y líticos del Oligoceno temprano, el fondo de la fosa está compuesto por domos exógenos, su longitud estimada es de 200 km y tiene un ancho variable de 10 a 20 km ([López y Tristán, 2013](#)). En el área de estudio se encuentran presentes las siguientes formaciones asociadas al GVR.

#### a) Conglomerado Polimítico (QCgp)

De acuerdo con [SGM \(1997\)](#), las laderas de los campos volcánicos antes descritos se encuentran rodeadas en superficie por extensos depósitos denominados conglomerados polimíticos asociados al Holoceno ([López y Tristán, 2013](#)). Los cuales se distinguen por estar compuestos por fragmentos de diferentes rocas o minerales ([Zavala et al., 2012](#)).

#### b) Aluvión (Qal)

Es el conjunto de sedimentos sin consolidar compuesto de gravas, arenas y limos, presente en la parte central del graben, formados por el intemperismo de los afloramientos circundantes y que conforman los suelos que se emplean a la agricultura y cuya edad es muy reciente, asociada al Holoceno ([López y Tristán, 2013](#); [Pallares, 2001](#)).

### 2.2.3 ZONA ESTE (Complejo Volcánico Sierra Santa María)

Este complejo está constituido por una secuencia de domos, su desarrollo comenzó con la erupción de coladas de lava de composición andesítica y depósitos piroclásticos riolíticos, cubiertos por un conjunto de lavas (desde traquitas hasta riolitas de sílice alto) alternadas eventualmente en ciertos lugares con lavas andesita-basálticas. Ocasionalmente, sus afloramientos se presentan cubriendo a sedimentos líticos de la Formación Cenicera ([Tristán et al., 2009](#)).

a) Ignimbrita Santa María (ToIgSM)

Esta formación está constituida por un depósito de flujo de ceniza soldado de composición riolítica rica en fenocristales de cuarzo>sanidino>plagioclasa, en matriz parcialmente desvitrificada y oxidada (Tristán et al., 2009). Contiene pómez colapsada, su estructura es columnar y su base es un vitrófido de color negro lenticular. Su espesor varía de 60 a 100 m y su edad ha sido datada en el Oligoceno Temprano. La traquita Ojo Caliente y la Latita Portezuelo se encuentran emplazadas sobre ella (López y Tristán, 2013).

b) Traquita Ojo Caliente (ToTqOC)

Esta unidad está formada por una roca de color café, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas, sanidino y algunos clinopiroxenos alterados, en una matriz desvitrificada y fluidal, con derrames de lava de composición similar, alto contenido de potasio y datada en  $31.8 \pm 0.7$  Ma. Se encuentra formando cadenas de domos orientadas NW-SE, con fallas normales del mismo rumbo (López y Tristán, 2013). Abarca gran extensión de la parte este del área de estudio (Figura 14).

c) Andesita Estanco y Golondrinas (ToAEG)

Esta andesita consiste de una roca de color negro, afanítica, con pequeños fenocristales muy aislados de plagioclasas y biotita, en una matriz compuesta de vidrio. Los principales afloramientos están sobre la ignimbrita Santa María (López y Tristán, 2013). En ciertos lugares, se encuentra intercalada entre la traquita Ojo Caliente y la latita Portezuelo. Su espesor varía de 20 a 60 m y su edad ha sido estimada en  $31.6 \pm 0.7$  Ma (Tristán et al., 2009).

d) Latita Portezuelo (ToLaP)

Es formada por una roca de color gris-café de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa> sanidino> cuarzo, con abundante magnetita diseminada, su matriz está desvitrificada, fue clasificada como una roca riodacítica de  $31.0 \pm 0.7$  Ma de edad, su espesor es variable y puede alcanzar los 600m. Se encuentra en forma de domos exógenos sepultados en la fosa del GVR, y aflora en la zona noreste de la zona de estudio (López y Tristán, 2013).

## Capítulo 3 MARCO TEÓRICO

### 3.1 MÉTODOS GEOELÉCTRICOS.

De acuerdo con [Orellana \(1972\)](#) los métodos eléctricos de prospección, también denominados geoelectrónicos, estudian, por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética. Dichos métodos emplean magnitudes tales como la permeabilidad magnética  $\mu$ , la constante dieléctrica o permitividad  $\epsilon$  y la resistividad  $\rho$ ; con la finalidad de modelar la distribución de los cuerpos que se encuentran en el subsuelo a diferentes profundidades. A continuación, analizaremos el papel de la resistividad eléctrica en los métodos geoelectrónicos.

#### 3.1.1 PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

*“La resistencia de un material tiene dos componentes principales: el intrínseco que caracteriza al medio expresado como la resistividad  $\rho$  de este y el geométrico el cual tiene en cuenta las dimensiones de la muestra”* ([Goldmann, 2018](#)).

[Reynolds \(1998\)](#) establece que dicha propiedad puede ser determinada mediante el siguiente planteamiento. Sea un cubo uniforme, homogéneo e isotrópico que mide una longitud  $L$  en cada lado y su sección transversal está dada por el área  $A$  (Figura 15).

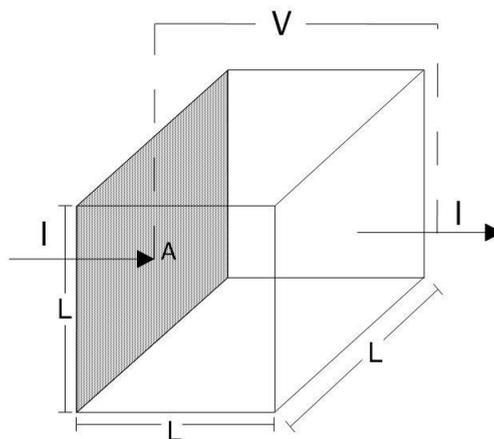


Figura 14 Diagrama de circulación de corriente eléctrica a través de un cubo resistivo. Elaboración propia basada en [Reynolds \(1998\)](#).

La resistencia eléctrica, dada en Ohm, en el cubo puede ser determinada por la Ley de Ohm en su forma más simple, es decir:

$$R = V/I \quad \text{Ec. 1}$$

Donde una corriente eléctrica  $I$  (dada en Amp.) circula a través del cubo produciendo una diferencia de potencial  $V$  (Volt). Sin embargo, la componente geométrica también influye, de tal manera que la resistencia es proporcional a la sección transversal  $A$  ( $m^2$ ) e inversamente proporcional a la longitud  $L$  (m) del cubo, por lo que,

$$R \propto \frac{A}{L} \quad \text{Ec. 2}$$

Ambas ecuaciones pueden combinarse para determinar la resistividad real del material, de tal forma que,

$$\rho = \frac{V A}{I L} \quad \text{Ec. 3}$$

Simplificando,

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad \text{Ec. 4}$$

En donde  $\frac{A}{L}$  representa el componente geométrico y la resistividad  $\rho$  la capacidad específica del material para oponerse al movimiento de los portadores de carga (Goldmann, 2018).

Si la longitud de los lados del cubo  $L$  fuere a 1 m, la expresión conduce a,

$$\rho = R \frac{1m^2}{m} \quad \text{Ec. 5}$$

Por consiguiente,

$$\rho = 1 \text{ Ohm} \cdot m \quad \text{Ec. 6}$$

Es decir, la resistividad es producto de la resistencia y la distancia existentes en dicho cubo, cuya unidad es Ohm.m.

En el subsuelo, la corriente eléctrica se propaga comúnmente mediante dos mecanismos; la conducción electrónica y electrolítica (Loke, 2010). La primera se refiere a los granos minerales de naturaleza conductora, como los metales, que transportan fácilmente la carga eléctrica mediante electrones libres moviéndose rápidamente. La segunda está asociada a la presencia,

concentración y movilidad de los iones del agua que satura la roca (Reynolds, 1998).

[Lakubovskii & Liajov \(1980\)](#) consideran una roca como un agregado mineral con presencia de fluidos y gases en su interior, cuya resistividad está determinada por los siguientes factores:

a) Composición mineral.

De forma general, el comportamiento de la resistividad en las rocas está muy relacionado con su génesis. De tal forma que las rocas ígneas usualmente presentan valores de resistividad altos, asociados a su grado de compactación y por tanto, a su escasa porosidad. Las rocas metamórficas también presentan valores de resistividad altos, pero a pesar de ser muy antiguas, dichos valores pueden verse afectados por el grado de exposición e intemperismo de la roca. En ambos casos, la resistividad puede ser menor si la roca presenta fisuramiento y saturación de agua ([Lakubovskii & Liajov, 1980](#); [Reynolds, 1998](#)).

Las rocas sedimentarias presentan una porosidad más alta que las anteriores y su resistividad está sumamente influenciada por el fluido contenido en sus poros, más que por los fragmentos líticos que la conforman (esqueleto de la roca) ([Loke, 2010](#)). En resumen, la resistividad de los minerales es alta en comparación con la de las rocas ([De Jesus, 2016](#)), esto se debe a los múltiples factores que se detallarán a continuación.

Cabe resaltar que la superposición de valores en la resistividad de los diferentes tipos de rocas y minerales (Figura 15) puede representar un reto en el momento de interpretar los resultados de la prospección eléctrica. Por lo que se requiere información a priori del sitio de estudio para realizar una interpretación correcta.

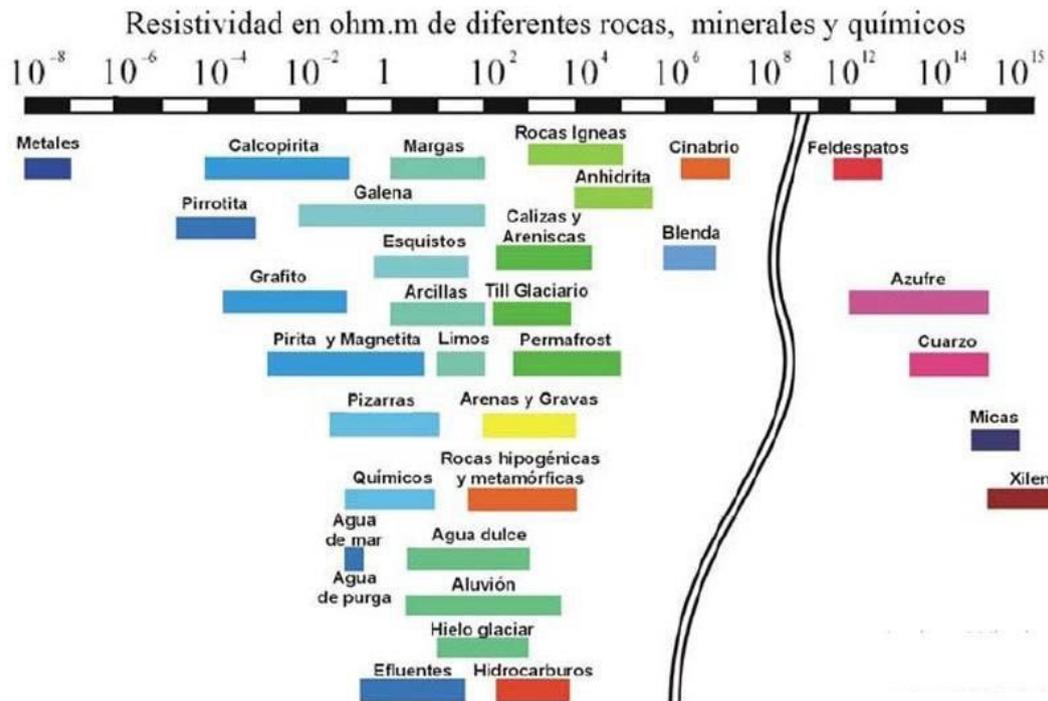


Figura 15. Tabla de resistividades de rocas, aguas, sedimentos, químicos minerales y materiales.  
FUENTE: Tomado de Feijoo (2020).

c) Porosidad.

La porosidad es un parámetro que se define como la relación entre el volumen total de poros y el volumen total de la probeta o roca (Benavente, 2004).

Existen dos tipos, la porosidad total asociada a todos los poros presentes en la roca y la porosidad efectiva o interconectada dada por la razón entre el espacio de los poros interconectados y el volumen aparente de la roca (Restrepo, 2013).

Para estimar la resistividad efectiva de una formación rocosa se tiene en cuenta la porosidad ( $\phi$ ), la fracción ( $s$ ) de los poros que contienen agua y la resistividad del agua ( $\rho_w$ ) se emplea comúnmente la Ley de Archie (Reynolds, 1998).

$$\rho = a \phi^{-m} s^{-n} \rho_w \quad \text{Ec. 7}$$

donde  $\rho_0$ : resistividad efectiva de la roca,  $\rho_w$ : resistividad del agua intersticial,  $\phi$ : es la porosidad,  $s$ : es la fracción de volumen de poros con agua,  $a$ : factor de tortuosidad (0.5 - 2.5),  $m$ : exponente de cementación (1.3 - 2.5),  $n$ : exponente de saturación ( $\approx 2$ ). Cabe señalar que el cociente entre  $\frac{\rho_0}{\rho_w}$  es denominada Factor

de Resistividad de Formación y su relación con la porosidad  $\phi$  se detalla en la Figura 16.

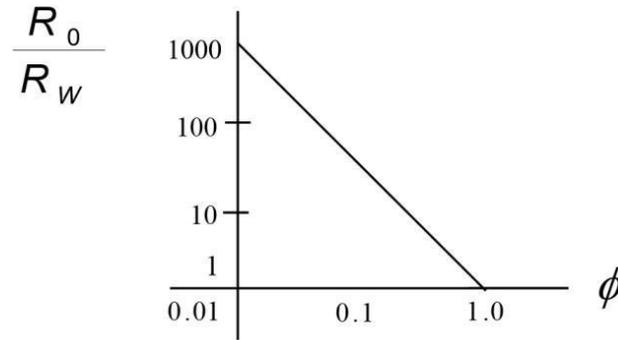


Figura 16. Gráfico que representa la relación entre el Factor de Resistividad de Formación y la porosidad  $\phi$ . FUENTE: Tomado de Ramos (2019).

De la Figura 16 podemos deducir que a mayor porosidad efectiva la resistividad disminuye.

b) Porcentaje de Humedad.

Si se tiene en cuenta que la corriente eléctrica circula principalmente por el electrolito que rellena los poros de la roca y no por su esqueleto; debemos resaltar el papel que tiene la humedad sobre la resistividad (Lakubovskii & Liajov, 1980). Generalmente, las rocas sedimentarias saturadas tienen una resistividad menor a las rocas cristalinas masivas (Goldmann, 2018).

La resistividad de la roca es inversamente proporcional a la salinidad del agua de poro. El agua de mar y las aguas profundas fuertemente mineralizadas exhiben resistividades muy bajas. Las resistencias muy altas son producto de una escasa mineralización, como es el caso del agua de lluvia (Lakubovskii & Liajov, 1980).

El porcentaje de humedad en una roca es la razón en porcentajes entre la masa de agua contenida en los poros ( $M_w$ ) y la masa de las partículas sólidas que conforman la roca (esqueleto) a una temperatura de  $110 \pm 5^\circ\text{C}$  ( $M_s$ ) (Restrepo, 2013), como lo expresa la siguiente fórmula:

$$\%W = \frac{M_w}{M_s^{110 \pm 5^\circ\text{C}}} \cdot 100 \quad \text{Ec. 8}$$

d) Salinidad.

Los fluidos que saturan las rocas juegan un papel muy importante en la estimación de la resistividad eléctrica. Estos líquidos en la naturaleza contienen sales minerales disueltas. El comportamiento de la resistividad del agua presente en los espacios intersticiales de la roca es inversamente proporcional a la salinidad de dichos fluidos (Lakubovskii & Liajov, 1980), como lo muestra la figura 17.

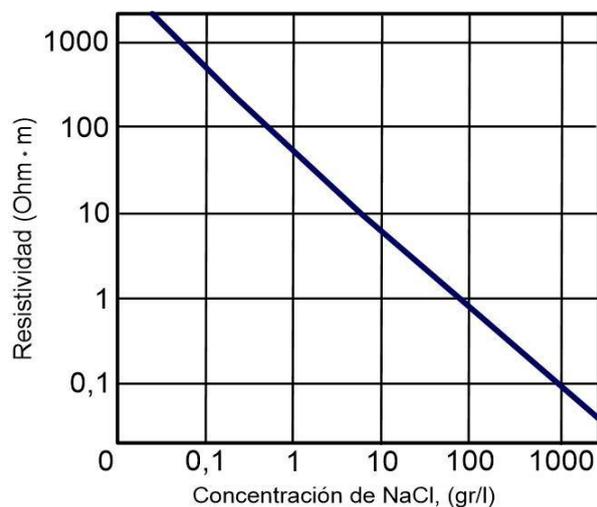


Figura 17 Gráfico de relación entre la resistividad y solución de NaCl en función de su concentración a una temperatura de 18°C. FUENTE: Tomado y modificado de Lakubovskii & Liajov (1980).

Como lo muestra la Figura 17, cuando un fluido aumenta su concentración de iones en solución, también aumenta la cantidad de portadores de carga y, por tanto, su conductividad eléctrica (Goldmann, 2018).

e) Temperatura.

La resistividad de un material sea sólido, líquido o gaseoso, también está influenciada por la temperatura. A mayores temperaturas, el portador de carga circula más fácilmente. El aumento de la temperatura acelera el movimiento molecular, siendo dicho proceso denominado entropía. La entropía es mayor en los gases, menor en líquidos y mucho menor en sólidos.

En el caso de los fluidos, existen expresiones para corregir los cambios de la resistividad debido a cambios de temperatura, siendo que, para un mismo tipo de líquido con una misma salinidad, las variaciones por cambios en la temperatura pueden ser corregidas a un mismo valor de temperatura de

referencia. Por ejemplo, dicha relación, para una temperatura de referencia de 18 °C está dada por:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ C}}{1 + \alpha(t - 18^\circ C)} \quad \text{Ec. 9}$$

donde  $\rho_t$  es la resistividad de la solución a la temperatura  $t$ ;  $\rho_{18^\circ C}$  es la resistividad de la solución a la temperatura de 18 °C;  $\alpha$  es un coeficiente que expresa el gradiente de resistividad en base a la temperatura, igual a 0.025 1/°C (Lakubovskii & Liajov, 1980)

### 3.1.2. CLASIFICACIÓN GENERAL DE LOS MÉTODOS GEOELÉCTRICOS

Orellana (1972) realizó una clasificación de los métodos geoelectricos que existen para la exploración del subsuelo y los agrupó de acuerdo con el origen y naturaleza del campo que los genera, como se puede apreciar en la Figura 18.



Figura 18. Clasificación de los métodos geoelectricos de acuerdo con Orellana (1972).

Para efecto del presente estudio, abordaremos en detalle los fundamentos teóricos y las aplicaciones de los métodos calicatas (o perfilaje) electromagnéticas (PEM) y una combinación de sondeo y calicata eléctrica, denominado tomografía de resistividad eléctrica (TRE).

### 3.1.3 MÉTODOS DE CORRIENTE CONTINUA.

Para comprender la aplicación de los métodos geoelectrónicos de corriente continua en el subsuelo debemos plantear el fenómeno físico asociado, de cual derivan las ecuaciones fundamentales que rigen los métodos.

#### 3.1.3.1 ELECTRODO ÚNICO DE CORRIENTE EN SUPERFICIE (FUENTE PUNTUAL).

De acuerdo con [Telford \(1990\)](#), una fuente puntual, en nuestro caso un electrodo, situado sobre la superficie de un medio conductor, inyecta una corriente  $I$  bajo las siguientes consideraciones:

1. El medio conductor es un semiespacio infinito (el aire encima es un aislante), isotrópico y homogéneo.
2. El electrodo de corriente de retorno está localizado a una gran distancia, considerada en el infinito.

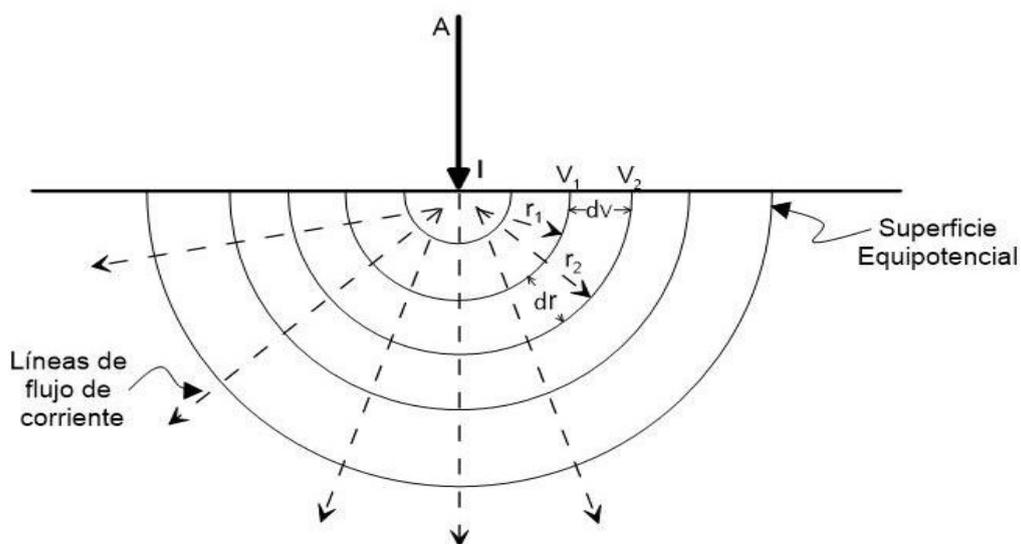


Figura 19 Fuente puntual de corriente en la superficie de un medio homogéneo. Elaboración propia basada en [Telford \(1990\)](#), [Reynolds \(1998\)](#).

Con estas consideraciones, las líneas de corriente serán radiales con centro en la fuente, es decir, en el electrodo. El potencial del campo eléctrico se distribuye de manera radial formando semiesferas concéntricas llamadas superficies equipotenciales, sobre las cuales se tiene un mismo valor de potencial. Las líneas de corriente son perpendiculares a las superficies equipotenciales (Figura 19).

La diferencia de potencial entre dos superficies equipotenciales ( $V$ ) (Figura 19) puede ser descrita mediante el gradiente  $\frac{dV}{dr}$  y es negativo debido a que el potencial decrece en la dirección del flujo de corriente (Reynolds, 1998).

La densidad de corriente ( $J$ ) es el cociente de la corriente ( $I$ ) y el área sobre la cual se distribuye la corriente, en este caso el semiespacio dado por la semiesfera de área  $2\pi r^2$  (Reynolds, 1998).

La diferencia de potencial  $dV$  entre las superficies separadas a una distancia  $dr$  está dada por la ecuación (Reynolds, 1998):

$$\frac{dV}{dr} = -\rho \cdot J = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad \text{Ec. 10}$$

Donde  $\rho$  es la resistividad eléctrica y  $J$  la densidad de corriente eléctrica. Despejando la ecuación, se tiene que:

$$dV = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \cdot dr \quad \text{Ec. 11}$$

Integrando ambos lados de la ecuación para obtener el voltaje  $V$  a una distancia  $r$  desde la fuente puntual de corriente  $A$ , entonces:

$$\int dV = \int -\rho \frac{I dr}{2\pi r^2} \quad \text{Ec. 12}$$

Por lo tanto:

$$V_r = \frac{I \rho}{2\pi r} \quad \text{Ec. 13}$$

$V_r$ , por tanto, es el potencial de campo eléctrico a la distancia  $r$  del electrodo (fuente puntual).

### 3.1.3.2 RESISTIVIDAD EN FUNCIÓN DE LA GEOMETRÍA DE UN ARREGLO TETRAELECTRÓDICO.

De acuerdo con Reynolds (1998), se inyecta una corriente continua a través de un electrodo A (fuente) en la superficie de un medio homogéneo e isótropo,

misma que retorna mediante el electrodo B (sumidero) (ver Figura 20).

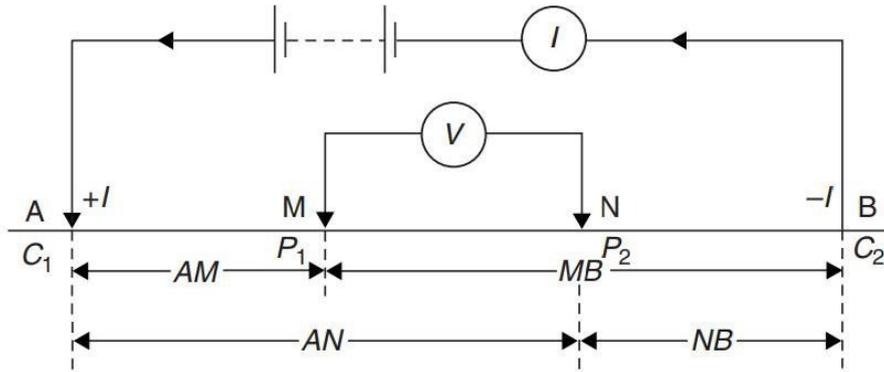


Figura 20 Disposición generalizada de un arreglo tetraelectrónico en estudios de resistividad.

FUENTE: Tomado de Reynolds (1998).

Entonces, el voltaje  $V_P$  en cualquier punto  $P$  será igual a la suma de los voltajes de los dos electrodos, es decir:  $V_P = V_A + V_B$  donde  $V_A$  y  $V_B$  son las contribuciones potenciales de los electrodos  $A(+I)$  y  $B(-I)$ .

Entonces el potencial en los electrodos  $M$  y  $N$ , será:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right) \text{ y } V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right) \quad \text{Ec. 14}$$

Simplificando para obtener la diferencia de potencial entre  $V_M$  y  $V_N$ , entonces:

$$V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[ \frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} \right] - \left[ \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{NB}} \right] \right\} \quad \text{Ec. 15}$$

Por lo tanto:

$$V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{NB}} \right] \quad \text{Ec. 16}$$

Pero

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{MB}} - \frac{1}{\overline{AN}} + \frac{1}{\overline{NB}}} \quad \text{Ec. 17}$$

Donde  $k$  es un término que describe la geometría del arreglo electrodico y es denominado *factor geométrico* (Reynolds, 1998).

En condiciones reales donde el medio es heterogéneo, la propiedad que se mide es la resistividad aparente  $\rho_a$ , la cual es resultado de la contribución de todos los materiales por donde circula la corriente eléctrica y está dada por la ecuación:

$$\rho_a = k R, \quad \text{donde} \quad R = \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ecs. 18 y 19}$$

### 3.1.3.3 CONFIGURACIONES ELECTRÓDICAS.

Loke (2010) sintetiza los arreglos electródicos empleados en los estudios de resistividad eléctrica mediante el siguiente cuadro:

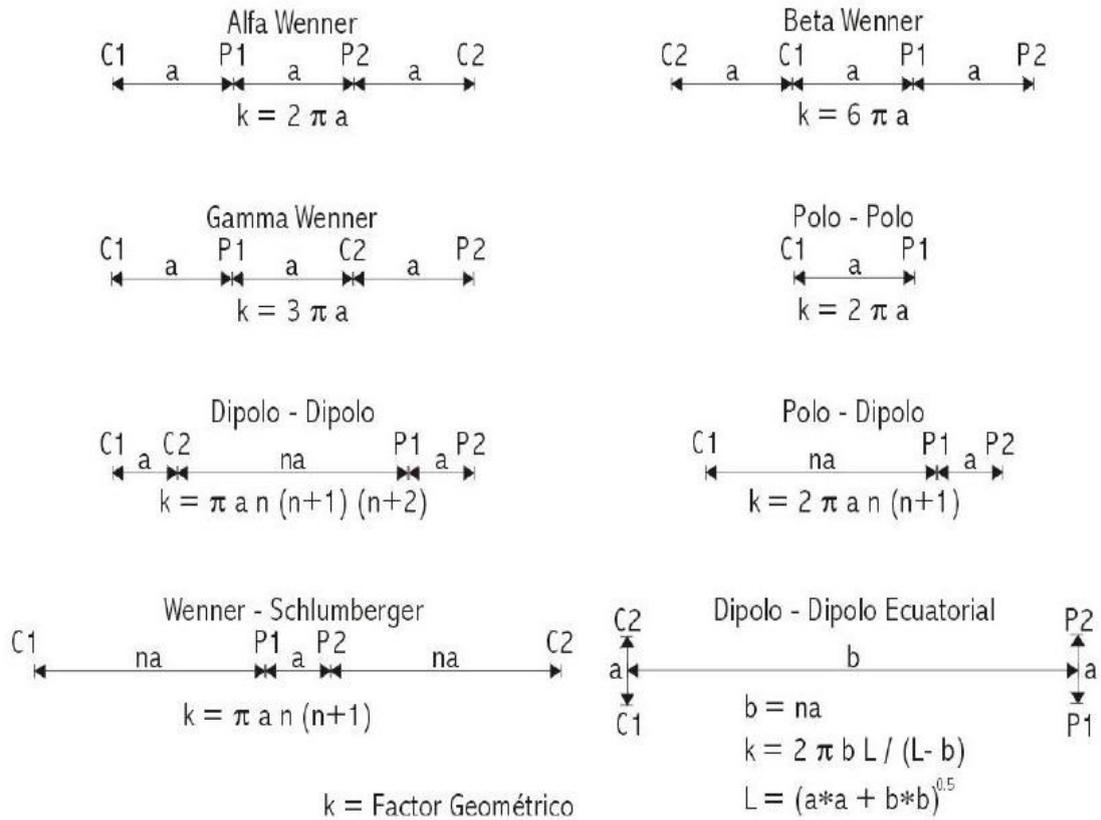


Figura 21 Configuraciones electrónicas 1D, 2D y 3D empleadas en los métodos de resistividad eléctrica.

FUENTE: Tomado de Loke (2010)

De los arreglos mostrados en la Figura 21, las dos configuraciones más utilizadas en sondeos de resistividad son: Wenner tipo Alfa y Schlumberger.

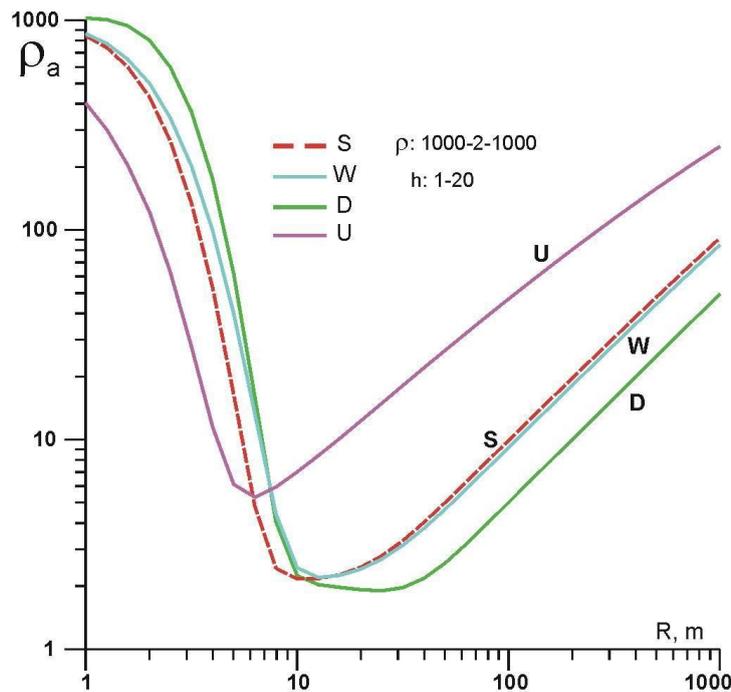


Figura 22 Curvas teóricas de  $\rho_a$  tipo H generada por un modelo de tres capas  $\rho_1= 1000$  Ohm.m,  $\rho_2= 2$  Ohm.m,  $\rho_3= 1000$  Ohm.m,  $h_1= 1$  m y  $h_2= 20$  m.

Las relaciones cuantitativas entre la profundidad de estudio y el tipo de arreglos dependen del modelo geoelectrico.

A partir de la Figura 22 podemos observar el ejemplo de un modelo de tres capas tipo H. El arreglo polo-polo (curva U) ofrece la mayor profundidad de estudio (la curva de  $\rho_a$  para este arreglo se encuentra a la izquierda de todas las demás), esto evidenciado por el hecho que es la curva cuyos puntos de inflexión dado por la influencia de las capas en profundidad, ocurren para los menores valores de la longitud (R) de la línea de corriente. La profundidad de estudio mínima la presenta el arreglo dipolo-dipolo (curvas D a la derecha de todas las demás). Los arreglos Schlumberger y Wenner alcanzan profundidades de estudio similares. Cabe señalar que, aunque la configuración Dipolo-Dipolo alcanza menor profundidad, ésta es la que posee la mejor resolución tanto lateral como en profundidad. La configuración Wenner es la que presenta menor resolución lateral, siendo por lo tanto muy efectiva para definir capas, pero poco efectiva para detectar contactos verticales como diques y fallas.

#### 3.1.3.4 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE).

La Tomografía Eléctrica Resistiva (TRE) nos permite obtener modelo bidimensional de la distribución de la resistividad del subsuelo más preciso, al estudiar su comportamiento tanto en la dirección vertical como en la dirección horizontal con respecto a un mismo perfil (Aguirre, 2014). La técnica permite modelar las condiciones geológicas y estructurales de la zona de estudio mediante contrastes de resistividad (anomalías) (Toledo, 2015).

La TRE es un método geoelectrico que permite obtener modelos 2D y 3D del subsuelo, a partir de un número elevado de mediciones de  $\rho_a$  realizadas en la superficie del terreno, asegurando una alta resolución en los resultados obtenidos.

El método consiste en colocar a lo largo de una línea o perfil una serie de electrodos (24 o más) separados equidistantes, a través de los cuales se inyectará corriente al terreno y también se realizarán mediciones de potencial. La conexión y desconexión de los electrodos se puede realizar tanto de manera manual como automática, siendo ésta última lograda a través del uso de cables inteligentes o multinúcleo, lo que asegura una mayor eficiencia.

En la adquisición automática de datos, el equipo de resistividad tiene la capacidad de realizar las mediciones programadas y almacenarlas en un microprocesador (Loke, 2010). Al final del proceso de adquisición de datos a lo largo de un perfil, se tendrá un barrido a manera de sección de valores de  $\rho_a$  (Figura 23 A).

La pseudosección de  $\rho_a$  (Figura 23 A) puede interpretarse en términos de modelo 2D (Loke y Barker, 1996), obteniéndose una sección de valores de resistividad verdadera ( $\rho$ ) del medio (Figura 23 B). El modelo 2D consiste en celdas rectangulares que se extienden infinitamente en la dirección del perfil. Todas las celdas tienen el mismo espesor vertical para un intervalo de profundidad; por lo que dicho nivel puede considerarse como una capa (no como una capa geológica real, sino como una capa modelo). El número de capas y sus espesores son fijos para toda la sección (Figura 23 B).

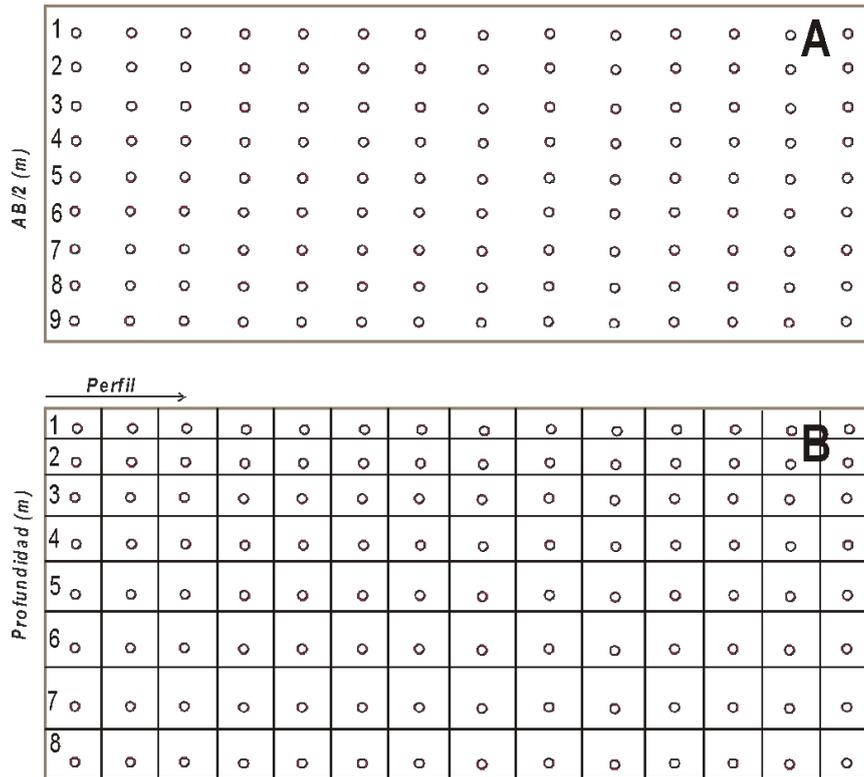


Figura 23 Presentación de los valores de  $\rho_a$  medidos en campo A) y de los valores de  $\rho$  interpretados, utilizando el programa Res2DInv B) para un perfil de TRE. El eje vertical de la pseudo-sección (A) es la media distancia entre los electrodos de corriente ( $AB/2$ ), mientras que el eje vertical de la sección transversal B) es la profundidad. FUENTE: Elaboración propia.

### 3.1.3.5 CONFIGURACIÓN DIPOLO - DIPOLO PARA TRE

Como ya se mencionó, la configuración Dipolo-Dipolo es la que ofrece un mejor balance en su resolución lateral y horizontal, siendo este aspecto esencial en la detección de fallas y fracturas en general. Por esto, en el presente estudio se utilizará esta configuración para realizar el levantamiento de datos de TRE.

En este tipo de configuración el distanciamiento entre los electrodos de corriente C1 y C2, es determinado como "a" y es el mismo para los electrodos de potencial P1 y P2 (Figura 24).

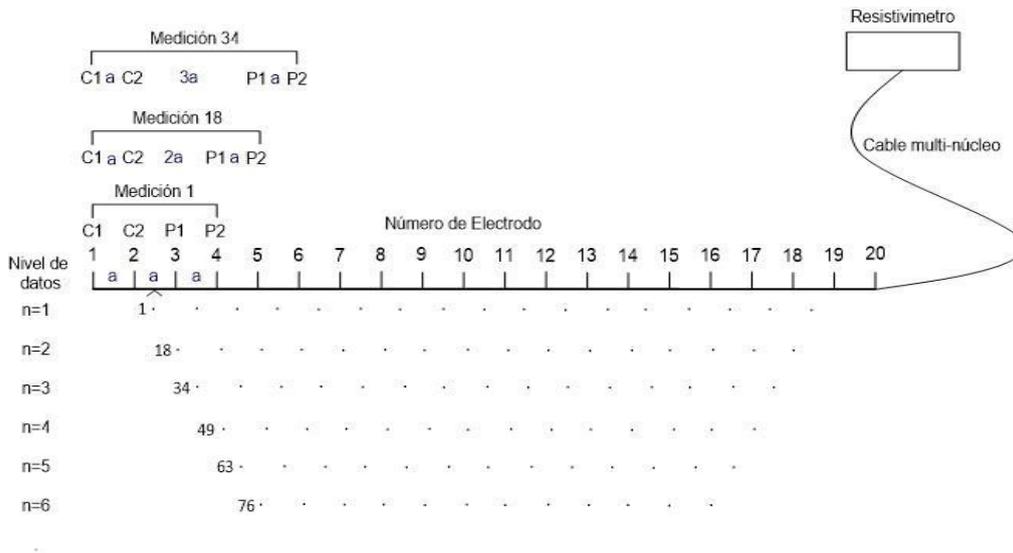


Figura 24 Secuencia de medición para TRE mediante el arreglo Dipolo-Dipolo con 20 electrodos.  
FUENTE: Tomado y modificado de [Loke \(2010\)](#).

El factor “ $n$ ” corresponde al nivel de datos en el que se está tomando la medición, es la relación de la distancia eléctrica C2 y P1 y la separación de dipolo “ $a$ ” C1-C2 (o P1-P2) ([Loke, 2010](#)). El factor  $n$  es un número entero y múltiplo de la separación  $a$  de los electrodos. Para realizar las mediciones a los diferentes niveles de profundidad, los dipolos C1-C2 y P1-P2 se desplazan de manera independientes en separaciones múltiplos de  $a$  en el eje X a lo largo del perfil.

Este sistema ofrece una ventaja única respecto a las configuraciones Schlumberger y Wenner: es posible medir varios valores de diferencias de potencial en varios dipolos P11-P21, P12-P22, P13-P23...P1n-P2n, para diferentes niveles de profundidad y posiciones a lo largo del perfil, utilizando un solo dipolo C1-C2, incrementado notablemente la eficiencia en la adquisición automática de datos de  $\rho_a$ .

### 3.1.4 MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS.

El principio fundamental de los métodos electromagnéticos es la propagación de ondas electromagnéticas alternas incidentes en el suelo. Dichas ondas cuentan con dos componentes vectoriales ortogonales; la componente de campo eléctrico (E) y la de campo magnético (H), fluyen sobre un plano perpendicular a la dirección de propagación (Figura 25) ([Reynolds, 1998](#)).

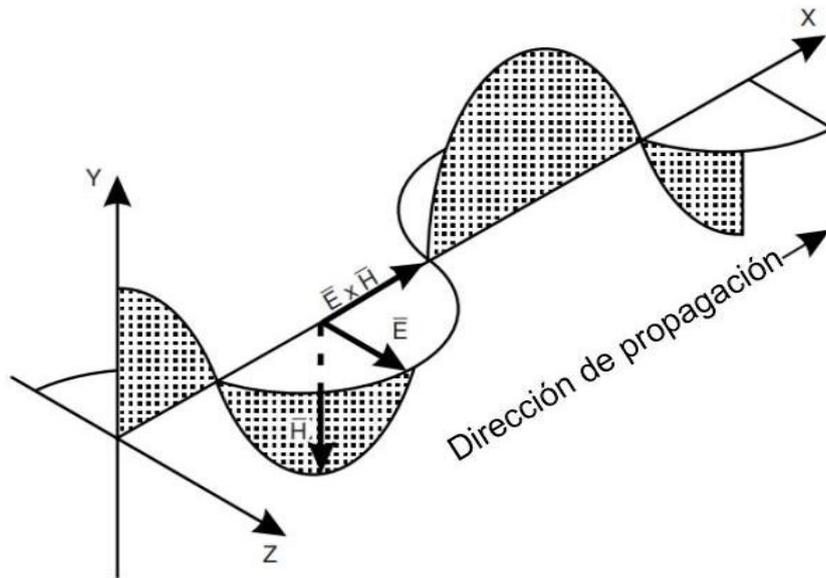


Figura 25 Elementos básicos de una onda electromagnética y sus componentes. FUENTE: Tomado y modificado de Reynolds (1998).

### 3.1.4.1 TEORÍA DE PROPAGACIÓN DE ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS

El comportamiento de las ondas electromagnéticas está regido mediante las leyes de Maxwell. A continuación, analizaremos sus ecuaciones fundamentales para entender el principio físico asociado a los métodos electromagnéticos.

#### Ley de Gauss para Campo Eléctrico

La primera ley de Maxwell establece que la divergencia del campo eléctrico es proporcional a la densidad volumétrica de la carga y puede deducirse de la Ley de Coulomb (Reitz, 1986):

$$\nabla \cdot E = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad \text{Ec. 20}$$

Esto implica que la divergencia del campo mide la diferencia entre el flujo entrante y flujo saliente sobre la superficie que encierra a un volumen. En presencia de cargas positivas (“fuentes”) la divergencia será positiva ( $\nabla \cdot E > 0$ ), y si hay cargas negativas (“sumideros”) la divergencia será negativa ( $\nabla \cdot E < 0$ ) (Alvarado, 2020).

#### Ley de Gauss para Campo Magnético

La segunda ley de Maxwell enuncia que la divergencia de un campo vectorial es igual a cero en cualquier superficie que encierre un volumen; la cantidad de flujo entrante es igual a la cantidad de flujo saliente (Alvarado, 2020):

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ec. 21}$$

Esto representa el hecho de que los monopolos magnéticos nunca han sido observados (Reitz, 1986).

#### Ley de Faraday

La tercera ley de Maxwell plantea la relación entre el rotacional del campo eléctrico y el campo magnético, mediante la ecuación:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ec. 22}$$

Esto significa que un campo magnético variante en el tiempo genera un campo eléctrico cerrado, si la variación es positiva ( $\frac{\partial B}{\partial t} > 0$ ) el campo se orientará en sentido horario y si es negativa ( $\frac{\partial B}{\partial t} < 0$ ), tomará el sentido antihorario (Alvarado, 2020).

#### Ley de Amperè

La cuarta ley de Maxwell está dada por la forma diferencial de la ley Ampère-Maxwell, es decir:

$$\nabla \times B = \mu_0 J + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t} \quad \text{Ec. 23}$$

Dicha ecuación representa la simetría de la ecuación de la ley de Faraday, en este caso un campo eléctrico variable genera un campo magnético que se cierra (Alvarado, 2020).

Las anteriores son las ecuaciones fundamentales para los campos electromagnéticos producidos por fuentes de carga y densidades de corrientes  $\rho$  y  $J$ . Sin embargo, para poder emplearlas, se deben conocer las ecuaciones constitutivas:  $J = \epsilon E$  (Densidad Eléctrica),  $D = \epsilon E$  (Desplazamiento Eléctrico) y  $B = \mu H$  (Inducción Magnética) (Reitz, 1986).

#### 3.1.4.2 CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Una vez que hemos definido el principio físico de los métodos electromagnéticos, podemos clasificarlos de acuerdo con su dominio y fuente (Figura 26):

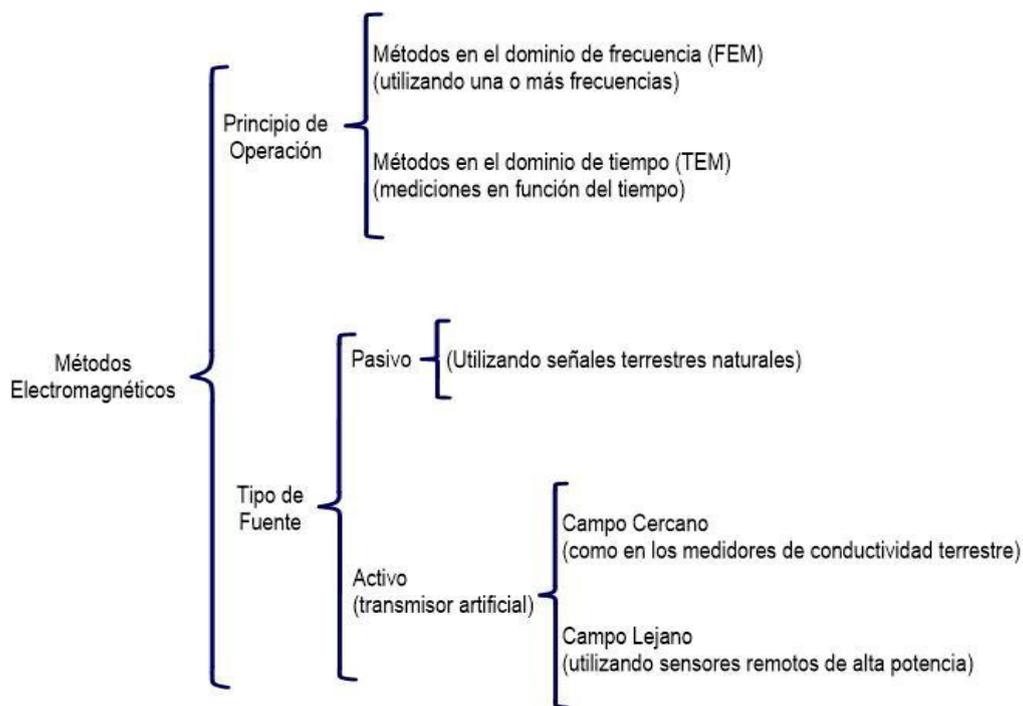


Figura 26 Clasificación de los métodos electromagnéticos de acuerdo con su dominio y fuente. FUENTE: Elaboración propia con información de Reynolds (1998).

En esta tesis nos enfocaremos en los fundamentos del Perfilaje Electromagnético, también conocido como Calicata Electromagnética, un método en el dominio de la frecuencia (FEM), de fuente activa y de campo cercano.

### 3.1.4.3 PERFILAJE ELECTROMAGNÉTICO (PEM)

#### Fundamento teórico

Este método consiste en la colocación de una bobina transmisora de un campo electromagnético (EM) de una frecuencia específica y de otra bobina receptora de la misma frecuencia del campo EM (Figura 27). El principio de funcionamiento es el siguiente: La bobina transmisora emite un pulso EM de frecuencia  $f$ . Este campo, llamado primario, es recibido en la bobina receptora. Ahora bien, por principios de las leyes de Maxwell antes mencionadas, en lo particular de la Ley de Ampere y de Faraday, el campo emitido por la bobina transmisora induce en el medio geológico corrientes que a su vez crean un campo magnético secundario de la misma frecuencia  $f$ . Este campo secundario es recibido por la bobina receptora. De la relación entre ambos campos, primario y secundario, se fundamenta la aplicación del método PEM (Reynolds, 1998).

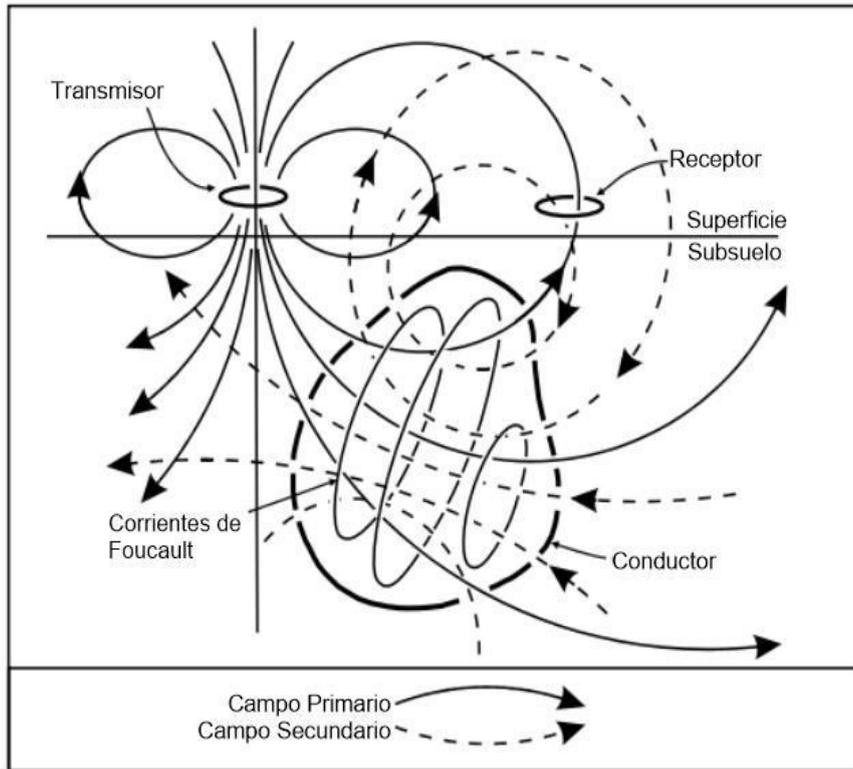


Figura 27 Esquema generalizado del levantamiento del método electromagnético. FUENTE: Tomado y modificado de Reynolds (1998).

El método PEM se aplica en dos tipos de configuraciones: Turam y Slingram.

### Método Turam

La aplicación de la variante de PEM denominada Turam, consiste en medir el gradiente del campo EM. El transmisor consiste en un cable aislado largo a manera de bucle o loop rectangular con lados de dimensiones aproximadas de 1 km de longitud. Por este loop se transmite una corriente alterna que induce el campo EM primario y secundario. El receptor está compuesto por dos bobinas separadas a una distancia fija entre 20 y 40 m conectadas a un compensador (Figura 28) que mide la diferencia de fases y la relación de amplitudes entre los campos primario y secundario (Telford, 1990).

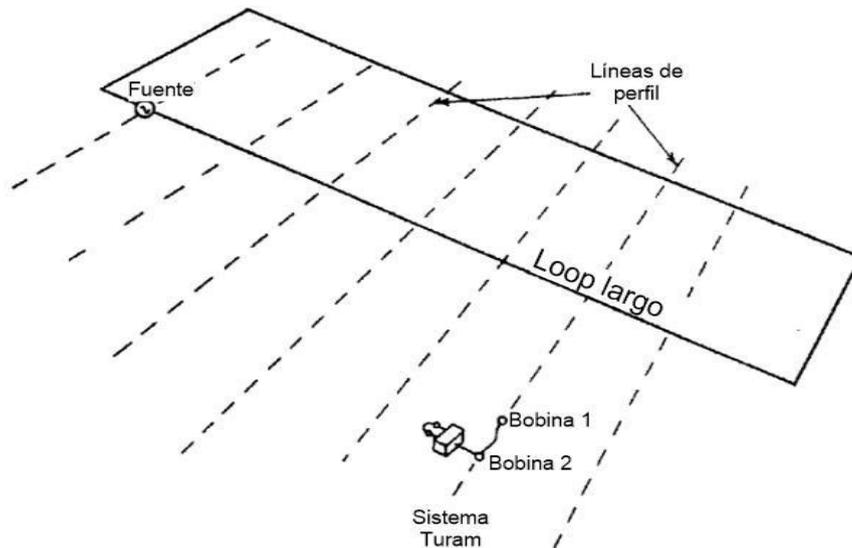


Figura 28 Diagrama de operación del sistema Turam. FUENTE: Tomado y modificado de [Telford \(1990\)](#).

Si bien, la configuración Turam ha sido utilizada de manera efectiva en estudios mineros, su aplicación en campo es poco eficiente debido a las dimensiones del loop transmisor.

### Método Slingram

En el sistema Slingram, la bobina transmisora y receptora se mueven juntas, conectadas entre sí a una separación constante (Figura 29). El punto de referencia para la medición suele ser la posición la mitad de la distancia de separación de las bobinas (Figura 30) ([Reynolds, 1998](#)).

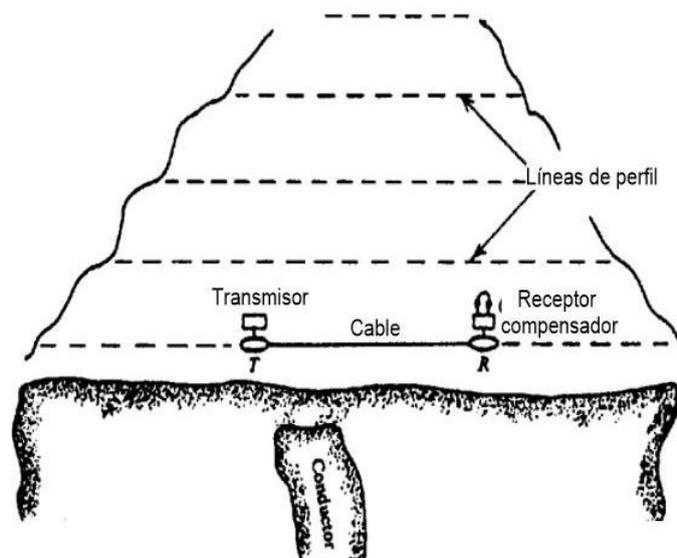


Figura 29 Diagrama de operación del sistema Slingram. FUENTE: Tomado y modificado de [Telford \(1990\)](#).

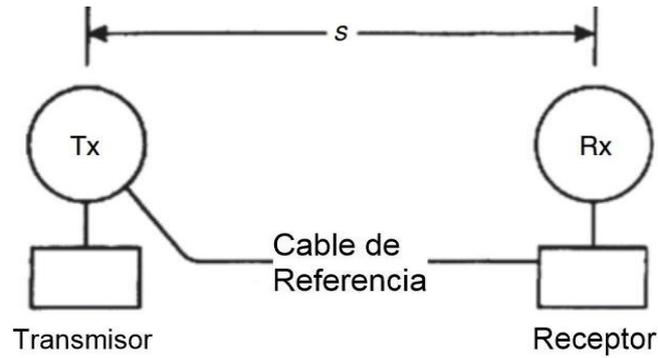


Figura 30 Sistema EM móvil de doble bobina; los círculos indican las bobinas del transmisor (Tx) y del receptor (Rx). Tomado y modificado de Reynolds (1998).

La relación entre la separación entre bobinas ( $s$ ) y la profundidad skin ( $\delta$ ) se conoce como número de inducción ( $B$ ). Cuando el número de inducción es mucho menor que uno (campo cercano), la relación entre los campos magnéticos secundario y primario en el receptor es directamente proporcional a la conductividad aparente ( $\sigma_a$ ) (Reynolds, 1998). De tal manera que:

La profundidad skin ( $\delta$ ) está dada por:

$$\delta = \left( \frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} = \frac{(2i)^{1/2}}{\Gamma} \quad \text{Ec. 24}$$

y

$$\sigma_s = \frac{(2i)^{1/2}}{\delta} = (2i)^{1/2} B \quad [\text{cuando } B = \frac{s}{\delta}] \quad \text{Ec. 25}$$

donde:

$$\omega = 2\pi f; \quad f \text{ es la frecuencia en (Hz)}$$

$$\mu_0 = \text{permeabilidad magnética del vacío}$$

$$i = \sqrt{-1}$$

$$\sigma = \text{conductividad eléctrica}$$

$$s = \text{separación entre bobinas (m)}$$

La relación entre los campos magnéticos secundario ( $H_s$ ) y primario ( $H_p$ ) en el receptor con números de inducción bajos (es decir,  $B \ll 1$ ) viene dada por:

$$\frac{H_s}{H_p} \approx \frac{iB^2}{2} = \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \quad \text{Ec. 26}$$

El conductivímetro está diseñado para medir  $H_s$  y estimar la conductividad ( $\sigma$ ). Sin embargo. Debido a la heterogeneidad del medio, la variable a estimar será la conductividad aparente, dada por la ecuación:

$$\sigma_a = \left( \frac{4}{i\omega\mu_0\sigma_s^2} \right) \left( \frac{H_s}{H_p} \right) \quad \text{Ec. 27}$$

En el caso de los medidores de conductividad del suelo (GCM), como los fabricados por Geonics Ltd, el instrumento proporciona una lectura directa del componente de cuadratura como la conductividad aparente ( $\sigma_a$ ) del suelo en unidades de miliohmios por metro. (Las unidades equivalentes del SI son mili-Siemens por metro (mS/m)) (Reynolds, 1998).

El método PEM tipo Slingram tiene la ventaja de ser un método de rápido avance, logrando en muy poco tiempo abarcar grandes áreas de estudio con el registro de un gran número de mediciones de  $\sigma_a$ . Un mapa de valores de  $\sigma_a$  (o su inverso,  $\rho_a$ ) permitiría definir anomalías geoelectricas asociadas a los cambios laterales de la conductividad eléctrica.

#### 3.1.4.4 SONDEO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO (TEM)

El método del sondeo electromagnético transitorio se clasifica como un método geoelectrico de corriente alterna, de fuente artificial cuyas mediciones se realizan en el dominio del tiempo. Como técnica de sondeo, el resultado final de la realización de un TEM es obtener la distribución de la resistividad eléctrica con la profundidad, es decir, la obtención de un modelo geoelectrico unidimensional del subsuelo. Este método no requiere de electrodos en contacto con el terreno, lo que lo convierte en una técnica más productiva que los métodos de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y TRE. Por otro lado, sus mediciones son más sensibles al ruido electromagnético, por lo que se debe evaluar este aspecto antes de seleccionar los puntos de mediciones de TEM; por ejemplo, se debe evitar realizar mediciones de TEM en sitios muy cercanos a líneas de alta tensión, generadores de corriente alterna, transformadores de voltaje eléctricos, entre otros.

El método de sondeo TEM se ha aplicado con éxito en estudios hidrogeológicos, de modelación de intrusión salina, estudios de geotecnia, geotérmicos y de riesgo geológico.

La técnica consiste en la colocación sobre la superficie del terreno de un cable en forma de bucle o loop (de geometría cuadrada) como bobina transmisora, mientras que ese mismo bucle u otro debe funcionar como bobina receptora. Utilizando una unidad transmisora, se inyecta corriente al bucle transmisor, lo cual induce un campo electromagnético secundario en el subsuelo que es registrado en diferentes ventanas de tiempo (transitorio) mediante el bucle receptor.

El campo electromagnético primario también es registrado en la unidad receptora. La inyección de la corriente alterna en el bucle transmisor se realiza mediante un sistema de encendido-apagado. Durante el tiempo de apagado, se registran los voltajes primarios y secundarios (Figura 31). El campo secundario es registrado en el tiempo en forma de decaimiento del voltaje alterno. Al final del proceso de medición, una curva de resistividad aparente respecto al tiempo de registro (directamente proporcional a la profundidad de estudio) es construida en cada punto de medición, siendo esta interpretada en términos de capas geoelectricas con sus respectivos espesores.

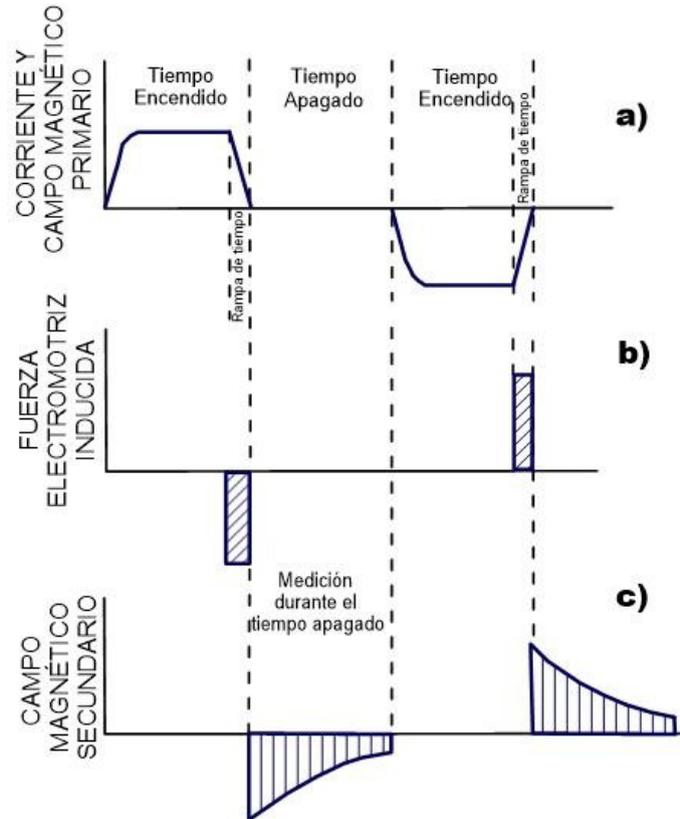


Figura 31 Formas de onda EM en el dominio del tiempo. a) Corriente en el loop transmisor y el campo magnético primario. b) Fuerza electromotriz inducida en la tierra y en los objetos cercanos por el apagado rápido de la corriente del transmisor. c) Campo magnético secundario resultante del flujo de corriente de Foucault en la tierra y los objetivos cercanos. Tomado y modificado de Reynolds (1998).

### Configuraciones más utilizadas para la realización de un sondeo TEM

**Bobina Simple:** Se extiende un solo bucle y éste funciona tanto como bobina transmisora como receptora. Cuando la corriente transmitida se apaga, el bucle se conecta al receptor y se mide el campo transitorio durante el periodo de apagado. Posteriormente, el bucle se vuelve a conectar a la unidad transmisora y se repite el proceso.

**Bobina Coincidente:** En este caso la bobina transmisora y bobina receptora son independientes, pero coincidentes en dimensiones.

**Bobina Central:** Es similar a la bobina coincidente, solo que en este caso se tiene un bucle de menor dimensión como receptor, centrada respecto a la transmisora.

Existen otras configuraciones tales como bobinas dobles, bobinas separadas y transmisor largo fijo con receptor móvil, pero para el entendimiento del principio

del funcionamiento del método TEM, la descripción de las tres configuraciones mencionadas es suficiente. Cabe mencionar que en el presente trabajo se utilizó la configuración bobina simple, la cual posee la ventaja de disminuir el tiempo de trabajo de campo (Figura 32).

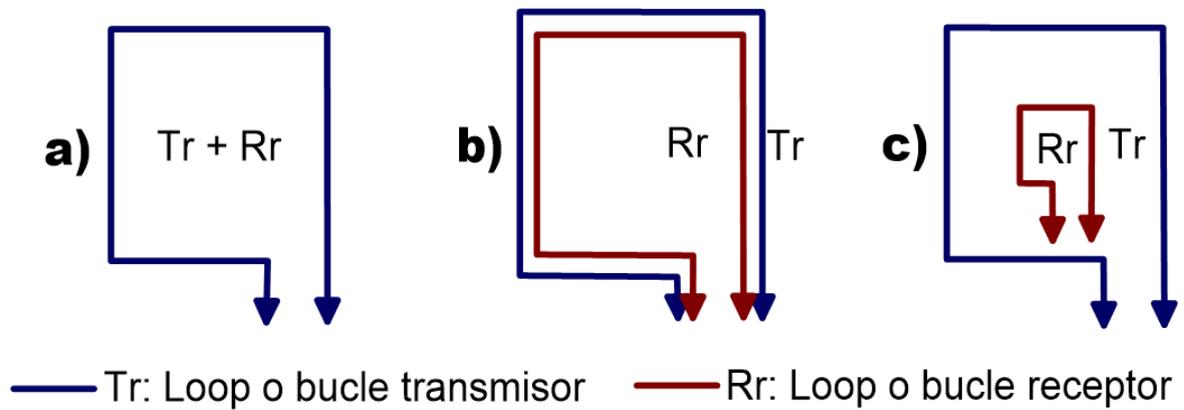


Figura 32 Configuraciones de campo para levantamientos EM en el dominio del tiempo. a) Loop o bucle único. b) Loop de transmisor receptor coincidente. c) Dipolo receptor (en método loop). Tomado y modificado de Reynolds (1998).

## Capítulo 4 METODOLOGÍA

### 4.1 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (DEM)

Se realizó un vuelo de dron con el objetivo de obtener el DEM del terreno y delimitar la zona con posible subsidencia.

#### 4.1.1 EQUIPO EMPLEADO

Para el levantamiento se empleó un dron un modelo Phantom 3 Advanced de la marca DJI (2023), como el que se muestra en la Figura 33.



Figura 33 Dron Phantom 3 Advanced, DJI. FUENTE: [www.dji.com](http://www.dji.com)



Figura 34 Dron Phantom 3 Advanced operando en campo.

Las características más importantes del equipo se detallan en el siguiente cuadro:

Cuadro 1 Especificaciones técnicas del dron Phantom 3 Advanced marca DJI. FUENTE: [www.dji.com](http://www.dji.com) .

ESPECIFICACIONES			
<b>Peso (Batería y Hélices Incluidas)</b>	1280 g	<b>Sensor (Cámara)</b>	Sony Exmor R BSI 1/2.3" Píxeles efectivos: 12.4 M (píxeles totales: 12.76 M)
<b>Velocidad Máx.</b>	16 m/s (modo ATTI, sin viento)	<b>Lente (Cámara)</b>	FOV 94° 20 mm (35 mm formato equivalente) f/2.8, enfoque a ∞
<b>Altura Max. de Servicio sobre el Nivel del Mar</b>	6000 m (Límite de altura por defecto: 120 m sobre el punto de despegue)	<b>Tamaño Máx. de Imagen</b>	4000×3000
<b>Temperatura de Funcionamiento</b>	de 0°C a 40°C	<b>Modos de Fotografía</b>	Disparo único Disparo en ráfaga: 3/5/7 disparos Exposición Automática en Horquillado (AEB): 3/5 Horquilla de Exposición a 0.7EV Bias Time-lapse
<b>Modo GPS</b>	GPS/GLONASS		
<b>Entorno Operativo</b>	Superficie con un patrón definido y una iluminación adecuada (Lux > 15)		

#### 4.1.2 ESPECIFICACIONES DEL VUELO

El vuelo del dron se realizó el día 3 de abril del 2022, a las 14:00hrs, con una duración de 1hr con 13min y cubrió un área de 2.9 km<sup>2</sup>. El recorrido del dron puede observarse en la Figura 35.

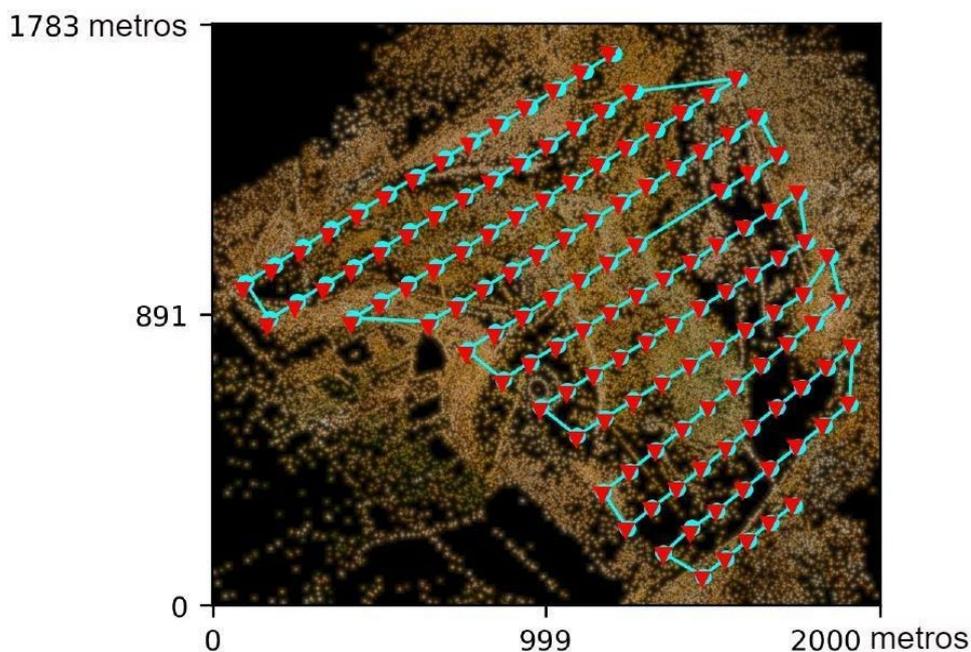


Figura 35 Recorrido del vuelo para la generación del DEM.

Las especificaciones de los datos recopilados durante el vuelo se pueden apreciar en el Cuadro 2:

Cuadro 2 Resumen del procesamiento de datos efectuado en el vuelo.

Resumen de procesamiento	
Imágenes reconstruidas	132 sobre 132 tomas (100,0%)
Puntos reconstruidos (densos)	15,046,722 puntos
Distancia de muestreo terrestre promedio (GSD)	17.1 cm
Referencia Geográfica	GPS y GCP

Derivando de la secuencia de fotografías y puntos de control capturados por el dron se obtuvo como resultado una ortofoto de la zona de estudio (Figura 36).



Orthophoto

Figura 36 Imagen fotográfica en proyección ortogonal del antiguo vaso de la presa El Hundido.

Y empleando el software OpenDroneMap, “*un conjunto de herramientas de línea de comandos para generar mapas, nubes de puntos, modelos 3D y DEM a partir de imágenes de drones*” (ODM, 2020), se generó automáticamente el archivo.grd correspondiente modelo digital de elevación mostrado en la Figura 37.

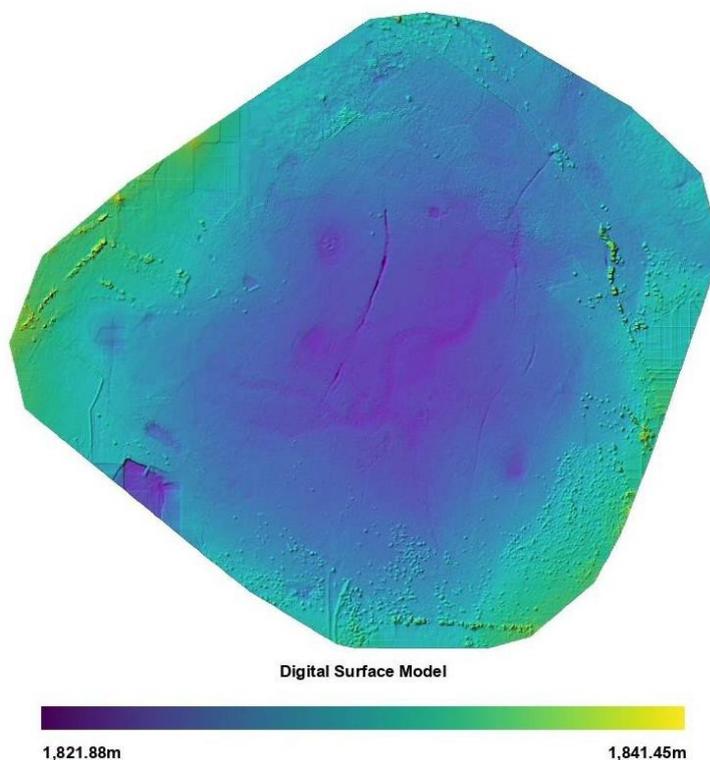


Figura 37 Modelo digital de elevación del antiguo vaso de la presa El Hundido utilizando los valores máximo y mínimo de altitud en el sitio.

#### 4.1.3 SOFTWARE Y PROCESAMIENTO DE DATOS

El archivo \*.grid con la información del DEM fue reprocesada con ayuda del programa Surfer 16 (Golden Software, 2018) con el propósito de acotar los límites de los valores y encontrar una escala de valores a color resolutive que permita visualizar los cambios de altitud en el terreno, con énfasis en las zonas bajas.

### 4.2 SONDEO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO (TEM)

#### 4.2.1 ESPECIFICACIONES DEL TENDIDO

Se realizó un sondeo TEM dentro de la zona crítica de máximo fracturamiento reticular en el antiguo vaso de la presa El Hundido, como lo muestra la Figura 38.



Figura 38 Imagen satelital de la localización del sondeo transitorio electromagnético dentro del vaso de la presa El Hundido.

Las coordenadas y características específicas del tendido se muestran a continuación en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Características del sondeo transitorio electromagnético.

<b>Sondeo Transitorio Electromagnético</b>	
Coordenada central:	14 Q, 296421.87 m E, 2407151.57 m N
Configuración de la bobina:	Bucle único
Extensión del bucle:	150 m x 150 m
Profundidad máxima de estudio:	650 m - 750 m

#### 4.2.2 EQUIPO EMPLEADO

El equipo utilizado para la realización de mediciones de TEM fue el TerraTEM 24 (Figuras 39 y 40).



Figura 39 Equipo TerraTEM24 para la realización de los sondeos TEM. Imagen ilustrativa del equipo tomada de <https://www.progeo.es/>



Figura 40 Equipo TerraTEM24 operando en campo.

### *Características del equipo TerraTEM24*

#### Unidad receptora

Número de canales de entrada: Opciones para 1, 2, 3, 6, 9 o 12 canales grabados simultáneamente.

Resolución real de 24 bits por muestra.

La tensión de entrada máxima medible es de +/- 200V. Todos los canales están equipados con protección de entrada de 700 V.

Frecuencia de muestreo seleccionable por el usuario de 78 kHz a 625 kHz a 24 bits para cada muestra. Todos los canales de datos se muestrean simultáneamente.

Número máximo de ventanas de muestreo igual a 200.

Opciones de apilamiento: De 1 a 65.536.

#### Unidad Transmisora

Corriente de salida: 50 A, desde 6V hasta 120 V (6 kW). Funcionamiento con baterías externas. Forma de onda bipolar con ciclo de trabajo del 50%.

Tiempo de conexión/desconexión ajustable entre 10 a 2.000 ms.

Velocidad de repetición del transmisor para un rango de frecuencia entre 25 Hz a 0,125 Hz, desde 40 ms a 8 s.

El transmisor puede funcionar con cualquier tamaño/configuración de bucle.

#### Sistema de adquisición

Pantalla: Pantalla táctil capacitiva en color de 10', visible a la luz del día con una resolución de 800 x 600.

Memoria de 30 Gb con sondeos guardados de serie apilados y en ventanas junto con la forma de onda completa si es necesario.

La transferencia de datos se realiza a través de USB. La conectividad GPS externa se realiza a través de un puerto serie. Todos los puertos del receptor están equipados con puertos RS485 individuales para la comunicación con sensores activos.

Temperatura de funcionamiento: de -20 °C a +50 °C.

Robusta carcasa de aluminio. Con dimensiones 46 cm × 36 cm × 16 cm y un peso de 10 kg. Resistente maletín de transporte de campo.

Cuenta con un manual de funcionamiento y resolución de problemas en formato electrónico.

#### 4.2.3 SOFTWARE Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Software: El paquete de reducción y procesamiento de datos permite controlar la calidad de los datos. Los datos pueden visualizarse en varios formatos en función de las preferencias del usuario. También se incluyen funciones de trazado de

perfiles y decaimiento para la revisión de datos sobre el terreno y el control de calidad. También hay disponible un software de inversión 1D.

### Procesamiento de datos TEM

Se procesaron los datos TEM utilizando el software WinGLink ([GEOSYSTEM SRL, 2008](#)), siguiendo el siguiente procedimiento:

Se abrió una nueva base de datos o un nuevo proyecto a realizar. Se seleccionan los datos del sondeo que se van a ser considerados, eliminando los datos ruidosos. Una vez realizado esto, se guarda la información en un archivo \*.tem. En la opción "Soundings" se seleccionan los datos del sondeo. Para realizar la interpretación 1D del sondeo se utiliza la opción "Detailed" para utilizar el algoritmo de Occam (Constable et al., 1997). El algoritmo de inversión de Occam produce un modelo sencillo que contiene las propiedades esenciales del conjunto de modelos equivalentes posibles, resultando en un modelo más complejo (detallado) posible para el medio. Para esto, el algoritmo parte de la existencia de un semiespacio, el cual lo convierte en un medio multiestratificado, en el cual, mediante la variación de las resistividades de cada estrato, se logra el ajuste máximo entre las curvas de valores de  $\rho_a$  observados y calculados ([Delgado-Rodríguez et al., 2001](#)). En el programa WingLink, este algoritmo de inversión se aplicó de la siguiente manera:

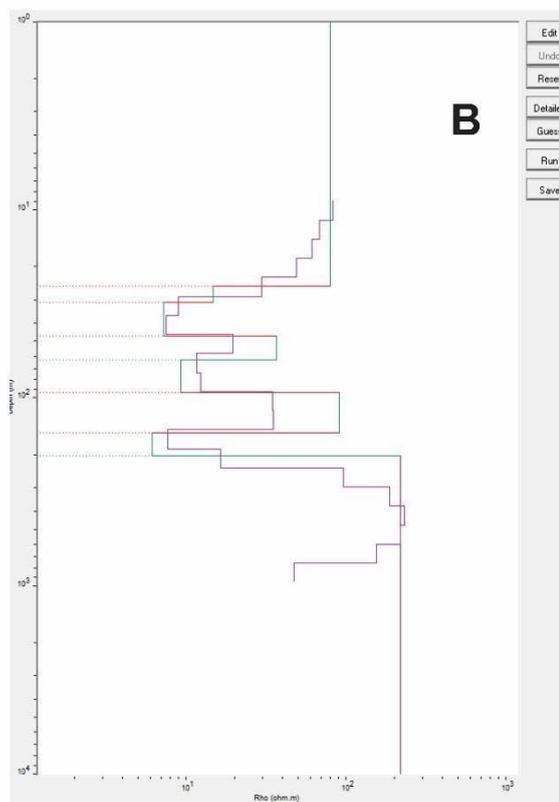
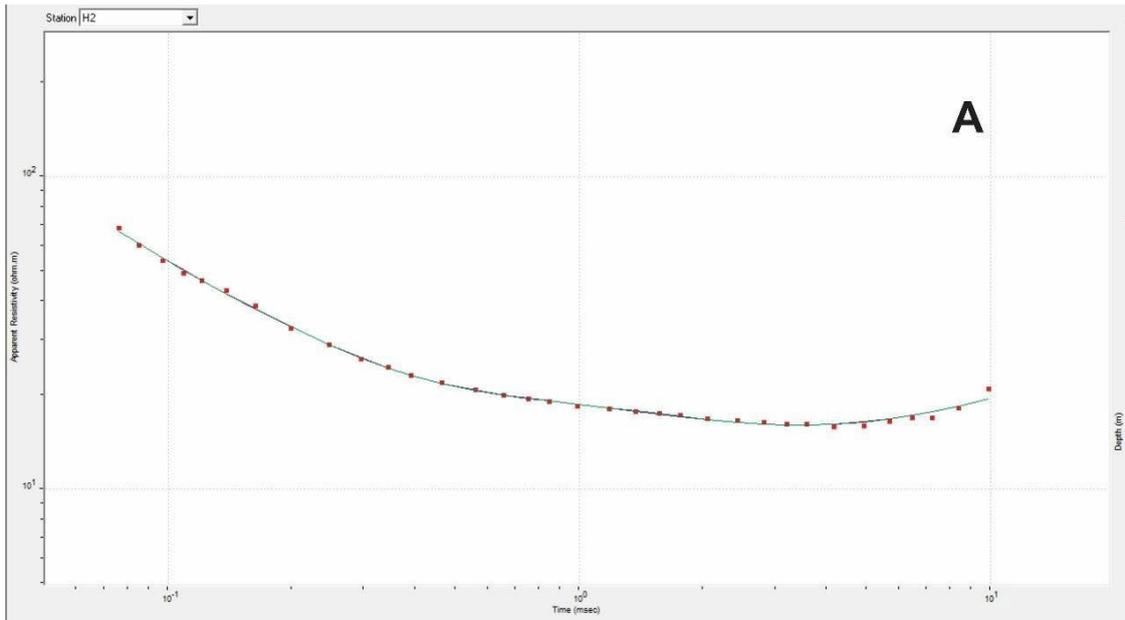


Figura 41 Capturas de imágenes de procesos de interpretación 1D con el programa WingLink. (A) Ajuste entre curva de  $\rho_a$  calculada y los valores de  $\rho_a$  observados en campo. (B) Modelo semicontinuo o suavizado de OCCAM (línea roja) y modelo discreto de Bostick (línea verde).

Se ajusta el modelo a 18 capas y un máximo de 15 iteraciones para lograr el mejor ajuste. Con esto se logra un ajuste menor al 5% de error (ver figura 41 A) y un modelo como el representado con línea roja en la Figura 41 B).

Este modelo es útil para definir el modelo discreto, compuesto de capas con resistividades y espesores que mejor se ajuste al comportamiento dado por el modelo de Occam. Una vez realizado esto, el modelo discreto es sometido a un proceso de inversión utilizando la transformada de Bostik (1977). La transformada de Bostik crea básicamente una distribución continua de la resistividad en función de la profundidad (Delgado-Rodríguez et al., 2001), a partir de la cual se puede crear un modelo discreto. En el programa WingLink el modelo Bostik resultante, que mejor se ajusta al modelo Occam, es presentado mediante una línea verde. Este modelo es el que finalmente debe ser tomado en cuenta para realizar una interpretación geológica del mismo.

#### 4.3 PERFILAJE ELECTROMAGNÉTICO (PEM)

Se realizaron 15 campañas de medición en el interior del vaso de la presa aplicando el método de PEM con el objetivo de generar mapas de anomalías de  $\rho_a$  que permitan mapear los cambios litológicos laterales y en profundidad, poder demarcar las zonas potencialmente sensibles a fracturas, socavones y subsidencia. Cabe señalar que este método es de rápido avance al no requerir de contacto eléctrico con el terreno (ej. electrodos), siendo ideal para cubrir grandes extensiones del terreno en poco tiempo.

##### 4.3.1 ESPECIFICACIONES DEL LEVANTAMIENTO

El procedimiento para realizar las mediciones en el área de estudio fue la siguiente: se realizaron dos levantamientos, uno utilizando el cable de 10 m en PH, garantizando una profundidad máxima de estudio de 15 m. En este caso, facilitado por el cable, las mediciones georreferenciadas se realizaron en una red de 10 m x 10 m, abarcando un área total de 0.33 km<sup>2</sup> y un total de 2185 puntos de medición.

Otro levantamiento, en un área más extensa, fue realizado utilizando el cable de 40 m, tanto para PH como para PV, garantizando las profundidades máximas de estudio de 30 m y 60 m, respectivamente.

En todos los casos, los valores de  $\sigma_a$  fueron convertidos a valores de  $\rho_a$  para su mapeo mediante la relación:  $\rho_a = 1000 / \sigma_a$ .



Figura 42 Fotografía del equipo CMD-DUO operando en campo con separación entre bobinas de 40 m, en polarización vertical, alcanzando una profundidad máxima de estudio de 60 m.

Cuadro 4 Máximas profundidades de estudio alcanzadas por el equipo CMD DUO para diferentes separaciones  $S$  entre las bobinas Tx y Rx. PV = Polarización Vertical, PH = Polarización Horizontal. En letra bold los valores de  $S$  y profundidad utilizados en presente estudio.

<b>Profundidad PV/PH, m</b>	<b>S,m</b>
15/7.5	10
30/15	20
<b>60/30</b>	<b>40</b>

Un resumen de las principales características de los levantamientos de PEM se muestra en los cuadros 5 al 8.

Cuadro 5 Especificaciones del levantamiento realizado con CMD-Mini Explorer 6L.

<b>Perfilaje Electromagnético mediante CMD – Mini Explorer 6 L</b>	
Profundidad de estudio	2.3m
Polarización	Vertical
Extensión cubierta	0.26km <sup>2</sup>
Recorrido del perfilaje	27.9 km
Distancia del centro del dipolo	1.50m
Número de datos	9312 datos

Cuadro 6 Especificaciones del primer levantamiento realizado con CMD-DUO.

<b>Perfilaje Electromagnético mediante CMD - DUO</b>	
Profundidad de estudio	15m
Polarización	Vertical
Extensión cubierta	0.33km <sup>2</sup>
Recorrido del perfilaje	15.6km
Distancia del centro del dipolo	10m
Número de datos	2185 datos

Cuadro 7 Especificaciones del segundo levantamiento realizado con CMD-DUO.

<b>Perfilaje Electromagnético mediante CMD - DUO</b>	
Profundidad de estudio	30m
Polarización	Horizontal
Extensión cubierta	0.69km <sup>2</sup>
Recorrido del perfilaje	20.79km
Distancia del centro del dipolo	40m
Número de datos	314 datos

Cuadro 8 Especificaciones del tercer levantamiento realizado con CMD-DUO.

<b>Perfilaje Electromagnético mediante CMD - DUO</b>	
Profundidad de estudio	60m
Polarización	Vertical
Extensión cubierta	0.69km <sup>2</sup>
Recorrido del perfilaje	20.79km
Distancia del centro del dipolo	40m
Número de datos	309 datos

### 4.3.2 EQUIPOS EMPLEADOS

Como se mencionó anteriormente, se emplearon dos equipos de perfilaje electromagnético diferentes; el CMD-Mini Explorer 6L y el CMD-DUO (ver Figura 30 – 33, Gf Instruments, S.R.O., 2020a), cuyas especificaciones se muestran enseguida:

#### *CMD-Mini Explorer 6L*

El CMD MiniExplorer 6L de fabricación Checa (Gf Instruments, S.R.O., 2020a) es un instrumento EMP multifrecuencia que consta de un sensor con una bobina transmisora (Tx) y seis bobinas receptoras (Rx) situadas a diferentes separaciones (S) de Tx. Un soporte para la sonda con una unidad Bluetooth permite manejar fácilmente el equipo (Figura 30). Utilizando una unidad de control con GPS, se obtienen valores de  $\sigma_a$  georreferenciados en mS/m tanto en modo manual como automático (Figuras 43 y 44) (GF Instruments, 2023.)



Figura 43 Equipo CMD-Mini Explorer 6L.



Figura 44 Fotografía del equipo CMD-Mini Explorer 6L operando en campo.

El equipo CMD Mini Explorer 6L posee especificaciones técnicas que lo hace factible para estudios en grandes extensiones de terreno y en diferentes condiciones climáticas. Su muy baja deriva por temperatura, su bajo peso y dimensiones, así como su alta precisión en la determinación de la conductividad eléctrica (Cuadro 9), le otorga ventajas únicas en su aplicación para estudios someros.

Cuadro 9. Especificaciones técnicas del equipo CMD-Mini Explorer 6L. FUENTE:

<http://www.gfinstruments.cz/>

<b>Especificaciones Técnicas del CMD – Mini Explorer 6 L</b>			
• Rangos medidos: - Conductividad aparente - Relación de fase	1000 mS/m ±20 / ±40 / ±40 / ±80 / ±80 / ±80 ppt	• Temperatura de funcionamiento:	-10°C a +50°C
• Precisión de medición:	±4% at 50 mS/m	• Fuente de alimentación:	Paquete de baterías de iones de litio (una carga para 2 o 3 días hábiles)
• Tasa máxima de muestreo:	10 Hz	• Longitud de la sonda:	1620 mm
• Deriva de temperatura:	inferior a 0,1 mS/m/°C con cambios lentos de temperatura	• Peso de trabajo:	2,5 kg

Diferentes valores de  $S$  y  $f$  permiten obtener simultáneamente seis valores de  $\sigma_a$  en el mismo punto, utilizando la Ecuación (27), para seis profundidades de estudio diferentes, y para cada tipo de polarización del campo electromagnético (Cuadro 10).

Cuadro 10. Máximas profundidades de estudio alcanzadas por el equipo CMD MiniExplorer 6L para diferentes separaciones  $S$  entre las bobinas Tx y Rx. PV = Polarización Vertical, PH = Polarización Horizontal. En letra bold los valores de  $S$  y profundidad utilizados en presente estudio.

<b>Profundidad PV / PH, m</b>	<b>S, m</b>
0.30 / 0.15	0.20
0.50 / 0.25	0.33
0.80 / 0.40	0.50
1.10 / 0.50	0.72
1.60 / 0.80	1.03
<b>2.30 / 1.10</b>	<b>1.50</b>

De acuerdo con los requerimientos de estudio en el presente trabajo, el equipo fue configurado para medir en PV, alcanzando la máxima profundidad de estudio de 2.3 m para  $S= 1.5$  m.

La metodología para el levantamiento consistió en configurar una adquisición automática de valores de  $\sigma_a$ . Tomando en cuenta una velocidad promedio de caminata de 5 Km/h y programando una adquisición de datos de  $\sigma_a$  cada 2 s, se garantizó tener puntos de medición cada 3 m aproximadamente a lo largo del recorrido. Los recorridos, separados entre sí alrededor de 8 m, se realizaron en direcciones SSE-NNW y NNW-SSE, buscando ser perpendiculares a la macrofractura, abarcando un área total de 0.26 km<sup>2</sup> y un número total de datos

de 9312 datos. Los valores de  $\sigma_a$  fueron convertidos a valores de  $\rho_a$  para su mapeo mediante la relación:  $\rho_a = 1000 / \sigma_a$ .

## CMD DUO

El equipo CMD DUO (Gf Instruments, S.R.O., 2020a) requiere, a diferencia del CMD MiniExplorewr 6L, ser operado por dos personas. En este equipo, la distancia  $S$  entre las bobinas Tx y Rx es controlada por el cable que las conecta (Figura 45). Existen tres longitudes de cables y por lo tanto tres valores de  $S$ . Para cada uno de los valores de  $S$  se tiene una frecuencia  $f$  que garantiza una profundidad máxima de estudio para cada tipo de polarización del campo EM. Por lo que, otra diferencia respecto al CMD MiniExplorer 6L es que, para un tipo de polarización (sea PV o PH) solo puede ser tomado un solo valor de  $\sigma_a$ , no existiendo mediciones multifrecuencias para un mismo cable.

Cuadro 11. Especificaciones técnicas del equipo CMD-DUO. FUENTE: <http://www.gfinstruments.cz/>

<b>Especificaciones Técnicas del CMD – DUO</b>			
• Rangos medidos:		• Temperatura de funcionamiento:	-10°C a +50°C
- Conductividad aparente	1000 mS/m, resolución 0,1 mS/m.		
- Relación de fase	± 80 ppt, resolución 10 ppm		
• Precisión de medición:	± 4% a 50 mS/m.	• Fuente de alimentación:	Paquete de baterías de iones de litio (una carga para 2 o 3 días hábiles)
•Tasa máxima de muestreo:	10 Hz	• Dimensiones:	200 x 50 x 110 mm
•Deriva de temperatura:	inferior a 0,1 mS/m/°C con cambios lentos de temperatura	• Peso:	6.5 kg transmisor 5.4 kg receptor

De manera similar al CMD MiniExplorer 6L, el CMD DUO cuenta con especificaciones técnicas que le otorgan una baja deriva por temperatura, una alta precisión en la determinación de la conductividad del subsuelo, siendo su peso repartido entre las bobinas transmisora (6.5 Kg) y receptora (5.4 Kg) (ver Cuadro 11).

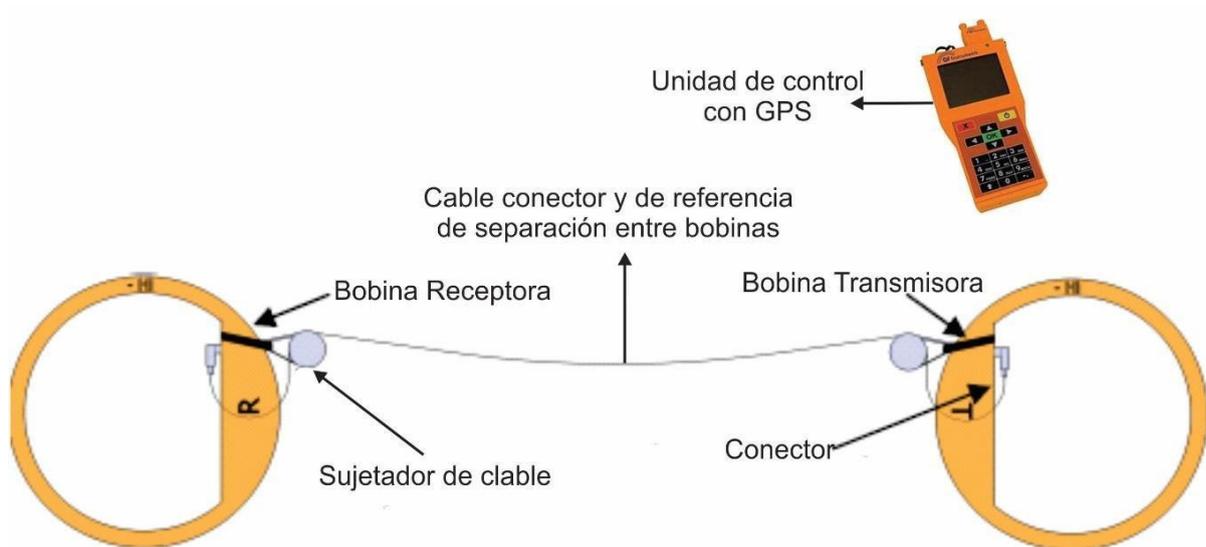


Figura 45 Equipo CMD DUO.

El equipo cuenta con el mismo datalogger como unidad central con GPS, la cual permite la opción de adquirir valores de conductividad georreferenciadas.

En el sitio de estudio, todas las mediciones con el equipo CMD DUO fueron realizadas de manera georreferenciadas con adquisición de manera manual (no automática).

Para la realización de mediciones en PH las bobinas se colocan verticalmente y alineadas, tal como aparecen en el esquema de la Figura 45. Para realizar las mediciones en PV, las bobinas se colocan horizontalmente sobre el terreno.

#### 4.3.3 PROCESAMIENTO DE DATOS DE PEM

Los datos provenientes de los datalogger (DUO o MiniExplorer) son transferidos a una memoria flash o computadora. Posteriormente, utilizando el programa CMD Data Transfer ([Gf Instruments, S.R.O., 2020b](#)), son convertidos en archivos \*.DAT para ser visualizados en el programa Surfer 16 ([Golden Software, 2018](#)).

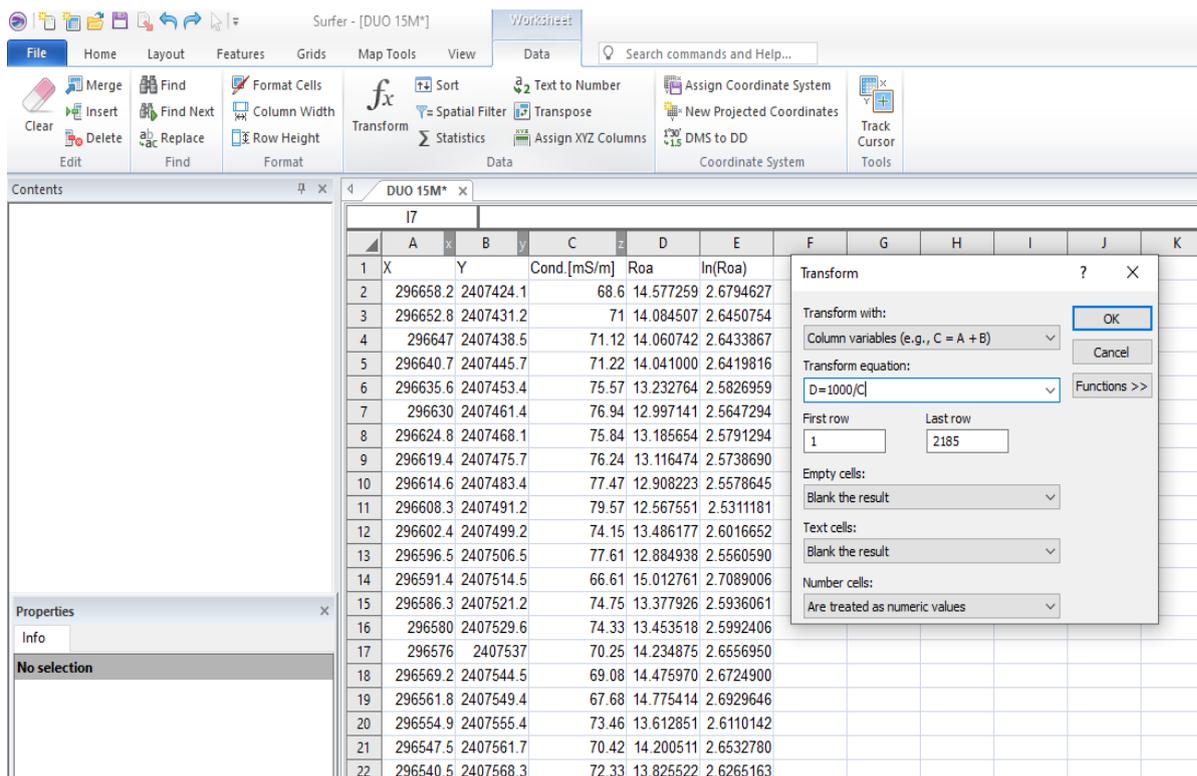


Figura 46 Captura de valores calculados a partir de los datos obtenidos en el levantamiento con CMD-DUO en el programa Surfer.

La primera parte del procesamiento consistió en la limpieza de los datos (Figura 46); es decir, se eliminaron los datos de conductividad eléctrica negativa. Las causas de estos datos ruidosos pueden ser diversas. En nuestro caso de estudio se debe a que, a lo seco y friable de muchos sedimentos con bajo contenido de arcilla, siendo conductividad eléctrica menor a 5 mS/m, no alcanzando el nivel del rango dinámico de los equipos de PEM; en otras palabras, el equipo no tiene sensibilidad para distinguir valores tan bajos de conductividad y en muchas ocasiones le asigna un valor negativo.

Como ya se ha mencionado, los valores de  $\sigma_a$  son convertidos a valores de  $\rho_a$ . Posteriormente, a los valores de  $\rho_a$ , se les calcula su logaritmo natural (Ln), quedando un base de datos de valores de Ln ( $\rho_a$ ) con sus correspondientes coordenadas UTM. Esta base de datos es utilizada para crear un mapa imagen utilizando una escala de colores adecuada y limitando los valores máximos y mínimos de  $\rho_a$  en base a distribución estadística de los datos. El resultado final en cada caso es un mapa de anomalías de  $\rho_a$ , como el presentado a manera de ejemplo en la Figura 47.

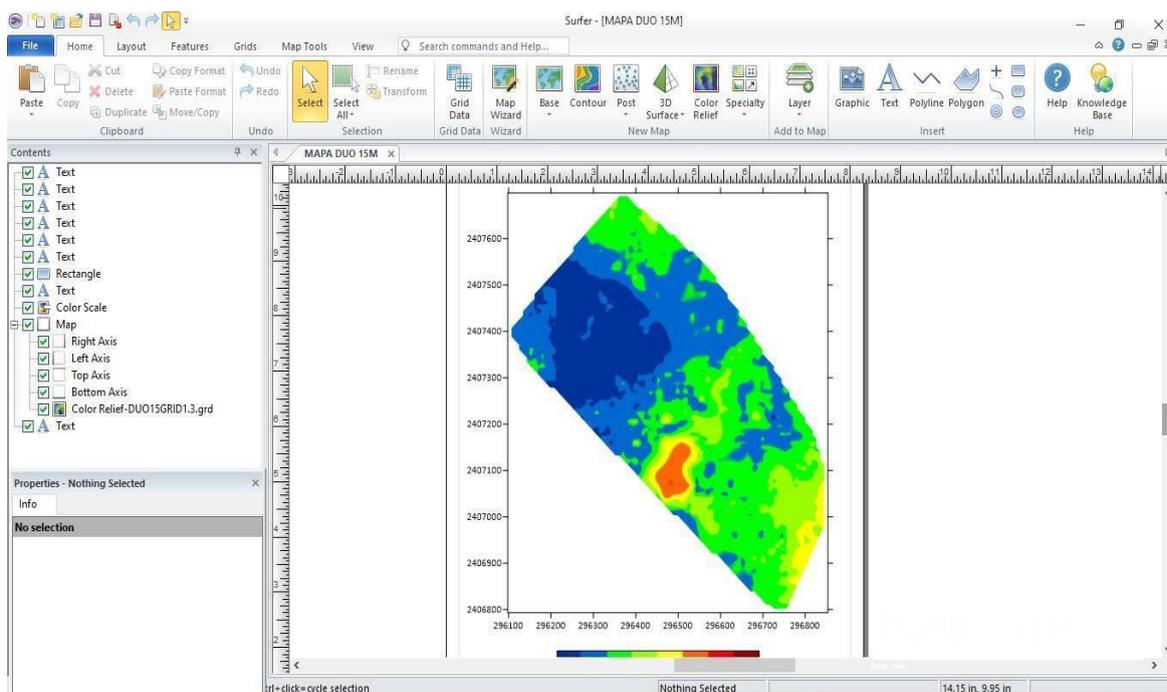


Figura 47 Captura del mapa obtenido en el programa SURFER 16 (Golden Software, 2018).

Por último, el mapa de  $\rho_a$  generado en Surfer 16, es exportado como archivo \*.kmz y montado sobre la imagen satelital del sitio para una mejor comprensión de las anomalías geoelectricas y su interpretación.

#### 4.4 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE)

Se realizaron dos tomografías de resistividad eléctrica con el propósito de determinar la continuidad en profundidad de las macrofracturas observadas en el interior del vaso de la presa.

##### 4.4.1 ESPECIFICACIONES DEL TENDIDO

Con el propósito de obtener un modelo geoelectrico 2D que permita visualizar estas fracturas en profundidad, incluyendo a los niveles de saturación, y poder determinar si su origen es por el descenso acelerado de los niveles freáticos provocado por la sobreexplotación del agua subterránea (causa antropogénica) o si se tratan de fallas geológicas activas (causa natural), se decide realizar dos levantamientos de datos de TRE sobre una misma línea.

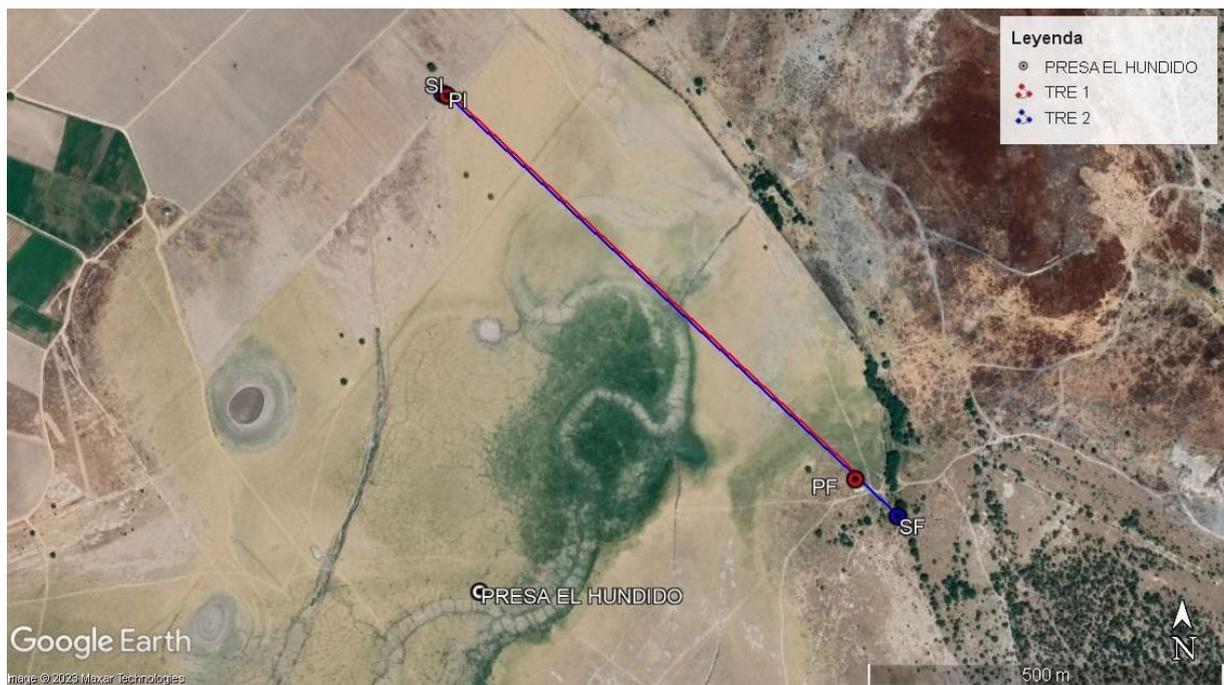


Figura 48 Imagen satelital de la ubicación de las tomografías realizadas en el interior del vaso de la presa El Hundido. FUENTE: Google Earth.

Las coordenadas y características de los tendidos se muestran en los Cuadros 12 y 13.

Cuadro 12. Características del tendido de la TRE 1.

<b>Tomografía de Resistividad Eléctrica 1</b>	
Coordenada inicial	14 Q, 296242.00 m E, 2407561.00 m N
Coordenada final	14 Q, 296811.00 m E, 2407012.00 m N
Distancia Electrónica:	3m
Tipo de configuración:	Dipolo-Dipolo
Número total de datos:	4736
Posición del primer electrodo:	0m
Posición del último electrodo:	795m
Número total de niveles de datos:	22
Número total de electrodos:	266

Cuadro 13. Características del tendido de la TRE 2.

<b>Tomografía de Resistividad Eléctrica 2</b>	
Coordenada inicial	14 Q, 296236.00 m E, 2407564.00 m N
Coordenada final	14 Q, 296865.00 m E, 2406957.00 m N
Distancia Electrónica:	10m
Tipo de configuración:	Dipolo-Dipolo
Número total de datos:	1262
Posición del primer electrodo:	0m
Posición del último electrodo:	830m
Número total de niveles de datos:	22
Número total de electrodos:	84

#### 4.4.2 EQUIPO EMPLEADO

Para el levantamiento de datos de ambas tomografías se utilizó el equipo SuperSting R8 (Figura 49 y 50), cuyas características se detallan a continuación:



Figura 49 Fotografía del resistímetro SuperSting R8.



Figura 50 Fotografía del resistímetro SuperSting R8 operando en campo.

El SuperSting™ con Wi-Fi® es un instrumento de resistividad, polarización inducida (PI) y potencial espontáneo (SP) portátil con memoria de almacenamiento de datos y ciclos de medición definidos por el usuario. El R8 mide simultáneamente en 8 canales para cada inyección de corriente (AGI, 2023).

Las especificaciones técnicas del equipo SuperSting R8 se muestran en el Cuadro 14.

Cuadro 14. Especificaciones técnicas más relevantes del SuperSting R8. FUENTE: [www.agiusa.com](http://www.agiusa.com)

<b>Especificaciones Técnicas del SuperSting R8</b>			
Modos de Medición	Resistividad aparente, resistencia, polarización inducida (PI), SP y voltaje de la batería.	Impedancia de entrada	>150 MOhm.
Rango de medición	+/- 10Vp-p.	Tiempos ciclo Resistividad	Tiempo de medida básico es de 0,2, 0,4, 0,8, 1,2, 3,6, 7,2 o 14,4 seg.
Transmisor	Transmisor interno de 200W	Capacidad de memoria	Más de 79.000 mediciones (modo resistividad) y más de 26.000 mediciones en el modo de resistividad/PI combinados.
Corriente de salida	1 - 2000 mA continuos, medida para alta precisión.	Fuente alimentación, campo	12V o 2x12V DC fuente de alimentación externa.
Voltaje de Salida	800 Vp-p, voltaje real del electrodo depende de la corriente transmitida y la resistividad del suelo.	Temperatura de funcionamiento	-5 a +50°C.
Canales de entrada	8	Peso	10.9 kg (24 lb)

#### 4.4.3 SOFTWARE Y PROCESAMIENTO DE DATOS

El procesamiento de los datos de resistividad aparente obtenidos en campo se realizó empleando el software RES2DINVx64.

*“RES2DINVx64 es un programa de computadora que determina automáticamente un modelo de resistividad bidimensional (2-D) para el subsuelo para datos obtenidos de estudios de resistividad eléctrica en 2-D. Este programa está diseñado para invertir grandes conjuntos de datos (con alrededor de 200 a 100000 puntos de datos) recopilados con un sistema con un gran número (25 a 16000) de posiciones de electrodos a lo largo de la línea de medición. Sin embargo, el programa también puede manejar conjuntos de datos con un espaciado de electrodos no uniforme.” (Geotomo Software, 2018)*

El primer paso en el procesamiento de datos consistió en la limpieza de los datos (eliminar datos negativos y aquellos cuya resistividad fuese muy alta) para introducirlos en el software y leerlos, como se aprecia en la Figura 51.

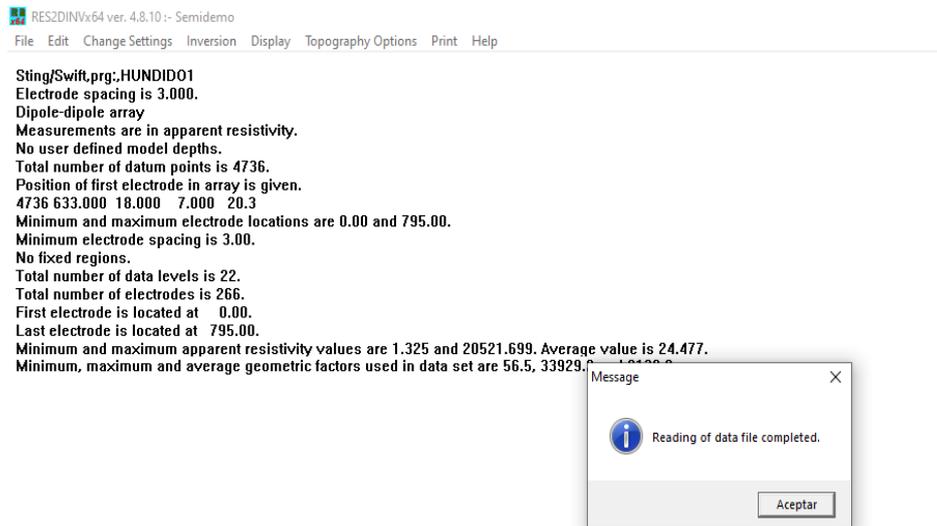


Figura 51 Captura de la interfaz del programa Res2Dinv durante la lectura de datos.

Posteriormente, se seleccionó el método de mínimos cuadrados para un modelo de resistividad suavizado para realizar la inversión de los datos.

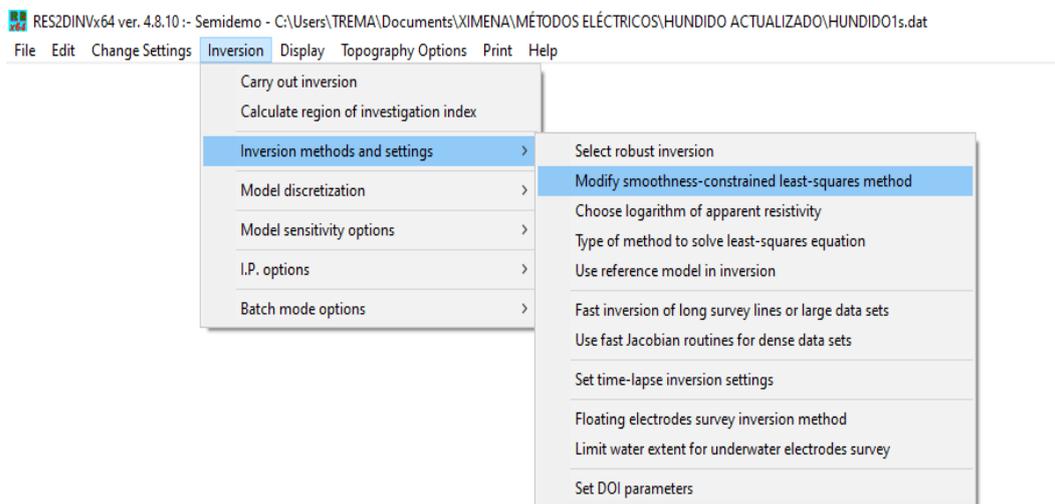


Figura 52 Captura de la interfaz del programa Res2Dinv durante la selección del método de inversión.

El proceso de inversión se realiza en iteraciones donde se resuelve la tarea inversa y directa en geofísica. Tomando en cuenta la sección de valores de  $\rho_a$  observados en campo (Figura 53 A), se genera un modelo inicial (solución de tarea inversa), de la cual se calcula una sección de valores de  $\rho_a$  denominada pseudosección de valores calculados (Figura 53 B). Se calcula el Error Cuadrático Medio (ECM) entre los valores de ambas secciones. En la siguiente iteración se genera otro modelo de resistividad (Figura 53 C) que disminuye el ECM entre la nueva sección calculada y observada. Este proceso continúa buscando la convergencia del modelo a un mínimo valor del ECM (19.4% para el ejemplo de la Figura 53). Una vez terminado este proceso, se le da la solución final a la tarea inversa con el modelo geoelectrico 2D obtenido (Figura 53 C).

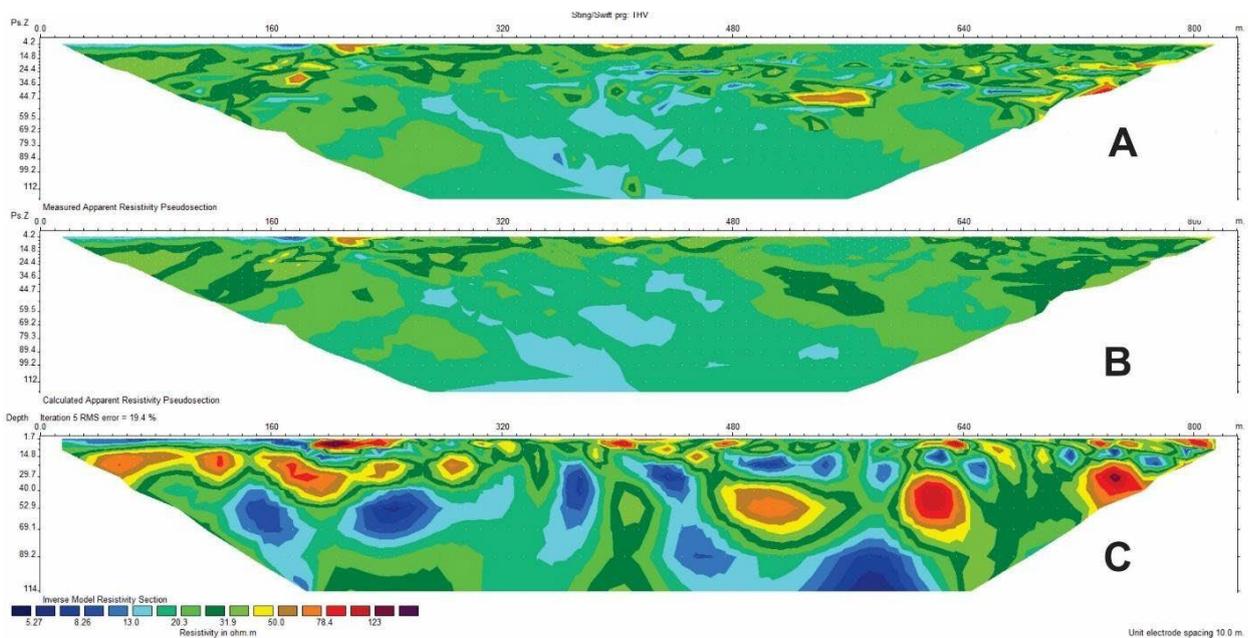


Figura 53 Ejemplo de interfaz del programa Res2Dinv mostrando los resultados de la inversión de datos. (A) Sección de valores de  $\rho_a$  observados. (B) Sección de valores de  $\rho_a$  calculados. (C) Modelo 2D de resistividad.

Por último, así como sucede con los datos de PEM, los valores de  $\rho$  del modelo 2D se exporta como archivo \*.dat al programa Surfer 16 (Golden Software, 2018) donde es posible seleccionar una escala de colores adecuada, con valores máximo y mínimo acorde a la distribución estadística de los datos del modelo, permitiendo una visualización óptima de las anomalías de resistividad (Figura 54).

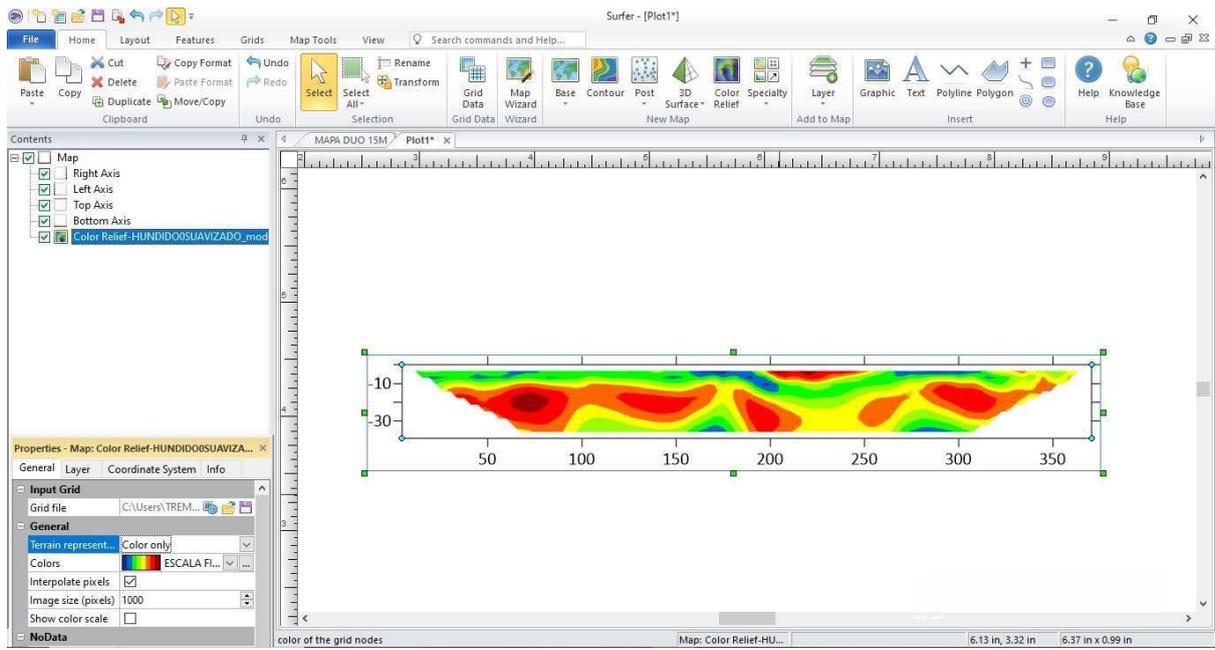


Figura 54 Captura de la interfaz del programa Surfer durante la edición del modelo obtenido por Res2Dinv.

## Capítulo 5 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

### 5.1 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (DEM)

El DEM de la presa El Hundido puede visualizarse en la Figura 55 a), en la cual, podemos identificar claramente una amplia región de color rojizo asociada a una menor elevación (1823 m) con respecto a la periferia que la limita (1837 m) de color azul.

En el interior de la región rojiza se observan lineamientos curvos de gran extensión y comportamiento irregular (Figura 55 b); los cuales corresponden con la huella del antiguo canal de alimentación (lineamiento azul) y más alineados, correspondientes con las macrofracturas (lineamientos rojos) anteriormente mencionadas, destacando en todos los casos por tener los menores valores de altitud.

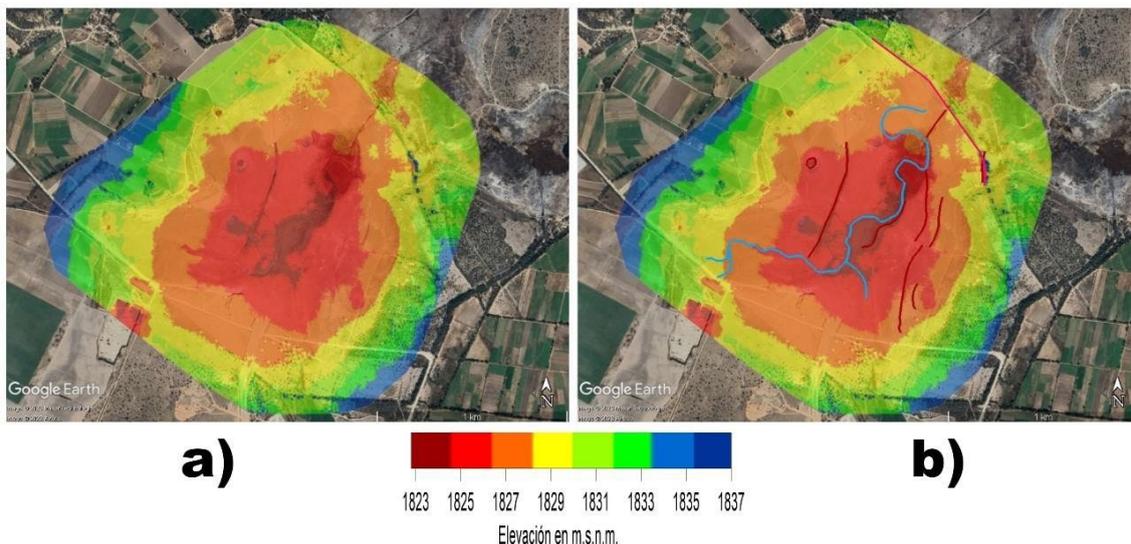


Figura 55 a) Modelo digital de Elevación (DEM) obtenido y superpuesto a una imagen satelital del antiguo vaso de la Presa El Hundido. b) DEM e imagen satelital de la zona de estudio, con el trazo de las principales estructuras características de la presa.

## 5.2. SONDEO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO (TEM)

Como un primer estudio geoelectrico, se decidió realizar un sondeo TEM dentro de la zona de máxima subsidencia (Figura 56), con el fin de obtener un modelo 1D del subsuelo brinde un panorama general del comportamiento geoelectrico de las principales unidades presentes en el sitio. Para lograr esto, un loop o bucle de 150 m x 150 m (ver recuadro azul) fue utilizado, garantizando una profundidad de estudio entre 650 m y 750 m.



Figura 56 Ubicación del sondeo TEM en el área de estudio.

En la Figura 57 A), se observa el comportamiento de los datos de  $\rho_a$  observados formados por puntos rojos, mientras que la línea continua corresponde a la curva de valores calculados de  $\rho_a$  para el modelo 1D presentado en la Figura 57 B). El error cuadrático medio entre ambas curvas es menor al 3%, según consta en los parámetros ofrecidos por el programa WingLink ([GEOSYSTEM SRL, 2008](#)).

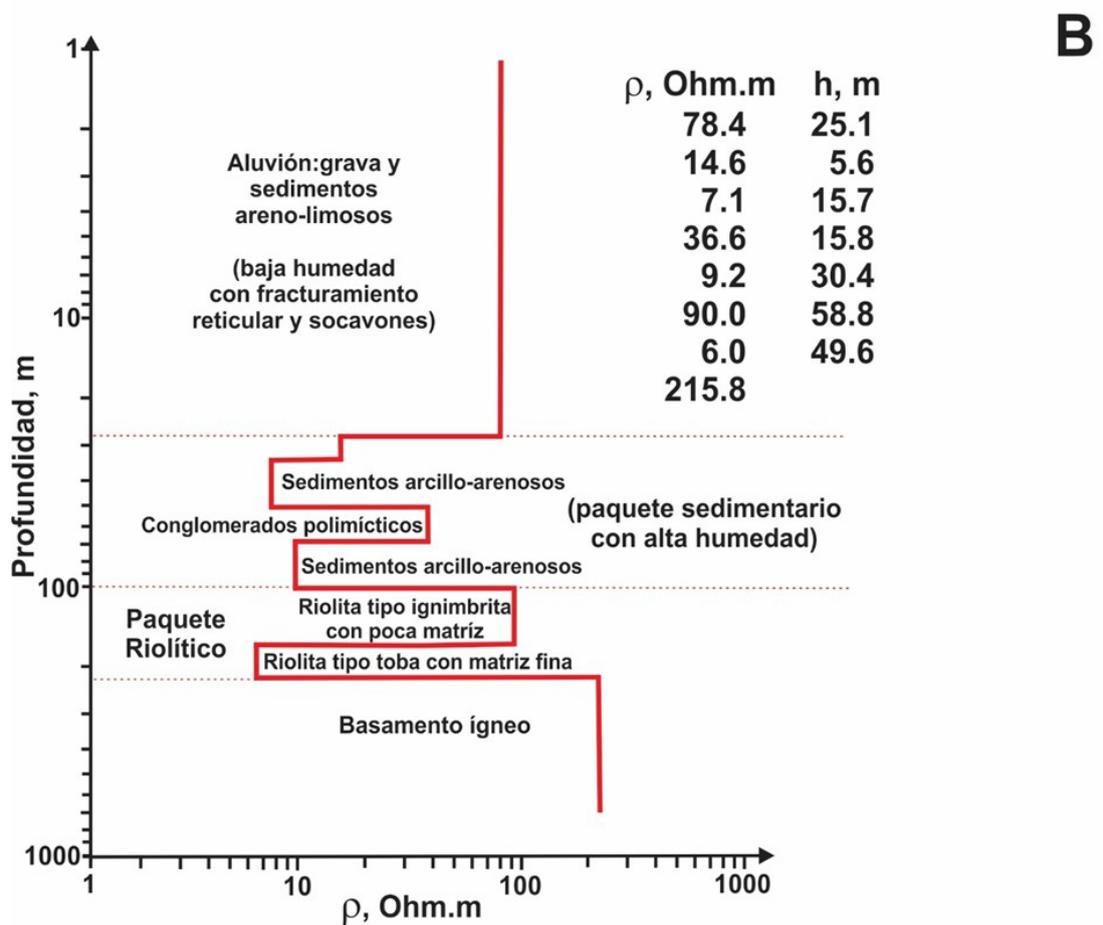
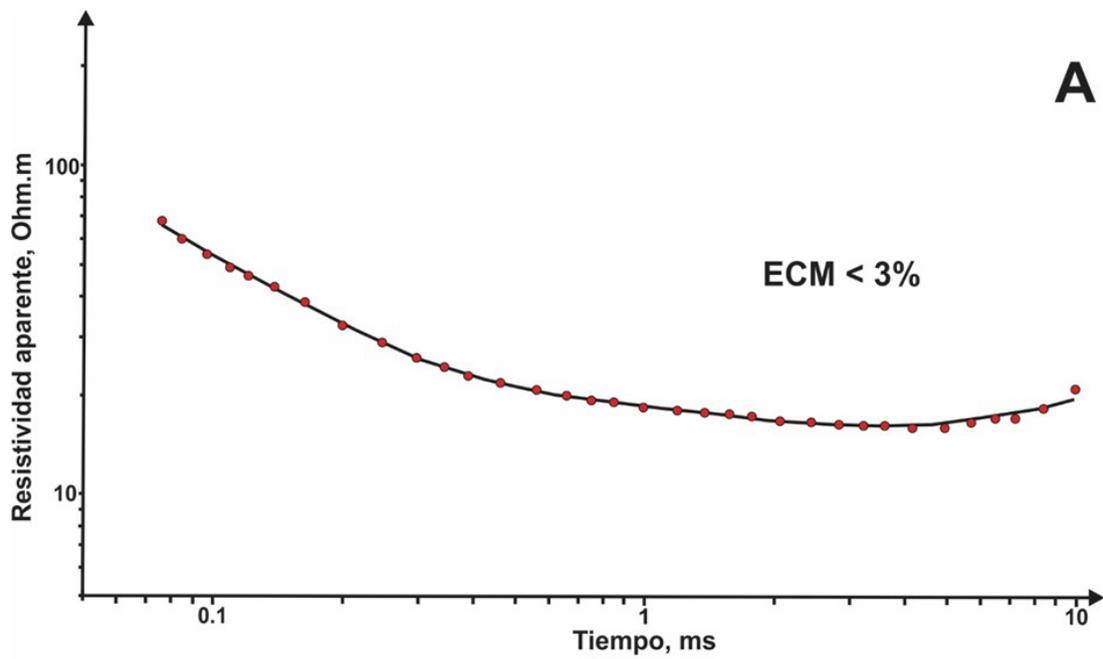


Figura 57 Resultados del procesamiento e interpretación de los datos de TEM. (A) Curvas observadas y calculadas de  $\rho_a$ . (B) Modelo 1D obtenido con valores de resistividad y espesor de cada capa. Se muestra la interpretación litológica de acuerdo con la información proporcionada por el mapa geológico (SGM, 1997).

El primer estrato, de resistividad 78.4 Ohm.m y 25.1 m de espesor, corresponde, de acuerdo con la inspección de afloramientos, grietas y socavones, al aluvión del Cuaternario compuesto de gravas y sedimentos areno-limosos de diferentes granulometrías, esto acorde con el mapa geológico de la zona (SGM, 1997). Cabe destacar que, en la parte norte del sitio, a más de 200 m separado del sondeo TEM, afloran sedimentos con un mayor contenido de arcilla. En cualquier caso, este primer horizonte, muy seco al momento del levantamiento TEM, muestra poca compactación, con presencia de un gran número de fracturas y socavones, haciendo que su baja humedad y friabilidad le otorgue un valor alto de resistividad.

Subyaciendo, se encuentra un segundo paquete de capas compuesta de sedimentos arcillo-arenosos y conglomerados polimícticos del Cuaternario, los cuales afloran las laderas de la Sierra de San Miguelito. El aumento del contenido de arcilla en los sedimentos, el gradual aumento de la humedad, alcanzado el nivel de saturación a más de 50 m de profundidad (CONAGUA, 2020), se resume en valores de resistividad menores a 10 Ohm.m para los sedimentos arcillo-arenosos, mientras que para los conglomerados su valor es algo inferior a 40 Ohm.m. Todo este paquete Cuaternario con alta humedad alcanza un espesor de 67.5 m

Una tercera unidad riolítica del Terciario subyace a los conglomerados y sedimentos del Cuaternario, con un espesor total de aproximadamente 108 m. De acuerdo con el mapa de afloramientos geológicos (Figura 13), en las zonas limítrofes con la Sierra de San Miguelito. Esta unidad se muestra dividida en dos subunidades; la superior con mayor resistividad que la inferior. Este comportamiento es típico de la Riolita Panalillo, la cual presenta dos miembros (Labarthe-Hernández et al., 1982), un superior formado por ignimbritas bien soldadas y con poca matriz (más permeable y resistiva, con  $\rho = 90$  Ohm.m) y un inferior tipo tobas fragmentada y con presencia de sedimentos de granulometría fina (poco permeable y más conductora, con  $\rho = 6$  Ohm.m).

Por último, tenemos un basamento de rocas ígneas, que por su resistividad corresponde a la Latita Portezuelo, donde se han reportados resistividades variables entre 51 y 500 Ohm.m en dependencia de su grado de alteración y

fracturamiento (Ramos et. al., 2007); en el sitio de estudio alcanza un valor de aproximadamente 216 Ohm.m.

### 5.3 PERFILAJE ELECTROMAGNÉTICO (PEM)

Una vez tenido, a partir de los resultados obtenidos del sondeo TEM, un panorama general del comportamiento geoelectrico del medio geológico en el sitio de estudio, es necesario conocer acerca de las variaciones de la resistividad del medio de manera más detallada para toda el área de estudio. Por su rápido avance y resolución, el método ideal para lograr este fin es el método PEM.

En el presente trabajo, como ya se mencionó en apartado anterior, se utilizaron dos equipos de PEM de fabricación Checa (GF Instruments, 2020). Un primer equipo, el CMD MiniExplorer 6L, que alcanza una máxima profundidad de estudio de 2.3 m en polarización vertical, mientras que, con el segundo equipo, el CMD DUO, se realizaron mediciones para las máximas profundidades de estudios 15 m, 30 m y 60 m, utilizando tanto la polarización vertical como horizontal.

#### 5.3.1 MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE PARA 2.3 M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

Utilizando el equipo CMD MiniExplorer 6L, se obtuvo el primer mapa de  $\rho_a$  para una profundidad máxima de estudio de 2.3 m (Figura 58). Se puede observar un claro contraste de resistividades, donde resalta una anomalía de alta resistividad en la porción centro-sur del mapa, que incluye el punto central del bucle utilizado para la realización del sondeo TEM. Esta zona de alta  $\rho_a$ , con valores que superan los 90 Ohm.m, se asocia a la parte más superficial (menor humedad y mayor disgregación) de los sedimentos aluviales, donde una alta presencia de fracturas y socavones se hacen presente y, además, una macrofractura lo cruza en dirección SSW-NNE.

Esta zona de alta resistividad se extiende más al SE, donde predominan los socavones y se aproxima a otra macrofractura del sitio. En la porción Norte del mapa la presencia de un material conductor (color azul) cuya resistividad no

supera los 30 Ohm.m se hace notable, donde es posible observar en superficie la existencia de sedimentos con mayor contenido de arcilla.

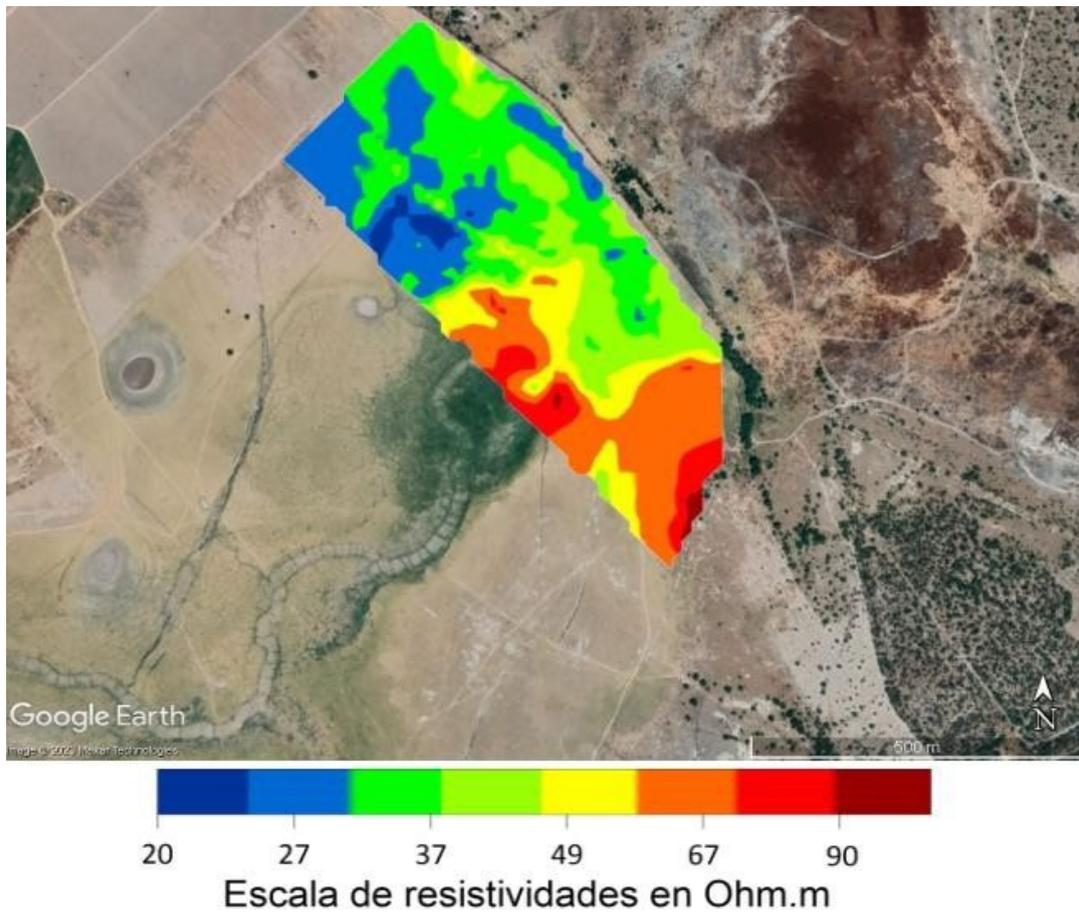


Figura 58 Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 2.3 m.

### 5.3.2 MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE A 15M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

El segundo mapa  $\rho_a$  obtenido, utilizando el equipo CMD DUO, corresponde a una profundidad máxima de estudio de 15 m. Recordemos que cada valor de  $\rho_a$  muestra el valor característico de la resistividad en todo el medio geológico afectado por la inducción electromagnética, desde la superficie hasta la máxima profundidad de estudio, en este caso 15 m.

La anomalía resistiva del primer mapa sigue estando presente, aunque con menor extensión, siendo más notable en la parte central por donde cruza la macrofractura. En general las anomalías resistivas son de menor magnitud lo que asume un ligero incremento de la humedad del medio (Figura 59).

Por otro lado, el material conductor (sedimentos arcillosos) que originalmente tenía una moderada extensión, adquiere una mayor área, de tal manera que llega a cubrir casi toda la porción norte del mapa, con valores de  $\rho_a$  inferiores a los 30 Ohm.m.

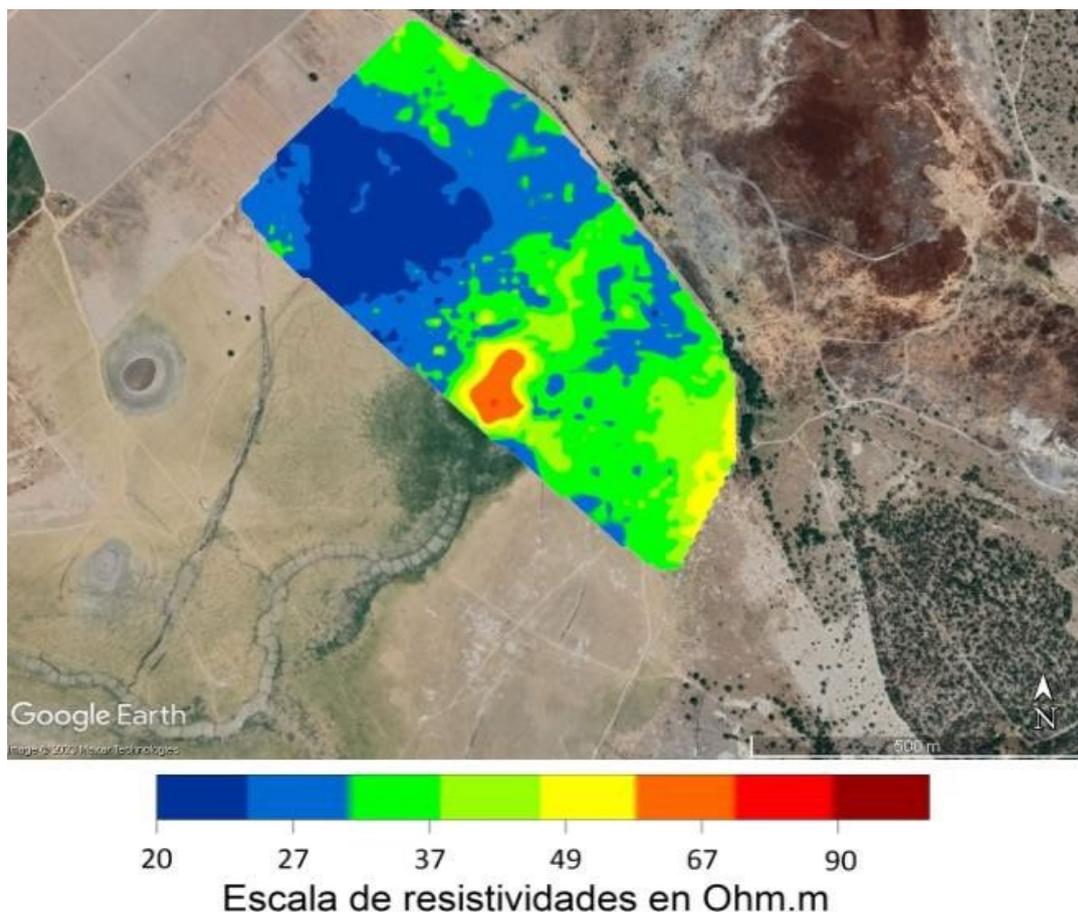


Figura 59 Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 15 m.

### 5.3.3 MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE A 30 M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

El tercer mapa muestra las variaciones laterales de la  $\rho_a$  hasta 30 m de profundidad máxima de estudio. En la Figura 60, podemos observar un cambio considerable en la anomalía antes mencionada. El mapa muestra una región más uniforme, donde la mayoría de los valores de resistividad oscila en un intervalo de 30-60 Ohm.m. Esto se debe a que la profundidad de estudio alcanza el techo de los sedimentos arcillosos con mayor humedad modelados con el sondeo TEM (ver Figura 57).

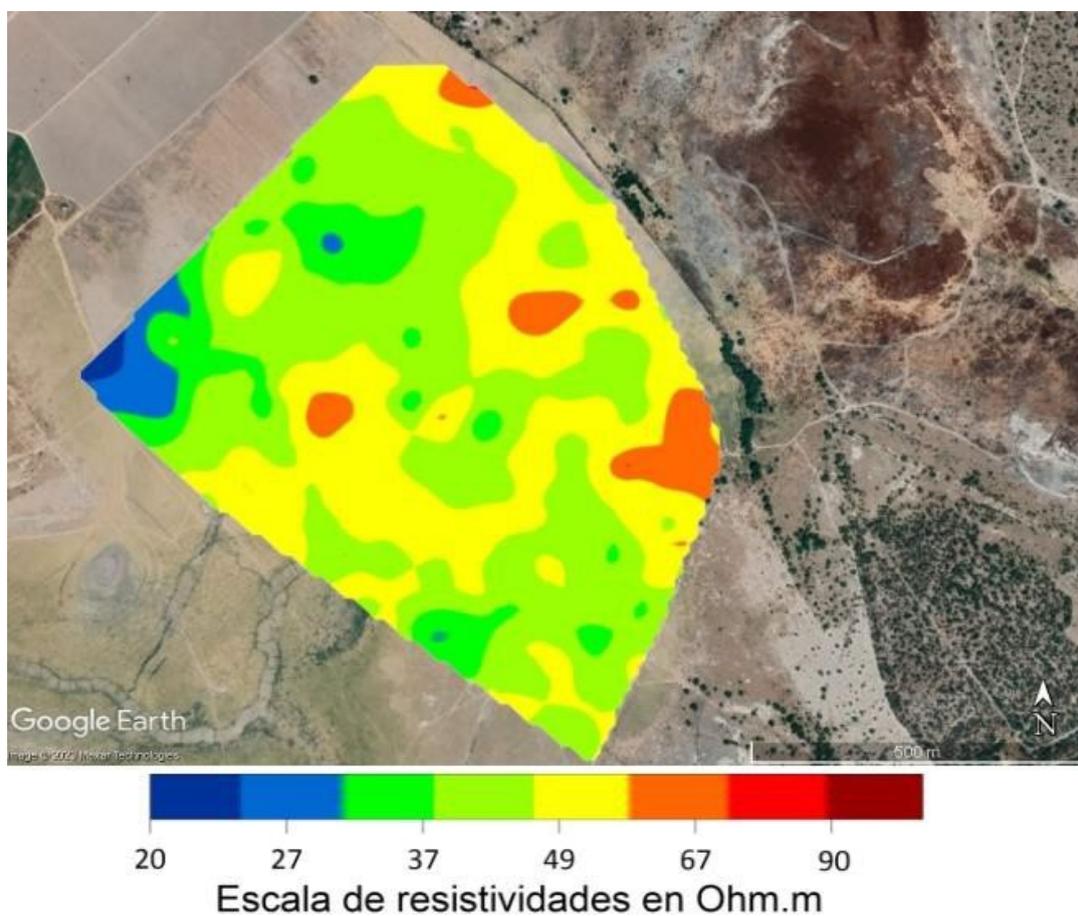


Figura 60 Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad de estudio de 60m.

### 5.3.4 MAPA DE RESISTIVIDAD APARENTE PARA 60 M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

La Figura 61 muestra el último mapa de  $\rho_a$  que corresponde a una profundidad máxima de estudio de 60 m. En general, se observa un incremento significativo de la  $\rho_a$ . Los valores de  $\rho_a$  se encuentran mayormente en el intervalo 37 – 90 Ohm.m. Este incremento, de acuerdo con el modelo 1D obtenido del sondeo TEM (Figura 57), debe estar dado por la influencia de los conglomerados polimícticos con poca presencia de matriz. Aunque en el modelo de TEM se le asigna un valor de  $\rho_a = 36.6$  Ohm.m, el valor de la resistividad aparente puede ser mayor si disminuye la presencia de los sedimentos matriz, la humedad o la profundidad al techo de los conglomerados. De acuerdo a lo reportado por [CONAGUA \(2020\)](#) los niveles estáticos en el sitio deben encontrarse a partir de los 50 m, por lo que se considera que estos conglomerados con poca matriz y de alta permeabilidad, constituyen el acuífero local.

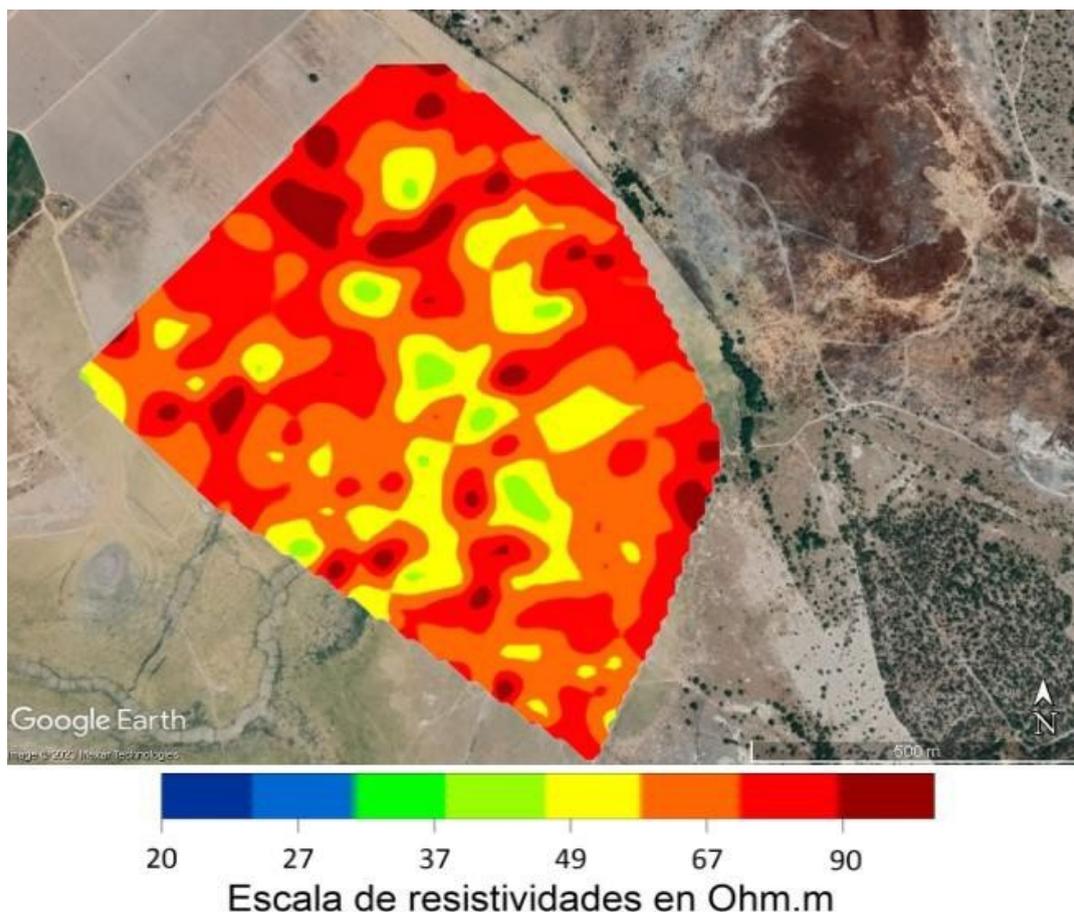


Figura 61 Mapa de resistividad aparente de la zona norte del vaso de la presa El Hundido, para una profundidad máxima de estudio de 60 m.

## 5.4 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE)

El modelo 1D obtenido del sondeo TEM y los mapas de  $\rho_a$  obtenidos de la aplicación del método PEM muestran el comportamiento de la resistividad aparente con la profundidad, incluyendo los niveles de saturación. Material aluvial de baja humedad y alta resistividad cubre la parte más superficial del antiguo embalse, mostrando de espesores variables entre 15 y 25 m, siendo sus valores máximos en la parte central del área de estudio, donde se observa la existencia de fracturas de orientación muy variada (reticular) y socavones. Esta área central es cruzada por una macrofractura que se extiende en dirección SW-NE hasta la antigua cortina del embalse, trayendo como consecuencia en ese punto su colapso. Otras macrofracturas de similar orientación se extienden en el vaso de la antigua presa.

Un primer perfil de TRE se realiza con un espaciamiento de electrodos de 3 m para obtener un modelo de alta resolución para los primeros 34 m de profundidad. Un segundo perfil, coincidente con el primero, se realiza con espaciamiento entre electrodos de 10 m, para obtener un modelo de resolución media que alcance los 110 m de profundidad, sobrepasando los niveles de saturación en el subsuelo.

### 5.4.1 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE) PARA 34 M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

Como se mencionó anteriormente, un perfil de TRE fue realizado con espaciamiento entre electrodos de 3 m y una longitud total del perfil de 800 m.

En la Figura 62 se muestra el 2D obtenido utilizando el programa Res2Dinv ([Loke y Baker, 1996](#)), el cual utiliza una inversión por mínimo cuadrados para un modelo de resistividad suavizado.

En primer lugar, se observa en los primeros 325 m del perfil una capa superficial conductora ( $\rho_a = 6-16 \text{ Ohm.m}$ ) de espesor aproximado de 6-7 m. Esta capa ocupa gran parte de la porción Norte del embalse y es la causa de las anomalías conductoras descritas en los mapas de  $\rho_a$  para las profundidades de estudio 2.3 y 15 m. Esta capa, que aflora en algunas zonas del embalse mostrando alto contenido de arcilla, aparece de manera discontinua y con menor espesor en los últimos 200 m del perfil.

En la parte central del perfil, entre los 325 m y 575 m del perfil, ésta desaparece justo en el intervalo donde el terreno se encuentra más afectado por pequeñas y grandes fracturas, así como por socavones, además de ser cruzado por la macrofractura. Esta capa arcillosa debió funcionar como retenedor del agua, permitiendo su almacenamiento. La ausencia de esta capa impermeable en la parte central del embalse hace imposible la retención del agua de lluvia que se infiltra rápidamente favorecido por las fracturas del terreno.

Es posible que los cuerpos de baja resistividad ubicados a 20 m de profundidad en la parte central del perfil sean productos de la acumulación del material arcilloso proveniente de la superficie, transportados por el agua a través del sistema de fracturas.

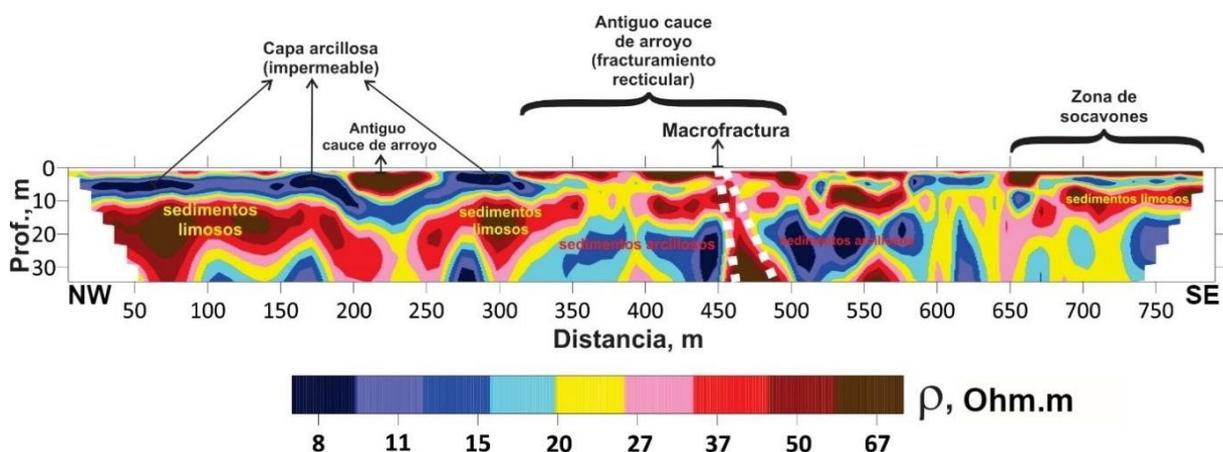


Figura 62 Tomografía de resistividad eléctrica hasta una profundidad de 34 m.

Como otras características en la parte superficial de la sección se encuentra el corte que realiza el perfil al antiguo cauce del arroyo que alimentaba el embalse (actualmente seco de manera permanente). Este cauce aparece como una marcada anomalía resistiva dada por encontrarse relleno de material seco compuesto de grava y arena de diferente granulometría. En los últimos 15 m del perfil, una capa de espesor promedio 3 m resalta como anomalía resistiva ( $\rho_a > 55$  Ohm.m), correspondiendo con la zona donde afloran múltiples socavones; esto como evidencia de la existencia de vacíos en el subsuelo y de que esa capa es en realidad una zona propensa a un colapso en un futuro cercano.

Por último, y siendo uno de los aspectos más importantes de la sección, es la modelación de la macrofractura, alcanzando la máxima profundidad de estudio de la sección. El plano de la fractura muestra una zona de alta resistividad dado por la presencia de material friable, seco y con gran volumen de vacío.

#### 5.4.2 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE) PARA 110 M DE PROFUNDIDAD DE ESTUDIO.

El segundo perfil de TRE se realizó de manera coincidente con el primero, ahora con espaciamiento entre electrodos 10 m, quedando desplazado 12.5 m al NW y culmina 12.5 m más al SE que el primero, siendo su longitud total, marcada por el primero y último electrodo, de 825 m.

El modelo 2D presentado en la Figura 63 A) fue obtenido mediante el uso del programa Res2DInv (Loke y Baker, 1996), mediante una inversión de mínimos cuadrados con la opción de obtener un modelo de resistividad suavizado. El modelo obtenido (Figura 63 A)) fue retroalimentado en sus primeros 34 m con la información obtenida del primer modelo mostrado en la Figura 62.

Como característica a destacar es la presencia de una falla geológica asociada a la macrofractura modelada en el primer TRE. Esta falla se encuentra limitada por dos fracturas, estando una primera a una distancia en el perfil de 405 m y que se ha denominado “fractura 2”, a una distancia de la macrofractura de aproximadamente 50 m. Esta “fractura 2” comienza a ser visible en superficie por algunas decenas de metros (Figura 63 B)) por lo que se estima que su dinámica es a extenderse en una dirección similar a la macrofractura, dejando en medio un bloque en hundimiento como evidencia de una falla activa con dos ramales en distensión.

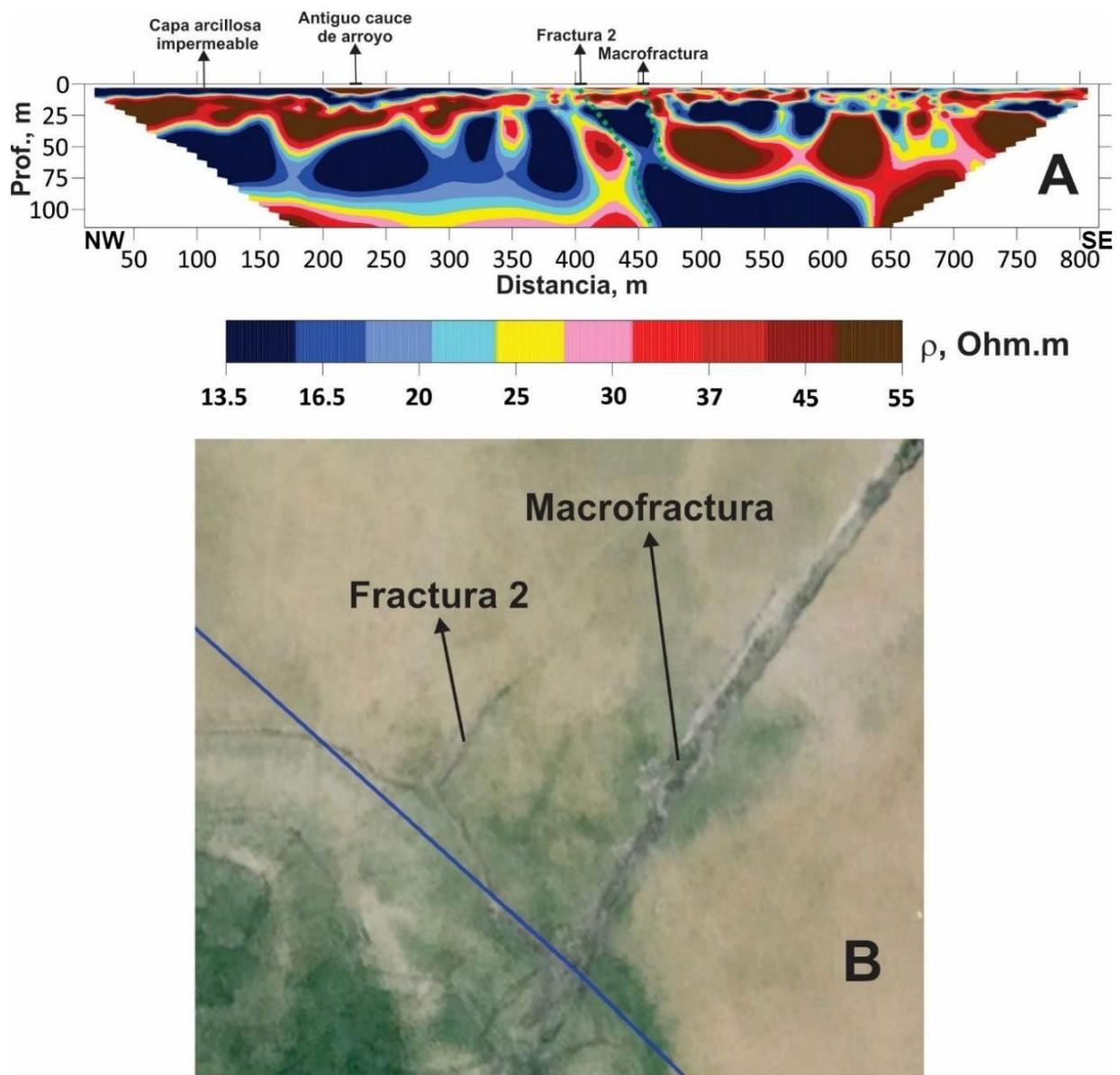


Figura 63 A) sección geoelectrica 2D hasta la profundidad máxima de 110 m (incluye zona de saturación). B) Ubicación sobre imagen satelital de las dos fracturas que define la zona de falla activa y su ubicación relativa al perfil de TRE (línea azul continua).

Esta zona de falla divide la sección en dos modelos geoelectricos distintos; a la izquierda, hasta la distancia del perfil  $X=400$  m, tenemos un modelo geoelectrico que se ajusta a lo ya observado en el modelo 1D obtenido del TEM: un horizonte resistivo, que subyace a las arcillas superficiales, formado por sedimentos limosos de baja humedad que alcanza en promedio los 35 m de profundidad. Posteriormente, un horizonte conductor predomina hasta los casi 100 m de profundidad, lo que corresponde al paquete de sedimentos arcillo-arenoso con algunos cuerpos de conglomerados. Por último, un basamento resistivo riolítico es observado.

Este panorama geoelectrico no es tan evidente a la derecha de la falla geológica. Se estima que las zonas de fracturas permiten la migración, tanto de sedimentos limosos (más resistivos y friables) como arcillosos (más conductores y compactos), cambiando la distribución de las resistividades.

Esto lleva a concluir que: (1) la existencia de una falla activa en el sitio demuestra que las causas del fracturamiento y de la aparición de socavones en el vaso del embalse no puede explicarse solo a partir de causas antropogénicas como son la sobreexplotación del agua subterránea y el descenso acelerado del nivel freático, y (2) que la falla geológica puede afectar el sistema hidrogeológico, creando vías de recarga, pero también de migración sedimentos que pueden modificar la conductividad hidráulica en algunas partes del acuífero local.

De forma general, se debe mencionar que la falla geológica corresponde a una *falla oblicua* cuyo desplazamiento más significativo se ve reflejado en el eje horizontal, de tal manera que este desplazamiento permite la migración de sedimentos arcillosos conductores (tonalidades azules) hacia el interior del núcleo de falla, como se visualiza claramente en la figura 63 A).

## Capítulo 6 CONCLUSIONES

1.- Los métodos de sondeo TEM, PEM y TRE han demostrado ser efectivos para la caracterización geoelectrica de la antigua presa El Hundido, en el estado de San Luis Potosí.

2.- La presa el Hundido presenta evidencia de subsidencia en su porción central, esto evidenciado por la imagen del DEM. En esta zona es evidente la existencia de un sistema de fracturas en varias direcciones (fracturamiento reticular) y la aparición de algunas zonas de colapso a manera de socavones, representando un riesgo para la actividad agropecuaria de la región. Varias macrofracturas de dirección predominantemente SSW-NNE marcan el sitio.

3.- El modelo 1D obtenido del sondeo TEM, en concordancia con la información geológica recopilada a priori, muestra la zona de fracturamiento reticular como un paquete resistivo de sedimentos limosos, friables y de baja humedad que alcanza entre 25 a 30 m de profundidad, mientras que es subyacido por otro paquete de sedimentos con mayor presencia de humedad y contenido de arcilla, intercalados con algunos cuerpos de conglomerados hasta aproximadamente los 100 m de profundidad. Estas formaciones del Cuaternario son subyacidas por un paquete de Riolitas Panalillo que se muestran en sus dos miembros, subyacidas a más de 200 m de profundidad por un basamento ígneo dado por la Latita Portezuelo.

4.- Aunque el modelo descrito anteriormente se basa en un solo modelo 1D asignado a un solo punto del sitio de estudio, éste es confirmado por los levantamientos realizados en toda el área de estudio utilizando el PEM como método de rápido avance. Se observa que, para una profundidad máxima de estudio de 60 m, la influencia de los cuerpos de conglomerados polimícticos se hace evidente. Estos cuerpos debajo del nivel de saturación deben constituir la mejor opción como acuífero dado a su alta permeabilidad.

5.- Los estudios de TRE muestran la existencia de una capa de alto contenido de arcilla que aflora en algunas zonas del norte del embalse y que aparece de manera discontinua en algunas zonas del SE del embalse. Este cuerpo impermeable, que fungía como retenedor del agua en superficie desaparece en

la parte central del vaso de la presa, donde predominan las fracturas, impidiendo la retención de agua en la misma. La existencia de una falla geológica asociada a la macrofractura que cruza la zona central del embalse demuestra que también existen causas naturales, y no solo antropogénicas, en el fracturamiento del vaso del embalse.

6.- El modelo geoelectrico 2D hasta la profundidad de 110 m muestra que la falla geológica altera el sistema hidrogeológico local, creando no solo vías de recarga de agua sino vías de migración de sedimentos que pueden cambiar la conductividad hidráulica del acuífero en algunas secciones.

7.- Se recomienda realizar un estudio geoelectrico más integral en el sitio para definir el origen del resto de las macrofracturas existentes y su relación con el acuífero local. Se debe realizar un estudio de la subsidencia del terreno en la parte central del embalse y de la dinámica del descenso de los niveles estáticos de los pozos en la región. De esta manera se podría evaluar el nivel de afectación en un futuro cercano de la actividad agropecuaria y también de la infraestructura urbana aledaña, así como de la actividad turística de la región.

## Bibliografía

Andaverde, J. (1999). Determinación De Los Mecanismos De Filtración Mediante Métodos Geólogo - Geofísicos En La Presa El Cuchillo - Solidaridad China, Nuevo León, México. Universidad Autónoma De Nuevo León. Linares, Nuevo León.

AGI. (2023). SuperSting Wi-Fi. [www.agiusa.com](http://www.agiusa.com). Recuperado el 13 de abril de 2023, de <https://www.agiusa.com/node/159>

Aguirre, J. y Esteves, S. (2014). *Análisis y eliminación de ruido en Tomografía Eléctrica Resistiva*. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, CDMX, México.

Ali, L. (2016). Métodos de prospección geofísica aplicados a la investigación geotécnica para estudio del recrecimiento de una Presa de Relaves en el Distrito de Oyolo. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. Perú. <http://repositorio.unsa.edu.pe/handle/UNSA/2808>

Alvarado, D. (2020). Ecuaciones de Maxwell. DOI:10.13140/RG.2.2.24946.32961

Banco de México. (2022, agosto 31). Sequía en México y su Potencial Impacto en la Actividad Económica. Extracto del Informe Trimestral Abril - Junio 2022, Recuadro 2, pp. 30-35.

Benavente, D., Bernabéu, A. y Cañaveras, J. (2004). Estudio de propiedades físicas de las rocas. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Laboratorio de Petrología Aplicada. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2004. (12.1) 62-68. I.S.S.N.: 1132-9157

Blanco de la Torre, F. (Ed.). (2017). Los recursos hídricos en el mundo cuantificación y distribución (Vol. 1, Número 186). Cuadernos de estrategia. ISSN 1697-6924

Bonilla, M. (2012). Modelado geofísico mediante el uso del método de refracción sísmica, del área comprendida por los Sitios de Presa Electriona y Belén,

Heredia, Costa Rica. Universidad de Costa Rica.  
<https://hdl.handle.net/10669/9246>

Bostick F.X. A simple almost exact method of MT analysis, Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, *U.S. Geol. Surv.*, 1977. Contract No. 14080001-8-359

CEFIM. (2015). Monografías de los Municipios de México. San Luis Potosí. VILLA DE REYES, S.L.P. [www.cefimslp.gob.mx](http://www.cefimslp.gob.mx).

CONABIO. (2002). Límite Nacional 1:1000000. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. Accesado el 11 de diciembre de 2022.  
[http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis\\_root/dipol/limite/contdv1mgw](http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/dipol/limite/contdv1mgw)

CONABIO. (2005). División política estatal 1:1000000. Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. Accesado el 18 de diciembre de 2022.  
[http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis\\_root/dipol/estata/destdv1gw](http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/dipol/estata/destdv1gw)

CONAGUA. (1999, septiembre 4). Informe De Inspección A La Presa San Francisco En El Municipio De Villa De Reyes, S.L.P. Gerencia Estatal En San Luis Potosí.

CONAGUA. (1997, marzo 11). Informe De Inspección Del Consultivo Técnico Presa San Francisco Mpio. De Villa De Reyes, S.L.P. Subdirección General Técnica.

CONAGUA. (2012). Inventario de Presas. Sistema de Seguridad de Presas.  
[https://presas.conagua.gob.mx/inventario/hnombre\\_presa.aspx](https://presas.conagua.gob.mx/inventario/hnombre_presa.aspx)

CONAGUA (2020) Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Jaral de Berrios-Villa de Reyes (2412), Estado de San Luis Potosí. Subdirección General Técnica. Gerencia De Aguas Subterráneas.

[https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos\\_Acuiferos\\_18/sanluispotosi/DR\\_241\\_2.pdf](https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_241_2.pdf)

CONAGUA. (2022, octubre). Estadísticas del Agua en México 2021. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Ciudad de México, México.

Constable S.C., Parker R.L., y Constable C.G., (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data," *GEOPHYSICS* 52: 289-300.

Corona, K. (2012). Estudio de prefactibilidad mediante sísmica de refracción en el proyecto de la presa reguladora Presidio, Río San Pedro, Estado de Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México. CDMX, México.  
<http://132.248.52.100:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/136>

De Jesus, M. (2016) "Caracterización y determinación del volumen del material presente en los bancos 2 y 3 del llamado cerro prieto en el Ejido de Balzapote, San Andrés Tuxtla, Veracruz, mediante la técnica de sondeos eléctricos verticales." Tesis de Licenciatura. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. México.

Delgado-Rodríguez, O., J. Urrutia-Fucugauchi, J.A. Arzate Flores y O. Campos-Enríquez (2001): Occam and Bostick 1-D Inversion of Magnetotelluric Soundings in the Chicxulub Impact Crater, Yucatan, Mexico. *Geofísica Internacional*, 40, 4, 271-283.

DJI. (2023). PHANTOM 3 ADVANCED Especificaciones. [www.dji.com](http://www.dji.com). Recuperado el 11 de abril de 2023, de <https://www.dji.com/mx/phantom-3-adv>

Esparza, M. (2014). La sequía y la escasez de agua en México: Situación actual y perspectivas futuras. *Secuencia*, (89), 193-219. Recuperado en 25 de febrero de 2023, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0186-03482014000200008&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0186-03482014000200008&lng=es&tlng=es).

FAO. Estrés hídrico. (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura) Recuperado el 13 de febrero de 2023, de <https://www.fao.org/sustainable-development-goals/indicators/642/es/>

FAO. (2008). Base referencial mundial del recurso suelo. Informes sobre recursos mundiales de suelos. No. 103. Organización de las Naciones Unidas para la agricultura y la alimentación. Roma, Italia

Fatma, K., Yacine, D., Haydar, B., Ahmed, Y., Mohammed, D., Karim, H. y Abdelatif, B. (2020). Use of electrical Resistivity tomography (ERT) and electromagnetic induction (EMI) methods to Characterize Karst Hazards in north-eastern of Algeria. Arab J Geosci 13, 1204. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-06206-9>

Feijoo, E. y Padrón, J. (2020). La resistividad de rocas y su relación con la resistencia a compresión simple en mina. Universidad, Ciencia Y Tecnología Vol. 24, N° 99 abril 2020 (pp. 61-67). ISSN 2542-3401/ 1316-4821.

Fernández, A. y Portier, C. (2005). “Evaluación de la calidad del agua para consumo humano en Latinoamérica”, en Blesa, M. A. y Blanco Gálvez, J. (eds.): Solar Safe Water. Tecnologías solares para la desinfección y descontaminación del agua. Buenos Aires, UNSAM.

Forbes (2022, diciembre 1). A tiempo para reducir el impacto del estrés hídrico en México. Forbes México. <https://www.forbes.com.mx/brand-voice/ad-a-tiempo-para-reducir-el-impacto-del-estres-hidrico-en-mexico/>

Garfias, V. (1949). *Geología de México*. Págs. 41-47. Editorial Jus. México.

Gelis, Celine & Cushing, Edward & Jougnot, Damien & Lemeille, F. & Cabrera, Juanpablo & de Hoyos, Amélie & Rocher, Muriel. (2010). Potential of Electrical Resistivity Tomography to Detect Fault Zones in Limestone and Argillaceous Formations in the Experimental Platform of Tournemire, France. Pure and Applied Geophysics. 167. DOI:10.1007/S00024-010-0097-X.

GEOSYSTEM SRL (2008). WingLink: A guide to using. 473 pp. <http://nebula.wsimg.com/6f5c6da1fd7f70a20b5e566761696b98?AccessKeyId=50358F51F2F2A243B87B&disposition=0&alloworigin=1>

Geotomo Software. (2018). Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geotomo Software Sdn Bhd. [www.geotomosoft.com](http://www.geotomosoft.com)

GFinstruments. (2023). CMD ELECTROMAGNETIC CONDUCTIVITY METERS FOR MULTI-LAYER SURVEY. DRM Latinoamérica. Recuperado el 12 de abril de 2023, de [https://www.drmlatam.com/folleto/CMD\\_Folleto.pdf%20](https://www.drmlatam.com/folleto/CMD_Folleto.pdf%20)

GFinstruments. (2023). CMD MINI EXPLORER 6L HIGH RESOLUTION ELECTROMAGNETIC CONDUCTIVITY METER. DRM Latinoamérica. Recuperado el 11 de abril de 2023, de [https://www.drmlatam.com/folleto/CMD-Miniexplorer\\_6L-Folleto.pdf](https://www.drmlatam.com/folleto/CMD-Miniexplorer_6L-Folleto.pdf)

Gf Instruments, S.R.O. (2020a). Electromagnetic Conductivity Meters for Multi-Layer Survey. [http://www.gfinstruments.cz/version\\_cz/downloads/CMD\\_2020.pdf](http://www.gfinstruments.cz/version_cz/downloads/CMD_2020.pdf)

Gf Instruments, S.R.O. (2020b). Latest version of PC software for download and export of measured data for Win 7/8/10: [http://www.gfinstruments.cz/index.php?menu=gi&smenu=iem&cont=cmd\\_&ear=dl](http://www.gfinstruments.cz/index.php?menu=gi&smenu=iem&cont=cmd_&ear=dl)

Golden Software (2018): Surfer 16 User's Guide, 194 pp. <http://downloads.goldensoftware.com/guides/Surfer16UsersGuidePreview.pdf>

Goldmann, G. (2018). Determinación de la resistividad en rocas mediante resistividad eléctrica. CEATEN. Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Haramboure, Y. & Guedes, O. (2020, septiembre). Fallas de presas de materiales locales: una actualización de casos históricos. Centro de Investigaciones Hidráulicas. La Habana, Cuba. ISBN 978-595-261-604-2

Hernández, M. (2019). Aplicación de métodos geoelectrónicos para la detección de zonas de filtración en la presa Gonzalo N. Santos, San Luis Potosí. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. San Luis Potosí S.L.P., México <http://hdl.handle.net/11627/5079>

ICOLD. (2020). Registro Mundial de Presas. Comisión Internacional Sobre Grandes Presas. Accesado el 30 de mayo del 2023. Sitio Web: [https://www.icold-cigb.org/GB/world\\_register/general\\_synthesis.asp](https://www.icold-cigb.org/GB/world_register/general_synthesis.asp)

INEGI (1998). Conjunto de Datos Vectorial Edafológico. Escala 1:250 000. Serie II. Continuo Nacional Guanajuato. Clave F14-7. Edición 2007. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 3 de enero de 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825235703>

INEGI (2001). Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Serie I. Provincias fisiográficas. Escala 1:1 000 000. Edición: 2001. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 30 de Marzo del 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267575>

INEGI (2001). Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Serie I. Sistema topoformas. Escala 1:1 000 000. Edición: 2001. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 01 de Abril del 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267582>

INEGI (2001). Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Serie I. Subprovincias fisiográficas. Escala 1:1 000 000. Edición: 2001. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 03 de Abril del 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267599>

INEGI. (2010). Compendio de información geográfica municipal 2010 Villa de Reyes San Luis Potosí. Clave geoestadística 24050. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 1 de diciembre de 2022.

INEGI (2010). Red hidrográfica. Escala 1:50 000. Edición 2.0. Subcuenca hidrográfica RH26Ci R. Santa María Alto. Cuenca R. Tamuín. RH Pánuco. Escala 1:50 000. Edición 2010. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 15 de enero de 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463131861>

INEGI. (2013). Conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación. Escala 1:250 000. Serie V. Conjunto Nacional, Guanajuato. Edición 2013. Clave carta F14-7. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 8 de enero de 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825570460>

INEGI (2018). Zona Hidrogeológica Valle San Luis - Villa de Reyes Serie II. Escala 1:250 000. Edición 2018. Entidad federativa San Luis Potosí, Guanajuato. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 17 de enero de 2023. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463769279>

INEGI (2021). Conjunto de datos vectoriales de la carta topográfica escala 1:250 000 por entidad federativa, San Luis Potosí. Edición 2022. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 20 de diciembre de 2022. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463770459>

INEGI (2022). Síntesis de Información geográfica del estado de San Luis Potosí. Capítulo 7 Suelos. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Accesado el 10 de febrero de 2023. [https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod\\_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224240/702825224240\\_11.pdf](https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224240/702825224240_11.pdf)

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M. y Aranda-Gómez, J.J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85.

Lakubovskii, IU. & Liajov, L. (1980). Exploración Eléctrica. 429 págs. Editorial Reverté. Barcelona España.

Loke, M.H. y Barker, R.D. (1996) Rapid Least-Squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections by a Quasi-Newton Method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x>

Loke, M., López, A., Fanton, G. y Cara, E.(2010). Técnicas prácticas para Investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía Eléctrica 2D Y 3D). GEOTOMOSOFT. <https://www.geotomosoft.com/Articulo.pdf>

López-Loera, H, & Tristán-González, M. (2013). Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 65(No. 1), Págs. 137-156. Recuperado en 02 de marzo de 2023,

de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-33222013000100012&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222013000100012&lng=es&tlng=es)

López, R. (2015). Estudio geológico - geotécnico para la construcción de la presa Acerococha - Kishura - Andahuaylas - Apurímac. Universidad Nacional De San Antonio Abad Del Cusco. Cusco, Perú. <http://hdl.handle.net/20.500.12918/1590>

Mandujano, A. (2018). Diversidad genética de maguey (*Agave spp.*) en las sierras y llanuras del norte de Guanajuato. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 9(3), 511-523. <https://doi.org/10.29312/remexca.v9i3.1212>

Marcos (Ed.). (2001). Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación: Vol. ISSN 0213-4691 (Número 26). Investigaciones Geográficas (España).

Marín, G. (2011). Edafología 1. Proyecto Universidad en el Campo. Espacio Gráfico Comunicaciones S.A. Caldas, Colombia. <https://www.uaeh.edu.mx/investigacion/productos/4776/edafologia.pdf>

Marengo, H. (1996, mayo-agosto). Análisis de riesgo de falla en presas, estadísticas y parámetros de referencia: Vol. XI, Número 2, págs. 65-77. Ingeniería Hidráulica en México. Comisión Federal de Electricidad

Martínez, A. (2012). Disyuntivas: impactos ambientales asociados a la construcción de presas. *Región y sociedad*, 24(spe3), 289-307. Recuperado en 16 de febrero de 2023, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1870-39252012000600010&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1870-39252012000600010&lng=es&tlng=es).

Maza, J. (2004, octubre 1). La necesidad de construir presas. *Ingeniería del agua*. doi: <https://doi.org/10.4995/ia.2004.2547>

Moreno, L. (2009). Respuesta de las plantas al estrés por déficit hídrico. Una revisión. *Agronomía Colombiana*, 27(2), 179-191. Retrieved February 13, 2023, from [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0120-99652009000200006&lng=en&tlng=es](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0120-99652009000200006&lng=en&tlng=es).

Murillo, R. (2012, noviembre). Presas de tierra y sus fallas. XXVI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica. Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, A.C. Cancún, Quintana Roo, México.

ODM. (2020). Citación OpenDroneMap Authors. <https://opendronemap.org/>  
Recuperado el 20 de abril de 2023, de <https://opendronemap.org/>

Orellana, E. (1972). Prospección Eléctrica en Corriente Continua. Paraninfo, 523 pp.

Pallares, C. (2001). Estratigrafía y estructura de las rocas volcánicas al norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Reporte de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma De San Luis Potosí. San Luis Potosí, SLP.

Pico, O. (2015). "Estudio Geológico, Geotécnico Y Geofísico De La Presa Bufay, Provincia De Guayas". Universidad Central Del Ecuador. Quito, Ecuador.  
<http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/5193>

Ramos, H. (2019). Solución de la ecuación de Archie y su comprobación: revista Geociencias, volumen 2, número 1, junio 2019. pp. 15-25

Rado, B. y Meza, E. (2020) "Estudio Geológico Geotécnico Para El Sobreencimamiento De La Presa Pampahuasi Del Distrito De San Jerónimo, Andahuaylas-Apurímac 2019". Universidad Nacional De San Antonio Abad Del Cusco. Cusco, Perú. <http://200.48.82.27/handle/20.500.12918/5193>

Ramos-Leal, J, López-Loera, H, Martínez-Ruiz, V, y Aranda-Gómez, J. (2007). Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 31-46. Recuperado en 02 de marzo de 2023, de [https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1026-87742007000100004](https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742007000100004)

Reitz, J., Millford, F. y Christy, R. (1986). Fundamentos de la Teoría Electromagnética. ADDISON-WESLEY IBEROAMERICANA. Wilmington, Delaware, E.U.A.

Restrepo, I. (2013). Correlación de la resistencia a compresión uniaxial con la humedad y porosidad eficaz en rocas de una cantera del sur occidente colombiano. Tesis de Licenciatura. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. Universidad del Valle. Cali, Colombia.

Reynolds, J. (1998). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. England: John Wiley & Sons Ltd.

Rojas, S., Castillejos-Cruz, C. y Solano, E. (2013). Florística y relaciones fitogeográficas del matorral xerófilo en el Valle de Tecozautla, Hidalgo, México. *Botanical Sciences*, 91(3), 273-294. Recuperado en 29 de marzo de 2023, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S2007-42982013000300004&lng=es&tln=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-42982013000300004&lng=es&tln=es).

SEGEOB (Ed.). (2015). Plan Municipal de Desarrollo Urbano: Vol. Edición Extraordinaria. Periódico Oficial del Estado Libre y Soberano de San Luis Potosí.

SGM. (1997). *Carta Geológico-Minera, Santa María del Río F14-C14, San Luis Potosí y Guanajuato* [Map]. Secretaría de Economía. [http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas\\_Online/geologia/1462\\_F14-C14\\_GM.pdf](http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1462_F14-C14_GM.pdf)

Santaella, L. (2001, diciembre). Conceptos básicos en presas (Vol. 11, Número 1, pp. 27-34). *Ciencia e Ingeniería Neogranadina*, ISSN-e 0124-8170, Universidad Militar Nueva Granada. Bogotá, Colombia

Silva, O. (Ed.). (2021). Presa Los Pajaritos, Río El Borbollón, Managua, Nicaragua (Número 53). *Boletín de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat*, Caracas, Venezuela. <https://socvengeotecnia.com/wp-content/uploads/2022/07/2021-Oscar-Silva-P.-Cinthya-Miranda-P.-y-Luis-Huete-M.-Presa-Los-Pajaritos-rio-El-Borbellon-Managua-Nicaragua.pdf>

Slater, L.D., Binley, A., & Brown, D. (1997). Electrical Imaging of Fractures Using Ground-Water Salinity Change. *Groundwater*, 35, 436-442. DOI: [10.1111/j.1745-6584.1997.tb00103.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1997.tb00103.x)

Song, Z., Zhou, QY., Lu, DB. y Xue,S. (2022) Application of Electrical Resistivity Tomography for Investigating the Internal Structure and Estimating the Hydraulic

Conductivity of In Situ Single Fractures. *Pure Appl. Geophys.* 179, 1253–1273 (2022). <https://doi.org/10.1007/s00024-022-02972-7>

Suzuki K., Toda S., Kusunoki K., Fujimitsu Y., Mogi T., Jomori A., 2000. Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary, *Engineering Geology*, Volume 56, Issues 1–2, Pages 29-45, [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(99\)00132-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00132-5).

Tassy, A., Maxwell, M., Borgomano, J. Arfib, B., Fournier, F., Gilli, E. & Guglielmi, Y. Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France). *Environ Earth Sci* 71, 601–608 (2014). <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2802-4>

Toledo, A. (2002). El agua en México y el mundo. *Gaceta Ecológica*, (64),9-18. [fecha de Consulta 23 de Febrero de 2023]. ISSN: 1405-2849. Recuperado de: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=53906402>

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990) *Resistivity Methods*. In: *Applied Geophysics*, 2nd Edition, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 353-358. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139167932.012>

Toledo, J. (2015). *Aplicación de los métodos geoelectricos en la prospección geofísica*. UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS. Lima, Perú.

Tristán-González, M, Aguillón-Robles, A, Barboza-Gudiño, J, Torres-Hernández, J, Bellon, H, López-Doncel, R, Rodríguez-Ríos, 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*, Vol. 61(No. 3), Págs. 287-303. Recuperado en 03 de abril de 2023, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-33222009000300001&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222009000300001&lng=es&tlng=es)

Urbietta, J. (2009). “Evaluación de las técnicas de adquisición de datos 2D y 3D con tomografía de resistividad eléctrica en pozo”. Tesis de Maestría. Posgrado. Universidad Nacional Autónoma de México.

Vandana, S (2004), *Las guerras del agua: Privatización, Contaminación y Lucro*, Icara Editorial, p. 11.

Yen C.B. y H.S. Ang, 1971. Risk analysis in design hydraulic projects. En Proceedings, Proceedings of the First International Symposium on Stochastic Hydraulics; Held at University of Pittsburgh; Pittsburgh, Pennsylvania, USA, May 31-June 2, 1971. University of Pittsburgh. <https://www.abebooks.com/Stochastic-Hydraulics-Proceedings-First-International-Symposium/8482065660/bd>

Zavala-Monsiváis, A, Barboza-Gudiño, J, Velasco-Tapia, F, & García-Arreola, M.(2012). (2012). Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 64(No.3), Págs. 277-293. Recuperado en 03 de abril de 2023, de [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-33222012000300002&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222012000300002&lng=es&tlng=es).