

BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA



FACULTAD DE INGENIERÍA

**DETECCIÓN DE ZONAS DE FILTRACIÓN EN LA PRESA CAÑADA DEL LOBO, SAN
LUIS POTOSÍ, MÉXICO, MEDIANTE EL USO DE MÉTODOS GEOELÉCTRICOS**

**TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN INGENIERÍA GEOFÍSICA**

PRESENTA:

ULISES ARGEL GERÓN FLORES

DIRECTOR INTERNO:

M. C. JOSÉ SERRANO ORTÍZ

DIRECTOR EXTERNO:

DR. OMAR DELGADO RODRÍGUEZ

PUEBLA, PUEBLA, MÉXICO, MAYO 2022



BUAP

“HUP, 50 años de enseñanza y salud”

Oficio No. SAC/1254/2022

**C. Ulises Argel Gerón Flores, -201623899-
Pasante de la Licenciatura en Ingeniería
Geofísica
Presente.**

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional en línea, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

**“DETECCIÓN DE ZONAS DE FILTRACIÓN EN LA PRESA CAÑADA DEL LOBO, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO,
MEDIANTE EL USO DE MÉTODOS GEOELÉCTRICOS”**

Por lo anterior hago de su conocimiento que se asigna como Asesor de tema al Mtro. José Serrano Ortiz.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente

“Pensar bien para vivir mejor”

H. Puebla de Z. a 28 de junio de 2022

M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director



M'ACGZ/M'VGL/barv
C.c.p. Archivo

Autorización de impresión

M. I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director de la Facultad de Ingeniería
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla
P r e s e n t e.

El que suscribe: Mtro. José Serrano Ortiz, asesor del tema de tesis:

“DETECCIÓN DE ZONAS DE FILTRACIÓN EN LA PRESA CAÑADA DEL LOBO, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO, MEDIANTE EL USO DE MÉTODOS GEOELÉCTRICOS”

Presentada por la C. Ulises Argel Gerón Flores -201623899-, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No. SAC/1254/2022 con fecha de emisión 28 de junio de 2022, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático, metodología, redacción y ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión del mismo.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

A t e n t a m e n t e
“Pensar bien, para vivir mejor”
H. Puebla de Z. a 29 de junio de 2022



Mtro. José Serrano Ortiz
Asesor de Tema



Créditos institucionales

La presente tesis fue elaborada con apoyo del Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencia Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C., bajo la dirección del Dr. Omar Delgado Rodríguez.

Este trabajo se realizó dentro del marco del proyecto FORDECYT 297525 “Evaluación y optimización de los recursos hídricos en el nexa agricultura-sociedad-industria en tres zonas del país: árida, bajío y tropical, hacia un modelo de transferencia y política pública”.

El autor de este escrito recibió una beca del tipo “Tesis de Licenciatura (123)” por parte del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C.

“No son las habilidades lo que demuestra lo que somos, son nuestras decisiones”.

- **J.K. Rowling**



Dedicatoria

A mi madre, mi héroe y mi inspiración

María Minerva Flores Montes

A mi padre, mi confidente

Cupertino Gerón Díaz

A mis abuelos, mis ángeles

Eloísa Montes y Teodoro Flores

A mi niña, mi fuente de luz

Ximena Miranda Flores

Agradecimientos

A mi mamá por siempre apoyarme en todas mis decisiones, por darme la estabilidad que todo niño necesita y el amor que al mundo le falta.

A mi papá por estar al pendiente de mí, brindarme su cariño y darme la mano cuando más lo necesité.

A mis abuelos quienes estarán hoy y siempre a mi lado, haciéndome sentir el hombre más especial de la Tierra.

A mi tía Karina por forjarme como un buen estudiante, un buen trabajador y un buen padrino.

A mis mejores amigos Mariana y Angel por darme los mejores cinco años de mi vida, la universidad no hubiera sido lo mismo sin ustedes.

A Osc, Limón, David, Rocío y a todos mis incondicionales, gracias por vivir esta aventura conmigo.

A Bety y Lau por mostrarme el camino correcto dentro y fuera de nuestra alma mater.

A mi asesor interno M.C. José Serrano y profesores de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla por brindarme las herramientas necesarias para sobresalir en lo académico y laboral.

Al Dr. Omar Delgado por darme la oportunidad de trabajar con él, además de recibirme con los brazos abiertos en San Luis Potosí. Su ayuda, capacitación y paciencia sirvieron para sacar adelante esta tesis.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C, y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por proporcionarme lo necesario para finalizar este proyecto y la confianza de trabajar a su lado.

A los que confiaron en mí y a los que no, aprecio mucho su motivación, su incentivo me mantuvo firme a lo largo de esta trayectoria.

Por último, quiero agradecer a aquella persona que a pesar de los altibajos se mantiene con la frente en alto, quien nunca duda de sí mismo para sacar adelante todo lo que se propone, quien sin importar las circunstancias no despega el dedo del renglón para cumplir su meta, a mí. Este, mi primer gran paso, demuestra el compromiso que tengo conmigo y la actitud con la que me muevo hacia el futuro.

Contenido

| | |
|---|------------|
| Constancia de aprobación de la tesis | i |
| Creditos institucionales (IPICYT)..... | iii |
| Acta de examen de grado..... | ii |
| Dedicatoria..... | iv |
| Agradecimientos | vi |
| Lista de figuras..... | xii |
| Lista de tablas | xiv |
| Lista de ecuaciones | xv |

| | |
|---|----------|
| Capítulo 1. Introducción | 3 |
| 1.1 Planteamiento del problema | 4 |
| 1.2 Justificación | 5 |
| 1.3 Objetivos..... | 5 |
| 1.3.1 Objetivo general..... | 5 |
| 1.3.2 Objetivos específicos | 5 |
| 1.4 Alcances | 6 |
| 1.5 Limitaciones..... | 7 |
| 1.6 Antecedentes..... | 7 |
| 1.7 Características de la zona de estudio | 14 |
| 1.8 Construcción..... | 15 |
| 1.8.1 Cortina..... | 16 |
| 1.8.2 Obra de excedencia | 18 |
| 1.8.3 Obra de toma..... | 19 |
| 1.8.4 Capacidad de almacenamiento | 20 |
| 1.8.5 Uso del agua y propósito de la obra | 21 |
| 1.9 Clima local..... | 23 |
| 1.9.1 Agosto 2021..... | 24 |
| 1.9.2 Septiembre 2021..... | 25 |
| 1.9.3 Octubre 2021 | 26 |

| | |
|---|-----------|
| 1.9.4 Noviembre 2021..... | 27 |
| Capítulo 2. Marco geológico | 27 |
| 2.1 Sierra de San Miguelito | 31 |
| 2.2 Estratigrafía | 33 |
| 2.2.1 Unidades estratigráficas de la Sierra de San Miguelito..... | 35 |
| 2.3 Geología estructural..... | 37 |
| 2.3.1 Graben de Bledos | 39 |
| 2.3.2 Graben de Villa de Reyes..... | 40 |
| 2.4 Campo volcánico de la Sierra Madre Occidental | 41 |
| 2.4.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) | 43 |
| 2.4.1.1 Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM) | 45 |
| Capítulo 3. Hidrología | 46 |
| 3.1 Región Hidrológica 37, El Salado | 47 |
| 3.1.1 Cuenca Presa San José – Los Pilares..... | 49 |
| 3.1.1.1 Río Española | 50 |
| Capítulo 4. Hidrogeología..... | 51 |
| 4.1 Permeabilidad..... | 53 |
| 4.2 Acuífero de San Luis Potosí | 55 |
| 4.3 Calidad del agua subterránea..... | 58 |
| Capítulo 5. Marco teórico | 59 |
| 5.1 Resistividad eléctrica | 60 |
| 5.2 Propiedades Eléctricas de los materiales terrestres | 63 |
| 5.2.1 Composición mineralógica del material geológico | 64 |
| 5.2.2 Porosidad y humedad | 65 |
| 5.2.3 Salinidad del agua de poro..... | 66 |
| 5.2.4 Temperatura | 67 |
| 5.3 Teoría de las bandas | 67 |
| 5.3.1 Conductores | 68 |
| 5.3.2 Dieléctricos | 70 |
| 5.3.3 Semiconductores | 72 |
| 5.3.4 Superconductores..... | 73 |
| 5.4 Doble capa eléctrica (DCE) | 73 |

| | |
|---|------------|
| 5.5 Métodos geofísicos | 77 |
| 5.5.1 Geoeléctrica..... | 78 |
| 5.5.1.1 Potencial espontáneo (PE)..... | 82 |
| 5.5.1.1.1 Origen del Potencial Espontáneo | 83 |
| 5.5.1.1.2 Otros potenciales naturales presentes en la Tierra | 86 |
| 5.5.1.1.2.1 Potencial de difusión | 86 |
| 5.5.1.1.2.2 Potencial de filtración | 87 |
| 5.5.1.1.2.3 Polarización variable en el tiempo | 88 |
| 5.5.1.1.3 Fundamento teórico en el método de Potencial Espontáneo | 88 |
| 5.5.1.1.4 Inversión del Potencial Espontáneo..... | 93 |
| 5.5.1.1.5 Equipo y trabajo de campo..... | 95 |
| 5.5.1.1.5.1 Método de potenciales (base fija) | 96 |
| 5.5.1.1.5.2 Método de gradientes | 99 |
| 5.5.1.1.6 Interpretación..... | 100 |
| 5.5.1.2 Causas de error en la interpretación..... | 102 |
| 5.5.1.3 Tomografía Eléctrica Resistiva (TRE) | 105 |
| 5.5.1.3.1 Configuraciones electródicas..... | 108 |
| 5.5.1.3.1.1 Dispositivo Wenner | 110 |
| 5.5.1.3.1.2 Dispositivo dipolo-dipolo..... | 112 |
| 5.5.1.3.1.3 Dispositivo Wenner-Schlumberger | 114 |
| 5.5.1.3.1.4 Dispositivo polo-polo | 116 |
| 5.5.1.3.1.5 Dispositivo polo-dipolo | 117 |
| 5.5.1.3.2 Metodología de campo de la TRE | 119 |
| 5.5.1.3.3 Inversión de datos de la TRE | 121 |
| 5.5.1.3.4 Modelo inverso | 123 |
| 5.5.1.3.5 Pseudosección | 125 |
| Capítulo 6. Metodología de campo | 126 |
| 6.1 Metodología para Potencial Espontáneo (PE)..... | 126 |
| 6.1.1 Equipo utilizado para Potencial Espontáneo | 126 |
| 6.1.1.1 Elaboración del equipo de PE | 126 |
| 6.1.1.2 Electrodo no polarizables | 129 |
| 6.1.1.3 Otras herramientas empleadas para PE | 130 |

| | |
|---|------------|
| 6.1.2 Método de adquisición de datos por PE | 132 |
| 6.2 Metodología para Tomografía Resistiva Eléctrica | 134 |
| 6.2.1 Equipo utilizado para la TER manual | 135 |
| 6.2.1.1 Otras herramientas empleadas para TER (manual) | 137 |
| 6.2.2 Método de adquisición de datos para TER manual | 138 |
| 6.2.3 Equipo utilizado para Tomografía Eléctrica Resistiva (Automática) | 139 |
| 6.2.3.1 Otras herramientas empleadas para TER (automática)..... | 141 |
| 6.2.4 Método de adquisición de datos para TER manual | 142 |
| Capítulo 7. Procesamiento de datos de campo | 143 |
| 7.1 Establecimiento de los datos (PE) | 144 |
| 7.1.1 Corrección por referencia | 146 |
| 7.1.2 Corrección por cierre (bucle) | 146 |
| 7.1.3 Corrección por fuente..... | 148 |
| 7.1.4 Corrección topográfica | 149 |
| 7.1.5 Procesado en Surfer 11 (PE)..... | 150 |
| 7.2 Establecimiento de los datos (TRE)..... | 151 |
| 7.2.1 Resistencia de contacto | 152 |
| 7.2.2 Apilamiento (stacking) | 152 |
| 7.2.3 Mediciones recíprocas | 152 |
| 7.2.4 Duración del pulso | 153 |
| 7.2.5 Observaciones en campo..... | 154 |
| 7.2.6 Procesado en RES2INV (TRE)..... | 154 |
| Capítulo 8. Análisis de resultados | 157 |
| 8.1 Análisis geológico-estructural de la base de la cortina y alrededores..... | 158 |
| 8.2 Evidencia geológico-estructural in situ | 160 |
| 8.3 Análisis de Potencial Espontáneo..... | 162 |
| 8.4 Análisis de la Tomografía Resistiva Eléctrica (corona de la presa) | 165 |
| 8.4.1 Modelo geológico (TRE corona de la presa) | 169 |
| 8.5 Análisis de la Tomografía Resistiva Eléctrica (pie de la cortina aguas abajo) ... | 170 |
| 8.5.1 Modelo geológico (TRE aguas abajo) | 174 |
| 8.6 Correlación de las TRE con la sección de PE | 176 |
| 8.7 Esquema final de filtraciones con evidencia de puntos de afluencia de aguas .. | 180 |

| | |
|---------------------------------------|------------|
| Capítulo 9. Conclusiones | 182 |
| 9.1 Recomendaciones | 185 |
| Capítulo 10. Referencias..... | 186 |

Lista de figuras

| | |
|---|-----|
| Figura 1. Sección transversal de la cortina de la presa Cañada del Lobo (CONAGUA, 2002). | 16 |
| Figura 2. Resistividad de las rocas en función de su porosidad. | 66 |
| Figura 3. Resistividad del agua en función de NaCl. | 67 |
| Figura 4. Clasificación general de los métodos geoelectricos. Elaboración propia. | 82 |
| Figura 5. Electrodo no polarizable de recipiente poroso. (Telford et al., 1990) | 95 |
| Figura 6. Dispositivo de cuatro electrodos. | 106 |
| Figura 7. Esquema de medición de resistividad con la variante TRE. | 107 |
| Figura 8. Dispositivo Dipolo. Representación del mismo arreglo con n y a de diferente valor (Loke, 2002). | 112 |
| Figura 9. Comparación entre arreglos y pseudosección de Wenner y Wenner-Schlumberger (Loke, 2002). | 115 |
| Figura 10. Configuración bipolar (Loke, 2002). | 116 |
| Figura 11. Modelo polo-dipolo. a) polo-dipolo normal, b) polo-dipolo inverso. Loke, 2002. | 118 |
| Figura 12. Arreglo wenner para la obtención de una pseudosección (Loke, 2002). | 119 |
| Figura 13. Esquema del sensor para medir PE sobre el agua. Elaboración propia. ... | 127 |
| Figura 14. Del lado izquierdo, equipo para PE desarmado. Del lado derecho, equipo para PE armado sobre el embalse para comprobar que flota. | 128 |
| Figura 15. Electrodo no polarizable ruso armado (izquierda) y desarmado (derecha). 129 | |
| Figura 16. Electrodo no polarizable montado y conectado al equipo. | 130 |
| Figura 17. Operador midiendo la profundidad de un punto con cinta métrica y roca en el embalse de la Cañada del Lobo. | 132 |
| Figura 18. Perfiles para la toma de datos de PE. Elaborado con Google Earth. | 133 |
| Figura 19. Resistivímetro Syscal R2 en función. | 136 |
| Figura 20. Perfil 1. TER manual sobre la corona en la Cañada del Lobo. Elaborado con Google Earth. | 138 |
| Figura 21. Tendido electródico de la TER manual sobre la corona de la presa Cañada del Lobo. | 139 |
| Figura 22. Resistivímetro Syscal Kid (Goelec, 2022). | 140 |
| Figura 23. Perfil 2. TER automática al pie de la cortina aguas abajo de la presa Cañada del Lobo. Elaborado con Google Earth. | 142 |
| Figura 24. Corrección por referencia esquematizando la unión de segmentos del perfil de PE (Barde, 2016). | 146 |
| Figura 25. Ejemplo de una corrección por cierre en un perfil circular. La línea negra son los datos sin procesar vs. La línea amarilla donde ya se ha realizado la corrección por cierre. (Barde, 2016). | 147 |
| Figura 26. Perfil de elevación para el primer perfil de PE en la presa Cañada del Lobo. Elaborado en Google Earth. | 149 |
| Figura 27. Mapa de los puntos tomados en la presa Cañada del Lobo. Elaborado en Surfer 11. | 150 |

| | |
|--|-----|
| Figura 28. Datos de la TER aguas abajo dentro del programa Res2DInv. | 155 |
| Figura 29. De abajo para arriba: pseudosección de resistividad aparente medida, pseudosección de resistividad aparente calculada y modelo inverso de la TER aguas abajo con un error RMS de 11.3%..... | 157 |
| Figura 30. Estrías de rocas producto de desplazamiento de bloques o fracturas en un plano de falla pegado a la pared donde inicia la obra de excedencias (CDL)..... | 160 |
| Figura 31. a) Corte geológico encima del final de la obra de excedencias. b) Riolita con disgregado calcáreo..... | 161 |
| Figura 32. Mapa equipotencial del embalse de la Cañada del Lobo. Elaborado en Surfer 11..... | 163 |
| Figura 33. Mapa equipotencial sobre el embalse de la CDL con acercamiento a las anomalías. Elaborado en Google Earth. | 164 |
| Figura 34. Perfil de TRE sobre la corona de la presa (CDL). | 166 |
| Figura 35. Modelo geológico de la TRE en la corona de la presa CDL. | 169 |
| Figura 36. Perfil de TRE en la base de la cortina aguas abajo..... | 172 |
| Figura 37. a) Caseta de obra de toma con canal de excedencia. b) Formación de riachuelo paralelo al perfil..... | 174 |
| Figura 38. Modelo geológico de la TRE en la cortina de la presa aguas abajo de la CDL. | 174 |
| Figura 39. Correlación de la TRE en la corona de la presa y el mapa de equipotenciales en el embalse de la CDL. | 177 |
| Figura 40. Correlación de la TRE aguas abajo de la presa y el mapa de equipotenciales en el embalse de la CDL. | 178 |
| Figura 41. Mapa evidenciando la formación de dos riachuelos gracias a filtraciones en la cortina. a) Escurrimiento de agua. b) Intersección del escurrimiento y riachuelo secundario aguas abajo. | 180 |
| Figura 42. Punto de afluencia del riachuelo secundario. | 181 |
| Figura 43. Sembradíos cercanos al riachuelo aguas abajo de la presa. | 182 |

Lista de tablas

| | |
|--|-----|
| Tabla 1. Resistividades de algunos materiales. Elaboración propia..... | 64 |
| Tabla 2. Porosidad intragranular de algunas rocas. Elaboración propia..... | 65 |
| Tabla 3. Profundidad media de investigación para distintos dispositivos (Loke, 2002). | 110 |
| Tabla 4. Valores de porosidad y de resistividad de rocas en la CDL..... | 162 |

Lista de ecuaciones

| | |
|--|-----|
| Ecuación | |
| (1) Ley de Ohm..... | 59 |
| (2) Resistencia de un cuerpo cilíndrico | 59 |
| (3) Resistencia de sección transversal | 60 |
| (4) Proporcionalidad de resistencia | 60 |
| (5) Resistividad eléctrica | 60 |
| (6) Resistividad eléctrica en conductor homogéneo | 61 |
| (7) Conductividad eléctrica | 61 |
| (8) Resistividad eléctrica por componente térmico y residual | 69 |
| (9) Resistencia en dieléctricos..... | 71 |
| (10) Diferencia de potencial | 86 |
| (11) Diferencia de potencial (electrofiltración) | 87 |
| (12) Flujo de una carga por gradientes eléctricos | 89 |
| (13) Flujo eléctrico | 89 |
| (14) Coeficiente electrocinético | 89 |
| (15) Potencial de transmisión | 90 |
| (16) Coeficiente electrocinético deducido | 90 |
| (17) Difusión iónica en fluido estático | 91 |
| (18) Relación Nernst-Einstein | 91 |
| (19) Ecuación Planck-Henderson | 91 |
| (20) Densidad de corriente origen | 93 |
| (21) Ecuación de Poisson para un potencial eléctrico | 93 |
| (22) Fuente electrocinética primaria EKS | 93 |
| (23) Potencial espontáneo en acuífero no confinado | 94 |
| (24) Diferencia de potencial en campo | 97 |
| (25) Inversión de polaridad en diferencia de potencial en campo | 97 |
| (26) Diferencia de potencial natural | 97 |
| (27) Polarización de los electrodos | 97 |
| (28) Error de cierre | 99 |
| (29) Error total | 100 |
| (30) Corrección de la diferencia de potencial | 100 |
| (31) Resistividad en medio homogéneo | 106 |
| (32) Coeficiente dependiente de geometría de dispositivo electródico | 106 |
| (33) Conductividad para los componentes x, y e z | 121 |
| (34) Condiciones de contorno de ecuación 33 | 122 |
| (35) Flujo de corriente en 3D..... | 122 |
| (36) Parametro de inversión | 123 |
| (37) Impedancias de transferencia | 124 |
| (38) Corrección por cierre | 147 |

Resumen

En el presente trabajo se muestran los resultados de la aplicación de las técnicas geoelectricas tomografía eléctrica resistiva (TRE) y potencial espontáneo (PE), para la localización de zonas de filtración de agua en la presa Cañada del Lobo, en la ciudad de San Luis Potosí, México. La existencia de fallas geológicas y la falta de mantenimiento de la cortina son las causas de las filtraciones en el embalse.

Un levantamiento de PE se realizó en la superficie del agua del embalse, donde los potenciales negativos cerca de la cortina se relacionaron con zonas de infiltración. Por otra parte, las secciones de resistividad de la cortina y del subsuelo aguas abajo, muestran anomalías de baja resistividad relacionadas con el aumento de la humedad del subsuelo causada por el agua de infiltración.

Una de las zonas de baja resistividad aguas abajo está relacionada con una zona anómala similar en la base de la cortina, así como con la zona de potenciales negativos detectada con el método PE. En la época de lluvias, cuando el nivel de agua de la presa alcanza más del 50% de su capacidad, aparecen dos puntos de afloramiento de agua en la misma zona anómala, lo que indica una trayectoria de fuga de agua desde la base de la cortina y que continúa aguas abajo en el subsuelo. Esta trayectoria de migración de agua es una prueba de fallo estructural de la cortina, lo que indica su gravedad y la necesidad de atención inmediata.

Abstract

The results of the application of the geoelectrical techniques electrical resistive tomography (ERT) and spontaneous potential (SP), for the location of water seepage zones in the Cañada del Lobo dam, in the San Luis Potosi city, Mexico, are shown in the present work. The existence of geological faults and the lack of maintenance of the embankment dam are the causes of seepage in the reservoir.

A PE survey was performed on the water surface of the reservoir, where negative potential near the embankment dam were related to seepage zones. On the other hand, Resistivity sections of the embankment and subsoil downstream, show low resistivity anomalies related to the increase in subsoil moisture caused by the seepage water.

One of the low resistivity zones downstream is related to a similar anomalous zone at the base of the embankment dam, as well as the zone of negative potentials detected with the PE method. In the rainy season, when the water level of the dam reaches more than 50% of its capacity, two points of water upwelling appear in the same anomalous area, thus indicating a trajectory of water leakage from the base of the embankment dam and continues downstream in the subsurface. This path of water migration is evidence of structural failure of the embankment dam, indicating its severity and the need for immediate attention.

Capítulo 1. Introducción

San Luis Potosí se conoce por ser uno de los estados más ricos en agua de toda la República Mexicana desde el punto de vista común, salvo que esta descripción no es del toda correcta si se analiza desde un punto de vista físico y geológico, ya que dicho estado está segmentado en regiones hidrológicas en donde no se cuenta con las mismas condiciones climáticas ni con la misma influencia antrópica. La capital potosina se caracteriza por ser una zona industrial que afecta directamente la calidad del agua ya sea de forma subterránea o superficial, acompañado de los factores químicos naturales que de por si han contaminado a lo largo de la historia los acuíferos y mantos superficiales de la cabecera estatal.

Debido a lo anterior, dentro de la capital se utilizan dos métodos para el aprovechamiento de aguas, ya sea por pozos o por la redistribución de corrientes de agua por medio de embalses o presas que sirven para utilizar este líquido con diversos fines, pero gracias a los problemas ya mencionados y a la evaporación precoz del medio, acompañado de la casi nula permeabilidad del terreno, hace que la explotación a veces no alcance a cubrir las necesidades de la población. Desde otro punto de vista, si de por si hay pérdidas de agua por estos factores, que existan filtraciones en presas o embalses en las estructuras alrededor de San Luis significa un problema grave el cual se tiene que prevenir y reparar a la brevedad.

La presa Cañada del Lobo se ubica geográficamente al suroeste del centro de la capital en la sierra de San Miguelito donde antes de su construcción, ya se aprovechaba el agua debido a sus condiciones topográficas favorecedoras que suministraba directamente a

la *Caja del Agua*, el punto principal de abastecimiento de agua potable en el centro de la ciudad (hoy conocido como centro histórico) durante gran parte del siglo XIX y principios del XX. De un momento para otro, este sistema se reemplazó por la presa donde ahora cumple con la tarea de controlar avenidas sin que tenga un uso más importante. Y así como toda estructura se deteriora con los años, existen fallas y fracturas acompañadas de la permeabilidad del área que hacen que la retención de agua en este embalse sea poco fructífera para su uso en el sector agrícola, industrial o doméstico.

Dado lo anterior, con el fin de colaborar en salvaguardar el vital líquido, en este trabajo se aplican los métodos geoelectrónicos de prospección geofísica (tomografías eléctricas resistivas y potencial espontáneo) para determinar las zonas posibles de la cortina y del vaso de la presa próximo a la cortina, donde existan pérdidas de agua debido a fallas estructurales de la cortina y/o presencia de fallas geológicas, considerando detalles imprescindibles como la geología del lugar y la propia estructura de la presa.

1.1 Planteamiento del problema

La Sierra de San Miguelito, ubicación geográfica de la Cañada del Lobo, presenta dos estructuras geológicas (graben de Bledos y de Villa de Reyes) que afectan directamente al embalse y a la obra de la presa con las fallas o fracturas que traen consigo los graben haciendo que se filtre el agua por debajo de la cortina de la presa o a través de ella ocasionando pérdidas de agua para su aprovechamiento.

1.2 Justificación

Por medio de esta investigación con técnicas geoelectricas se buscará frenar la perdida de agua y anticiparse a un desastre socioeconómico en el estado de San Luis Potosí además de su uso a futuro en procesos de prevención y mantenimiento de obras hidráulicas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Detectar zonas de posible filtración de aguas en la obra o embalse de la presa Cañada del Lobo ubicada en San Luis Potosí, México, mediante la aplicación de los métodos geoelectricos siendo estos la Tomografía Eléctrica Resistiva y Potencial Espontáneo para evitar pérdidas hídricas.

1.3.2 Objetivos específicos

- Detectar puntos anómalos con la Tomografía Resistiva Eléctrica por medio de sus contrastes resistivos atribuidos a posibles filtraciones de agua a través de fisuras o fracturas en la cortina y obra de salida con la finalidad de prevenir o advertir perdidas hídricas al estado.
- Asociar a potenciales negativos (potencial de electrofiltración) los movimientos de agua a través de fisuras o fracturas en la cortina de la presa y en el vaso del embalse próximo a este con la ayuda del método de Potencial Espontáneo para ubicar filtraciones debido a agentes geológicos.

- Generar una imagen general de las zonas afectadas por fallas o fracturas por debajo de la cortina de la presa o en la estructura misma de la obra que dificulte la retención del agua correlacionando ambas técnicas geofísicas para ubicar la raíz del posible problema.
- Que sirva de precursor este trabajo para futuros proyectos de prevención de pérdidas de agua por filtraciones en presas por medio de la divulgación científica para el cuidado del medio ambiente y detección temprana de problemas geológico-estructurales en obras hidráulicas.

1.4 Alcances

El uso de las técnicas geoelectricas en este estudio servirá para determinar valores pertenecientes a un conjunto de minerales o estructuras en un medio anisotrópico con la finalidad de cuantificar y entender los recursos con los que se cuenta, pero la tomografía eléctrica, por ejemplo, se utilizará para observar aquellas anomalías dentro de un sistema geológico “predecible” determinando si el medio en cuestión está perturbado o corre el riesgo de sufrir algún problema indeseado. En cuanto al potencial espontaneo, hay estudios que demuestran su efectividad al momento de medir fugas de lixiviados en vertedores dado su gran éxito al medir electrofiltraciones diferentes a las esperadas que es el concepto que se busca aprovechar para este caso donde es común que existan movimientos de agua anómalos a la retención de una presa factor observable gracias a este método.

1.5 Limitaciones

De los problemas más habituales con los que se llegan a topar los operadores, es la sensibilidad del método a ruidos electromagnéticos de origen industrial, afectando las mediciones en campo. Las condiciones climáticas juegan un rol importante, ya que para realizar un correcto levantamiento de potencial espontáneo se debe trabajar en condiciones de viento moderado y en calma, mientras que condiciones de viento severo afecta la productividad del método y la calidad de las observaciones.

1.6 Antecedentes

La disponibilidad del agua contribuye al avance gradual de una ciudad, es así como la búsqueda de información adquiere una importancia fundamental y más cuando no se toma el tiempo necesario para investigar al ecosistema en el que se vive. Ahora bien, no se tiene garantizado que el agua se tenga en el futuro y menos hoy día que la demanda de esta misma incrementa; dado lo anterior, es indispensable enfocarse en el correcto uso y manejo del líquido tanto en las situaciones actuales como pasadas.

Cuando un grupo social trata de aprovechar la riqueza del medio donde habita usualmente altera a conveniencia el paisaje y, a su vez, modifica las posibilidades de crecimiento y desarrollo (Historelo, 2015).

La población de San Luis Potosí, a raíz de que ha ido creciendo demográfica y económicamente, ha necesitado de obras de ingeniería para acceder a los recursos hídricos que por naturaleza abundan en la región y esto ha permitido su avance y

estabilidad a lo largo de muchos años. Aunque se sabe que la ciudad de San Luis, hasta antes del siglo XIX, tuvo problemas para la administración integral del agua desaprovechando sustancialmente sus cuerpos de agua tanto superficiales como subterráneos provenientes de sierras alrededor del valle como la sierra de San Miguelito. La minería dentro de San Luis trajo innumerables problemas a los habitantes viéndose obligados a ampliar sus horizontes y aumentar sus actividades productivas por lo que la agricultura, más en si la producción de hortalizas, se volvió la principal fuente económica de varios pueblos como fue en Tlaxcalilla y Tequisquiapan; en otros lugares que trataron de implementar el mismo sistema como San Cristóbal de Montecillo y San Juan de Guadalupe, simplemente no funcionó por las características irregulares del suelo y el desabasto de agua provocado por la escasa comunicación hídrica a principios del siglo XIX. Todas las fuentes de agua para aquel siglo dentro del valle eran del tipo manantiales como el “ojo del agua del rey” ubicado donde hoy día está la Plaza Fundadores; fue de tal forma como la distribución del agua se dio por este tipo de cuerpos de agua ubicados dentro de la propia ciudad. El río Españita, así como el río Santiago, eran aquella fuente de donde los mantos superficiales de agua se alimentaban constantemente y mantenían su ciclo natural haciendo que la ciudad no estuviera en una severa sequía.

Un constante problema de aquellos años con el suministro y en general de las tomas de agua dispuestas por toda la ciudad es que la que recarga de los ríos se ve influenciada por la precipitación pluvial lo que hizo que el gobierno tomara acciones drásticas para combatir la escasez que se genera en tiempos de estiaje. Contenedores de agua y canales fueron vitales para brindar agua a huertos y afrontar la demanda de los

ciudadanos; de esta manera salieron los acueductos de “Alonso” o “Cañitos” (Historelo, 2015).

En 1824, Ildefonso Díaz de León en el manifiesto del Congreso Constituyente del Estado de San Luis Potosí remarcó la solución a los problemas inmediatos a los que se enfrentaba la sociedad en el que venían acciones para mejorar las condiciones mineras, una mejor agricultura y un comercio más efectivo; esto trajo como consecuencia un plan de acción para mejorar la salud pública que, indirectamente, benefició a la conexión de agua en todo el valle de San Luis.

Fue así como se empezó a invertir en capital para la construcción de obras que remediarían actividades económicas y que mantuvieran la higiene y salud. Por ende, las obras hidráulicas vendrían de la mano a mejorar la calidad de vida de la población; el agua que administraba la Cañada del Lobo figuró como uno de los principales medios para lograr solucionar los problemas de abastecimiento de agua.

Ya a inicios del siglo XVII se tenían proyectos para manejar las corrientes de Cañada del Lobo a favor del templo San Agustín, pero no se pudo culminar el plan por la escasez tecnológica de aquellos tiempos, además de la falta de presupuesto. A finales del año 1827 y principios de 1828, a manos de Juan Nepomuceno Sanabria se realizó la construcción de cañerías y cortes transversales en las inmediaciones de la cañada; posteriormente, el gobierno trazaría un acueducto donde conectaría con aquellos vanos donde fluía agua subterránea conectados al sur de la ciudad en la Sierra de San Miguelito. A cinco kilómetros comenzaría el acueducto sobre un arroyo y se continuaría con los canales que ya se habían realizado además de la implementación de túneles canalizados hasta un pozo principal que abastecía el Santuario de Guadalupe.

Para su debido aprovechamiento, siendo que la Cañada del Lobo cuenta con la inclinación adecuada para un deslizamiento de agua favorecedor, se implementaron obras que fuesen fáciles de construir sobre materiales no consolidados en lechos arenosos de un río, las galerías filtrantes o kanats (excavaciones horizontales con pendientes poco pronunciadas). Erigir una galería basta con tener herramientas rudimentarias como picos y palas, además San Luis Potosí anteriormente ya había hecho este tipo de trabajos en 1764 en la villa de Tequisquiapan.

El acueducto de la Cañada del Lobo se logró conectar con la Caja de Agua ubicada en la Calzada de Guadalupe lo cual fue un logro ingenieril necesario para cubrir la demanda básica de la población. En 1835, de la mano del gobernador Guadalupe de los Reyes, se inauguró toda esta impresionante obra hidráulica que era tanta su fuerza con la que llegaba el agua que varias fuentes de aguas lejos de la Caja se vieron favorecidas.

No obstante, aun con este complejo acueducto, las aguas sucias abundaban en la ciudad por el exceso de población y más por la falta de planificación en la red de cañerías y desagües que, por lo mismo, se generaban inundaciones y enfermedades críticas en la población; las consecuencias fueron la cólera, tifoidea y disentería aumentando la tasa de mortalidad en estas tres enfermedades desde 1833 al 1893.

Ya en 1830, el gobierno y la comunidad médica había hecho hincapié en darle respuesta a la incógnita de la creciente horda de enfermedades en la ciudad de San Luis relacionada a problemas estomacales y fue así que el Ayuntamiento ordenó la urgente limpieza en espacios públicos, erradicó acciones pasadas que afectaran directamente a la salud como el uso de letrinas o basureros cercanos a la ciudad y formuló políticas en

aras de la salubridad pública que de ello se encargaría un nuevo organismo llamado Inspección General de Salubridad Pública del Estado de San Luis Potosí a partir de 1891. Esta entidad gubernamental fue urgentemente instaurada porque los estados colindantes de Estados Unidos sufrían una grave crisis de colera en 1873 por lo que todos los estados empezaron a tomar acciones para que sus fuentes de agua no se contaminaran y San Luis no fue la excepción. Aunque para esos años, el foco de infección eran las zanjas a cielo abierto dispuestas por toda la capital evidenciando todos los desechos generados por edificios, casas y granjas; estas se hacían por los propios pobladores para liberar toda materia fecal, coloidal y orgánica para así crear su propio sistema de drenaje con la finalidad de desembocar en la red “principal” de cañerías pero lejos de ser una buena idea, la mala planificación solo ocasionó el estancamiento de basura en drenajes, la contaminación de agua proveniente de escurrimiento de sierras aledañas y de agua pluvial. Zanjas como las que predominaban en las calles del Carmen, Tlaxcala y Libertad, fueron tapadas a manera de prevención y sanidad.

Obras como La Corriente sirvieron de apoyo para alejar las aguas residuales lejos del acueducto de la Cañada del Lobo de otra manera comprometería severamente las conexiones seguras de agua. Aun así, el acueducto constantemente requería de mantenimiento para no verse corrompido; se hacían trabajos de ampliación de redes, resarcimiento de cañerías y limpieza a fondo porque, dado el problema ya anteriormente planteado, los túneles asiduamente se obstruían con basura y demás desechos. Dentro de las acciones tomadas en 1851 para asegurar el buen funcionamiento de la red de agua se encuentran las siguientes:

- Pago a mano de obra para limpieza de pilas, estancamiento de fosas y tratamiento de caños en alamedas del Santuario y del Carmen.
- Alquiler de pozos para proveer de agua a la fuente del Santuario de San Juan de Guadalupe (Historelo, 2015).
- Mejoramiento de la red de alcantarillado de la Plaza Principal.
- Resarcimiento de las tuberías entre la fuente general y la zanja de Tequisquiapan.
- Sustitución de tuberías en la Calzada Guadalupe.

Aun con todas las labores para mantener la cobertura de agua en San Luis Potosí, la demanda seguía siendo muy alta y el gobierno de la mano con el Ayuntamiento no alcanzaban a cubrir las necesidades de la población por lo que dejaron en manos de vecinos expandir los sistemas hidráulicos y disponer de los arroyos, lagos, abrevaderos y demás cuerpos de agua que tuvieran a su alcance para su beneficio personal y comunal.

Dentro de las iniciativas particulares que surgieron a finales del siglo XIX, surgieron varias propuestas de gente con recursos bastos para cubrir los costos de expansión de la red hidráulica de la ciudad; claro ejemplo fue la conexión hasta Paseo de la Constitución del acueducto de la Cañada del Lobo por la familia Cabrera en 1863.

Todas las acciones tomadas hasta ese momento no eran suficiente para proveer de agua limpia a todos los rincones de la ciudad y el acueducto de la Cañada del Lobo en varias temporadas no suministraba la suficiente ni la esperada velocidad del agua a la Caja para tener el aforamiento necesario, incluso en ocasiones no salía nada de líquido. El gobernador para el año 1867, Vicente Chico Sein, se enfocó en ver las posibilidades para hacer rendir el agua con el mínimo de presupuesto invertido en la Cañada y fue así como

ordenó a la Comisión de Obras Públicas gestionar un modelo donde la construcción de una presa fuera la solución a sus problemas. Su primera movida de la Comisión fue reparar los errores de las iniciativas privadas como lo fue en las trincheras que hizo la familia Cabrera; en ellas, se depositaron materiales detríticos con la finalidad de evitar la evaporación de agua.

La limpieza en tajos, la construcción de glorietas y pilas, sumado al mantenimiento general de los sistemas hidráulicos fueron faenas continuas que el gobierno tenía que hacer mes con mes para no afectar al ciclo del agua y así no generar más problemas de los que ya se tenía; la reparación de los mismos no se podía garantizar en todos los puntos de la ciudad ya que el crecimiento urbano, es decir, la construcción de casas y establecimientos sobre las redes de agua y alcantarillado imposibilitaban el acceso para la remediación de estos por lo que el Ayuntamiento en varias ocasiones tuvo que desviar canales para que ya no se tuvieran que meter en problemas con los dueños de los hogares donde anteriormente atravesaban los ductos como pasó en la Plaza Principal y Constitución.

Los problemas de obstrucciones en los sistemas lagunares (azolvamientos), la falta de mecanismos de agua y la poca inversión pública y privada en San Luis Potosí para redes hidráulicas fueron factores determinísticos que dieron paso a una época de sequías y enfermedades que incluso las personas de la tercera edad en los años de 1870 y 1871 había enfrentado, describían lo “realmente difícil que fue obtener agua en temporada de escasez” (El Estandarte, Nov 17). Lo peor del caso fue cuando llegaron epidemias y el gobierno no tenía idea de cómo afrontar esto ya que en gran medida sabían que esto derivaba de la mala administración a favor de los sistemas hidráulicos.

El acueducto de la Cañada del Lobo iniciaría como una buena propuesta, pero para 1893 esto ya no bastaría para cubrir la demanda y el claro enfado comunal por lo que los proyectos de las presas cada vez fueron tomando más fuerza para inicios del siglo XX.

1.7 Características de la zona de estudio

Ubicada a 7 kilómetros al sur del centro histórico de San Luis Potosí, la Presa Cañada del Lobo se encuentra en las coordenadas geográficas 22° 05' 36.56" latitud norte y 100° 57' 57.12" longitud oeste y el ingreso es por la carretera SLP 32 tomando la desviación al camino a la Cañada del Lobo.

De aprovechamiento superficial, esta presa cuenta con una corriente superficial proveniente del Río Españita enclavado en la Sierra de San Miguelito que, de la subcuenca de San José, representa aproximadamente el 4% del total del área (INEGI, 2017). La sierra abarca las zonas hidrológicas El Salado y Pánuco donde sus corrientes son poco caudalosas y se ven afectadas por la evaporación e infiltración de la geología local; en términos del área de estudio, cuatro cuencas hidrológicas son las que tienen influencia en la sierra (CONANP, 2021).

El área drenada de la obra es de 13 km² donde la captación inicial para el año 1987 fue y sigue siendo, según registros de CONAGUA (2020), de 0.8 hectómetros cúbicos.

La elevación en la parte central de la presa es de 1945 metros sobre el nivel del mar, mientras que la elevación en la ciudad de San Luis es de aproximadamente 1870 msnm con lo que se puede apreciar que tiempo atrás, su conveniente posición topográfica favorecía al suministro de agua a la población. Hoy en día, la presa Cañada del lobo solo

cumple la función de controlar avenidas y su captación ya no es ocupada para el uso doméstico ni agrícola.

Por las características de esta presa, se han designado jornadas de mantenimiento cada cinco años desde su fecha de construcción hasta el año 2019 que recibió una rehabilitación por parte de la Comisión Nacional del Agua para la prevención de fracturas y grietas o filtraciones y fugas ya sea en toda la cortina o en las obras de toma.

1.8 Construcción

Dentro del periodo comprendido de los años 1986 a 1987 se llevó a cabo la construcción de la presa Cañada del Lobo supervisada por la SARH, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (actualmente SAGARPA), bajo la Residencia General de Construcción del Programa Hidráulico.

La inversión total fue de 643.81 millones de pesos mexicanos donde la cortina de la presa fue dirigida y financiada bajo la administración regional de la SARH, mientras que el vertedor y la obra de toma se encargó la constructora Quid S.A.

La presa Cañada del Lobo comenzó a operarse a mediados del año 1987 y a partir de esta fecha se ha medido su extracción media anual en 0.200 millones de metros cúbicos. De acuerdo con los estudios topográficos, el vaso donde se almacena de forma natural el agua funciona de forma normal por lo que la cortina se proyectó que no tuviera problemas de filtración y a parte se estimó que su gasto máximo vertido es de 7.0 m³/s según datos de la CONAGUA para el día 21 de septiembre de 1992.

1.8.1 Cortina

Dentro de la clasificación de cortinas para presas en México según la Comisión Nacional del Agua, la presa Cañada del Lobo, como se observa en la figura 1, cuenta con una cortina grande, de comportamiento flexible (de materiales sueltos) donde el volumen principal con el que se hizo la presa en su mayoría es de material grueso (graduado) con recubrimiento de material permeable, su cimentación es de roca, altura máxima de 28 metros y su elevación en la parte de la corona es de 1963.7 metros sobre el nivel del mar; de longitud, la cortina mide 304 metros y un ancho de 7.5 m, mientras que la altura sobre el cauce es de 28 metros (CONAGUA, 2019).

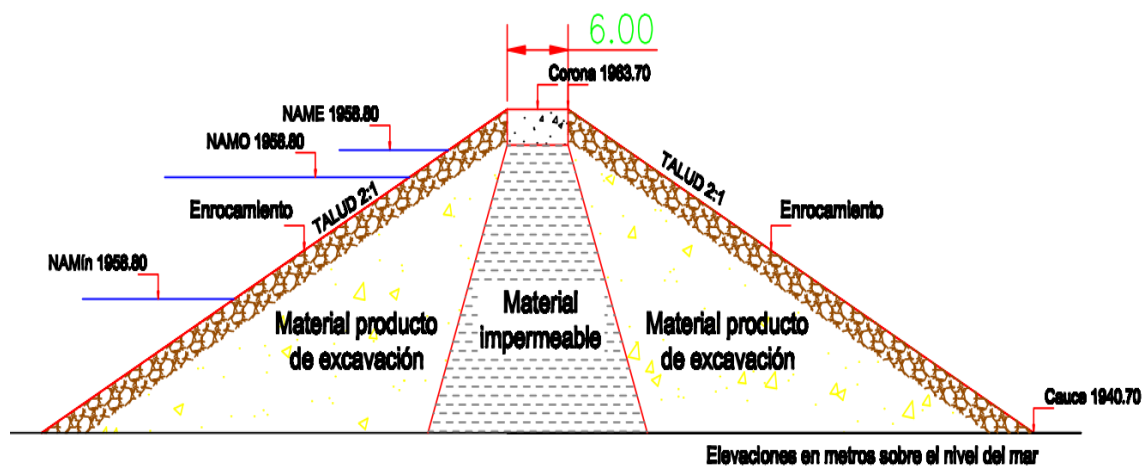


Figura 1. Sección transversal de la cortina de la presa Cañada del Lobo (CONAGUA, 2002).

La obra tiene una matriz de arcilla a la cual se le realizó una prueba para determinar el contenido de humedad idóneo para la densidad en el tipo de suelo de la cuenca (prueba Proctor) donde se determinó una compactación al 95%. En la parte superior, se tiene un ancho de 4 metros con taludes de 0.6:1 con filtros recubiertos de grava-arena con un espesor de 2 metros seguidos de más capas de grava-arena hasta constituir el talud aguas arriba que se terminaría de cubrir con rocas superpuestas con un espesor de 1.5 m. De manera general, la corona está formada del mismo material compactado donde la

vía que se formó mide 5.4 metros de ancho la cual tiene fantasmas dispuestos cada 8 metros a lo largo de la construcción.

Para realizar esta obra ingenieril, se requirió un delicado proceso de cimentación el cual constó de excavar una trinchera para reducir filtraciones y construir un muro de impermeabilización donde se pusieron barrenos equidistantes a 10 m a lo largo de la trinchera con una profundidad de 15 m que pasaría sobre una capa tobácea finalmente llegando a la ignimbrita riolítica que al igual atravesaría un sistema de fracturamiento presente en las unidades geológicas; con ello, se encadenaría y se formaría un tapete de consolidación, donde a larga se construiría el vertedor (CONAGUA, 1998).

La pantalla o muro de impermeabilización ocupó cinco pozos en la primera etapa de construcción para que después se inyectará progresivamente lechadas de agua-cemento-bentonita lo que lograría una presión de 2-3.5 kg/cm² que no lograría sellar las fracturas de la toba riolítica con la ignimbrita obligando a abrir una segunda etapa de inyección. También en la parte baja a la derecha, donde se ubica el cauce, se tuvo que poner una pantalla de inyectado que requirió de nueve pozos en la primera etapa logrando instalar los barrenos en la ignimbrita "San Miguelito" con una presión final de 3.0 kg/cm².

En cuanto a los testigos, se colocaron 15 en superficie en el centro de la corona con una separación de 20 metros entre sí, otros 5 en la estación 0+140, tres en el talud aguas abajo y dos aguas arriba, siete en la sección de la estación 0+240, dos en el talud en contacto con el agua y cinco en la parte seca.

1.8.2 Obra de excedencia

Con el objetivo de mantener las capacidades del vaso y de distribuir correctamente el volumen de agua, las obras de excedencia o vertederos se disponen en las presas con el fin de sacar aquellos supernumerarios líquidos que sobrepasan las capacidades del embalse. El vertedero en la Cañada del Lobo se encuentra ubicado a la derecha de la cortina y es una obra de concreto con una elevación del piso hasta la entrada de 1958.8 metros cuya pared vertical cruza con la corona a una elevación de 1963.65 metros y su longitud de cresta es de 5 metros sin una cresta vertedora; con el fin de disminuir la carga sobre los muros, se decidió dar una forma cónica muy poco pronunciada donde igual se colocó una plataforma sobre ese lugar a una elevación de 1957.8 metros como se observa en la imagen 1.



Imagen 1. Vertedero de la presa Cañada del Lobo

En la parte rectangular con suelo horizontal, se alarga a través de una sección trapezoidal con varios taludes verticales a su alrededor con pendiente 0.054 m y una altura de revestimiento de 1.50 metros. De ahí la *rápida* (sistema para reducir la velocidad del flujo) mide 67 metros que sirve para descargar fácilmente el cauce del río; su composición de la rápida es de un drenaje colateral cada 10 metros y un colector longitudinal que concuerda con el eje principal de la rápida con tuberías de concreto de 0.15 metros dispuesto en zanjas de 0.45 metros recubierto de grava.

En general, el tipo de obra es de lavadero o económico según su cresta vertedora con operación libre, no tiene compuertas ni estructura disipadora; se diseñó esta obra para un gasto de 52.10 m³/s con un bordo libre de 1.5 metros atravesando por una carga de 3.35 m que, a un tiempo de retorno de 100 años, el gasto de la avenida se calculó para 65 m³/s mientras que el gasto regularizado se estimó en 9 m³/s.

1.8.3 Obra de toma

La obra de toma es una tubería de presión que cruza la cortina y su descarga va hacia la otra cara de la obra donde su diámetro se elige minuciosamente para que este soporte la carga de toda la construcción combinado con la presión que ejerce el agua y la operación de este. En la Cañada del Lobo, se encuentra ubicada del lado izquierdo de la cortina en la estación 0+068 m de la cortina. Su esqueleto consiste en una estructura de entrada fabricada con concreto reforzado con una base cuadrada de 2 metros y seis rejillas dispuestas en dos niveles. Tiene una altura de 5 metros toda la estructura con tres caras de guías para colocar agujas de guía en la parte superior de las rejillas cuando se ocupe.

En sí, la tubería de presión es de 24 pulgadas que se dispuso dentro de una trinchera previamente excavada por debajo de la cortina y cubierto de concreto. La longitud de la tubería es de 45 metros donde en un extremo se pusieron dos válvulas en una cámara de concreto (imagen 2) reforzado para el control de emergencias y para dar mantenimiento ocasional. Toda el agua termina en un tanque amortiguador, que



Imagen 2. Caseta de operación aguas abajo de la cortina de la presa Cañada del Lobo.

posteriormente fluye a un tanque de reposo atravesando una pantalla perforada que pasa por un muro vertedor que tiene la finalidad de medir el aforamiento para después seguir el cauce y llegar a otro tanque amortiguador con conexión al canal revestido cubierto de muros verticales.

1.8.4 Capacidad de almacenamiento

El área que abarca toda la cuenca, donde se alberga la Cañada del Lobo de nombre Presa San José – Los Pilares, dentro de la región hidrológica “El Salado”, es de 13.4

km², que es alimentado por la corriente del río Españita que a su vez es afluente del río Santiago.

Con respecto al almacenamiento del vaso, la presa en cuestión también tiene implementado un sistema contra azolves para preservar la estructura y en sí la vida útil de la misma donde su almacenamiento en millones de metros cúbicos es de 0.215 a una elevación de 1953.20 metros.

Dentro de las dimensiones de todo el vaso, las elevaciones del nivel máximo con el que opera la presa o NAMO (Nivel de Aguas Máximas Ordinarias) es de 1958.8 metros con un almacenamiento de 0.791 millones de m³ y el nivel máximo que resiste la cortina tiene una elevación de 1962.15 metros soportando un super almacenamiento de 1.834 millones de m³ según datos estadísticos de la CONAGUA (2002); en general, la cortina a su máximo nivel de almacenamiento soporta hasta 1.840 millones de m³. Todo el embalse, considerando la obra, tiene un área de 20.9 hectáreas de NAMO y ya total para el NAME, 29.2 hectáreas.

Aún con lo ya mencionado, dando una medida casi exacta de las elevaciones y su almacenamiento, las presas deben tener un *bordo libre* que corresponde a esa prominencia extra de la cortina que toma en cuenta movimientos como el oleaje para así prever desastres en la parte superior de la obra; el bordo libre en la presa Cañada del Lobo tiene una medida de 1.50 metros por encima del NAME.

1.8.5 Uso del agua y propósito de la obra

A inicios del siglo XIX, uno de los problemas más frecuentes en la ciudad de San Luis Potosí eran las constantes inundaciones en temporada de lluvias y la desproporción en

los caudales de los ríos (es este caso del río Españita) donde la física y en si la gravedad de los fluidos influía en la calidad de vida de los locatarios.

La presa Cañada del Lobo funge como control de avenidas gracias a que su ubicación geográfica y topográfica permite la administración ordenada de las corrientes de agua que afectaban al estado; dentro de la zona de riesgo que influía el cauce a la capital, esta presa mantiene libre de problemas a la parte suroeste donde se estima que 50 hectáreas son las que se benefician actualmente de la presa (CONAGUA, 2021).

Según los estudios hidrológicos precedentes de la Cañada del Lobo, donde se analizan las características fisiográficas de la cuenca, la precipitación media anual, su evaporación y la relación lluvia-escorrentamiento, el único propósito de la obra fue el ya mencionado, pero comunidades aledañas a la presa manifiestan que se ven beneficiadas de las aguas para el riego de los comuneros en específico de la Villa de Guadalupe, así como se muestra en la imagen 3.



Imagen 3. Cultivos aguas abajo de la presa Cañada del Lobo aprovechando el cauce de la obra de control.

1.9 Clima local

De acuerdo con la famosa clasificación de Köppen-Geiger que engloba las características climáticas en cinco clases, subdivididas en treinta subclases que indican en esencia la temperatura y su precipitación particular de cada clima, la Sierra de San Miguelito (ubicación geográfica que engloba el caso de estudio) está clasificado como un BS1kw que representa un clima semiárido de frío a templado con precipitaciones escasas (con un umbral de 50 a 100% con respecto a las lluvias medias anuales) donde esto en relación con la humedad son menores en comparación con la evaporación y transpiración como ya se había mencionado en capítulos anteriores; su precipitación no supera el rango de los 400 a 500 mm con predominio en las zonas montañosas.

En menor medida dentro de la sierra, se ha registrado un clima BS0kw que indica ser semiárido estepario donde su temperatura está por debajo de los 18°C con un porcentaje de lluvias de invierno de 8% en promedio del total anual (CONANP, 2020). Su precipitación ronda los 300 a 400 mm al norte de la San Miguelito y en la zona este que coincide con aquellos lugares donde el relieve es simétrico.

Con respecto al inventario de registros obtenidos por la SEMARNAT y CONAGUA para el periodo comprendido entre el 5 de enero de 1949 al 31 de diciembre del 2017 los meses con mayor promedio de lluvia son entre agosto y septiembre con valores de 2.2 mm y los meses donde casi no hay lluvia es en febrero y marzo con apenas 0.2 mm en promedio; por otro lado, las temperaturas más altas registradas ocurren principalmente en mayo con 21 °C en promedio con bajas precipitaciones y en junio con 19.1 °C que es cuando las lluvias suelen ser más abundantes. Por último, los meses de diciembre y

enero cuentan con el promedio de temperaturas más bajas alcanzadas durante el año con 13.2 °C y una lluvia de 0.4 mm.

Algunas estaciones de SMN para el área de San Luis Potosí como la de El Peaje 24024 en un periodo de función de 1981 a 2010 denotan que el máximo grado de temperaturas en promedio se registraron en el mes de mayo con 20.8 °C, las mínimas se obtuvieron en el mes de enero con un promedio de 12 °C y el promedio anual no sobrepaso los 17 °C; otra estación de gran importancia para la Sierra de San Miguelito es la de Bledos 24163 en el municipio de Villa de Reyes y, para el mismo periodo en operación que la de El Peaje, sus registros climáticos para las temperaturas máximas normales rondan los 16.9 °C en el mes de mayo, su promedio de temperaturas mínimas medias normales está en 13.4 °C en el mes de enero con sensación térmica de 3.5 °C y un valor promedio de 15.3 °C.

La obtención de los datos de esta tesis en la presa Cañada del Lobo ubicada en la Sierra de San Miguelito se realizaron en los meses de agosto, septiembre, octubre y noviembre del año 2021 por lo que a continuación se describirá los reportes del clima para los meses antes mencionados con el fin de entender las circunstancias climatológicas por las que pasaba el estado de San Luis Potosí según la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera (NOAA), el Instituto Internacional para el Clima y la Sociedad (IRI) y la Red de Estaciones Climatológicas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

1.9.1 Agosto 2021

México para este mes pasaba por un desequilibrio atmosférico proporcionado por el monzón de América del Norte que se asocia a increíbles precipitaciones de estiaje o

verano en el suroeste de Estados Unidos en conjunto con canales de baja presión lo que resultó en exuberantes lluvias durante el mes de agosto acompañado del huracán categoría tres “Grace” y “Nora” de categoría uno dejando precipitaciones y humedades en el occidente del país.

Un evento que provocó fuertes lluvias el día 21 de agosto fue la acción del huracán Grace entrando por el noroeste de Veracruz afectando la estabilidad climática del occidente generando lluvias y, aunado al canal de baja presión en la Sierra Madre Occidental, logró desarrollar la humedad ya presente en el área; igual otro aporte fue el frente frío 62 provocando un sece de sequias en varios estados del centro y norte del país dentro de los cuales, San Luis Potosí pasaba por una sequía mejorada que ya se había extendido hasta ese momento aunque aun así se le consideraba en condiciones secas.

La precipitación media para el estado potosino en el mes de agosto fue de 103.4 mm, su temperatura máxima promedio fue de 32.6 °C, su temperatura media fue de 26.2 °C y, por último, su temperatura mínima promedio alcanzó los 19.8 °C.

1.9.2 Septiembre 2021

Los principales factores climáticos que afectaron a este mes fueron los huracanes “Olaf”, “Nicholas” y la tormenta tropical “Mindy” que resultó ser de baja intensidad acompañado con el monzón de Norteamérica y la caída del primer frente frío nacional de la temporada 2021-2022. Los primeros días del mes se vieron sometidos por el canal de baja presión todos aquellos estados que quedan sobre la Sierra Madre Occidental ocasionando fuertes lluvias acompañado de vientos intensos y descargas eléctricas. Aunque estos factores, contrario a lo que uno pensaría, hicieron que, para el periodo de octubre de

2020 a septiembre de 2021, Baja California y San Luis Potosí tuvieron una racha de sequías tanto así que en la estación Requetemu, adelante del municipio de Ciudad Valles, registrara una temperatura máxima de 43.3 °C.

La precipitación en el estado potosino para el mes de septiembre fue de 114 mm, una temperatura máxima promedio de 31.1 °C, una temperatura media de 25.3 °C y una temperatura mínima promedio de 19.5 °C.

1.9.3 Octubre 2021

Con respecto a otros meses de octubre en el periodo comprendido entre 1981 y 2010, este mes del 2021 tuvo 1.8 mm menos que su promedio de 68.6 mm afectado por los ciclones tropicales “Pamela” y “Rick” con afectaciones en el occidente del país y varios estados del noroeste provocando una distribución no tan anormal de lluvias en gran parte del país; el primer día de octubre se vieron lluvias ligeras en la Mesa Central y del Norte debido a un canal de baja presión fusionado al frente frío 2 y la onda tropical 34 dando como resultado el día más lluvioso de octubre con una precipitación en todo México de 5.2 mm.

Gracias a una mengua de precipitación en el país producto del cambio de verano a otoño, San Luis registró lluvias por encima de su promedio atribuido al paso de cinco ondas tropicales y el impacto de los huracanes Pamela y Rick en la cuenca del Océano Pacífico. El frente frío 4 hizo que en la capital potosina se desataran los vientos que superaron los 50 km/h junto con lluvias impredecibles con un periodo corto de duración al igual que el día 19 de octubre que fue cuando el frente frío número 5 colisionara con la porción seca al norte del territorio dejando los mismos resultados ya comentados.

Para el mes de octubre, San Luis Potosí tuvo una precipitación media de 58.5 mm, una temperatura máxima promedio de 30.5 °C, una temperatura media de 24.1 °C y un mínimo promedio de 17.7 °C.

1.9.4 Noviembre 2021

Por lo general, las lluvias de verano finalizan aproximadamente el 30 de noviembre por lo que la precipitación baja y este fue el caso de este mes ya que presentó una disminución del 14% en el promedio producto de que las únicas dos tormentas que se generaron, “Terry” y “Sandra”, estuvieron alejadas del país dejando como única opción para generar humedad algunos frentes fríos que hubo en la república ocasionando anomalías en estados al noroeste y en San Luis Potosí.

El frente frío número 8 que entró el día 10 de noviembre provocó lluvias importantes en San Luis dejando a su paso un intenso frío con rachas de viento de 60 a 80 km/h al igual que en el frente frío número 9 y el número 10 que ingresó por el noroeste del territorio.

La precipitación en esta entidad federativa para el mes de noviembre fue de 11.9 mm, temperaturas máximas promedio de 26.9 °C, temperaturas medias de 20.3 °C y un mínimo promedio de temperaturas de 13.6 °C.

Capítulo 2. Marco geológico

Según indica los eventos estructurales, geológicos y litológicos en el estado de San Luis Potosí, las unidades superpuestas dan indicios de eventos orogénicos con alto vulcanismo de diferentes periodos que han sufrido procesos de erosión, fracturamiento,

movimientos laterales de las masas que rodean la zona y, sobre todo, aquellos cambios ocasionados por el paso del agua que alteran el paisaje según sea la composición de las rocas que quedan en su curso, tal como procesos de disolución formador de cavernas y dolinas o aquellos sedimentos que arrastran las corrientes superficiales y se depositan en cuencas que forman los relieves deposicionales ricos en minerales según sea la región a investigar.

La Sierra Madre Oriental fue un proceso complejo que tuvo lugar a finales del cretácico y a inicios del terciario cuando una deformación compresiva de sedimentos depositados en las cuencas (formación orogénica) plegó y causó una fractura en la secuencia del mesozoico dando paso a un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales muy angostos con fallas inversas a lo largo de toda la sierra. Su dirección de las estructuras formadas tiene ejes orientados de forma subparalela al plano de la sierra con ubicación noroeste-sureste, pero si se divide en segmentos, la región occidental, donde se encuentra la Mesa del Centro, cuenta con unos pliegues más prominentes con capas de rocas ígneas de origen volcánico. Cabe resaltar que a medida que se avanza hacia zonas altas en la Sierra Madre Oriental, los procesos erosivos toman un rol más importante dado que el transporte de sedimentos y su posterior depósito terminan en la secuencia marina del Golfo de México dando lugar a la formación Terciaria Marina.

Todos estos movimientos dan lugar a su configuración actual a la sierra donde se puede comprender su historia geológica junto con la composición petrológica y la erosión por la que han pasado sus capas; los perfiles formados son consecuencia del tipo de roca junto con la erosión y esfuerzos deformantes según la presión que admite su cristalografía.

Caso contrario a la porción occidental de la sierra, el frente oriental tiene un paquete sedimentario de rocas calizas que genera un plegamiento muy abrupto dando paso a un relieve más complejo y escarpado que el caso anterior donde la incompetencia de las lutitas facilita la deformación del terreno. Otro factor que genera un cambio notable en la degradación subsecuente es el fracturamiento y, posteriormente, la caída de masas rocosas por efecto de la gravedad.

En la huasteca, el agua favorece a toda la región por su componente de disolución dando lugar a cavernas y dolinas, así como a la profundización de los cañones transversales a los ejes de la sierra (INEGI, 1985) que desemboca hasta el Golfo de México. Igual el clima húmedo juega un rol importante al interperizar las rocas basálticas rápidamente y convertir el suelo de color rojizo dando a entender que la superficie es residual con gran oxidación de los minerales ferromagnesianos.

En la parte central de San Luis Potosí, todo el relieve proviene de eventos vulcanológicos de terciario dando origen a un altiplano con características piroclásticas adyacente a un viejo conjunto de rocas sedimentarias del mesozoico. La altiplanicie se ha ido afectando por las fallas que generan un tipo de relieve montañoso donde los macizos rocosos están en bloque rodeado por valles tectónicos con gran depósito de sedimentos donde se observa un abanico aluvial de descargas solidas en la base de la serranía. Estos abanicos presentan mesetas lávicas bien delimitadas con un espesor prominente además que en algunos puntos aún se puede apreciar el relieve antiguo o las coladas de lava más recientes.

Un claro ejemplo de cómo el clima intercede en el comportamiento de la geología del relieve es Salinas, donde las cuencas endorreicas ya sean cerradas o drenadas le

ocurren numerosas evaporaciones por la temperatura tan elevada del lugar haciendo que se acumulen sales minerales económicamente explotables.

Por otra parte, la Llanura Costera presenta una gran extensión de terreno sin tantos desniveles con alto contenido de sedimento por parte de la regresión del Atlántico que tuvo origen en el Terciario temprano y se dio gracias a la acumulación gradual de grandes volúmenes de material rocoso en la cuenca oceánica. La elevación relativa con respecto a la plataforma costera generó el deterioro y posterior erosión subsecuente de aquellos depósitos marinos del terciario que da un aspecto ondulado a los valles de la zona.

Se sabe que todo el estado de San Luis Potosí ha sido de los mejores productores de fluorita, plata, cobre, manganeso, zinc y minerales ferrosos desde principios del año 1970 hasta la fecha a tal grado que en 1980 aportaba casi el 50% de la producción total de fluorita en México junto con el manganeso que fue el segundo lugar en explotación otorgando el 2% de producción nacional; al igual, el oro y la plata se extraía en grandes cantidades como en el Cerro de San Pedro que fue de los primeros lugares donde los españoles extrajeron amplios volúmenes de materiales.

Existen otras localidades que se destacaban por su producción minera como en los municipios de Charcas y Villa de la Paz, u otros que brillaban por su alta concentración de hidrocarburos como es el Ebano, un municipio pegado a Veracruz limitando con Tamaulipas que en 1979 llegó a producir más de 60,000 barriles de aceite crudo equivalente junto con sus derivados como lo son los condensados y gas líquido. Aquí la geofísica ha tenido un papel importante para la estimación de recursos que aun manan en el estado aunado a las jornadas de exploración para detectar condiciones geológicas favorables para la acumulación de hidrocarburos o el afloramiento de minerales con gran

uso industrial; esto ha sido de vital importancia para tener un veredicto de los recursos que aún conservan regiones como Real de Catorce o Charcas.

2.1 Sierra de San Miguelito

Aquella región a la que pertenece el embalse de la Cañada del Lobo forma parte de la Sierra Madre Oriental la cual se encuentra rodeada y sedimentada de rocas del mesozoico además de rocas clásticas alteradas por fluidos químicos. Tales rocas sedimentarias se han almacenado y estratificado sobre un piso producto de basamento del Paleozoico donde no se puede observar a simple vista la porción proveniente del Precámbrico, por lo que su espesor ronda los 4000 metros acompañado de un cumulo de montañas con plegamientos anticlinales y sinclinales con presencia de fallamientos que dan origen a la sierra en cuestión.

Las rocas con mayor edad provienen del Triásico que se hacen notar por ser un conjunto de anticlinales erosionados en la Sierra de Catorce donde afloran rocas como las filitas acompañadas de una secuencia de lutita y caliza que igual pertenecen al Jurásico sin dejar de notar la presencia de material calcáreo proveniente del Cretácico inferior en la sección suroriental del poblado de Villa de Juárez; es importante destacar que los materiales presentes del Cretácico Inferior son los más abundantes en toda la región de la Sierra Madre Oriental y en específico de la Sierra de San Miguelito acompañados de lutitas con intercalaciones de caliza y arenisca aún más notorios al noroeste de Cárdenas.

También hay interacción de rocas del Mesozoico ya que se pueden encontrar varios cuerpos intrusivos con composición ácida e intermedia, además de coladas de lava del cuaternario que recubren el sureste de la capital. Los recubrimientos antes descritos dan paso a la acumulación conglomerados con fragmentos de clastos de rocas preexistentes del terciario y el cuaternario de la parte continental que originan los lomeríos presentes en Guadalcázar y en Cárdenas; como consecuencia, los suelos aluviales predominan en los valles localizados topográficamente más abajo como es el caso de la Cañada del Lobo.

La Sierra de San Miguelito comprende un conjunto de montañas con elevaciones que van desde los 1700 metros sobre el nivel del mar hasta los 3100 metros en el cual la riolita cubre la mayor parte de la porción de la sierra además de que estas se ven parcialmente alteradas por un conjunto de fallas que se extienden en dirección Norte 50° Este y Norte 50° Oeste acompañado de otro paquete de fallas con dirección N-S y NE dentro de las cuales hay ramificaciones hacia el Noroeste; dicho sistema de fallas surgieron desde el Oligoceno temprano y tardío extendiéndose hasta el Mioceno (CONANP, 2019). Dentro de las estructuras que se manifiestan sobre este paquete fallado, destacan los Graben de Bledos y de Villa de Reyes que se ubican el suroeste de la Sierra de San Miguelito y al este de la sierra, respectivamente, aunque dichas fosas tectónicas no estén dentro de los márgenes de la sierra, su interacción con el valle es de vital importancia para comprender la estructura geológica y la dinámica dentro del sitio de estudio en cuestión.

2.2 Estratigrafía

Hablando en términos generales, toda la Sierra Madre Oriental alberga una amplia variedad de unidades litológicas pero la porción que abarca el estado de San Luis Potosí, la base (las rocas más antiguas de esta secuencia) es de estratos de lutitas y areniscas que datan desde el Triásico dispuestas en finas capas con estratos con espesor de 30 a 120 centímetros que por agentes oxidantes han adquirido un color rojizo que subyacen a rocas del Jurásico y Cretácico ubicadas en la Sierra de Catorce y la formación Huizachal. Posteriormente, las calizas de origen marino del Jurásico Superior junto con una porción de lutitas yacen por encima de las capas anteriores del Triásico con capas de diferentes espesores con contactos concordantes donde sus unidades más expuestas son las Sierras de La Colmena, La Trinidad y de Catorce.

Así como se encuentra comúnmente la presencia de calizas, las rocas del tipo evaporítico continúan la secuencia estratigráfica del estado así como el yeso que su origen se le atribuye a la concentración de acuíferos que circulan sobre los anteriores segmentos de carbonatos de calcio dando como resultado la disolución y leve fracturamiento de las capas así como ocurre al sur de Villa de Juárez; de ahí, las calizas y lutitas continúan el depósito ya que se almacenaron en un ambiente marino de aguas someras. El color de las lutitas es verde o café dependiendo de su contenido fósil y debido a que está constituida de margas y capas de bentonita del Cretácico Superior exteriorizadas al este de San Luis Potosí (donde es concordante con la secuencia del Cretácico Inferior) y en el municipio de Valles.

A continuación, la arenisca se empieza hacer presente alternado de lutitas que pertenecen al Cretácico o al Eoceno según sea el caso con espesores de 10 a 60 centímetros que se encuentran fallados sobre la Formación de Cárdenas y Caracol aflorando al norte de Matehuala. Dicha unidad sedimentaria va cortada de margas arenosas como se da en la Formación Chapopote sobre la localidad de Alfredo Terrazas. Después, empiezan a aparecer aquellas unidades ígneas intrusivas como el granito o la diorita y unidades ígneas extrusivas como las riolitas de composición ácida del Terciario que van en concordancia tobas de la misma composición con un espesor variable. El granito aflora por Guadalcázar donde recibe un interperismo exclusivo de rocas graníticas la cual, por liberación de presión, tiende a redondear la roca (exfoliación esferoidal); la diorita de color amarillo del Cretácico Superior aflora al oeste de La Paz y la riolita de estructura fluidal de color rosa del Cretácico se ubican al suroeste de Rio Verde aunque igual se presentan como coladas de lava cubriendo algunos tramos de rocas del mesozoico como aquellas en el Cordón de la Mesa Larga.

Por último, se tienen las unidades más expuestas que en este caso son las de basalto, las de areniscas con intercalaciones de conglomerados y el suelo residual. En cuanto al basalto, su afloramiento se ha visto corrompido por un interperismo intenso que le da forma de derrame de lava, así como se puede observar al oeste de Ciudad del Maíz. Por otro lado, la secuencia de areniscas-conglomerados están poco consolidados por el tamaño de grano tan diverso que tiene la arenisca además de los pequeños fragmentos de caliza, riolita y toba que dan menos estabilidad al macizo; aunque igual hay unidades de conglomerado con matriz areno arcillosa con bajo porcentaje de calizas y basaltos sobresaliendo del lado de la Sierra de Catorce. Los basaltos y conglomerados son de

origen continental del Cuaternario salvo que la parte del basalto se dispone en forma de coladas de lava masivos cubriendo rocas que sobresalen del Cretácico y del Terciario Superior, mientras que los conglomerados se encuentran por encima de estos estratos con fragmentos de riolita, tobas y basaltos saliendo a superficie en algunas secciones al suroeste de Matehuala y noroeste de la capital. Ya al final de todas estas unidades, el suelo se encuentra constituido de gravas, arenas, limos, arcillas y en si de rocas erosionadas de material más antiguo.

2.2.1 Unidades estratigráficas de la Sierra de San Miguelito

De acuerdo con los estudios geológicos recopilados por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas en enero de 2021 para declarar la Sierra de San Miguelito como Área Natural Protegida (ANP) se determinó que la región se encuentra comprendida en un gran valle en medio de dos grandes graben (Bledos y Villa de Reyes) que afectan la dinámica de la tierra comprendida dentro de este lugar y que a su vez el relleno en su mayoría es de piroclastos, conglomerados y sedimentos lacustres que interactúan con un sistema tectónico complejo que genera fallas a lo largo de las diferentes unidades estratigráficas que se definirán a continuación:

- Rocas del cuaternario: generalmente presentados como rocas sueltas saturados de agua (aluvión), son materiales como grava, arena, limo y arcilla producto de la erosión de varios años atrás.
- Basalto: de color negro y matriz de microlitos de plagioclasa generalmente conocido como Cabra, data de hace 21 a 0.5 millones de años y se presenta como

derrames de lava con propiedades alcalinas y contenido de olivino alterado y piroxeno; su textura por lo general es microporfírica y pilotaxítica.

- Ignimbrita panalillo inferior: de hace 27 a 1.5 millones de años, producto de la actividad volcánica explosiva con emisión de piroclastos, está formado por tobas color blanquecino con tonos rojizos de espesores no mayores a los 30 centímetros que se depositaron con clastos líticos.
- Riolíta el Zapote: este tipo de riolítica emblemática de la sierra tuvo su origen por derrames de lava acumulándose capa por capa sucesivamente en la parte exterior dando como resultado un domo exógeno. Su composición química es de fenocristales de cuarzo y sanidino.
- Ignimbrita panalillo superior: así como la ignimbrita inferior, esta secuencia estuvo acompañada de un derrame de basalto conocido como la Placa donde toda esta unidad data de hace 26 a 0.5 millones de años. Su composición es de pómez y ceniza con fenocristales de cuarzo, sanidino y plagioclasas. Tales materiales se obtuvieron por intrusión de diques sobre la falla que cruza por la unidad de la riolíta de San Miguelito.
- Ignimbrita cantera: de textura vitroclástica con color que va desde el gris hasta tonalidades de rozado, contiene aproximadamente 5% de fenocristales de cuarzo y su origen se les atribuye a flujos piroclásticos con ceniza riolítica. Esta unidad tiene 29 a 1.5 millones de años.
- Riolíta San Miguelito: proveniente de una erupción del Campo Volcánico de San Luis Potosí, su composición química es silícica, subalcalino y peraluminoso (con saturación de alúmina) que a su vez contiene de 25 a 30% de fenocristales con

feldespato, plagioclasa y biotita. Esta unidad es la de mayor volumen en todo complejo volcánico de la Sierra de San Miguelito y su origen fue por un recubrimiento de lava en los domos exógenos alineados con un conjunto de fallas dando como resultados una capa gruesa de brechas con fragmentos de vidrio y roca desvitrificada.

- Latita Portezuelo: esta unidad tiene 30 a 1.5 millones de años donde su característica más importante es su foliación de flujo magmática establecida al final de la cristalización. Es de color gris claro con fenocristales, plagioclasa, sanidino y magnetita en la matriz.
- Ignimbrita Santa María: así como la mayoría de las ignimbritas, esta tuvo su origen gracias a flujos piroclásticos con colores de rojo a gris según el porcentaje de sus minerales; abundan los fenocristales, pómez y anhedrales a subhedrales de cuarzo teniendo una matriz con esferolitas. Esta ignimbrita tiene de 32 a 0.7 millones de años.
- Rocas del cretácico marino superior: son capas de arenisca feldespática y lutita.

2.3 Geología estructural

En general, en el estado de San Luis Potosí tuvieron lugar dos macro eventos tectónicos que brindaron las condiciones estructurales actuales en el cual, el primero se dio a finales del Cretácico con un plegamiento de carácter compresivo deformando la secuencia del mesozoico dando como resultado una familia de sinclinales y anticlinales a principios del Terciario que en sí, es el origen de lo que ahora conocemos de la Sierra Madre Oriental

con pliegues más estrechos al oriente y más largos al occidente a lo largo del eje de esta cordillera.

Como ya se había comentado en la estratigrafía, se observa un sistema de fallas en dirección NO-SE de comportamiento inverso generando cabalgaduras entre los paquetes de capas que van de forma paralela entre sí como las que se observan al noroeste de Ciudad Valles. Este cabalgamiento hace que rocas del cretácico inferior entren en contacto con rocas del Cretácico Superior generando una discordancia que resulta curioso ya que este mismo movimiento tectónico dio lugar a los pliegues del mesozoico.

Como segunda parte de este movimiento, a mediados del Terciario, un movimiento tectónico distensivo ocasionó el adelgazamiento de algunas estructuras precursoras y un estiramiento en las rocas ya que esta fuerza dejó de someter a las capas de esfuerzos compresivos teniendo como consecuencia un sistema de fallas normales y fracturas en dirección NO-SU y NE-SO ubicadas en la Sierra de Catorce, Las Pilas y al norte de Cerritos. Después, comenzó un periodo de actividad ígnea donde cuerpos intrusivos, así como diques, lacolitos y más, afectaron el paisaje como se nota con los conos volcánicos y coladas de lava al sureste de la capital potosina.

Dentro de las estructuras que juegan un papel importante en el comportamiento geológico de la Cañada del Lobo, se encuentran los graben de Bledos y de Villa de Reyes (como se dijo al final del capítulo *Geología*) ya que al estar al suroeste de la Sierra de San Miguelito y al este, respectivamente, su interacción no se puede pasar por alto dado que en estos lugares la agricultura es la actividad principal además de que su formación está asociada a la actividad volcánica del Oligoceno en nuestro valle en cuestión.

2.3.1 Graben de Bledos

Entiéndase como graben, a una larga fosa tectónica con fallas normales en los costados que da como resultado bloques más elevados conocidos como *Horst*; una vez entendido el concepto de este fenómeno estructural, hay que mencionar que el Graben de Bledos se encuentra dentro de un área con gran extensión y forma cuadrangular que se extiende en una superficie de 180 km² al sursuroeste a 42 kilómetros de la capital de San Luis Potosí. Esta cuenca está relacionada a diferentes ambientes tectónicos donde su relleno compuesto por sedimentos es sensible a las variaciones climáticas que se le presenten; tiene dirección noroeste-sureste cortando acimutalmente del lado noroeste a la Sierra de San Miguelito y al suroeste de la Sierra de Carranco.

Estudios previos sobre esta depresión, indican que es un semi fosa con una falla orientada al NW-SE que desaparece parcialmente de su lado noroccidental y que se encuentra la presencia de basaltos Cabras de hace 2 millones de años en el límite suroccidental.

Bledos fue originado por un paquete de fallas dando como resultado una de las estructuras más importantes del Campo Volcánico de San Luis Potosí comprendido en la porción meridional de este que a su vez se ubica este campo de la Mesa Central, una provincia fisiográfica de domos traquidacíticos y riolíticos del Oligoceno que data de hace 32 millones de años; no obstante, basándose desde el punto de vista tectónico, esta región queda circunscrita en la Provincia de Cuencas y Sierras de Norteamérica que corre del oeste de Estados Unidos hacia el sur topando con el límite septentrional de la Faja Volcánica Trans-Mexicana sin llegar a cruzarse con las vertientes de la Sierra Madre Occidental. Por esta zona igual se presentan fallas del Eoceno, Oligoceno y Mioceno

como la falla de Taxco-San Miguel de Allende con dirección nornoroeste-sursureste atravesando en diagonal con el Graben de Villa de Reyes que queda al oriente de la capital del estado de San Luis Potosí delimitando así aquellas provincias geológicas del Cretácico Inferior de Guerrero, la fosa del Cretácico Superior de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la plataforma Cretácica Valles-San Luis Potosí.

2.3.2 Graben de Villa de Reyes

Dicha fosa tectónica se encuentra delimitada en su porción septentrional por el Campo Volcánico de San Luis Potosí y el Campo Volcánico del Río Santa María y en su porción meridional con el Campo Volcánico de la Sierra de Guanajuato donde una de las características por la que más destaca es al ser la estructura más prominente de la Mesa Central con una extensión de más de 100 kilómetros con 20 kilómetros de amplitud y con una edad data a partir del Oligoceno. Sus rasgos geológicos establecen que fue formado por un paquete de rocas volcánicas de carácter efusivo como la dacita y riolitas con alto contenido de sílice de hace 32 millones de años y que posterior a su formación hubo conducto que emitieron lava que recubriría una gran parte de esta estructura. Su formación se dio gracias a una secuencia de fallas escalonadas donde se fue depositando la riolita Panalillo que corresponde a un material generado por tobas, piroclastos y horizontes granulares como arenas y limos arcillosos. Después de este almacenamiento, un cumulo de clastos producto de la erosión de las sierras alrededor del graben tapó el relleno de la fosa dejando así una secuencia de depósitos de grava y arena con limo arcillo traído por el arrastre lagunar.

La parte más baja se encuentra cercana al norte del Valle de San Luis Potosí con una altura de 1800 metros y al suroeste de Nuevo Valle de Moreno, Guanajuato, con 2300 metros; es aquí donde la parte interna de la fosa está formada de domos exógenos de hace 31 millones de años compuestos de latita Portezuelo correspondiente al Oligoceno temprano. Otra roca sepultada al fondo de la gran depresión son las Ignimbritas Panalillo de hacer 25 millones de años y la Ignimbrita Santa María.

Toda la estructura está orientada NE-SW que cruza con un conjunto de rocas subcorticales que se atribuye a los grandes movimientos tectónicos presentes en el Terciario medio acompañado de un fuerte campo de esfuerzos; este graben tuvo una gran influencia de los esfuerzos que estiraron y adelgazaron la corteza producto del movimientos de la Placa Norteamericana y de la Placa Farallón con una subducción de las que se tienen evidencias de hace 30 millones de años en el litoral occidental norteamericana.

2.4 Campo volcánico de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental corre a lo largo de la frontera con Estados Unidos y la Faja Volcánica Transmexicana circundado por el Golfo de California en su porción oriental y por el altiplano central (igual conocida como Mesa Central) del lado occidental con elevaciones que van más allá de 2000 msnm y un espaciado que abarca más de 1100 kilómetros de largo hasta 400 km de ancho; al oeste de la sierra se han formado grandes cañadas producto de la apertura del Golfo de California mientras que del lado este

prominentes depresiones tectónicas surgieron por el estiramiento de la corteza conocida como tectónica extensional.

Por otra parte, la Sierra Madre Oriental igual hace alusión a aquella provincia volcánica terciaria asociada a una secuencia ignimbrítica que contiene capas de hasta 1000 metros de espesor que abarcan gran parte del occidente mexicano extendiéndose más allá de la provincia fisiográfica ya mencionada abarcando la Mesa Central y Chihuahua en la zona oriental.

La secuencia geológica que comprende la Sierra Madre Occidental está comprendida de rocas ígneas de diversas fases magmáticas ocasionadas por la subducción de la placa Farallón con la placa Norteamericana generando dos conjuntos muy marcados en la zona: el primer conjunto, conocido como el Complejo Volcánico Inferior (CVI), se distingue por ser rocas plutónicas volcánicas del Cretácico Superior del Paleoceno y rocas volcánicas andesíticas o a veces dacítico riolíticas del Eoceno; el segundo conjunto denominado Supergrupo Volcánico Superior (SVS) comprende ignimbritas silíceas emplazadas en el Oligoceno temprano y Mioceno temprano (Ferrari, et al., 2005). De ahí, existen otro conjunto que pertenecen al cinturón de Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera que son coladas extravasadas después de un pulso ignimbrítico y otro que funge como muestra de los eventos relacionados a la apertura del Golfo de California el cual presenta coladas de basaltos e ignimbritas alcalinos empaquetadas del Cuaternario, Plioceno y Mioceno.

Hablando de manera más general, hay una clara discordancia entre los paquetes del Supergrupo Volcánico Superior y el Complejo Volcánico Inferior que dan muestra de una secuencia de tobas de flujos piroclásticos con lavas de composición silícica y flujos de

composición máfica en la parte externa de la provincia SVS; es así que el SVS en conjunto con CVI forma una de las características más sobresalientes del subcontinente mexicano por tener un ancho de 250 km y largo de 200 km y por su corto emplazamiento de ignimbritas a inicios del Oligoceno donde el segundo pulso tuvo lugar al suroeste de la Sierra Madre Occidental a principios del Mioceno.

Todos estos eventos magmáticos cubren aquel basamento heterogéneo perteneciente al Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico dato que se ve mermado por la escasa información y exposición de afloramientos además del intenso fallamiento extensional.

2.4.1 Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP)

Este impresionante campo de 40,000 km² de superficie fue producto del vulcanismo en el Eoceno medio comenzando con derrames de lava andesítica encima de sedimentos de procedencia lagunar del Paleoceno tardío y del Eoceno temprano, donde posteriormente un grupo de lavas y flujos piroclásticos intermedios a riolíticos terminarían de sepultar estos eventos magmáticos en el Oligoceno

Hace 32 a 26 millones de años fue cuando este complejo tuvo su mayor emisión de rocas volcánicas de origen félsico mientras que hace 22 a 20 Ma apenas si hubo vulcanismo donde se observan basaltos y riolitas de los mismos periodos asociando este caso a un carácter bimodal con un evento final con lavas basaníticas del Plioceno-Cuaternario.

Como ya se ha comentado, toda esta sección que converge en parte con la Sierra Madre Occidental está rodeada de ignimbritas las cuales tienen un carácter químico calcialcalino que se le atribuye a un régimen de esfuerzos producto de una convergencia dado una extensión tectónica generando la Provincia de Cuenca y Sierras que está

íntimamente ligado a aquel vulcanismo en la Mesa Central de México donde las emisiones volcánicas y la deformación pueden haber cedido hasta el Mioceno temprano. Esta calialcalinidad de las rocas, su emplazamiento temprano y el carácter bimodal de las rocas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental son características de un magmatismo de arco continental dominado por procesos de subducción que data de hace 30 millones de años hasta hace 20 Ma pasando por un cambio de énfasis en la modalidad del vulcanismo.

Un factor importante en la delimitación de estos campos volcánicos fue la tectónica extensiva que inició en el Eoceno afectando el oeste de la Mesa Central que dio lugar a una secuencia de lavas y piroclastos emitidos por varios eventos volcánicos en el CVSLP; estos eventos presentan variaciones geoquímicas que en el Oligoceno se distinguieron por el emplazamiento de derrames de lava ocasionando la formación de domos y depósitos piroclásticos de composición dacítica o andesítica rica en potasio o riolítica correspondientes a ciertos patrones tectónicos o fisuras provenientes del Paleoceno. Es así como, según su semejanza litológica, su estratigrafía, composición química y edades isotópicas, se dividió el Complejo Volcánico de San Luis Potosí en cinco subconjuntos:

- Complejo Volcánico Ahualulco (CVA)
- Complejo Volcánico Pinos (CVP)
- Complejo Volcánico Villa Hidalgo (CVVH)
- Complejo Volcánico La Repartición (CVR)
- Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM)
- Complejo Volcánico Santa María (CVSM)

2.4.1.1 Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM)

Llamado así por estar albergado en toda la Sierra de San Miguelito, este complejo se ubica al sur y occidente de la capital potosina donde sus estructuras originadas por eventos volcánicos datan desde el Oligoceno medio hasta el Mioceno en la cual la primera edad tiene una secuencia de hace 31 millones de años formado de lavas e ignimbritas expuestas en diferentes locaciones; sus inicios de este complejo fueron por derrames de lava riolítica generando domos exógenos en conjunto con depósitos piroclásticos emplazados según las estructuras predecesoras regionales dando una orientación NW-SE, donde algunos tendieron a seguir un patrón semicircular (Tristán-González et al., 2009).

Dos de las estructuras con mayor volumen en este complejo son los domos riolíticos de San Miguelito y El Zapote conformados por un paquete piroclastos intercalados provenientes de la ignimbrita Cantera y San José de hace 29 Ma ubicados por todo San Miguelito. Estas estructuras fueron posteriormente cubiertas por una actividad volcánica de composición básica hace 28 Ma en concordancia con aquellas fallas principales ubicadas en las inmediaciones de la Sierra con orientación NW-SE e ignimbritas y riolitas Panalillo (piroclastos de color crema con fenocristales de feldespatos, cuarzo y pómez con ceniza totalmente soldada) lo que significa un carácter bimodal al poniente de la fosa de Bledos. Fue en el Mioceno cuando la actividad volcánica dentro de este complejo cesó con lavas basálticas correspondiente al “basalto Cabras” (con características alcalinas con contenido de olivino alterado y piroxeno), traquíticas de la traquita Los Castillo (de textura microcristalina de 5 a 10% de plagioclasas) y riolíticas proveniente de la riolita Cerro Reyna emitidas hace 22 Ma.

Capítulo 3. Hidrología

Dentro de todo el estado de San Luis Potosí, la hidrología se encuentra fuertemente delimitada por los contrastes que hay dentro de sus regiones como es la vegetación, el relieve (orografía) y, por ende, su clima; estas dos últimas características son las que definen fundamentalmente la estructura de la entidad.

La cordillera a la que pertenece el estado es la Sierra Madre Oriental que parte del noroeste al sureste, casi análoga al Golfo de México donde sus límites son al este con la llanura costera del golfo y al oeste con la altiplanicie mexicana, pero delimitando la sierra a San Luis, esta tiene dos zonas muy marcadas fácilmente identificables que son las siguientes:

- Zona suroriental. Mejor conocido como la zona de la huasteca, predominan los climas cálidos y semicálidos donde su posición geográfica hace que al igual sea un área húmeda a subhúmeda ayudando a que se den altas precipitaciones y escorrentías contribuyendo al cauce de los ríos más importantes tales como Santa María, Tamaón y Moctezuma. El río Santa María parte del municipio de Villa de Reyes donde se encuentra la presa La Muñeca y continua en dirección este hasta llegar al norte de Aquismón donde empieza el curso del río Tamaón finalizando en los límites de Veracruz con el río Moctezuma.

Esta zona forma parte de la “Región Hidrológica 26, Pánuco”.

- Zona occidental. El clima predominante en esta región es de seco a semiseco donde las corrientes son de carácter intermitente por lo que las bajas precipitaciones hacen que la zona no cuente con tantas fuentes superficiales de

agua en todo el año. En temporada de lluvias es cuando más se forman cuerpos de agua con un curso muy reducido que le afecta la geología y estratigrafía del lugar (llanuras) que hace que se filtre el agua o se evapore durante su estancamiento o movimiento. Al filtrarse el agua, estas desembocan en las sierras aledañas formando drenes subterráneos a gran profundidad dando paso a una posible meteorización química generando así zonas karstificadas. En la zona del valle de San Luis, por su composición geológica, no suele filtrarse el agua de lluvia por lo que eso da paso a zonas pantanosas.

Esta zona forma parte de la “Región Hidrológica 37, El Salado” e igual una pequeña porción de la “Región Hidrológica 12, Lerma-Santiago”.

3.1 Región Hidrológica 37, El Salado

Pertenciente a la Región VII, junto con la Región Hidrológica 36 (Nazas-Aguanaval), 12 (Lerma-Santiago) y 26 (Pánuco), El Salado junto con las demás regiones conforman las Cuencas Centrales del Norte donde se ubica geográficamente el altiplano de la república mexicana que se identifican por la escasa disponibilidad del agua y por abarcar aproximadamente el 10% del territorio nacional equivalente a 206,447 km², además de una temperatura promedio de 18 °C y un clima seco.

Toda esta amplia región se ve rodeada de cuenca endorreicas (sin salida al mar, con mayor evaporación que alimentación) ubicadas en planicies con una elevación de 1,100 msnm cercadas por un sistema de cadenas montañosas mayores a los 3000 msnm (cita)

donde sus características fisiográficas traen como consecuencia una precipitación pluvial en ciertas temporadas que dan como resultado escurrimientos intermitentes.

Toda la región tiene en promedio una precipitación media anual de 352.5 mm, mientras que la media nacional es de 777 mm; en cuanto a El Salado, su temperatura media anual es de 16.9 °C con una evaporación potencial de 1,824 mm/año lo que genera un clima muy seco, pero a su vez templado; se estima que su escurrimiento no desviado tanto superficial como subterráneo (escurrimiento virgen) es de 1,642 mm³ mientras que su uso ronda en 83 mm³ por lo que se puede considerar que en la suma de todas las subcuencas que tiene la región se tiene una buena disponibilidad de agua salvo que esto puede parecer incierto por la excesiva evaporación e infiltración dadas por la geología regional.

El Salado está ubicado específicamente en la altiplanicie septentrional en la porción noroccidental del estado de San Luis Potosí que corresponde al 54.2% de la superficie total de la entidad que igual delimita al sureste con la Región Hidrológica 26, Pánuco que, como ya se había mencionado, su superficie comprende varias cuencas cerradas por lo que no tienen una corriente superficial de la que se puedan aprovechar. Dentro de las cuencas que alberga esta región se encuentran las siguientes:

- Cuenca (B) Matehuala
- Cuenca (C) Sierra de Rodríguez
- Cuenca (E) Fresnillo – Yesca
- Cuenca (F) San Pablo
- Cuenca (G) Presa San José – Los Pilares
- Cuenca (H) Sierra Madre

En esta subregión hidrológica se trata de hacer valer las escorrentías por parte de las lluvias con obras de almacenamiento para su futuro uso con fines de riego pero todo el fluido captado pasa a evaporarse por las condiciones del suelo y su clima seco por lo que las lagunas presentes en el estado no suelen durar mucho en superficie; solo se considera una pequeña cuenca capaz de almacenar y mantener el agua en superficie para la demanda que ocupa la cabecera estatal y esa es la cuenca “Presa San José – Los Pilares”.

3.1.1 Cuenca Presa San José – Los Pilares

Siendo una de las cuencas más importantes en la región hidrológica 37, esta presa abarca en extensión un aproximado de 18% que representa 1,128,528 hectáreas de toda el área y se localiza en el centro occidente del estado potosino. Se encuentra delimitado por la cuenca Matehuala en la porción norte, la cuenca Sierra Madre del lado este, al sur y parte del sureste con toda la región hidrológica 26, Pánuco, mientras que en la parte occidental y suroeste delimita con la cuenca San Pablo.

Dentro de sus características generales destacan el clima donde su temperatura media anual va de 16 a 22 °C que da como resultado una precipitación total anual de 500 mm registrada al norte de la cuenca mientras que en el sur es de 200 mm; su escurrimiento es muy bajo, menor a 10 mm (INEGI, 2002).

En la cuenca hay ciertos márgenes en la parte norte que captan eficientemente los escurrimientos donde los locatarios aprovechan para cubrir sus necesidades mientras que en la parte sur se han dispuesto varias obras de almacenamiento como son las presas Álvaro Obregón que corta el río Mexquitic para el riego y uso de las comunidades

aledañas al municipio de Mexquitic; existen otras obras como lo es la presa Gonzalo N. Santos (El Peaje) que aprovecha al río Santiago con una capacidad de conservación útil de 8 mm³ que, por otra parte, la presa San José ubicada aguas abajo del mismo río tiene una capacidad de 7.36 mm³ que sumada con El Peaje tienen la misión de suministrar agua potable a capital del estado de San Luis Potosí aportando solo 10 mm³.

La Presa San José – Los Pilares tiene varias sierras con corrientes superficiales con gran aporte de agua, pero son de carácter intermitente. Son destacables los arroyos Las Magdalenas, Cañada Verde, Palomas, Potrerillos, Ojo de Agua, El Laurel, El Tepozán, El Tule, Bocas, Calabacillas, San Pedro e Independencia; aunque la parte que resulta más interesante es la zona sur de la cuenca ya que es donde se ubica la ciudad de San Luis y es aquí donde los ríos que tienen influencia son el Mexquitic, Santiago y Española con pequeños arroyos como los son Paisanos y San Antonio.

3.1.1.1 Río Española

De carácter intermitente y a una altitud promedio de 1875 msnm, el río Española es una corriente superficial o arroyo que proviene de la sierra de San Miguelito que, conforme avanza en dirección sureste – noroeste a la altura de la Unidad Deportiva Adolfo López Mateos, va disminuyendo de profundidad a medida que se acerca al centro de la planicie (CONANP, 2021).

En la ciudad de San Luis Potosí, al ser un arroyo no presente en la mayor parte del año, el gobierno local ha utilizado su cauce como uno de los bulevares más importantes para el acceso a la capital junto con el Río Santiago y el bulevar San Luis. Por ende, este río en temporadas de lluvias tiende a generar una corriente poco caudalosa que afecta la

vialidad sin dejar a un lado que trae consigo toda la basura y residuos urbanos del sur de la ciudad hasta su desembocadura por lo que el agua que trae consigo no se puede aprovechar para fines de consumo humano además de que afecta al drenaje de las colonias aledañas.

Capítulo 4. Hidrogeología

El problema del aprovechamiento de las aguas superficiales en el estado de San Luis Potosí es la rápida evaporación que se presenta en la zona del altiplano agregado a la escasa recarga de espejos de agua que depende de la temporada del año; es por ello por lo que la principal fuente de agua en toda la entidad es la proveniente del subsuelo, la que logra infiltrarse antes de que el efecto del sol vaporice y se termine desaprovechando el agua para abastecimiento en beneficio del pueblo. Aun así, cabe resaltar que el potencial del acuífero en San Luis es limitado justamente por las corrientes superficiales y transitorias.

La filtración y almacenamiento depende de los valles que rodeen a la región, como es el caso de la zona norte del estado que dichos valles se encuentran delimitados por capas de sedimentos terciarios y recientes que de su lado occidental se han encontrado calizas productoras por la zona de Matehuala-Villa de Arista. En toda esta comunidad, el agua es usada para consumo local ya que su nivel de contaminación es casi nulo como en las regiones de El Salado donde el material detrítico (aluviones) filtra el agua pudiendo utilizar la misma para uso doméstico y para riego. Por otra parte, Villa de Ramos presenta

una mala calidad de agua porque la cuenca endorreica está compuesta y llena de sedimentos del terciario de composición evaporítica.

Con respecto a la zona centro del estado, donde se encuentra el valle de San Luis, corresponde al área urbana más importante para el estado ya que es aquí donde se aloja la mayor cantidad de industrias y comercios de la región pero igual hay que destacar que estas actividades tuvieron auge gracias al poco avance que se tiene en actividades agrícolas pero la característica más importante que limita el potencial del suelo es la falta de agua que a su vez se ve marcado por la baja potencialidad y que esto mismo hace que el agua no fluya hasta una capa almacén cercana a la superficie por lo que sus niveles piezométricos son muy profundos en toda la capital ocasionando problemas en el suministro hídrico que se trata de compensar con lo explotado cerca de las comunidades de Villa de Reyes y Arista.

Por último, la porción sur tiene como principal exponente el municipio de Río Verde donde el valle se ve favorecido de aguas subterráneas en el que los acuíferos son en su mayor parte calcáreos y granulares por lo que es común que en algunas áreas se presente agua de mala calidad, pero con un gran éxito en la agricultura que es la principal fuente económica del lugar. La Media Luna es un lago cubierto de manantiales caudalosos de composición calcáreos con un total de 5500 hectáreas de las cuales varios asentamientos aledaños se ven beneficiados de estos afloramientos donde se prevé que se puedan extraer cantidades importantes de agua por medio de pozos profundos que puedan abastecer no solo a esa región, sino también a comunidades a su alrededor.

4.1 Permeabilidad

Según estudios realizados por el INEGI en 1985 y 2019, basado en las características físicas y granulares de las rocas (sin dejar a un lado sus estructuras en conjunto y geomorfología), para la delimitación de las unidades hidrogeológicas de todo el estado de San Luis Potosí, se determinó que existen diferentes capas litológicas de material tanto consolidado como no consolidado con permeabilidades de todo tipo (altas, medias y bajas) las cuales se describen a continuación:

- Material consolidado con permeabilidad alta. Producto de corrientes de lava, con bajo espesor sobre una capa de tobas arenosas que se ve fracturada y poco consistente. Se sabe por experiencia y obras pasadas, que estas unidades presentan volúmenes de agua considerablemente grandes por la presencia de norias y manantiales al sur de Villa de Ramos y la capital; así como ya se había dicho, al oriente y norte del estado afloran formaciones calcáreas que, por su composición, tienen buena permeabilidad por efecto de la disolución formando una estructura favorecedora para el almacenamiento de agua como ya se ha visto en pueblos al sur de Matehuala.
- Material consolidado de permeabilidad media. Estas capas están distribuidas alrededor de todo el estado solo que su presencia se ve cubierta por formaciones más recientes que hacen que las filtraciones aumenten o disminuyan según sea el lugar de estudio. Se encuentra regularmente al noreste de la ciudad de San Luis Potosí con frontera a otros municipios y su composición de la capa es de basaltos en exceso fracturados que tiene como consecuencia esta permeabilidad

característica. Por otro lado, igual existen unidades de calizas totalmente permeables alteradas por fracturamiento y disolución en la localidad de El Cedral donde la extracción de agua es económicamente potencial.

- Material consolidado de permeabilidad baja. Este tipo de material se puede localizar en todo el estado, pero principalmente en la región sureste. Su composición va desde capas de riolitas, calizas, tobas, lutitas y esquistos donde se puede presenciar intercalaciones de basaltos en menor proporción en conjunto con andesitas y cuerpos ácidos. Geológicamente, toda esta zona es estable por lo que no presentan fracturamiento donde pudiesen pasar volúmenes de agua para ser explotables además de que estas secuencias de basaltos tienen rellenos arcillosos que inhiben el paso del agua. En algunas localidades como Santo Domingo hay calizas subyaciendo la formación Cuesta del Cura (de capas delgadas de caliza ondulosa, lutitas y lentes de pedernal) que dan lugar a un anticlinal pequeño en zona de valles que lo cubren.
- Material no consolidado de permeabilidad alta. De este tipo de materiales son los principales acuíferos de toda la región como son los valles de Matehuala, San Luis Potosí, Villa de Arista, Río Verde y al suroeste de Angostura. Enfocándonos solo al Valle de San Luis, que resulta ser el de mayor importancia por su extensión demográfica, tiene dos acuíferos que tapan a un tercero donde se ha visto presencia hidrotermal en un acuífero de tipo semiconfinado (donde una de sus capas no es totalmente impermeable) donde su nivel estático ronda los 60 y 130 metros; sus líneas de flujo van de sur a norte que indica una recarga de las sierras aledañas que se acumulan al noreste de la capital por su baja topografía.

Los valles se han formado por arrastre de sedimentos por lo que sus suelos son de tipo aluvial y lacustre con conglomerados y areniscas interestratificados y poco cementados (INEGI, 2019), es por ello por lo que el tamaño de grano de los suelos es de finos a gruesos. Su composición es de estos granos son provenientes de rocas ígneas o sedimentarias que dan lugar a areniscas y conglomerados.

4.2 Acuífero de San Luis Potosí

Desde que la capital del estado tuvo su auge en la industria dando como consecuencia una explosión demográfica abrupta, la necesidad de abastecer agua a la población potosina se tornó en el principal problema a solucionar por lo que la mejor manera de suministrar agua a la mayoría de las personas fue y es la explotación hidrogeológica. Fue así como desde el inicio de este aprovechamiento subterráneo, las empresas hídricas observaron dos niveles piezométricos en el valle por lo que se intuyeron dos capas o unidades geohidrológicas las cuales se describirán a continuación:

1. La primera unidad más superficial es un sistema de acuíferos interconectados de pequeña extensión con gran complejidad geológica debido a sus características heterogéneas y anisotrópicas por lo que esta secuencia de acuíferos son del tipo confinado, semiconfinado y libres; una de sus características principales es que aunque se comportan de diferente manera, el flujo de corriente corre del mismo lado abarcando un área de 230 km² en una base de sedimentos aluviales granulares con espesores que van de los 50 metros hasta los 4 metros en la parte más somera. Su nivel piezométrico de esta capa varía según el punto de

referencia ya que en la zona urbana y la colonia Pozos, las profundidades alcanzan los 40 metros donde se localiza un estrato prolongado de sedimentos de alto contenido arcilloso.

Este acuífero superior tiene una extensión de 165 km² dentro del valle de San Luis donde su caudal de producción va de 0 a 9 litros por segundo (LPS) promediando 3 LPS en todo el año; según los estudios realizados en recientes fechas, la calidad de agua de estas capas ronda los 200 a 700 TDS (total de sólidos disueltos).

Su recarga se debe a la infiltración por escurrimiento de la sierra de San Miguelito provenientes tanto del oeste como del suroeste además de que igual aporta agua la precipitación que se da en la región. Aquí el flujo subterráneo no se ha modificado ya que se observa una misma descarga en la parte oriental registrada por varios pozos y estudios piezométricos.

El drene de agua ocurre de manera natural, aunque de forma muy lenta, sobre un material aparentemente poroso (percolación) que es la capa de arcilla ya anteriormente mencionada.

2. La segunda unidad que corresponde al acuífero más profundo muestra una composición mixta donde la capa que recubre es de material aluvial con un espesor de 200 metros. A continuación, se encuentra una fracción de rocas ígneas

de composición riolítica y latitas de topografía variable y compleja debido a la base de rocas ígneas impermeables.

La porción saturada de este estrato se tiene registrado gracias a antecedentes geológicos en 300-350 metros según datos de CONAGUA para el año 2020 por lo que igual se sabe que es un acuífero libre y semiconfinado en algunas zonas.

Su recarga proviene de la infiltración a través de las rocas ígneas del lado occidental y de aquella agua proveniente de la primera capa. Su flujo se mueve hacia el sur a la altura de La Pila prolongándose hasta el río Santa María sobre el graben de Enramadas cuya posición geográfica ya excede los límites hidrogeológicos de la cuenca y, a partir de este cruce, el flujo adquiere una dirección oriental.

Sus características principales son que el acuífero inferior tiene una extensión de aproximadamente 500 km² dentro del valle con un rango de profundidades que varía según la zona en cuestión de 85 a 150 metros donde el espesor medio es de 300 metros; su caudal tiene un promedio de 25 litros por segundo en la mayor parte del año salvo que se han registrado gastos de 4 LPS hasta 90 LPS. En general la calidad de agua es buena a estas profundidades ya que va de 200 a 400 TDS.

Según datos estadísticos tomados en el primer trimestre de cada año dentro del periodo de 1995 a 1998, la red de flujo del agua tenía un patrón del tipo radial convergente con dirección a la zona urbana de la capital que presentaba diferentes gradientes hidráulicos según el grado de explotación de la zona; en Lomas-Morales (de los lugares más

poblados en San Luis Potosí hoy día), el gradiente era de 0.02 mientras que en Soledad de Graciano Sánchez tenía 0.001 mostrando una evidente menor explotación. Lo anterior demuestra que la demografía afecta directamente al aprovechamiento del agua salvo que, en este caso, del lado de Lomas, se ubica una fractura con orientación NW-SE la cual afecta directamente al acuífero dando como resultado un flujo subterráneo desigual a las curvas isopiezométricas por lo que la geología estructural domina fuertemente parte de la hidrogeología del valle de San Luis Potosí.

4.3 Calidad del agua subterránea

Siguiendo con los datos históricos recopilados sobre la calidad del agua en la cuenca de la capital por CONAGUA en 1998 y estudiados en el laboratorio químico de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, se determinó que las temperaturas más altas en el agua se presentan al oeste y suroeste con valores de 35 °C, una conductividad eléctrica que va desde los 210 a los 490 mmhos/cm (en la zona urbana de 328 mmhos/cm), una alcalinidad de 60 ppm hasta 150 ppm al suroeste, una dureza de 40 a 150 ppm de CaCO₃ (zona industrial 90 ppm y en la mancha urbana de 150 ppm), una concentración mínima de CO₃-HCO₃ al noreste aumentando hasta los 190 ppm del lado de la zona industrial, iones de calcio varían de 7 a 52 ppm donde la concentración más baja es la zona de Soledad y la más alta en la porción norte, la cantidad de sodio y potasio en el agua ronda los 11.5 – 68 ppm y, por último, el flúor es el principal problema en el valle ya que este rebasa el límite permisible según a la NOM de 1.0 mg/L dando valores de 2 a 11 ppm en la zona sur de la mancha urbana, la zona industrial y los pozos

termales dando como resultado un problema grave de fluorosis dental en los pobladores del municipio.

Entonces, con los parámetros obtenidos en 1998, del lado sur y suroeste del valle se tiene la presencia de agua sódico-bicarbonatadas lo que comprende Villa de Pozos, zona industrial y urbana de San Luis, mientras que en el centro de la capital proliferan las aguas mixtas de composición cálcicas y sódicas.

Capítulo 5. Marco teórico

Para entender los métodos aplicados en este trabajo es necesario dejar en claro aquellos conceptos, leyes y fórmulas en las que se basa los métodos geoelectricos.

La ley de Ohm, en donde se fundamenta la teoría de los métodos geoelectricos de corriente directa, plantea que el voltaje (V) es directamente proporcional al flujo de una corriente (I) eléctrica, de la forma:

$$V = RI \quad (1)$$

donde R es la resistencia del conductor medido en *ohm* bajo los regímenes del Sistema Internacional de Unidades (SI) con el símbolo Ω . R no solo depende del tipo de material del conductor, sino de las dimensiones y forma de éste.

Supongamos un cuerpo cilíndrico, dividido en dos secciones de igual longitud. El voltaje de cada sección (V_1 y V_2) sería el mismo, por lo que el voltaje total de todo el cuerpo cilíndrico sería $2V$, siendo la resistencia del cilindro R_c , según la ecuación (1):

$$R_c = \frac{2V}{I} = 2R \quad (2)$$

Donde R se refiere a la resistencia de cada sección del cilindro.

De la ecuación (2) se entiende que la resistencia es directamente proporcional a la longitud.

De la misma forma, si dividimos ambas secciones longitudinalmente, con una medida L , tendremos un área de sección transversal $A/2$ por lo que para un voltaje (V) en todo el conjunto, la corriente (I) será $I/2$ dando la ecuación

$$R_L = \frac{V}{\frac{I}{2}} = \frac{2V}{I} = 2R. \quad (3)$$

De acuerdo con lo anterior, si se reduce a la mitad el área de la sección transversal de un material conductor se duplica la resistencia por lo que ésta última es inversamente proporcional a la sección del cuerpo cilíndrico.

Resumiendo, R es directamente proporcional a L e inversamente proporcional a A :

$$R \propto \frac{1}{A} \quad \circ \quad R \propto \frac{L}{A} \quad (4)$$

y para un conductor dado de resistividad eléctrica (ρ), tenemos:

$$R = \frac{\rho L}{A} \quad (5)$$

siendo que ρ depende del tipo de material conductor y no de sus dimensiones.

5.1 Resistividad eléctrica

Según lo explicado anteriormente sobre la ley de Ohm, la resistividad ρ no se ve afectada por el tamaño sino por el tipo de material; es así como la resistividad eléctrica describe como una corriente se ve afectada por la intrusión de un material y la conductividad

eléctrica es su inverso, la facilidad con que un material conduce la corriente eléctrica. Por lo que la resistencia eléctrica ante un conductor homogéneo depende de la resistividad y de la geometría del sistema o visto de otra forma para el caso de un conductor homogéneo, rectilíneo, de sección s y longitud L :

$$\rho = \frac{R * s}{L} \quad (6)$$

Las unidades para la resistividad son Ohm.m según el SI y es, de igual manera, la conductividad eléctrica, como inverso de la resistividad, se define como:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (7)$$

y sus unidades están en siemens entre metro (S/m).

Como magnitud física en un material, la resistividad es uno de los factores más importantes al analizar cuerpos en el subsuelo ya que llega a verse afectado por diversos componentes como son la presión, los fluidos presentes y la temperatura según la altura o profundidad.

Todos los materiales presentan propiedades eléctricas que definen el paso de cargas eléctricas ya sean electrones o iones que, según el caso, los cuerpos tienen conductividad electrónica si son metales y semiconductores, o conductividad iónica si son electrolitos (García, 2018).

Las impurezas en el material y/o la temperatura hacen que la resistividad varíe según fuera el caso; por lo general, la resistividad de los metales a una temperatura normal de no más de 20 °C ronda los 10^{-8} a $10^{-7} \Omega\text{m}$, pero en la corteza son escasos los materiales que tienen una conductividad metálica siendo algunos como el cobre, la plata y el oro. En contra parte, los semiconductores representan la mayor cantidad de materiales que

hay en la Tierra y su conductividad varía según el grado de impurezas presentes o la temperatura a la que se encuentren expuestos. Es por ello, que la gran variedad de minerales en nuestro sistema varía en resistividad como los óxidos que son muy malos conductores o como los sulfuros que, si presentan un grado alto de conductividad, pero es más común ver en la naturaleza una mezcla de minerales con ciertos materiales aislantes como el cuarzo haciendo que la resistividad sea más complicada de comprender.

Estos materiales aislantes o dieléctricos como el cuarzo, calcita, micas, etcétera tienen enlaces covalentes o iónicos que hacen que los electrones estén más sometidos íntimamente al átomo formando una red cristalina con un electrolito sólido. Sus resistividades son altas, del orden de $10^7 \Omega\text{m}$ a una temperatura normal, considerándose como materiales aisladores salvo por el entrometimiento de electrolitos en los poros de los cuerpos terrestres que, de no ser por ello, la mayoría de las rocas serían aislantes a menos que contuvieran un material semiconductor, pero como no es el caso, son conductores iónicos con resistividades muy variables.

El agua juega un rol importante en la conductividad de las rocas. El agua destilada tiene una resistividad de $10^5 \Omega\text{m}$, mientras un agua natural proveniente de lagos, ríos o arroyos rondan los 10^3 a $3 \times 10^3 \Omega\text{m}$, la de aguas subterráneas presentan una resistividad de 1 a $20 \Omega\text{m}$ mientras que las aguas marinas las cuales tienen una cantidad excesiva de sales se acercan a los $0.20 \Omega\text{m}$. Otro factor importante en la resistividad del agua es a la temperatura a la que se encuentre por lo que si el fluido se enfría y se congela pasa a ser excesivamente resistivo, o sea, pasa a ser un dieléctrico.

Por último, es importante considerar que las rocas presentan anisotropía y la resistividad puede que no sea la misma analizada desde una perspectiva que de otra, lo mismo aplica al observar conjuntos de estratos donde el grupo de rocas interactuando con más sistemas y viéndose sometidos por otros factores físicos cambian significativamente sus resistividades en todos los ángulos además de los métodos geofísicos que se ven afectados por aquellas variaciones en superficie.

5.2 Propiedades Eléctricas de los materiales terrestres

Que tengan propiedades eléctricas los materiales se le atribuye a la presencia de cargas eléctricas naturales o artificiales en la Tierra y como tal existen dos tipos de cargas, de electrones y de iones y dependiendo del tipo de enlace entre sus átomos es como un material puede transmitir estas cargas; en los *enlaces metálicos* los átomos de un material y los electrones de valencia en átomos de un material están interactuando libremente en una nube electrónica con un movimiento sencillo de electrones; en un *enlace covalente* los electrones permanecen unidos por un par de átomos en los que no existe un movimiento autónomo a través del material es por ello que este tipo de enlace se tiene que fracturar para que los electrones se muevan y esto resulta ser la propiedad fundamental de los materiales semiconductores y de los aislantes. Por último, el *enlace iónico* tiene como característica una red de iones negativos y positivos mantenidos por fuerzas electrostática dando como resultado, en estado sólido, que los electrones no se conmuevan con libertad siendo propiedad particular de los materiales aislantes con la

ventaja de que si estos se funden y entran en fase líquida tornan a ser excelentes conductores. La resistividad eléctrica de las rocas depende directamente de:

5.2.1 Composición mineralógica del material geológico

Los minerales que componen las rocas y sedimentos son comúnmente muy resistivos; solo algunos minerales metálicos poseen conductividades eléctricas altas. En la tabla 1 se observa los valores altos de resistividad de algunos minerales formadores de rocas, mientras que esas mismas rocas tienen resistividades mucho más bajas dada por la influencia de otros factores en el agregado mineral como son la porosidad, humedad y salinidad de una roca, las cuales se detallan a continuación.

Tabla 1. Resistividades de algunos materiales. Elaboración propia.

| Mineral | Rango | Unidades |
|------------|-----------------------|----------|
| Cuarzo | 10^{12} - 10^{14} | ohm-m |
| Feldespato | 10^{12} - 10^{12} | ohm-m |
| Mica | 10^{10} - 10^{15} | ohm-m |
| Calcita | 10^8 - 10^{12} | ohm-m |
| Anhidrita | 10^7 - 10^{10} | ohm-m |
| Silvina | 10^{13} - 10^{15} | ohm-m |
| Azufre | 10^{12} - 10^{15} | ohm-m |
| Sal gema | 10^{14} - 10^{15} | ohm-m |

5.2.2 Porosidad y humedad

Tabla 2. Porosidad intragranular de algunas rocas. Elaboración propia.

| Rocas | Porosidad |
|-----------|-----------|
| Arena | 20-25% |
| Arcilla | 45-60% |
| Grava | 10-25% |
| Caliza | 2-15% |
| Areniscas | 5-15% |

La porosidad de las rocas es muy variada, siendo con los rangos posibles de porosidad de los diferentes litotipos se traslapan (ver tabla 2). En general, la porosidad de una roca es inversamente proporcional a su resistividad eléctrica, debido a que está íntimamente ligada a la presencia de humedad. Desde valores de humedad muy bajo a medios saturados, esto influye en la disminución del valor de la resistividad de una roca como se observa en la figura 2.

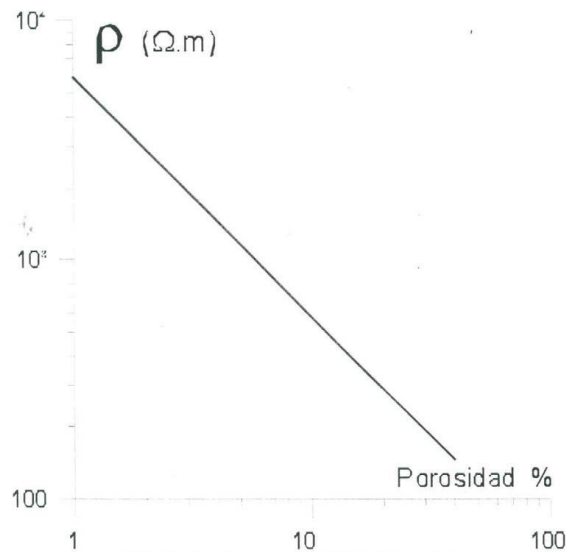


Figura 2. Resistividad de las rocas en función de su porosidad.

5.2.3 Salinidad del agua de poro

La salinidad del agua contenida en los poros de las formaciones geológico funciona de manera inversamente proporcional a la resistividad del medio. El aumento en la concentración iónica del agua de poro facilita la conducción electrolítica y con ellos disminuye la resistividad. La figura 3 presenta el comportamiento de la resistividad del agua para diferentes concentraciones de NaCl, para una temperatura de 20°C. El factor temperatura será analizado a continuación.

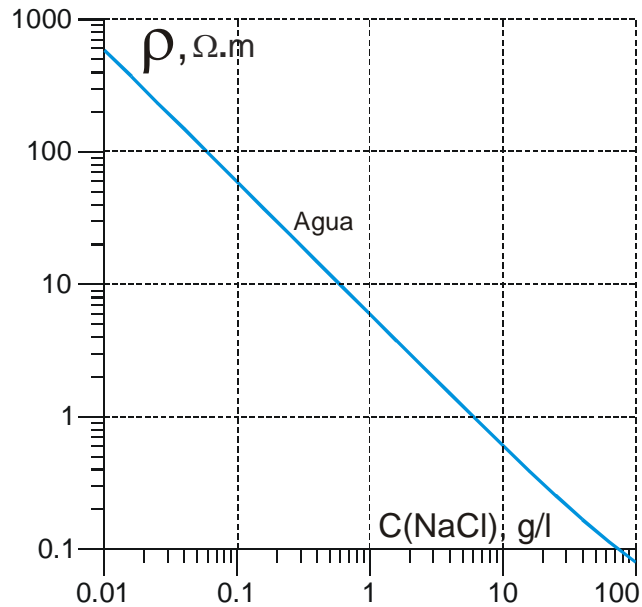


Figura 3. Resistividad del agua en función de NaCl.

5.2.4 Temperatura

La conductividad eléctrica de un fluido está dada por su movimiento iónico. En este caso, el incremento de la temperatura de un fluido incrementa el movimiento iónico, incrementando su conductividad eléctrica. Por lo tanto, la temperatura de un fluido se comporta de manera inversamente proporcional a su resistividad. Por cada aumento de 1 grado en la temperatura, la resistividad disminuiría en alrededor de un 2 - 3%.

5.3 Teoría de las bandas

Esta teoría parte de que existen bandas energéticas producto de una superposición de orbitales donde los electrones van formados y estos tienen espacio para $2N$ electrones de los orbitales (García, et. al., 2015). La disposición de electrones comienza llenando

las bandas de menor energía (banda de conducción), siguiendo de esta manera hasta completar las de mayor energía que corresponde a la banda de valencia y esta es la única que logra transportar electricidad y aquella que da sus propiedades eléctricas a cada material ya que si esta está llena, los electrones se mueven a una banda superior y si no, los electrones se mueven a niveles energéticos superiores que necesariamente deben de estar vacíos.

Entonces, para que se genere un movimiento eléctrico se debe de cumplir que exista movimiento de cargas a través de un sólido y que debe de haber espacio entre banda y banda para que los electrones accedan por lo que las bandas internas, si están llenas, no ayudan a la conducción eléctrica porque no existe excitación de los electrones. Para los metales, la banda de valencia se encuentra parcialmente llena por lo que el movimiento de electrones es fácil hacia los niveles energéticos libres y aquellos que tienen la valencia llena tienen una banda de conducción vacía.

Según la teoría de bandas, dice que aquella distancia entre la banda de valencia y la siguiente vacía en materiales aislantes (dieléctricos) es muy amplia por lo que sería necesario una enorme contribución energética descartando el apoyo de grandes temperaturas y campos eléctricos ya que no aportarían lo necesario para dar ese salto y donde si sirven de apoyo es en los materiales semiconductores.

5.3.1 Conductores

En este tipo de materiales las cargas eléctricas se mueven libremente en el entorno en el que se encuentren y los núcleos atómicos representan un impedimento para que el electrón se transfiera, además de aquellos imperfectos de las redes cristalinas, así como

impurezas, dislocaciones y defectos de superficie. Los choques entre cargas dependen principalmente de la estructura cristalina del material y de la temperatura, esto a grandes rasgos constituye la resistividad eléctrica que depende de un componente térmico y otro residual

$$\rho_t = \rho_r(1 + \alpha\Delta T) \quad (8)$$

Donde α corresponde al componente térmico delimitado por las vibraciones de los átomos en las posiciones de equilibrio que asciende con la temperatura, mientras que el residual ρ_r representa aquello que hace imperfecto al material como las aleaciones que son la presencia de átomos en el material fuente haciendo que se creen fases secundarias aumentando la resistividad eléctrica; por otra parte, el frío hace que las estructuras internas se tensen haciendo que la red cristalina se distorsione haciendo que se aumente la resistividad.

Aquellos efectos que repercuten en la conducción y resistencia en los materiales son como la ya mencionada Ley de Ohm donde en las cargas eléctricas se va perdiendo energía cinética que se tiene que compensar con corriente eléctrica constante; igual el efecto Joule menciona que aquella energía que se transfiere a un material representa una pérdida en la corriente haciendo que aumente la temperatura en el receptor y se irradie este mismo; otro efecto importante considerarse es el de Thomson que explica que la diferencia de potencial se genera por exponer un material conductor a diferente temperatura en cada extremo donde los electrones se mueven en contra de la temperatura; finalmente, el efecto Peltier-Seebeck o efecto termoeléctrico consiste en que dos diferentes conductores al estar expuestos a cierta temperatura conocida se genera una diferencia de potencial diferente que si los unimos se genera una diferencia

neta produciendo electricidad que depende de la naturaleza y el gradiente de temperatura aplicada.

5.3.2 Dieléctricos

Anteriormente se dijo que estos materiales tienen como característica fundamental una banda de valencia llena alejada de la banda de conducción con un enlace iónico o covalente donde el famoso *gap* representa ese salto tan grande donde los electrones no pueden ser excitados y, por lo tanto, no hay conducción eléctrica. Los materiales que cuentan con estas características son los polímeros y las cerámicas: los polímeros funcionan como aislantes a bajas temperaturas que se ven reducidas cuando se implementan partículas iónicas o impurezas haciendo que los iones viajen a la parte superior del polímero atrayendo la humedad sirviendo como barrera electroestática, principio utilizado en los protectores. Las cerámicas son buenos aislantes generalmente aplicados cuando la temperatura, el campo eléctrico o su intensidad exceden los niveles necesarios.

La única manera en la que un material iónico pueda transmitir electricidad es por medio del movimiento de iones por lo que su estado debe ser líquido o estar a muy altas temperaturas en estado sólido (difusión) aunque aún con esto, su conductividad es baja porque la magnitud de movilidad en iones es menor a la de los electrones haciendo que las impurezas sean la única forma de aumentar la conductividad además de las vacantes que apoyan al proceso de difusión.

Es por ello que un dieléctrico difícilmente puede transmitir cargas eléctricas, además de sus sistema de electrones que se encuentran estrechamente ligados a los núcleos

atómicos donde difícilmente se separan de sus posiciones de equilibrio; aunque si se expone ante un campo eléctrico, sus átomos se excitan levemente causando que la nube electrónica se mueva muy levemente y su núcleo de carga positiva se desplace en sentido contrario generando un átomo de carga positiva y negativa conocido como *dipolo eléctrico* que se forman varios por cada unidad de volumen dando como resultado una *polarización del dieléctrico*.

Este material solo estará con carga eléctrica mientras se exponga ante el campo eléctrico y si se retira, ya no se genera el dipolo, aunque en algunos componentes este se mantiene. Este principio se ocupa en los condensadores dieléctricos que funciona como separador de conductivos y materiales dieléctricos que en conjunto aumenta el nivel de carga en el condensador evitando una posible descarga (García, et. al., 2015).

Lo anterior hace alusión a que si un dieléctrico se somete ante dos conductores se genera un campo eléctrico que tarde o temprano pasaría convertirse en un conductor y aquella resistencia queda delimitado bajo la ecuación

$$R_e = \frac{V}{d} \quad (9)$$

siendo V el voltaje y d el espesor del dieléctrico, por lo tanto, esto nos muestra que un aislante puede permanecer con esa denominación si la resistencia eléctrica no cede.

Existen otros fenómenos asociados a los dieléctricos según sea su estructura y su polarización como:

- Electrostricción: un material cambia de tamaño por la aplicación de una diferencia de potencial, se polariza y sus moléculas se deforman.

- Piezoelectricidad: debido a la aplicación de presión sobre un dieléctrico, su masa se reduce haciendo que los átomos hagan lo mismo haciendo que se generen dipolos eléctricos generando a su vez cargas eléctricas en los extremos.
- Ferroelectricidad: este acto se da cuando al quitar el campo eléctrico externo de un material aislante los dipolos permanecen orientados. Esto es usado en varios electrónicos.

5.3.3 Semiconductores

Estos se identifican por ser materiales formados por los elementos silicio y germanio perteneciente al grupo IV con un salto entre la banda de valencia y la de conducción menor a 4eV; son de enlaces covalentes que permiten el paso de corriente eléctrica si se le administra un campo eléctrico, pero si es de menor magnitud dicho campo, el material actúa como aislante y todo esto debido a su estructura electrónica.

La razón de que un material actúe como semiconductor es por el *nivel masivo* que consta de la formación de dos bandas, la de valencia lleno de $4N$ niveles energéticos y otra de conducción con $4N$ niveles energéticos vacíos donde la diferencia de energía entre estas dos es aquel salto energético de un semiconductor, ya sea muy grande como para ser un aislante o muy pequeña para ser un conductor, o al menos que quede entre estos dos y pertenezca a un elemento semiconductor. Un “semiconductor intrínseco” se da cuando se sube la temperatura del material o al campo eléctrico haciéndolo más conductivo.

Este aumento de energía térmica o la aplicación de una diferencia de potencial externa hace que ciertos electrones logren dar el *gap* de la banda de valencia a la de conducción formando números idénticos de huecos en la banda de valencia haciendo que ahora la

carga eléctrica se mueva por la corriente eléctrica negativa o electrones y los huecos que cumplen la función de corrientes positivas.

Los “semiconductores extrínsecos” son lo mismo que los intrínsecos, pero con una variante llamada *dopante* que actúa como impureza con exceso de electrones (elementos del grupo V) dando como efecto la creación de los *semiconductores tipo n*, o con defecto de electrones (elementos del grupo III) resultando los *semiconductores tipo p* donde estas variantes tienen huecos con saltos de energía muy pequeños.

5.3.4 Superconductores

En este tipo de materiales la corriente eléctrica fluye a través del sistema con cero resistencias por debajo de una temperatura específica (temperatura crítica); esto sucede en varios materiales y aleaciones, incluso a algunos semiconductores dopados salvo en elementos como el oro y la plata o en los metales ferromagnéticos.

Desde el cero absoluto para adelante, los metales van aumentando su resistividad ya que las vibraciones entre los átomos van aumentando conforme aumente el gradiente dando así un mayor movimiento de electrones en la estructura cristalina; por debajo de la temperatura crítica se logra pasar corriente sin pérdidas de carga.

5.4 Doble capa eléctrica (DCE)

Por lo general, esta estructura aparece en el plano de un cuerpo (ya sea una simple partícula sólida o una roca porosa) al estar expuesto a un fluido generando dos capas en paralelo con cargas alrededor de ellas; en la primera capa se muestra una carga superficial (negativa o positiva) que alberga iones atraídos hacia el objeto en cuestión

por las interacciones químicas, mientras que la segunda capa igual está compuesta de iones apegados a la carga en superficie por la fuerza de Coulomb (fuerza entre dos partículas estacionarias cargadas eléctricamente). Esta última capa conserva iones que se mueven con libertad en el fluido por atracciones eléctricas y por el factor térmico evitando que se queden fijos al sistema por lo que adquiere el nombre de *capa difusa*.

Se cree que aquella región de la doble capa ubicada sobre algún fluido está formada por otras capas más delgadas donde la primera que encontramos y que se encuentra más próxima al electrodo se llama capa interna (capa de Helmholtz o de Stern); los iones adsorbidos se ubican en lo centro eléctricos que se denominan Plano Interno de Helmholtz y los iones solvatados en los centros eléctricos se encuentran en el Plano Externo de Helmholtz. Los iones no adsorbidos son aquellos iones solvatados que presentan dificultad para interactuar con un metal cargado y se ubican en una región tridimensional que abarca desde el Plano Externo de Helmholtz hasta lo que resta de la solución (capa difusa).

Básicamente, la formación de esta doble capa en equilibrio es por la aproximación no eléctrica de los iones de carga por una superficie; se genera una carga eléctrica superficial C/m^2 ocasionando un campo electrostático afectando directamente a los iones en gran parte del líquido y si a esto le agregamos la agitación térmica de los iones, crea una contracarga dando como resultado una filtración de la carga eléctrica superficial. Su carga eléctrica total en la capa difusa es idéntica en magnitud a la carga superficial neta con la polaridad invertida y es por ello por lo que todo el sistema es eléctricamente neutro. En cuanto a la capa difusa, tiene un desplazamiento libre gracias a los esfuerzos tangenciales que se logra ya que existe un plano de deslizamiento que separa al fluido

permaneciendo unido a la superficie donde el potencial eléctrico en esta zona se llama *potencial electrocinético o potencial z*. Este potencial muestra el valor de carga en la doble capa que ronda entre los valores de 25 mV y 100mV; aquel punto en el material donde la composición química del potencial es igual a cero es denominado *punto de carga cero o punto isoeléctrico* que se identifica gracias al valor de pH de la solución porque los protones y iones de hidroxilo son aquellos que dictan el tipo de carga en la superficie.

Varios científicos han estudiado la distribución de carga en la interfase generada por la doble capa eléctrica pero los aportes más destacados los han tenido los siguientes autores:

- Helmholtz: Hermann von Helmholtz fue el primer científico en darse cuenta de que si un conductor eléctrico se junta con un conductor iónico o líquido (electrolito) se produce una interfaz entre estos dos estados. Los electrodos cargados bajo soluciones electrolíticas se resisten a los co-iones de la carga y, a su vez, atraen contraiones a la superficie; se demostró que la doble capa es en sí un dieléctrico molecular con carga electrostática que esta misma depende del voltaje empleado. Este primer modelo no toma en cuenta la difusión de iones en una solución ni una posible adsorción en superficie.
- Gouy-Chapman: ellos introdujeron el fundamento de que la capacitancia depende exclusivamente del potencial administrado y la concentración iónica. Igual implementaron el modelo difuso que considera la distribución de cargas de los iones en función de la distancia entre la superficie y dando como conclusión que el potencial decaía exponencialmente desde la superficie del volumen del fluido.

- Stern: juntando los modelos anteriores, Otto Stern logró observar que los iones se pegan al electrodo generando una capa interna (capa de Stern) y otro conjunto de iones forman la capa difusa de Gouy-Chapman. La capa interna de Stern demostró que el acercamiento de un ion al electrodo es apenas de un radio iónico. Este modelo tiene sus desventajas ya que a los iones los maneja como cargas puntuales, las interacciones en la capa difusa los describe como coulombicas y que la permitividad dieléctrica es constante sobre ambas capas (Namisnyk, 2012).

Hasta este punto, se ha dicho que los factores que dominan las interacciones de la doble capa eléctrica son la adsorción y la redistribución de iones, pero no se ha tenido en cuenta que la generación de esta doble capa es producto de la electrificación de contacto entre sólidos por la transferencia de electrones a través de dos vertientes: el primer paso se da cuando por primera vez unas moléculas en solución se cruzan con una superficie sin interacciones previas sin cargas preexistentes dando una interacción entre átomos de la solución y los átomos en la superficie sólida generando una enérgica interconexión; esto se genera para que los átomos neutros en el material se carguen dando a su vez formación de iones. El paso final dice que, si ya hay iones existentes, así como el H^+ o el OH^- hará que los iones negativos libres en la solución se desplacen hacia los iones en superficie por interacciones electrostáticas dando por fin la doble capa eléctrica.

Ocupando este concepto de la DCE para fines geofísicos, el fenómeno se da cuando hay interacción entre una roca sólida o un sedimento con un líquido o solución almacenado en su espacio poral. Este contacto genera una diferencia de potencial dando como resultado una atracción iónica de la solución y de la parte sólida que a su vez da una carga eléctrica en la interfaz del sistema con un ancho de nanómetros hasta micrómetros

que se especifica según sea la composición de la roca donde si lo que domina son las arcillas, su magnitud aumentara sustancialmente debido a sus propiedades físicas y capilares que al igual se ven afectados según la concentración salina del fluido porque el espesor de la doble capa baja a razón de que la salinidad aumenta y viceversa, aunque cuando la salinidad es alta, la DCE se torna nula por lo que los valores de resistividad disminuyen entre algunos sedimentos (Hernández, 2019).

5.5 Métodos geofísicos

Aquellos métodos que involucran la prospección para el estudio directo o indirecto del suelo se le atribuyen al campo de la geofísica asociada a dos ramas fundamentales para su funcionamiento: la física y la geología. La física en este sentido se utiliza para brindar las leyes necesarias hacia la prospección que serán enfocadas a ambientes geológicos bajo la influencia de sus principios. La geofísica y la prospección están íntimamente ligadas ya que ambas no pueden subsistir sin el apoyo de la otra ya que una provee los métodos necesarios para analizar los campos físicos ligados a la Tierra y la otra dispone la riqueza de datos que se necesita para su estudio.

El problema yace cuando se quiere menospreciar el trabajo de los geofísicos suponiendo que todo tiene explicación desde el punto de vista geológico; es correcto suponer que el primer paso fundamental para que un estudio sea exitoso son las jornadas de exploración que hace un geólogo para delimitar el área a inspeccionar señalando las características de la zona que lo hacen factible o no, además de la elaboración de mapas cualitativos en superficie para enmarcar un potencial terreno a evaluar. A continuación, el geofísico entra en el juego ya teniendo un lugar a investigar apoyado de la topografía, cartografía,

SIG y demás herramientas que sirvan de apoyo, y así poder deducir el método óptimo a utilizar, así como las técnicas a emplear, estaciones, perfiles a realizar y todo aquel procedimiento realizado en un estudio de campo. Con ello, se obtendrán datos los cuales se necesitan procesar con la ayuda de métodos matemáticos y estar claramente apegados a las leyes físicas que circundan a la Tierra; como paso final, una vez teniendo imágenes claras del lugar, se interpretan los resultados con apoyo de los conocimientos geológicos y sus derivados para tener un panorama general y exacto de la zona de estudio o del problema en cuestión.

La geofísica tiene cuatro grandes áreas de donde proceden la mayoría de sus técnicas prospectivas: gravimetría, magnética, eléctrica y sísmica. En las primeras dos ramas se ve involucrado el campo natural de la tierra, o sea que estudian aquellos fenómenos que interceden con la estabilidad de un sistema tales como inmensas estructuras o cuerpos sobresalientes que cambian en menor o mayor medida los componentes geomagnéticos de nuestro planeta; la sísmica y la eléctrica ocupan campos artificiales (con excepciones) que son más provechosos ya que es el operador quien determina los parámetros más convenientes para ser empleados. El fin que se tenga para cada investigación, determina el método idóneo a utilizar.

5.5.1 Geoelectrica

La prospección eléctrica o geoelectrica estudian el subsuelo y aquellos cuerpos o sistemas a profundidad con base a mediciones efectuadas en superficie determinando magnitudes elementales electromagnéticas como la permitividad (constante dieléctrica), la resistividad y la permeabilidad magnética.

La geoelectrica como método es reciente pero ya en 1746 con Watson se empezaba a tener una idea de las propiedades del suelo ya que fue en esa época cuando se determinó que el suelo es conductor; después en 1815, Robert Fox aportaba el fenómeno de la polarización espontanea que muestra corrientes eléctricas cerca de un yacimiento observado desde la superficie considerando a este investigador como “el abuelo de los geofísicos” (Orellana, 1972). Utilizando este descubrimiento, Conrad Schlumberger en 1913 logra explotar un yacimiento de sulfuros en Servia que se considera como el primer hallazgo mineral no magnético. Luego en 1883, Brown construye un equipo para prospección eléctrica con dos electrodos que sería útil para generar campos eléctricos de fuente artificial para que en 1902 Daft y Williams obtuvieran la patente de un equipo con corrientes de baja frecuencia, mientras que varios años después el ya afamado Schlumberger logra estudiar una cuenca silúrica bajo técnicas con campo artificial para luego implementar métodos eléctricos de campo natural con icónico personaje Frank Wenner realizando un dispositivo tetraelectrónico.

Hubo varios investigadores de diversos países que aportaron a este método como los franceses Stefanescu (reconocido individualmente en 1932 por su contribución al potencial en un semiespacio), Marcel y Maillet que resolvieron los problemas matemáticos de la propagación de la corriente en un perfil con varios estratos ya sea isotrópico o anisotrópico cuyo aporte sirvió para hacer los sondeos eléctricos verticales (SEV) funcionales en 1925; fueron los soviéticos que darían continuidad a estos estudios con el uso de ellos en la rama de extracción de hidrocarburos siendo si rasgo más destacable que en 1938 lograron usar un SEV para estudiar un área de interés

alcanzando una profundidad de aproximadamente un kilómetro siendo esta hazaña precursora a los avances más notorios en la industria petrolera en la antigua URSS.

La idea de utilizar sondeos dipolares fue de Maillet y posteriormente del soviético Alpin que realizaría los primeros trabajos con esta técnica en Yarishev en 1945. Esto sirvió para alcanzar profundidades de estudio de hasta diez kilómetros e igual fungió como antecedente de las primeras calicatas efectuadas por I.M. Blokh mientras que casi a la par, I.V. Nazarenko llevarías estas prospecciones a otro nivel utilizándolas para hacer mediciones en mar.

El gran problema que siempre tenían al hacer los SEVs era que, al alcanzar cada vez mayor profundidad, se manifestaban varias perturbaciones debido a corrientes telúricas que nublaban los datos dejándolos confusos por el potencial tan corrompido en el terreno. Schlumberger ya había tomado manos en el asunto y decidió aprovechar dichos campos naturales para crear un nuevo método que funcionaria por el registro de potenciales generados por corrientes este sería el *método telúrico* que ya no precisaba de fuentes emisoras y solo bastaría con ese ruido que ahora sería tomado como señal. Luego, pasado la Segunda Guerra Mundial, el francés Cagniard y su compañía Tikhonov lograría implementar un registro simultaneo del campo telúrico y de las micropulsaciones del campo geomagnético que daría origen al método magnetotelúrico que era inútil por el escaso avance de tecnología en ese tiempo.

Pero no en todas partes se aplicaban estos métodos tan precisos para su época, por ejemplo, en Canadá, Inglaterra y Estados Unidos se aferraban a usar los métodos y dispositivos de Wenner cuando estos no eran tan precisos como los de Schlumberger, pero su dejadez y la poca atención que daban a países como Francia y la Unión Soviética

no permitieron que avanzaran en el estudio geoelectrico por lo que se atrasaron en tecnología para esta área por muchos años.

Los suecos no se quedaron atrás como los ya mencionados anteriormente ya que ellos empleaban los métodos electromagnéticos para investigar y explotar los minerales de su región, tanto así que, en 1932, Lundberg y Sundberg crearon el método de las dos antenas que identificaba el campo electromagnético por medio de un inductor fijo; igual se les atribuye el método del compensador donde se medía las componentes reales e imaginarias del campo producido.

Hoy día, estos avances han dado frutos y se han diseñado artefactos de alta gama para seguir localizando los mismos componentes que años atrás, pero con una mayor factibilidad y facilidad, tal es el caso de los magnetómetros modernos con alta sensibilidad o los nuevos métodos como los sondeos electromagnéticos con ordenadores que resuelven largos problemas matemáticos en cuestión de segundos.

Es por ello que han salido a la luz muchos métodos geoelectricos con campos de aplicación muy extensos según las características que lo dominan; un criterio esencial para la clasificación de ellos es según sea el campo natural o creado artificialmente, así como la toma de datos si es puntual o sobre un tendido, e incluso si el método es de corriente continua (con un campo electromagnético constante) o con un campo variable por lo que en la figura 4 se muestra la clasificación de estos métodos eléctricos.

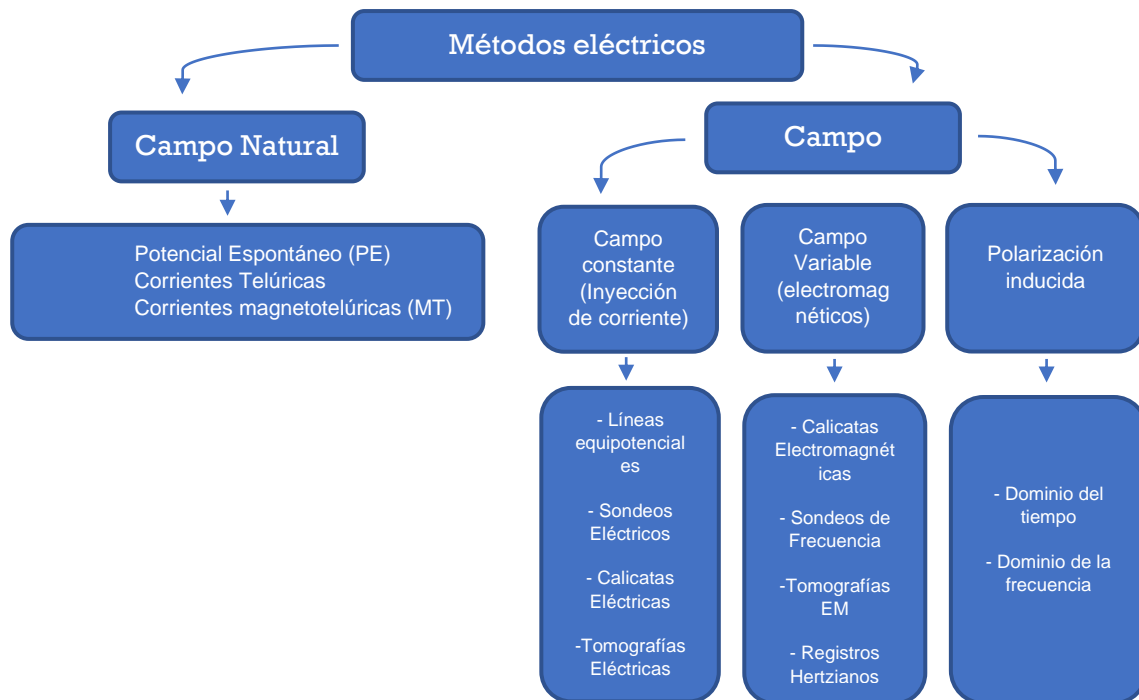


Figura 4. Clasificación general de los métodos geoelectricos. Elaboración propia.

5.5.1.1 Potencial espontáneo (PE)

Como ya se mostró en la figura 4 presentada con anterioridad, este método utiliza el campo natural y no ocupa ningún otro mecanismo; visto por primera vez en 1815, este procedimiento se destaca por la sencillez laboral al emplearlo destacando cuerpos conductores y aún más aquellos lugares que tienen presencia de sulfuros. Su funcionamiento básico es que según sean las propiedades del subsuelo y sus heterogeneidades, los materiales conductores se polarizan dando como resultados corrientes eléctricas que pueden ser observables según el potencial que se genere en superficie dando como un hecho la presencia de polarización.

5.5.1.1.1 Origen del Potencial Espontáneo

Sin lugar a duda, el potencial espontáneo tiene origen en la electroquímica, salvo que su funcionamiento fue muy debatido desde que salió a la luz como método. Entre las teorías más mencionadas sobre su origen está aquella que atribuyen el fenómeno al efecto de la oxidación de sulfuros, que surgen por la humedad presente en el sistema o a la diferencia de acidez en aguas que lo interceden. Otras teorías mencionan que la oxidación no tiene nada que ver y que el origen de los potenciales espontáneos es debido a las corrientes telúricas generadas por una “pila” con amplia concentración de oxígeno. Fue hasta 1960 que Sato y Money trajeron una nueva teoría que constaba que los cuerpos que forman el potencial espontáneo son por excelencia buenos electrónicos además de que las consecuentes anomalías son por lo general negativas en la parte superior de una estructura o cuerpo; entre otras cosas también sugieren que la oxidación es esencial en cierta parte mientras que el potencial es estable con respecto al tiempo. Su teoría de ellos se defiende a partir del hecho de que dos minerales muy comunes en la naturaleza, el grafito y la galena, el primero no es oxidable y genera un alto valor de PE mientras que el segundo es un conductor y no se observan valores de PE para ello. Lo que decían antiguos autores a que el potencial espontáneo se debía a electrofiltración, difusión o que se da por un proceso de oxidación solo se le pueden atribuir a perturbaciones en el medio más no lo suficiente fuerte para ser el fenómeno que sostiene a este método.

Como ya se mencionó, para Sato y Mooney, el polo negativo es el que se encuentra más cerca de la superficie en un cuerpo productor de potencial ya que en su interior la corriente es electrónica mientras que por fuera es iónica y debe existir transferencia de

cargas haciendo que los electrones recorran el material hacia arriba siendo recibido por fin por iones positivo; una oxidación no acapararía los electrones sino todo lo contrario, generaría más, suceso evidente como se demuestra con el grafito, mientras que la otra teoría de que la diferencia de pH es el que genera dicho fenómeno que descartada porque no se demuestra la transferencia de electrones a un cuerpo o que este comparte electrones por este suceso.

Al final, se establece que el potencial espontáneo es ocasionado por reacciones electroquímicas que responden según sea el nivel que se encuentre dispuesto el cuerpo con la roca encajonante donde el nivel freático permite el enlace eléctrico entre ellos. De la parte más arriba del cuerpo es donde ocurre el proceso de reducción que jala electrones del material y en la parte inferior hay oxidación otorgando más electrones al cuerpo; no se debe confundir ya que de la parte de abajo solo da electrones para que en la parte de arriba continúe la transferencia. Este proceso se definió como potencial de oxidación o potencial Redox que se origina porque las sustancias por encima del nivel freático se encuentran oxidadas mientras que debajo suelen estar reducidas generando dicho fenómeno.

De la zona más baja del cuerpo es donde se produce las reacciones que dan electrones a la parte más somera del conductor siendo el oxígeno atmosférico obtenido de agua pluvial el que proporciona la energía suficiente para que ocurra el proceso. Otro dato necesario que obtuvieron Sato y Mooney, fue que los objetos que dan origen al potencial espontáneo se localizan en una zona de inmunidad tal que estas solo se limitan a ser conductores electrónicos sin generar otro tipo de reacción químicas (Orellana, 1972).

Un punto en contra de esta teoría de estos autores es que ellos mencionan que el potencial eléctrico máximo observable es de 400 mV en el grafito e igual para la pirita en condiciones normales, dato que no es cierto porque hay veces que un fenómeno da por encima de un voltio dando a entender que este tipo de caso se considerarían como condiciones anormales; el PE no solo se da bajo las condiciones ya estipuladas, aunque si se ven favorables pero no son del todo aplicables a todos los estudios salvo lo evidente que es que una roca tenga cierto grado de meteorización para permitir el paso de iones hacia un cuerpo. Hay veces que el potencial no se da porque la roca quizá esté muy compacta o que la baja temperatura afecte la reacción entre cuerpo o donde existen altas temperaturas ya que aquí no hay humedad o si, pero muy poca.

Entonces, según lo recopilado por las teorías de varios textos los principales factores que influyen en la generación de potencial espontáneo son los siguientes:

- Potencial por electrofiltración: ocasionado por el paso de fluido por un medio poroso generando adsorción de cargas dando la famosa *doble capa eléctrica*.
- Potencial de minerales: se da en cuerpos conductores según sea por la mineralización.
- Potencial de difusión: por el intercambio iónico en soluciones dando corriente eléctrica que, como resultado, genera una diferencia de potencial.
- Potencial por sedimentación: por movimiento de partículas junto con fluidos.
- Potencial de adsorción de iones: vistas en zonas con concentraciones de cuarzo y pegmatita.

- Potenciales termoeléctricos: dado por enlaces electrocinéticos y termoeléctricos (por convección generado por fuentes térmicas y por el gradiente de potencial eléctrico y la diferencia de temperatura, respectivamente).

Algunos de estos fenómenos se consideran de importancia a considerar por lo cotidiano que aparecen en varios trabajos de campo, es por ello por lo que se explicaran más a fondo algunos de estos en el siguiente apartado.

5.5.1.1.2 Otros potenciales naturales presentes en la Tierra

No solo la polarización espontanea tiene efecto sobre cuerpos en contacto con rocas, tal es el caso del campo telúrico (que es tema de otros métodos) u otros fenómenos como la difusión, la electrofiltración y el campo variable en el tiempo que serán vistos a continuación.

5.5.1.1.2.1 Potencial de difusión

Esto sucede cuando hay contacto o diferencia de concentración de electrolitos en los poros de las rocas. Hay una diferencia de potencial (ΔV) cuando los iones según su polaridad se distribuyen en dos zonas diferentes o por la diferencia de concentración en los iones tal que,

$$\Delta V = \frac{v - v}{v + v} \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2} \quad (10)$$

donde u y v representan las movilidades del anión y catión, n es la valencia, R es la constante de los gases (8.314 julios/C°), T la temperatura absoluta, F es Faraday (96.487 cul.) y C son las concentraciones de los electrolitos.

5.5.1.1.2.2 Potencial de filtración

Igual conocido como potencial de electrofiltración, este produce su campo eléctrico por el movimiento de electrolitos a profundidad. Hay una diferencia de potencial cuando un electrolito se mueve por una superficie porosa como sucede en las rocas y su capilaridad que permite el paso de aguas subterráneas; esta acción capilar absorbe aniones que a

$$\Delta V = \frac{\zeta \varepsilon P}{\eta \sigma} \quad (11)$$

su vez atraen cationes dando como resultado la doble capa eléctrica. Los aniones permanecen mientras que los cationes se mueven por acción del electrolito en el capilar dando dicha diferencia de potencial entre cada extremo demostrado por

donde ζ es la diferencia de potencial presenciada en la capa doble, ε es la constante dieléctrica, σ la conductividad, η la viscosidad del electrolito y P la diferencia de presión hidrostática en los puntos opuestos del capilar (movimiento del electrolito). Esto indica que el efecto se da en todas áreas siendo bajo el PE mientras que en fracturas donde hay un gran flujo de agua o en valles fluviales donde existe un gran movimiento de líquidos los valores del potencial van del orden de centenas de mV/Km, incluso este efecto se puede presenciar en arenas.

Schlumberger destacaba dos casos de electrofiltración: el primero caso (*descendum*) tiene que ver con la filtración de agua en terrenos permeables o en fallas haciendo que los centros negativos se den a notar en partes elevadas por el paso de agua que trae consigo a los cationes; el segundo caso (*ascendum*) da potenciales altos si aquella presión es lo suficiente grande para hacer ascender el agua y son bajos cuando los

electrodos dispuestos son colocados en diferentes rocas o en diferentes condiciones como por ejemplo poner un electrodo sobre una zona desértica y otro en una zona semidesértica. Esto se debe a un aumento de humedad en capas más someras con diferencia de potencial de apenas algunos mV o por la capilaridad por evaporación.

Este concepto es de vital importancia para resolver y analizar los problemas planteados en el presente trabajo ya que la electrofiltración nos da una idea de cómo es que las aguas se logran mover por diferentes medios geológico. En el nuestro caso, los potenciales de filtración mostrarán anomalías negativas (acumulación de cargas negativas) en aquellas zonas o punto de filtración de aguas, mientras que anomalías positivas de potencial espontáneo (acumulación de cargas positivas), marcarán punto de afluencia de agua.

5.5.1.1.2.3 Polarización variable en el tiempo

En temporadas de calor intenso o donde la tierra este más descubierta ocurre una polarización fuerte atribuido a movimientos de fluidos por la roca (termofiltración) por lo que varía a diferentes horas del día donde se pueden superar los 500 mV haciendo que estos efectos climáticos dificulten los datos obtenidos por el método de potencial espontaneo o que lo mejoren según sea el caso en cuestión.

5.5.1.1.3 Fundamento teórico en el método de Potencial Espontaneo

Llegado este punto se sabe que el potencial espontaneo es una herramienta necesaria en la geofísica para la de determinación y evaluación de varios aspectos entre ellos monitorear flujos de agua, evaluar fracturas o plumas contaminantes, así como también

detectar estructuras con la ayuda de anomalías que brindan esa diferencia de potencial necesaria como la electrocinética, termoeléctrica, electroquímica, etc. Pero la teoría aplicada en campo empieza con la ecuación que describe los flujos,

$$J_i = \sum_j L_{ij} X_j \quad (12)$$

J_i es el flujo ya sea de una carga, de calor o de lo que sea asociada a las fuerzas X_j que son los gradientes eléctricos, de potencial, de presión, de temperatura, etcétera con los coeficientes L_{ij} correspondiente a los coeficientes fenomenológicos o conductividades.

Recordemos que hay varios fenómenos que originan señales del potencial espontaneo, dentro de ellos está la electrocinética que en condiciones isotermales, el flujo eléctrico (J_e) medido en amper por metro cubico está relacionado con el gradiente de presión (P) y al gradiente de potencial eléctrico (V) como se ve en la siguiente ecuación

$$J_e = L_{22} gradV + L_{21} gradP \quad (13)$$

donde los primeros términos hacen alusión a la ley de Ohm que dentro de ella está la conductividad de la roca (L_{22}) y del otro lado se tiene el coeficiente de acoplamiento L_{21} , pero la parte que sigue faltando es el coeficiente electrocinético (C_s) fácilmente calculado por el flujo de un fluido (ΔP) y el potencial eléctrico inducido (ΔV), con la conductividad del fluido (σ , ϵ) y la constante dieléctrica del mismo o potencial zeta (ζ) que se encuentra en la doble capa entre la roca y el fluido, además de viscosidad dinámica (η) como se muestra abajo,

$$C_s = \frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\epsilon \zeta}{\eta \sigma} \quad (14)$$

por lo que la ecuación 13 se convierte en:

$$J_e = \sigma \text{ grad } V - C_s \text{ grad } P \quad (15)$$

Esta señal llamada *potencial de transmisión* no depende de la permeabilidad o de la porosidad, pero si puede causar efectos en el coeficiente electrocinético es una conductividad en superficie cuando la conductividad del agua sea muy baja.

Los valores que llegan a tomar los coeficientes electrocinéticos para valores conductores del agua de 0.01 a 0.1 S/m con un pH de 7, son de -10^{-2} a -10^{-3} V/m en areniscas, granitos o cenizas. El punto isoeléctrico (IEP) es el valor donde este coeficiente es cero que para una interfaz de cuarzo-agua el pH tendría que ser de 2 o 3 y de 8 a 11 para la calcita, dando a entender que debajo del IEP lo valores serán positivos y si son superiores, negativos (como en la mayoría de los valores para los minerales salvo en la calcita o en rocas volcánicas o dependiendo del contenido de arcillas).

El coeficiente electrocinético no es proporcional a la saturación efectiva como se creía anteriormente tal que,

$$C_s = \frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\varepsilon \zeta}{n_\sigma} S_e^n \quad (16)$$

Este efecto tiene un gran uso, ya que puede estimar las propiedades hidráulicas de un acuífero, y al obtener valores positivos en las anomalías se le puede atribuir a zonas hidrotermales mientras que igual puede mostrar la apertura de fracturas o su permeabilidad.

Otro causante de potencial es la electroquímica debido a dos fenómenos principalmente: a redox y a la difusión de iones debido a un gradiente de concentración entre dos regiones. Este último tiene que ver con el *potencial de unión* que viene de la separación de cargas iónicas en un gradiente de concentración siempre que los aniones y cationes

tengan diferente movilidad iónica. Si hablamos de un fluido estático, la ecuación para la difusión iónica es

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \text{div}(D_i \text{ grad } C_i) + s_i u_i \text{ div}(C_i \text{ grad } V) \quad (17)$$

siendo C_i la concentración, u la movilidad iónica, s_i la valencia multiplicada por el signo de la carga, mientras que D_i es el coeficiente de difusión iónico dado por $D = RTu_i/(Ae)$ influenciado por la temperatura absoluta (T), la constante de gas molar (R), la carga elemental absoluta (e) y la constante de Avogadro (A).

Si es una sal monovalente, simétrica y binaria (como NaCl) la ecuación 17 se transforma en la relación de Nernst-Einstein para una difusión Fickian siendo D_m el coeficiente de difusión molecular (L. Jouniaux et al., C.R. Geoscience 341, 2009):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \text{div}(D_m \text{ grad } C) = \text{div}\left(\frac{2RT}{Ae} \frac{u_{Cl} - u_{Na}}{u_{Cl} + u_{Na}} \text{ grad } C\right) \quad (18)$$

que se puede transformar en la ecuación de Planck-Henderson:

$$\text{grad } V = \alpha_m \frac{\text{grad } C}{c} = \frac{RT}{Ae} \frac{u_{Cl} - u_{Na}}{u_{Cl} + u_{Na}} \frac{\text{grad } C}{c} \quad (19)$$

donde α_m es aquel coeficiente de acoplamiento de unión en el fluido y se toma un medio poroso donde es depreciable el valor de conducción en la superficie por lo que el coeficiente de difusión efectiva D es igual a D_m dividido entra la tortuosidad del medio y el coeficiente de acoplamiento efectivo α multiplicado por la porosidad.

Todo se dificulta cuando se presentan materiales arcillosos ya que su carga es bastante alta, su porosidad es aparentemente pequeña, además de su alta capacidad de intercambio catiónico por lo que en este proceso los contraiones son atraídos por el

mineral en cuestión, pero al tener una conexión poral tan pequeña, los co-iones se estancan en ellos por lo que se genera una separación de carga (potencial de membrana) por lo que disminuye el fenómeno de difusión. El potencial de unión es despreciable en superficie ya que es apenas de unos milivoltios y esto hace que la amplitud del potencial en materiales no arcillosos sea baja, menor a 20 mV, en gradientes de concentración típicos

Cuando no es estático el proceso de difusión y se ve un movimiento de fluidos, la ecuación 18 se cambia por la ecuación de advección-dispersión al igual que D pasa a ser el coeficiente de dispersión hidrodinámica mientras que para la arena, mucho antes de establecer el gradiente de concentración, la variación del potencial depende de la suma del potencial de unión y de la respuesta electrocinética debido a un cambio de salinidad y en el potencial que hace variar al coeficiente electrocinético. Esta propiedad hace que se pueda no solo estimar la velocidad del fluido sino saber el coeficiente de dispersión en medios granulares, así como ver las interacciones químicas entre un fluido y una matriz reactiva.

Por otra parte, ya habíamos hablado del potencial redox que en sí, genera una transferencia de electrones por un conductor dando como respuesta grandes anomalías de potencial espontaneo gracias a los aportes de reducción y oxidación que ocurren en la parte inferior y superior de un cuerpo donde este transfiere electrones desde ánodo hasta el cátodo, concepto aplicado a contaminantes biodegradados por microbios; gracias a trabajos enfocados a la medición de plumas contaminantes con potencial espontaneo se ha aclarado que la anomalía residual de PE al eliminar el componente electrocinético por flujos de agua subterránea es el potencial *electro-redox* directamente

proporcional al potencial redox. Por lo que, la relación entre la densidad de corriente origen (J_{er}) y el electro-redox es

$$J_{er} = -\sigma \nabla E_H \quad (20)$$

mediante la cual se ve la conductividad eléctrica (σ) en todo el volumen de la variación del potencial redox (E_H) entre un acuífero contaminado y la zona vadosa. Este proceso se da gracias a los dipolos distribuidos por la capa freática con una fuerza proporcional a la diferencia de los potenciales redox entre el acuífero y la zona vadosa, concepto que se maneja en el área de la biogeofísica (L. Jouniaux et al., C.R. Geoscience 341, 2009).

5.5.1.1.4 Inversión del Potencial Espontáneo

Tomando como punto de partida los datos del potencial por electrocinética, la ecuación que junta el potencial de corriente eléctrica (V) con la presión hidráulica (P) está acorde a la conservación del flujo eléctrico (J_e) como en la ecuación 13 pero en estado estacionario sin fuente de corriente eléctrica directa queda como

$$\nabla \cdot J_e = \nabla \cdot (\sigma_r \text{ grad } V - C_s \sigma_r \text{ grad } P) = 0 \quad (21)$$

que corresponde a la ecuación de Poisson para un potencial eléctrico donde la divergencia del gradiente de potencial hidráulico es lo que conocemos como la *fente electrocinética primaria EKS* (ecuación 22)

$$\nabla \cdot (\sigma_r \text{ grad } V) = EKS = \nabla \cdot C_s \sigma_r \text{ grad } P \quad (22)$$

Cuando el agua se distribuye uniformemente a lo largo de una muestra, la difusión entra en estado estacionario por lo que el gradiente de P es constante y J_e mete a la jugada la

velocidad de Darcy por lo que, si este es el caso, solo se podrá obtener la diferencia del potencial en la parte superior e inferior de la muestra.

Lo anterior no aplica a la heterogeneidad en el subsuelo por lo que Fournier da una solución a las ecuaciones 21 y 22 partiendo del potencial eléctrico total ($\psi=V + C_sP$) y sus integrales de potencial con un nuevo coeficiente electrocinético o conductividad eléctrica dando una solución del potencial espontaneo en un acuífero no confinado con conductividad eléctrica constante por integrales de convolución

$$V(r) = \frac{C_s}{pg} \int_S \frac{\partial}{\partial n} G(r - r') \nabla H(r') dr'^2 \quad (23)$$

y observamos que aparece la función de Green para un semiespacio homogéneo dentro de la integral (estando r en la superficie del terreno mientras que r' está en la superficie piezométrica S), igual entra la derivada parcial $\partial/\partial n$ en dirección normal a S y la H es la parte principal piezométrica ($=P/pg$).

La ecuación 23 dice que aquellos valores de PE cerca del suelo de un medio eléctrico homogéneo son parecidos a el campo potencial dado por dipolos en el nivel freático con una magnitud equivalente a la profundidad piezométrica. Otros estudios muestran como las integrales de convolución transforman los datos de potencial en wavelets para ubicar los flujos hidráulicos subterráneos, así como la su intensidad; es erróneo decir que las imágenes dadas por esta transformación son correctas ya que precisan una inversión adecuada para minimizar las diferencias entre los datos observados y los modelados.

5.5.1.1.5 Equipo y trabajo de campo

Realmente, lo que distingue a este método de campo natural es su escasa cantidad de instrumentos empleados por lo que hace que el trabajo sea sencillo al momento de adquirir los datos ya que este solo requiere de:

- Un voltímetro: con impedancia de entrada con el que se puede medir la polaridad de amplio rango de milivoltios. Se pueden usar de igual manera potenciómetros, medidores de pH y voltímetros de válvula hasta multímetros de estado sólido (recomendado).
- Dos electrodos no polarizables: este tipo de electrodo es necesario ya que, en caso de usar electrodos

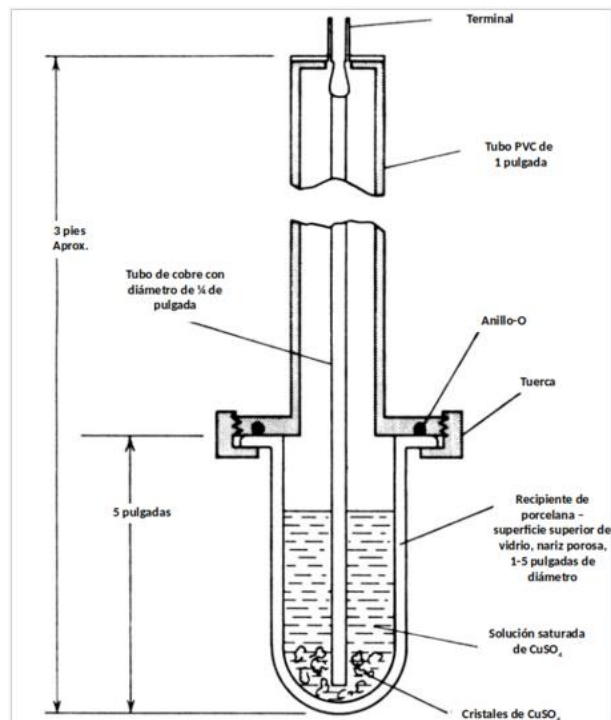


Figura 5. Electrodo no polarizable de recipiente poroso. (Telford et al., 1990)

polarizables (como varillas de acero) la polarización espontánea de metal afectaría la medición correcta del potencial espontáneo del subsuelo. Como electrodo no-polarizable, por lo general, se usa una varilla de cobre sumergida en una solución de sulfato de cobre como en la figura 5, dentro de un recipiente poroso no metálico que garantice un contacto eléctrico con el medio geológico.

- Cable: de cualquier material mientras sea maleable, de fácil manejo y que tenga un recubrimiento aislante.
- Carrete: para mover el cable a lo largo del perfil medido, no siempre es necesario.

Este equipo es más del necesario para proceder al trabajo de campo, donde existen dos maneras de realizarlo acorde a las condiciones en las que se esté trabajando: método de potenciales y método de gradientes. Las características de ambas metodologías se exponen a continuación.

5.5.1.1.5.1 Método de potenciales (base fija)

La diferencia de potencial se obtiene en varios puntos teniendo un punto de referencia que será la estación base; estos puntos a medir se irán disponiendo a intervalos iguales desde la perspectiva de una serie de perfiles paralelos entre sí con una línea base perpendicular a los perfiles para que sirva como guía entre todos estos.

Una vez trazado esto, se coloca uno de los dos electrodos de forma permanente en el origen del primer perfil donde será la primera estación base, de ahí el otro electrodo se irá moviendo a los diferentes puntos ya planeados respetando la distancia de intervalo y se anotará la diferencia de potencial sin descartar su polaridad, así hasta terminar con el o los perfiles.

El electrodo fijo de preferencia se tiene que poner adentro de un pocillo húmedo excavando y colocando este a unos 10 cm de profundidad para que se tenga un buen contacto; este procedimiento no aplica para el electrodo móvil a menos que las lecturas sean muy anormales.

Las lecturas de la diferencia de potencial por igual tienen la diferencia de presión hidrostática en las polarizaciones de los electrodos (P). No se puede distinguir el potencial leído de los electrodos por lo que no se puede utilizar un dispositivo de compensación; P se puede saber si se disponen ambos electrodos sobre tierra mojada

con una separación de apenas unos centímetros entre uno y otro mientras se lee la diferencia de potencial entre ellos o igual se puede saber de forma exacta si ahora ambos electrodos se meten en un pocillo con separación de algunos metros y se considera que U es la diferencia de potencial natural entre ambos mientras que e_1 y e_2 son las fuerzas electromotriz de este par de electrodos

$$\Delta V_1 = U + e_1 - e_2 = U + P \quad (24)$$

Lo siguiente es intercambiar los cables tal que queden invertidos a como estaban originalmente por lo que el valor leído ahora es

$$\Delta V_2 = U - e_1 + e_2 = U - P \quad (25)$$

para que se sepa el valor de U y P dados por

$$U = \frac{\Delta V_1 + \Delta V_2}{2} \quad (26)$$

y

$$P = \frac{\Delta V_1 - \Delta V_2}{2} \quad (27)$$

para que de esta manera se elimine el error debido a la polarización de electrodos, así que es recomendable calcular el valor de P y restarlo de todos los datos obtenidos para que sea más sencillo. Aunque es muy poco utilizado esta parte es recomendable hacerlo junto con otras restas necesarias para reducir la diferencia de potencial; otro proceso a realizar para reducir la diferencia es poner el instrumento de medición en el origen del perfil mientras que el electrodo N se coloca a pocos decímetros de este para que luego el electrodo M se ponga en el origen y luego en el punto 1, 2, 3 y así respectivamente. La primera lectura es de mucha importancia porque corresponde al valor de polarización

P de los electrodos, pero para no hacer correcciones lo que sigue es anotar y generar una gráfica lineal de distancia-potencial con los valores obtenidos trazando un eje horizontal sobre el dato de origen para que al final cada potencial corregido se lea desde esa recta y sirva de control de calidad para hacer las mediciones en el perfil dispuesta al otro lado del origen.

Esto se hace para cada perfil dentro de un área, pero para correlacionarlos es necesario dejar N en su posición inicial e ir poniendo M en el origen, así como en los primeros puntos de cada perfil para hacer una curva con las lecturas y después se pasa N al origen del segundo perfil y se hace; la curva del segundo perfil y la curva de N junto con el origen del primero se hace la línea cero de potenciales ya en este segundo perfil. Para toda una zona de estudio con varios perfiles es indispensable enlazar estos entre sí con un perfil común.

Como ya se ha visto, este método tiene la ventaja de que no produce tantos errores si se hace todo correctamente desde el inicio y que se puede operar un solo electrodo a la vez a lo largo de un perfil o de un área a trabajar. Los problemas típicos que giran en torno a este procedimiento son que el cable a veces alcanza distancias muy largas prestándose a ser dañados por el paso de animales o vehículos, siendo muchas veces difícil encontrar un fallo en tan larga conexión. Además, los costos de operación de esta metodología es mayor comparado con la configuración de gradientes, que a continuación se describe.

5.5.1.1.5.2 Método de gradientes

Para realizar este método es necesario tomar las diferencias de potencial respetando $\Delta V_1 = U_1 - U_0$; $\Delta V_2 = U_2 - U_1 \dots$, es decir, se mueve el dipolo de medición manteniendo una distancia fija entre los mismos. La longitud del dipolo de medición comúnmente es entre 5 m y 10 m.

Este método involucra más errores debido a la polarización residual de los electrodos ya que representa una menor diferencia de potencial en cada medida y un P igual bajo. Para ello se debe tomar el valor de P a cierta hora como punto de control para que este dato se elimine de cada lectura en cada punto y para ello se toma la diferencia de potencial del primer conjunto, luego el primer electrodo avanza dos puntos dejando el segundo electrodo en su lugar y se toma el dato, después se deja el primero estático y el segundo avanza dos puntos, así el error por P es de signo opuesto en cada par de puntos por lo que al sumarlo se elimina y para ello solo se cambian las conexiones en el instrumento para que al final se conserve el mismo sentido.

Cuando se suman los valores de ΔV_i de ida y de regreso ya sea en un perfil o en un polígono, en teoría el resultado debería ser cero porque el campo electrocinético en corriente continua es irrotacional pero ya en campo esto es casi imposible por diversos factores entre ellos por limitaciones instrumentales y suele dar un valor e diferente de cero que se denomina *error de cierre* utilizado como control de calidad en las mediciones por lo que

$$e = \sum_i^n \Delta V_i \quad (28)$$

y el error será

$$p = \frac{100 |e|}{\sum |\Delta V_i|} \quad (29)$$

considerándose como aceptable si $p \leq 5\%$, y si no da estos rangos se considera erróneo el perfil; en el caso de un polígono el error se reparte en cada lectura del polígono por lo que ΔV_i pasa a ser $\Delta V_i'$, entonces

$$\Delta V_i' = \Delta V_i + \varepsilon \quad (30)$$

siendo $\varepsilon = -\varepsilon/n$, donde n es el número de intervalos del polígono.

Estas mediciones requieren extremo cuidado porque si un dato está mal afectará a toda la medición, de igual manera tener precaución en el signo en la lectura ya que esta tiene mucho peso al momento de hacer las sumatorias correspondientes.

Algunas de las ventajas que se tiene al ejercer dicho método es que el cable al ser pequeño se puede arrastrar con facilidad evitando el riesgo constante a que un animal o personas lo rompan y que, en caso de que falle algún componente del equipo, se reemplace o se solucione; por otro lado, las desventajas claras son que los datos suelen tener muchos errores como los ya mencionados (deriva, polarización, mal contacto, etc.) que pueden ser corregidos salvo que es más tardado este proceso.

5.5.1.1.6 Interpretación

Aquellos valores que se obtengan de la toma de datos y su posterior procesado dan como resultado mapas de equipotenciales en donde los valores van dispuestos sobre isolíneas que respetan el signo y una misma medida para que sea más evidente ver aquellas anomalías que se muestran como dipolos que cuentan con polaridad negativa

en la parte superior y con polo positivo en la parte de abajo a lo que su línea que los conecta se denomina *eje de polarización* (eje del dipolo).

Con respecto a presencias metálicas o bien, cuerpos polarizados, se distinguen por tener centros negativos albergando en sus líneas valores negativos cada vez más en descenso conforme avanzan a un potencial mínimo (llámese máximo valor absoluto) al que circunda por lo que, si estas líneas se presentan en forma circular, se está observando un cuerpo casi isométrico con un eje semi vertical que denota una ausencia de equipotenciales máximos alrededor de los valores mínimos, por lo tanto, el centro negativo se encontraría en el epicentro del polo superior de la entidad.

Visto desde otro punto, si encontramos líneas equipotenciales trazando conjuntos de elipses u óvalos con líneas cerradas extensas se supone que el cuerpo se encuentra de la misma manera y teniendo un eje horizontal que coincide con el rumbo de la dimensión mayor de las equipotenciales. Esta extensión en la zona de potenciales mínimos por lo general es intenso si se trata de una capa de antracita (Orellana, 1972). Igual entra en la posibilidad de que exista potenciales mínimos junto a potenciales máximos que representa una masa donde el eje de polarización no coincide con el de la vertical, por lo tanto, estas zonas lo producen cada polo del cuerpo.

No todo es perfecto al interpretar los mapas de equipotenciales, ya que existen diversas anomalías que nublan la buena deducción del fenómeno de interés y entre ellas está los errores causados por efectos topográficos o aquellos que se presentan por la filtración de agua (electrofiltración); esto es complicado de limpiar de los valores cuando se trata de trabajos en minería que en varias ocasiones son despreciables para fines prácticos aunque a veces es provechoso para el fin que se le quiere dar a esta tesis.

Hay un factor muy común en el potencial espontáneo, en calicatas eléctricas y en la polarización inducida con respecto a la búsqueda de sulfuros, el cual es el mismo comportamiento que se tiene con las pizarras grafitosas (filitas intermedias entre una pizarra y esquisto) observándose altos valores negativos en los mapas asociándolos erróneamente a yacimientos de sulfuros que se distinguen difícilmente en las anomalías por tener más rasgos extendidos e irregulares. Entre otras causas de error son las presenciadas por corrosión de tuberías, escombros mineros y más, causando un fenómeno electroquímico con anomalías altas donde es recomendable mejor alejarse de esos sitios o utilizar otras técnicas.

Recapitulando, este método funciona correctamente para el hallazgo de yacimientos de sulfuros como la pirita o pirrotita, de igual manera, sirve para la búsqueda de menas con contenido de magnetita o grafito, pero en otros casos, ciertos sulfuros tienden a arrojar valores débiles o nulos de potencial espontáneo consecuencia de la discontinuidad eléctrica de minerales como la galena, para ello, es necesario usar otro medio para corroborar el trabajo. Para esta tesis, esto servirá para localizar zonas de filtración de agua en el embalse por medio del potencial de electrofiltración.

5.5.1.2 Causas de error en la interpretación

Se sabe que el potencial espontáneo solo ocupa el potencial generado en la Tierra de manera natural por lo que tratar de modificarlo con respecto a su intensidad o frecuencia afecta sustancialmente al resultado final además de que es innecesario salvo que hay fenómenos, a veces inevitables, que dañan nuestras lecturas y de las cuales hay que

erradicar de nuestros mapas finales por medio de filtros siendo de esta manera los datos reales los que permanezcan para usarlos a favor del estudio.

De esta manera, se clasifican dos tipos de anomalías de potencial que contaminan la señal, los *ruidos y errores*. El primero se genera por diferencia de potenciales por actividad humana y/o corrientes naturales donde la cinética hídrica no tiene nada que ver; el segundo va más de la mano a calamidades en la adquisición de datos. Los errores son ocasionados en su mayoría por fenómenos ambientales como la humedad o química del suelo junto a la temperatura en el área, mientras que los ruidos generan un valor de potencial que va cambiando con el tiempo o que sea fijo. Con base en el esquema planteado por Corwin y Hoover, la clasificación de los errores quedaría de la siguiente manera:

- Polarización del electrodo y deriva: la polarización es aquella medida del potencial dado por dos electrodos cuando no hay un campo eléctrico interactuando con estos y la deriva son los cambios estacionales del valor registrado; la humedad aumento o disminuye los mV, la temperatura aumenta por mucho 20 mV (condiciones extremas) y los cambios químicos hace que los valores incrementen decenas de mV.
- Contacto suelo-electrodo: este fenómeno ya se había tratado en el capítulo dedicado a la configuración del gradiente donde explica que la continua introducción y extracción de los electrodos hace que las mediciones varíen con respecto al tipo de suelo con el que se esté trabajando, siendo efectivo la excavación de agujeros en torno al electrodo para tener un mejor contacto agregando agua para homogeneizar las condiciones.

Ahora, los ruidos cambian el valor del potencial y se clasifican según la permanencia o variabilidad que tengan. Mencionando algunos estables con el tiempo serían como los efectos topográficos ya antes mencionados, la actividad biológica que involucra aquellos agentes que perturban por igual a la vegetación o las fuentes geotérmicas así como variaciones laterales de resistividad; los de transición serían los cambios que no se pueden evitar debido a la temporada por la que pase la zona de estudio, es decir, cambios en el terreno debido a lluvias que afectan directamente al nivel freático causantes de meteorización en las rocas o corrosión en el suelo. De los ruidos transitorios se distinguen dos que dificultan el trabajo:

- Corrientes eléctricas: de carácter antrópico, estas anomalías suelen generar errores correspondientes a centenas de mV por kilómetros generalmente proporcionados por zonas industriales.
- Corrientes telúricas: cambios en el potencial ocasionados por el campo magnético terrestre. Las variaciones temporales de milisegundos a horas comprenden periodos de oscilación con máxima actividad telúrica de 10 a 40 segundos con valores de algunos milivolts a centenas si pasa por una tormenta magnética.

Estos ruidos están presentes la mayoría del tiempo por lo que es recomendable tomar puntos de control y gestionar muy bien la zona de trabajo mientras que en el caso de ruidos pasajeros o fácilmente reconocibles se matiza el ocasionado por la topografía que solo basta con descomponer en componentes la señal destacando únicamente lo esencial. No es el caso cuando hay presencia de objetos metálicos que empiezan a corroerse que la solución inmediata y recomendable es que se aleje el estudio de dichos puntos.

5.5.1.3 Tomografía Eléctrica Resistiva (TRE)

Se llama Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) a una serie de mediciones de resistividad aparente efectuadas con el mismo dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión o corriente y recepción o medición. Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada SEV se presentan por medio de una curva en coordenadas logarítmicas, en función de las distancias entre electrodos de corriente o emisión. El método SEV constituye un clásico dentro de la exploración geofísica. Las primeras de aplicaciones de los métodos eléctricos en la prospección iniciaron principalmente con los trabajos de Conrad Schlumberger a partir de 1912, cuando recibió la patente de los métodos de Perfilaje y Sondeo (método SEV). Él tuvo la idea de usar 4 electrodos (2 de corriente y 2 de medición, ver figura 6) para evitar la influencia de la resistencia de contacto entre los electrodos y la tierra (Koefoed, 1979). En la figura 6 vemos que el dispositivo consta de cuatro electrodos; dos de ellos, A y B, por los que la corriente es inyectada al terreno y otros dos electrodos, M y N, entre los cuales se mide la diferencia de potencial como consecuencia del campo eléctrico inducido en el terreno. Se tiene así dos circuitos independientes. El primero recibe el nombre de circuito de emisión o de corriente, el segundo recibe el nombre de circuito de potencial, de recepción, o de medición.

Los cuatro electrodos adoptan una disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Estas disposiciones se denominan dispositivos, arreglos o configuraciones, los cuales serán analizados en epígrafes posteriores.

Este método se utiliza en la prospección minera, en la ingeniería civil (para la determinación de la profundidad de roca firme en presas o túneles), en estudios

hidrogeológicos y de geofísica ambiental. En este caso en particular se aplica para detectar zonas o plumas de contaminación por hidrocarburos.

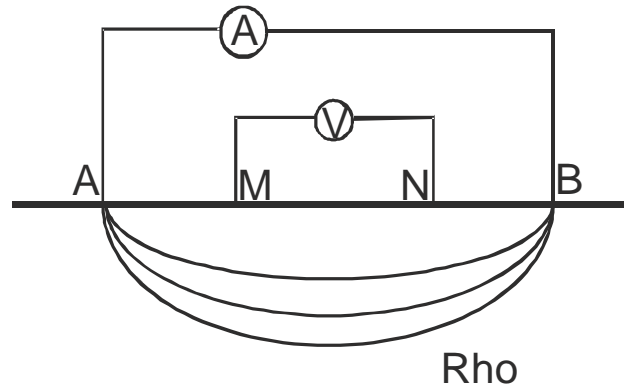


Figura 6. Dispositivo de cuatro electrodos.

En cualquier dispositivo, si conocemos las distancias mutuas de los electrodos y medimos la intensidad de corriente (I) que pasa por los electrodos A y B y la diferencia de potencial ΔV que, como consecuencia, aparece entre M y N, podremos calcular la resistividad ρ en un medio homogéneo mediante la siguiente formula:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (31)$$

Donde K es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo eléctrico y cuyo valor lo determinan las distancias mutuas entre electrodos.

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (32)$$

En un medio homogéneo, la resistividad ρ se considera como la resistividad verdadera del terreno, sin embargo, cuando el medio es heterogéneo el valor de resistividad es un valor aparente, representativo de todo el medio por donde circula la corriente (Orellana, 1982).

Si el terreno es heterogéneo a partir de fórmula 32 obtenemos ρ_a que es la resistividad aparente y está determinada por: separación entre electrodos; tipo de arreglo; posición del punto de referencia o centro del dispositivo; orientación del arreglo; resistividades verdaderas y espesores de todas las capas influenciadas por el dispositivo AMNB de medida. Se llama Calicata o Perfilaje Eléctrico a una serie de mediciones con un dispositivo similar al mostrado en la figura 6, donde se toma un solo valor de resistividad aparente por punto sobre el perfil, manteniendo el mismo dispositivo en todos los puntos y asegurando una profundidad de estudio constante.

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) funciona como una suma de los métodos SEV y Calicatas Eléctricas, resultando en un barrido de mediciones de resistividades aparentes a lo largo del perfil y con la profundidad. La TRE consiste en colocar a lo largo de una línea o perfil una serie de electrodos separados equidistante, a través de los cuales se inyectará corriente al terreno, de manera tal que para cada punto de referencia (ver figura 7) son usados un conjunto de electrodos distribuidos equidistantes entre $AB/2min$ y $AB/2máx$. En el ejemplo de la figura 7 tenemos, para el punto de referencia, inyección de corriente en 10 electrodos a ambos lados del dispositivo de medición MN.

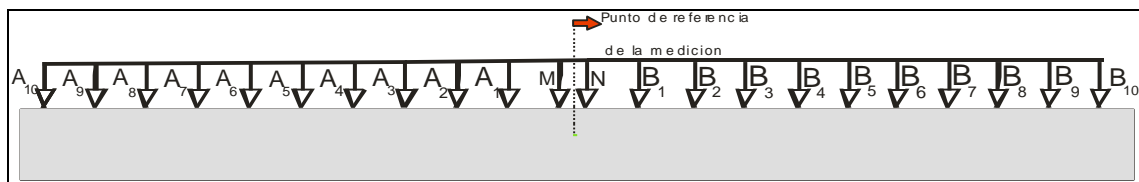


Figura 7. Esquema de medición de resistividad con la variante TRE.

Un cable se conecta al electrodo A1 y otro al electrodo B1 (Fig. 7) por donde se le inyecta corriente al terreno. La diferencia de voltaje será medida por los electrodos M y N. Lo anterior permite calcular un valor de resistividad aparente para cada posición de los

electrodos AB conociendo las distancias mutuas entre los electrodos de corriente y de potencial.

Esta metodología permite obtener una sección de resistividad aparente para cada perfil, y a su vez, con varios perfiles es posible obtener un mapa de resistividad aparente para diferentes profundidades de estudio.

Las TRE conlleva el uso de un gran número de electrodos (24 o más), donde son conectados al transmisor y receptor de manera automática (cables inteligentes) o de manera manual (cables estándar). Otro sistema más productivo es mediante la variante que utiliza un cable con varios electrodos donde se conectan y desconectan de manera automática. Estos cables, llamados “inteligentes” conectados a equipos programados para TRE, aseguran una mayor productividad con otras opciones (uso de varias configuraciones electrónicas, generación interna de archivo de datos, filtrado de datos, etc.). La opción manual, si bien es menos productiva, permite diseñar la profundidad de estudio deseada y utilizar equipos y accesorios de bajo costo.

El método TRE ha sido ampliamente utilizado en los últimos 20 años en exploración somera para estudios de suelo agrícola (Delgado et al., 2012; Cordero-Vázquez et al., 2021), arqueológicos (Wenke et al., 2013), de impacto ambiental (Shevnin et al., 2003; Gómez-Hernández et al., 2020) e ingenieros geológicos, entre otras aplicaciones.

5.5.1.3.1 Configuraciones electrónicas

Los dispositivos más usados para estudios de resistividad son el Wenner, dipolar, Wenner-Schlumberger, dipolar y trielectrónico donde, según las necesidades y el tipo de estructura con el que se esté trabajando, deben ser bien elegidas según la sensibilidad

del dispositivo ante cambios verticales y horizontales, la profundidad de investigación, la distancia horizontal y la intensidad de la señal. La sensibilidad se refiere al grado en el que cambia la resistividad según un estrato en el subsuelo que afecta directamente al potencial medido con el dispositivo: a mayor sensibilidad, mayor la influencia de secciones en el subsuelo.

La profundidad media es el alcance de la configuración en un medio homogéneo obtenido por la función sensibilidad con la profundidad. La sección superior del terreno sobre la profundidad media de investigación tiene el mismo aporte en los datos de potencial, así como la sección inferior (Loke, 2002). Esto da una buena aproximación para antes de ir a campo, aunque solo sea para terreno homogéneo.

Con el fin de conocer esta aproximación, en el caso Wenner, se debe multiplicar el máximo espaciamiento o la máxima longitud alcanzada por el factor de profundidad (z_e/a o z_e/L) mostrado en la tabla 3 donde igual se puede observar el factor geométrico. Para Wenner-Schlumberger, dipolar y el dispositivo trielectrónico se usa primero el factor n , de ahí para los arreglos con cuatro electrodos es conveniente utilizar la longitud total del arreglo, ejemplo: para el dipolar con un máximo de 10 metros para a y 6 para n , L será igual a 80 metros por lo que se multiplica por 0.216 dando una profundidad de 17 metros.

Tabla 3. Profundidad media de investigación para distintos dispositivos (Loke, 2002).

| Dispositivo | z_0/a | z_0/L | Factor geométrico | Inverso del factor geométrico |
|----------------------------|---------|---------|-------------------|-------------------------------|
| <i>Wenner alfa</i> | 0.519 | 0.173 | 6.2832 | 0.15915 (1.0000) |
| <i>Wenner beta</i> | 0.416 | 0.139 | 18.850 | 0.05305 (0.3333) |
| <i>Wenner gamma</i> | 0.594 | 0.198 | 9.4248 | 0.10610 (0.6667) |
| <i>Dipolar axial</i> | | | | |
| n=1 | 0.416 | 0.139 | 18.850 | 0.05305 (0.3333) |
| n=2 | 0.697 | 0.174 | 75.398 | 0.01326 (0.0833) |
| n=3 | 0.962 | 0.192 | 188.50 | 0.00531 (0.0333) |
| n=4 | 1.220 | 0.203 | 376.99 | 0.00265 (0.0166) |
| n=5 | 1.476 | 0.211 | 659.73 | 0.00152 (0.0096) |
| n=6 | 1.730 | 0.216 | 1055.6 | 0.00095 (0.0060) |
| n=7 | 1.983 | 0.220 | 1583.4 | 0.00063 (0.0040) |
| n=8 | 2.236 | 0.224 | 2261.9 | 0.00044 (0.0028) |
| <i>Dipolar ecuatorial</i> | | | | |
| n=1 | 0.451 | 0.319 | 21.452 | 0.04662 (0.2929) |
| n=2 | 0.809 | 0.362 | 119.03 | 0.00840 (0.0528) |
| n=3 | 1.180 | 0.373 | 367.31 | 0.00272 (0.0171) |
| n=4 | 1.556 | 0.377 | 841.75 | 0.00119 (0.0075) |
| <i>Wenner-Schlumberger</i> | | | | |
| n=1 | 0.519 | 0.173 | 6.2832 | 0.15915 (1.0000) |
| n=2 | 0.925 | 0.186 | 18.850 | 0.05305 (0.3333) |
| n=3 | 1.318 | 0.189 | 37.699 | 0.02653 (0.1667) |
| n=4 | 1.706 | 0.190 | 62.832 | 0.01592 (0.1000) |
| n=5 | 2.093 | 0.190 | 94.248 | 0.01061 (0.0667) |
| n=6 | 2.478 | 0.191 | 131.95 | 0.00758 (0.0476) |
| n=7 | 2.863 | 0.191 | 175.93 | 0.00568 (0.0357) |
| n=8 | 3.247 | 0.191 | 226.19 | 0.00442 (0.0278) |
| n=9 | 3.632 | 0.191 | 282.74 | 0.00354 (0.0222) |
| n=10 | 4.015 | 0.191 | 345.58 | 0.00289 (0.0182) |
| <i>Trielectrónico</i> | | | | |
| n=1 | 0.519 | | 12.566 | 0.07958 (0.5000) |
| n=2 | 0.925 | | 37.699 | 0.02653 (0.1667) |
| n=3 | 1.318 | | 75.398 | 0.01326 (0.0833) |
| n=4 | 1.706 | | 125.66 | 0.00796 (0.0500) |
| n=5 | 2.093 | | 188.50 | 0.00531 (0.0334) |
| n=6 | 2.478 | | 263.89 | 0.00379 (0.0238) |
| n=7 | 2.863 | | 351.86 | 0.00284 (0.0178) |
| n=8 | 3.247 | | 452.39 | 0.00221 (0.0139) |
| <i>Bipolar</i> | 0.867 | | 6.28319 | 0.15915 (1.0000) |

5.5.1.3.1.1 Dispositivo Wenner

Este arreglo fue desarrollado en la Universidad de Birmingham y ha sido de los primeros dispositivos para realizar perfiles en 2-D, siendo en sí, la configuración *Wenner Alfa* quien permitió el desarrollo de las demás técnicas. Este ocupa cuatro electrodos donde se permiten tres permutaciones para las ubicaciones de los electrodos.

En graficas de sensibilidad, Wenner Alfa tiene la característica de remarcar los contornos horizontales por debajo del centro del arreglo, por lo que se sabe que es sensible a cambios verticales con respecto a la resistividad del suelo pero ya por debajo del centro del arreglo, es por ello que en los cambios horizontales no presenta tanta sensibilidad

dando como conclusión que este dispositivo detecta mejor los cambios verticales de estructuras horizontales que en la visualización de cambios horizontales en las estructuras verticales.

Se puede observar en la tabla 3, que la profundidad mediana de investigación para este arreglo es casi de 0.5 veces del espaciado en *a* ocupado así que en comparación, su profundidad de investigación con respecto a otros dispositivos que se verán a continuación, es mediana, ya que hay que recordar que la intensidad de la señal es inversamente proporcional al factor geométrico usado para conocer el valor de resistividad aparente del arreglo, siendo este caso un factor de $2\pi a$ considerándose el más pequeño comparado con otras configuraciones.

Wenner es de los arreglos con mayor intensidad de señal, factor que puede ser decisivo si el trabajo se realiza en ambientes que se encuentren rodeados de mucho ruido de fondo, pero eso no compensa la escasa cobertura horizontal que tiene a medida que va creciendo el espaciado entre electrodos problema que puede ser muy molesto al considerar un sistema con pocos electrodos.

Algo que hay que tomar muy en cuenta es que la gráfica obtenida mostrara valores negativos casi al borde de la superficie donde se ubican los electrodos C1 y P1 así como entre C2 y P2, por lo que si se dispone un cuerpo diminuto con resistividad más alta que en estas zonas, la resistividad aparente bajara drásticamente, fenómeno conocido como *inversión de anomalía* pero si este mismo cuerpo de alta resistividad se coloca entre P1 y P2 donde los registros de sensibilidad son positivos, la resistividad aparente aumentará factor que se considera en el método *Wenner-Barker* que reduce las variaciones laterales en sondeos.

Hay otras combinaciones derivadas de Wenner, que son *Wenner Beta* y *Wenner Gamma*; la primera de estas es lo más parecido a un caso de arreglo dipolo-dipolo que muestra un espaciado entre electrodos por igual. *Wenner Gamma* es muy diferente ya que los electrodos de corriente y de potencial están interpuestos, pero permite que la sensibilidad muestre las regiones más profundas por debajo de los dos electrodos externos y no justo debajo del centro del arreglo.

5.5.1.3.1.2 Dispositivo dipolo-dipolo

Esta técnica es ampliamente usada para estudios de resistividad en compañía de potencial inducido. La separación entre electrodos viene ejemplificada en la figura 8 a continuación; el espacio entre electrodos de corriente viene dado como a que es la misma separación entre los electrodos de potencial. También cuenta con otro factor n que denota la relación entre los electrodos C1 y P1 con los electrodos C2-C1 o P1 y P2. Esta configuración mantiene a fijo al inicio mientras que n se incrementa de uno a dos a tres hasta llegar a 7 y esto solamente para aumentar la profundidad de investigación.

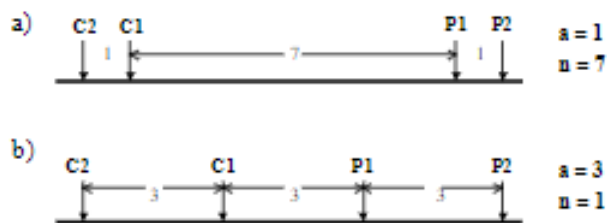


Figura 8. Dispositivo Dipolo. Representación del mismo arreglo con n y a de diferente valor (Loke, 2002).

Es importante notar que la sensibilidad más alta se presenta entre el par de dipolos C2 y C1, así como su contraparte en P1 y P2 lo que indica que el arreglo es de mayor sensibilidad frente a los cambios de resistividad por debajo de cada par de dipolos por lo que, a medida que n aumenta los valores de sensibilidad se tornan más concentrados

debajo de los dipolos y, por otro lado, en el centro del arreglo entre los electrodos C1 y P1 disminuye el efecto; todos aquellos valores donde n es mayor a 2, serán insignificantes en la elaboración de una pseudosección, ya que este patrón por el contorno de sensibilidad es casi vertical para valores de n mayores a dos y es así como el arreglo dipolar es sensitivo a cambios horizontales con respecto a la resistividad pero casi insensible a variaciones verticales de resistividad dando buenos resultados al momento de interpretar estructuras como son los diques o cavidades aunque un poco malo para cartografiar sistemas horizontales como capas sedimentarias.

En cuanto a la profundidad media de investigación, este arreglo depende totalmente del espaciado a así como del factor n , pero en términos generales, este dispositivo tiene una profundidad de investigación menor comparado con el arreglo de Wenner. Gracias a la verticalidad de los contornos, la profundidad no es de gran significancia para el arreglo dipolo-dipolo para valores de n mayores a dos. Se ha comprobado por trabajos de campo y modelos sintéticos que la profundidad engaña al operador y denotar que una estructura esta más profunda de lo que realmente es en un factor de 20 a 30% para valores grandes de n pero en general sigue teniendo mejor cobertura horizontal en levantamientos 2D que Wenner factor decisivo al momento de tener un sistema multielectrodo pequeño.

La desventaja de usar este arreglo es la escasa señal para valores elevados de n debido a que el voltaje es inversamente proporcional al cubo de este factor, es decir, para una misma corriente, el voltaje medido de resistividad cae aproximadamente 56 veces cuando n aumente de uno a seis y el único método para resolver esto es aumentar el espaciado entre C1 y C2 (así como su contraparte dipolar) para que disminuya la caída de potencial cuando la longitud del arreglo se extienda para alcanzar más profundidad

(este caso se ejemplifica en la figura 8). Solo hay que agregar que la intensidad de la señal con el n más pequeño es 28 veces más potente que aquel arreglo con el factor n más grande.

Este arreglo precisa un medidor que sea lo suficientemente capaz de captar una sensibilidad alta además de un circuito que evada lo más posible el ruido sin mencionar el buen contacto entre los electrodos y la tierra, ya que al tener todas estas características se garantiza un éxito en varias áreas de detección de estructuras como cavidades donde la excelente resolución horizontal de este método es una gran ventaja.

En cuanto a la elaboración de la pseudosección para este caso, el punto de trazado se encuentra en un área con valores de sensibilidad muy bajos para valores de 4 o más en cuanto a n ya que para este arreglo los valores de sensibilidad altos se alojan por debajo de cada par de electrodos, así que esto da buena información sobre la resistividad de la región que bordea el punto de trazado y la distribución de los datos así que en la pseudosección no refleja el área del subsuelo mapeada por las mediciones de resistividad aparente (Loke, 2002).

5.5.1.3.1.3 Dispositivo Wenner-Schlumberger

Esta configuración tiene sus orígenes desde el arreglo Schlumberger para sondeos de resistividad, pero haciendo un híbrido con la doctrina de Wenner dando como resultado una matriz que pueda usarse en un sistema multielectrónico con un espaciado constante como en la figura 9. Aquí el factor n es una relación entre la distancia de los electrodos C1 y P1 o su contraparte, y el espaciado entre el par potencial; este arreglo es un caso especial de Wenner donde el factor n es igual a 1.

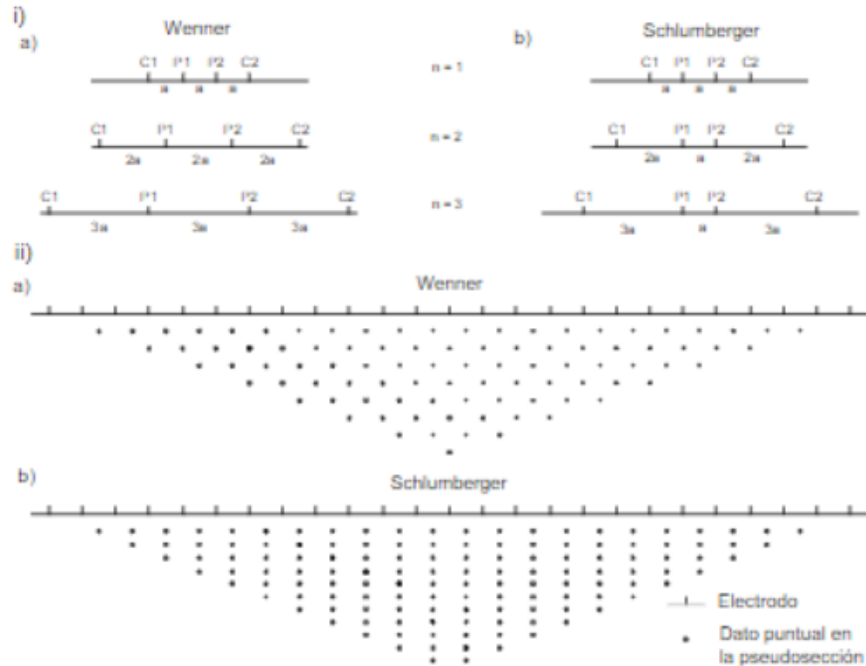


Figura 9. Comparación entre arreglos y pseudosección de Wenner y Wenner-Schlumberger (Loke, 2002).

Hablando del patrón de sensibilidad para este arreglo, el área de mayor sensibilidad positiva recae por debajo del centro del dispositivo tornándose con una más concentración debajo de los electrodos centrales (P1 y P2) conforme el factor n aumenta; cerca del punto de trazado en la profundidad de investigación, los contornos presentan una sensibilidad con una pequeña curvatura vertical debajo del centro del arreglo, por lo que se observa en n igual a 6 un lóbulo de gran sensibilidad positiva debajo de P1 y P2 separándose de valores de alta sensibilidad cercano a los electrodos C1 y C2, lo que implica que esta configuración sea buena para la detección de estructuras horizontales con valores bajos para n y verticales donde hay valores altos de este factor. Hay ocasiones donde se presentan estructuras geológicas de ambos contrastes por lo que su empleo es más que correcto en comparación de Wenner o el arreglo dipolar. Su profundidad de investigación es 10% mayor que la de Wenner para una distancia electródica externa de C1 y C2 para aquellos factores arriba de tres y la intensidad de la

señal es inversamente proporcional al cuadrado del valor de n haciendo que la intensidad de la señal sea más débil que en Wenner, pero más alta que la de dipolo-dipolo, así como la del arreglo polo-dipolo.

En la figura 9 igual se puede observar el patrón de datos para las pseudosecciones, mostrando que el arreglo Wenner-Schlumberger cuenta con una mayor cobertura horizontal que la configuración Wenner. Para Wenner, cada nivel tiene 3 datos menos que el nivel anterior mientras que para la configuración actual hay solo una pérdida de 2 puntos de datos con cada nivel que baje dando como consecuencia una mejor cobertura horizontal pero no tanto como en el arreglo dipolar.

5.5.1.3.1.4 Dispositivo polo-polo

No es un arreglo muy común en comparación de los ya mencionados ya que este arreglo utiliza un electrodo de corriente y uno de potencial como se muestra en la figura 10. Los segundos electrodos deben separarse a una distancia que sea 20 veces mayor que la hay entre C1 y P1 dando un efecto del electrodo C2 y P2 parecido a la relación que hay entre C1-P1 y la distancia C2-P1. Si aquellos resultados dados por los electrodos C2 y P2 no se toman en cuenta, la distancia de ellos desde la línea de medición debe ser por lo menos 20 veces el espaciado de C1-P1 para que el error sea menor al 5%.

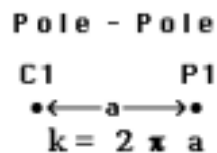


Figura 10. Configuración bipolar (Loke, 2002).

Hay veces donde en los levantamientos el espaciado electródico a lo largo de la línea es de varios metros por lo que pueden existir problemas para ubicar los electrodos C2 y P2;

otro problema es debido a la distancia entre P1 y P2 ya que esto permite captar una gran cantidad de ruido telúrico bajando considerablemente la calidad de los datos por lo que este dispositivo se usa para trabajos que emplean una separación de electrodos pequeña, muy comúnmente usado en estudios arqueológicos.

Lo anterior hace alusión a una configuración con una amplia cobertura horizontal además de una mayor profundidad de investigación, pero con una resolución pobre por lo que muestra un espaciamiento grande en los contornos en una gráfica de sensibilidad.

5.5.1.3.1.5 Dispositivo polo-dipolo

Así como su contraparte mencionada en el subcapítulo anterior, este arreglo cuenta con una buena cobertura horizontal salvo por su intensidad de señal la cual es mayor que la dipolar además de que no es tan sensible al ruido telúrico como en la configuración bipolar. Este arreglo asimétrico logra resaltar anomalías de resistividad con cierta distorsión si se coloca sobre alguna estructura simétrica; esta condicionante en los valores de resistividad aparente puede influir en el modelo obtenido ya aplicada una inversión. Este efecto de asimetría puede eliminarse utilizando un método que consta de repetir las mediciones con los electrodos dispuestos al revés como se observa en la figura 11. Esto hace que al mezclar los arreglos de polos y dipolos directas e inversas se neutralice todo sesgo en el modelo ocasionado por la asimetría del arreglo, lo único problemático es que esto hará que la cantidad de datos se duplique y, por ende, todo el proceso se torne más tedioso.

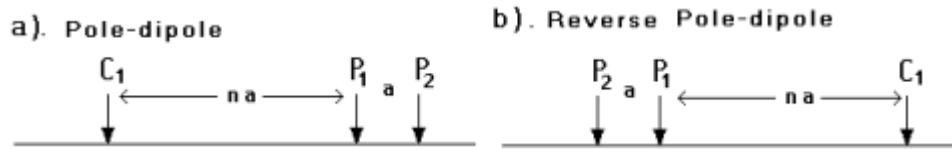


Figura 11. Modelo polo-dipolo. a) polo-dipolo normal, b) polo-dipolo inverso. Loke, 2002.

Esta configuración presenta una sensibilidad mayor cuando está por debajo de P1 y P2 con grandes valores para n por lo que cada que se incrementa a valores por encima de 4, la sensibilidad en esta parte se vuelve cada vez más vertical por lo que lo hace un arreglo óptimo para estructuras verticales.

El dispositivo polo-dipolo precisa un electrodo remoto (electrodo C2) el cual debe estar bastante lejos del arreglo. Este electrodo C2 es proporcional al cuadrado de la paridad entre la distancia de C1-P1 y la distancia C2-P1, asegurando de esta forma que la configuración no se afecte por este electrodo a distancia; si el distanciamiento de C2 es cinco veces mayor a la distancia C1-P1, el error causado por usar este electrodo móvil será menor al 5% que igual depende de la ubicación de P2 y la distribución de resistividad en el subsuelo.

Es una buena opción para cuando se requiere de una buena cobertura horizontal ya que, en cuanto a sistema de medidores de resistividad de varios electrodos, utiliza una cantidad muy pequeña de nodos; su intensidad de la señal puede que sea menor que la de Wenner o Wenner-Schlumberger, pero es considerablemente mayor que el caso dipolar.

La intensidad de la señal para este arreglo decrece conforme el cuadrado del factor n haciendo que este efecto no sea tan problemático como el caso dipolar, pero es de consideración no usar valores de n mayores de 8 a 10 ya que así el espacio a entre P1 y P2 deberá aumentarse para asegurar una intensidad de señal más fuerte.

5.5.1.3.2 Metodología de campo de la TRE

Para este estudio se emplean una gran cantidad de electrodos (por lo general 25) unidos por un cable multinúcleo y una computadora móvil con una unidad electrónica de conmutación (switchado) que fungirá de organismo para operar los cuatro electrodos de medición. En la figura 12 se ve un arreglo de electrodos para estudios en 2D dispuestos sobre una línea recta donde el espacio entre electrodos es constante

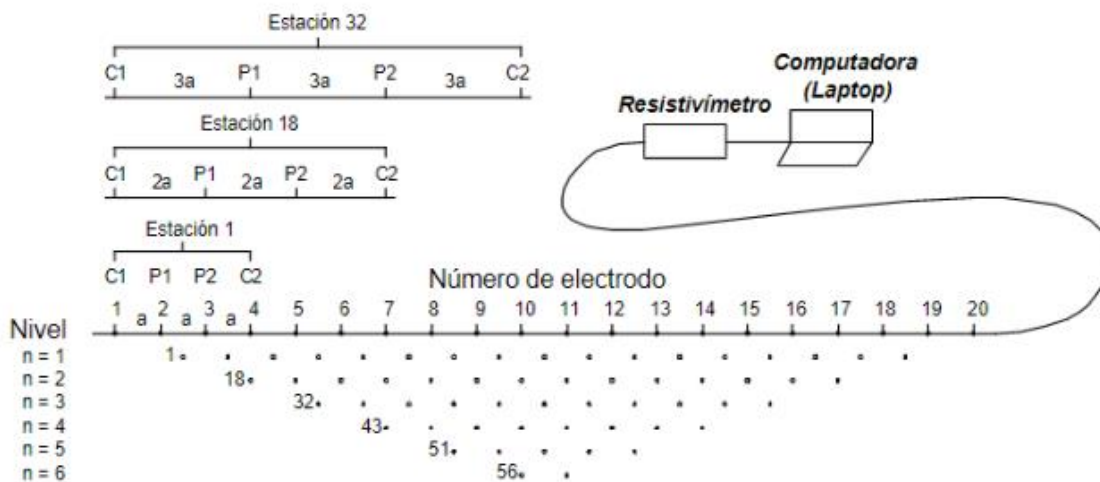


Figura 12. Arreglo wenner para la obtención de una pseudosección (Loke, 2002).

Las mediciones, el dispositivo a emplear junto con otros parámetros como la corriente a utilizar es información que ira dentro del programa para que este disponga de él; posteriormente, el operador o la misma maquina selecciona los electrodos apropiados para cada medición siendo la actividad más pesada el ir recorriendo los cables y los electrodos para ir obteniendo un conjunto de datos. Como ejemplo, en la figura 12 muestra una línea con 20 electrodos en una configuración Wenner, donde el espaciado entre electrodos es representado por a ; para este método, primero se obtienen todas las mediciones con un espaciado electródico definido por $1a$ usando los electrodos 1,2,3

y 4 siendo respectivamente C1, P1, P2 y C2, continuando con 2, 3, 4 y 5 hasta que se llegue al último punto cumpliendo las 17 mediciones con el espaciamiento dado. Luego se hace lo mismo con un espaciamiento igual a $2a$ que ahora ocupará los electrodos 1, 3, 5 y 7 para el primer caso siguiendo con 2, 4, 6 y 8 hasta llegar a los últimos cuatro electrodos siguiendo con esta lógica dando 14 mediciones posibles. Lo anterior se repite para las demás separaciones hasta que decrezca el número de mediciones. Esta cantidad depende del dispositivo utilizado además del espaciamiento empleado, para este caso, Wenner da la menor cantidad de datos a comparación de las demás mediciones en 2D.

El modelo bipolar es parecido al Wenner siguiendo con los mismos espaciamientos a diferentes niveles. Para Wenner-Schlumberger o para los trielectródicos, como el dipolar, se empieza con una separación igual a $1a$ entre C1 y C2, así como P1 y P2 donde la primera fila de mediciones es realizada con un valor para el factor $n=(C1-P1)(C1-C2)=1$, continuando con n igual a 2 con el espaciamiento inicial. Cuando n ya sea igual a dos significa que la distancia entre C1 y P1 es ahora el doble de C1 y C2; luego, el factor n aumenta a un rango no mayor a 6 ya que, si se sobrepasa, las medidas de potencial serán difíciles de rescatar ocasionado por los bajos valores del potencial. La profundidad de la investigación se aumenta si el espaciamiento entre C1 y C2 crece a $2a$ con diferentes valores de n . Esto permite una amplia variedad de combinaciones posibles donde el espaciamiento y el factor n influyen en la profundidad y en la calidad de la imagen obtenida.

Como extra, si la cantidad de electrodos es muy poca y el cable escaso, la técnica *roll-along* sirve para extender horizontalmente el área de las mediciones donde, después de

completar una secuencia de mediciones, el cable se mueve con la finalidad de tomar aquellos datos que faltan posterior al último punto tomado para superponer los nuevos datos con los ya tomados.

5.5.1.3.3 Inversión de datos de la TRE

Para efectuar una correcta imagen resistiva de un conjunto de datos adquiridos por TRE es necesario llevar a cabo un procedimiento de inversión que se ajuste adecuadamente para producir un modelo que muestre la distribución de la resistividad en todo el espacio. Una función objetivo mostrara que tan bien efectuaría el modelo las mediciones sujetas a un nivel de incertidumbre en los datos, por lo que este procedimiento precisa de tres elementos: un modelo que calcule la impedancia de transferencia dada una distribución 2D o 3D de resistividad, una función objetivo que define los criterios de ajuste del modelo que se hará y un algoritmo que encuentre un modelo óptimo de resistividad.

Lo que se hará a continuación será destacar los elementos para el caso general de la resistividad compleja en 3 dimensiones tomando como punto de partida los elementos de la resistividad en 2D por lo que se utilizará la conductividad como variable de interés para simplificar la notación, de tal manera, el símbolo * se usará para indicar variables complejas.

Si se tiene una distribución 3D isotrópica, una conductividad σ^* para los componentes x, y e z, el modelo será definido por la ecuación para una corriente de fuente puntual I :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma^* \frac{\partial V^*}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\sigma^* \frac{\partial V^*}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma^* \frac{\partial V^*}{\partial z} \right) = -I\delta(x)\delta(y)\delta(z) \quad (33)$$

con las condiciones de contorno

$$\sigma^* \frac{\partial v^*}{\partial n} + \beta^* V^* = 0 \quad (34)$$

para el cual, v^* es el potencial complejo, δ es la función delta de Dirac, n es normal externa y β^* es lo que define las condiciones de frontera que, por lo general, tenemos $\beta^*=0$ cuando se da en la superficie o cuando hay diferentes condiciones por lo que β es finito y desigual a cero, caso de la ecuación 34 que generaliza las condiciones de contorno mixtas eliminando la necesidad de modelar el flujo de corriente a distancias significativas de la zona de interés al aproximar una región semi-infinita (Day y Morrison, 1979).

Para el flujo de corriente en 3D requiere una transformada de Fourier a las distribuciones de conductividad en 2D por lo que,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma^* \frac{\partial v^*}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma^* \frac{\partial v^*}{\partial z} \right) - \lambda^2 \sigma(x) \delta(z) \quad (35)$$

donde λ es la transformada de Fourier dado una dirección de golpe y , mientras que v^* es el potencial complejo en el dominio de Fourier para el cual bastaría con aplicar una transformada inversa a la solución de la ecuación 35 para que diera el valor del potencial V^* .

También las aproximaciones por diferencias finitas (FD) o elementos finitos (FE) son usadas y lo que hacen es discretizar en puntos (nodos) y dar una solución aproximada para ellos, consiguiendo una variación de la conductividad a través de ir asignando valores sobre una base, ya sea elemento por elemento (FE) o celda por celda (FD). Si

se colocan los nodos sobre los electrodos, será posible calcular las impedancias de transferencia para configuraciones de medidas arbitrarias.

La aproximación por elementos finitos permite un mayor rango de opciones por su discretización funcional para cuando los electrodos están dispuestos de forma irregular ya sea por la topografía del lugar u otras características. Las diferencias finitas son más sencillas de operar, pero esto solo es funcional cuando existe una geometría regular.

El modelo anteriormente descrito es muy bueno cuando se trata de problemas grandes en 3 que sean mínimo de 105 nodos; esto requiere solución de ecuaciones por métodos iterativos como el método de gradiente conjugado. Este y otros métodos tratan de mejorar la solución para casos simples, salvo que aún no son totalmente precisos, y más cuando la fuente o receptores se disponen sobre bordes o esquinas de regiones con conductividad anómala o cuando estos mismos se hayan en zonas con contraste alto de conductividad.

5.5.1.3.4 Modelo inverso

Para este tipo de modelo, toda la región se discretiza en parámetros que se consideran como el vector m^* . Dichos vectores se asignan a bloques en conjunto o individuales (celdas). Gracias a que existe una gran conductividad en la tierra, la conductividad transformada logarítmica es usada para el parámetro de inversión dado por

$$m_j^* = \ln \sigma_j^* \quad (j = 1, \dots, M) \quad (36)$$

donde M es la cantidad de bloques. Esto utiliza los mejores parámetros para m^* que coincide con los datos obtenidos de la ecuación 33 o 35 para calcular las impedancias transferidas para aquellas configuraciones de medición dadas; estas impedancias de

transferencias son igual a Z_i^* , teniendo $i=1, \dots, N$, siendo N la cantidad de medidas, se puede utilizar un logaritmo transformado para un vector de datos d^* , teniendo

$$d_i^* = -\ln(Z_i^*) \quad i = 1, \dots, N \quad (37)$$

Esta transformación en la ecuación 37 se utiliza para todas las impedancias generadas por diferentes configuraciones, pero su uso involucra que la polaridad medida y las impedancias modeladas sean idénticas lo cual no está garantizado, y en caso de que no, los resultados obtenidos no se deben incluir en el proceso de inversión, dato que hace que esta transformación sea poco usada.

Existen otros modelos de aproximación como el de Cuasi-Newton que da una solución por búsqueda de un gradiente regularizando, incorporando una matriz jacobiana principalmente usada para las imágenes en superficie. Esta matriz es compleja de meter en sistemas computacionales por lo que se utilizan aproximaciones en los coeficientes de sensibilidad que presenta contrastes de resistividad insatisfactorios para cualquier arreglo.

Por otra parte, el método de *inversión estocástica* maximiza la función de densidad de probabilidad de los parámetros del modelo que involucra varios supuestos que dificultan su uso como que los errores y los parámetros sean variables estacionarios o aleatorios además de que tengan distribuciones normales o que las celdas adyacentes sean fuertemente correlacionadas mientras que las más lejanas sean nulamente correlacionadas.

Igual esta la *inversión por polarización inducida* que se enfoca en resolver el problema de la resistividad por corriente directa para luego usar una imagen resistiva para buscar

un gradiente linealizado para así obtener una imagen de cargabilidad consistente con la respuesta de polarización inducida observada.

5.5.1.3.5 Pseudosección

El paso para seguir es el de poner valores de resistividad aparentes obtenidos a los puntos de una malla vertical por debajo de los puntos de medición; los puntos horizontales irán sobre el punto medio del conjunto del arreglo eléctrico empleado mientras que la ubicación vertical estará a una distancia proporcional con el distanciamiento de los electrodos. Comúnmente para el potencial inducido con dispositivo dipolar, la intersección es dada por el cruce de las dos líneas que va de los puntos medios de los dipolos con un ángulo de 45° con respecto a la horizontal, dato que es totalmente convencional ya que no significa que la profundidad de investigación este en aquella intersección o que las equipotenciales tengan un ángulo de 45° .

La profundidad media o pseudoprofundidad da la posición vertical de un punto en un gráfico basándose en los valores de sensibilidad (deriva Frechet) en un semiespacio homogéneo; este método se hace para generar las pseudosecciones y luego se trazan isolíneas de resistividad aparente dando un gráfico con valores aproximados. Queda aclarar que este cuadro no es la representación final ya que cuenta con distorsiones en las isolíneas por el dispositivo empleado, pero si es de utilidad para una posterior interpretación cuantitativa.

Los cuadros obtenidos tienen diferentes formas con lo que el intérprete se puede dar una idea del tipo de procesado o tratamiento a utilizar según los arreglos existentes e incluso ver si existen errores de toma representados por puntos o muy altos o bajos de resistividad aparente. Cabe mencionar que el modelo dipolar tiene la cobertura horizontal

más larga de todas y, por otra parte, el Wenner va disminuyendo conforme la separación eléctrica incrementa.

Capítulo 6. Metodología de campo

6.1 Metodología para Potencial Espontáneo (PE)

6.1.1 Equipo utilizado para Potencial Espontáneo

Los datos de PE fueron adquiridos sobre la superficie del agua del embalse de la presa Cañada del Lobo, empezando desde la cortina de la presa aguas arriba cubriendo aproximadamente el tercio del embalse cercano a la cortina. Al estar sometido al viento y movimiento del agua, el equipo a usar para potencial espontáneo tuvo que ser adaptado para que resistiera las condiciones del medio y no se vieran afectadas las mediciones.

6.1.1.1 Elaboración del equipo de PE

Dentro del marco teórico, se explicaba que el equipo empleado para este método es bastante simple, siendo fácil su operación en los trabajos de campo. Para este caso en particular, fue necesario que los instrumentos no dañaran por exposición al agua y, por lo tanto, una mala respuesta del campo natural. En este sentido se preparó un sistema que flotara sobre el agua y sin afectación en las mediciones.

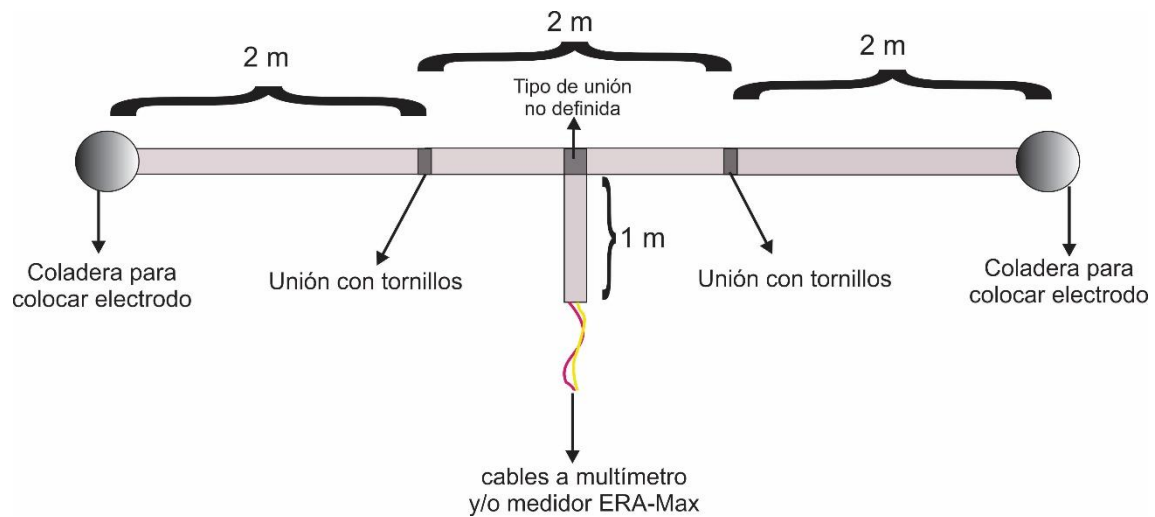


Figura 13. Esquema del sensor para medir PE sobre el agua. Elaboración propia.

Este sistema consiste en una unión de tuberías de PVC donde al final de cada extremo de las uniones se disponen los electrodos no polarizables sellados en sus conectores, evitando que el agua fluya dentro de las tuberías, facilitando la manipulación de todo el sistema de medición, incluyendo los cables conectados al multímetro, tal y como se muestra en la figura 13. Básicamente, el esquema mencionado estuvo planeado para mantener una separación electródica constante de 6 m entre electrodos para cumplir con la configuración gradiente. Los materiales utilizados para la fabricación del sistema de medición fueron los siguientes:

- 3 tuberías de PVC 2" de 2 m de largo.
- 1 tubería de PCV 2" de 1 m de largo.
- 3 tuercas con unión universal de PVC 2"
- 1 conexión tipo "T" de PVC 2"
- 2 coladeras de bote con salida lateral de PVC 2"
- 7 m de cable eléctrico
- 2 juegos de conectores plug tipo banana

- 1 pegamento resistente para PVC
- 1 espuma expansiva selladora de poliuretano

Su construcción se hizo de manera muy intuitiva ya que solo se unieron las tuberías con



Figura 14. Del lado izquierdo, equipo para PE desarmado. Del lado derecho, equipo para PE armado sobre el embalse para comprobar que flota.

las tuercas respetando el esquema de la figura 13, colocando en los extremos las coladeras para que ahí se pusieran los electrodos de modo que solo la punta tocara el agua y el resto se mantuviera seco; estos conectores se instalaron en la intersección de cada tubería para que sea más fácil su transporte ya que se pueden desenroscar y separar las cuatro tuberías de forma conveniente para poder cargar el equipo cómodamente como se observa en la figura 14 del lado izquierdo. Una vez hechas las uniones, se selló con la espuma expansiva en los extremos para que no ingresara agua asegurándose que solo los conectores estuvieran expuestos para conectarlos con las entradas de los electrodos.

Se denota en la figura 2 del lado derecho como el equipo ya armado cumple su función flotando sobre el agua sin que haya incidentes dejando al descubierto los cables donde se conecta el multímetro con los electrodos.

6.1.1.2 Electrodo no polarizables

Ya en capítulos anteriores se había descrito este tipo de electrodos remarcando que son varillas de cobre encerradas junto a una solución de sulfato de cobre en un envase de cerámica lo suficientemente poroso para que se controle el potencial de contacto. La



Figura 15. Electrodo no polarizable ruso armado (izquierda) y desarmado (derecha).

figura 15 muestra los electrodos utilizados de procedencia rusa los cuales se pueden separar para introducir el sulfato de manera que abarque todo el recipiente y que actúe como una celda para el intercambio electroquímico.

En la parte superior del electrodo se encuentra una entrada (hembra) para el conector tipo plug de 4 milímetros (macho) en el que se conecta del otro extremo la banana que ira unida al multímetro.



Figura 16. Electrodo no polarizable montado y conectado al equipo.

Estos electrodos con recubrimiento cerámico con forma de trompo son lo suficientemente permeables para entrar en contacto con el agua sin que se filtre hasta la parte donde se une el electrodo y el recipiente. El sistema de medición se diseñó de manera tal que solo la parte cónica del electrodo no

polarizable estuviera sumergido en el agua. Coladeras plásticas fueron recortadas y adaptadas para soportar los electrodos no polarizables, como se muestra en la figura 16.

6.1.1.3 Otras herramientas empleadas para PE

La construcción del equipo para acoplarlo a las condiciones de la presa fue la herramienta más indispensable de todo el trabajo ya que en ella vienen acoplados los principales artefactos empleados en el estudio como son los cables y los electrodos respetando su configuración con ayuda de los tubos de PVC.

En el potencial espontáneo sobre terreno sólido, estos artefactos hubieran bastado además de la incorporación de un multímetro, pero como no es un ambiente ideal para su uso, se necesitó de algunos materiales extra para apoyar a la técnica, los cuales son los siguientes:

- 1 balsa con capacidad para tres personas
- 2 remos adaptables

- 1 bomba automática
- 1 bomba mecánica
- 1 GPS portátil
- 2 multímetros digitales con amplia escala para medición
- 1 cinta métrica de 20 m adaptado a una roca
- 2 flotadores
- 1 libreta de apuntes o formulario
- 2 repuestos de bananas
- 4 radios bidireccionales

Estos objetos se incluyeron para navegar libremente sobre el embalse de la presa y así obtener los datos con la mayor comodidad posible. La logística de operación consistía en inflar la balsa, y un equipo compuesto de tres personas que cumplirían con diferentes actividades entre ellas, (1) anotar los valores obtenidos, las coordenadas y la profundidad del embalse en cada punto de medición; (2) la manipulación del sistema de medición, asegurándose de que cada electrodo estuviera en contacto directo con el agua sin que uno estuviera totalmente ahogado o que estuviera suspendido en el aire que, para ello, se le adaptaron unos flotadores en cada extremo del equipo para evitar este problema, además de soltar la cinta métrica anclada a un contrapeso cada que se detuviera el navegante para dar el dato de profundidad al que este anotando como se observa en la figura 17; y (3) mediante remos avanzar la lancha a los diferentes puntos de medición en un intervalo aproximado de 5 m sobre una línea o perfil paralelo a la cortina de la presa.



Figura 17. Operador midiendo la profundidad de un punto con cinta métrica y roca en el embalse de la Cañada del Lobo.

6.1.2 Método de adquisición de datos por PE

Para este estudio en específico, se decidió utilizar el método de gradientes el cual es efectivo al momento de detectar anomalías puntuales. Como se observaba en la figura 18, el equipo fue adaptado para que se conservara una distancia fija entre electrodos que corresponde a 6 m donde la línea que forman estos se mantendría en paralelo con la cortina en cada punto de medición, manteniéndolo orientado de la misma manera para conservar la polaridad inicial.



Figura 18. Perfiles para la toma de datos de PE. Elaborado con Google Earth.

Además de las consideraciones ya antes mencionadas, originalmente se tenía planeado hacer 5 líneas de medición donde la separación entre perfiles fuera de aproximadamente 10 m uno de otro con una distancia entre punto y punto sobre cada perfil de no más de 5 m para que se observaran con mejor detenimiento las posibles anomalías, así como se esquematizaba en la figura 18 donde las circunstancias fueran las ideales. Debido a las corrientes de aire presentes cada que se pretendían tomar las mediciones junto con el oleaje que traía, por ende, estos perfiles no se lograron tomar a la perfección por lo que las líneas no fueron totalmente paralelas planeadas (Fig. 18), situación que no afectó el tener un mapa interpolado preciso de las anomalías de PE.

Cada que se iniciaba una jornada de recolección, se tomaba un punto de control. De la misma manera, se tomaban los datos a la ida y al regreso sobre la misma línea del perfil por dos razones, garantizando tener un conjunto de datos que permitieran definir las variaciones temporales de PE en un mismo punto asociados a ruido EM o instrumental.

La distribución de estos perfiles hasta tal punto del embalse se planeó con la idea de que abarcara desde la obra de excedencias hasta la obra de toma que es el rango más común donde se suele filtrar el agua en las presas. No se realizaron más perfiles aguas arriba de los mostrados en la figura 18, tomando en cuenta la información aportada por las cartas geológicas y estructurales del Servicio Geológico Mexicano para el municipio de San Luis Potosí que la Cañada del Lobo donde se muestra una falla con dirección NE-SO que franquea más o menos al inicio de la obra de excedencia atravesando diagonalmente los perfiles imaginarios. Esto llevo a la suposición de que, si hay una posible filtración debido a la geología estructural del medio, debiera ocurrir con trayectoria al vertedero o cerca de ella debido a las fracturas secundarias que trae la falla.

Al final, la longitud de los perfiles se encontró entre los 225 m y los 331 m, mientras que los valores de profundidad variaron, definiendo la parte central con los mayores valores, superiores a los 12 m. El total de puntos obtenidos de PE y profundidad fue de 187, los cuales se trataron de tomar lo más paralelo a la cortina que se pudiera y siguiendo los perfiles planeados.

6.2 Metodología para Tomografía Resistiva Eléctrica

Las mediciones en el embalse de la Cañada del Lobo por medio de un método PE se hicieron con la promesa de observar movimientos de filtración del agua por medio de anomalías negativas de PE, siendo causadas por cuestiones geológicas y/o estructurales. Como siguiente objetivo, se estudió la integridad estructural de la cortina

mediante la realización de un perfil de TRE sobre la corona de la cortina y otro perfil aguas abajo. Específicamente se busca la detección de anomalías de baja resistividad dadas por aumento de la humedad provocada por la filtración del agua del embalse.

La TRE funge como un método prospectivo sobre terreno sólido que da un perfil del subsuelo a cierta profundidad (dependiendo del arreglo y las propiedades de la tierra) apoyándose en una propiedad física de las rocas, la resistividad; por lo mismo, los perfiles se planearon para que estuvieran en dos lugares de interés, la corona y la cortina aguas abajo de la presa donde se utilizó diferentes equipos de resistividad que aseguraran la profundidad de estudio necesaria en cada caso, afectando en lo mínimo la productividad del levantamiento.

En el caso del perfil realizado sobre la corona de la cortina, se realizó una TER manual, mientras que aguas abajo se realizó una TER automática, mismas que serán descritas a continuación.

Las herramientas utilizadas para este caso son las clásicas por emplear en una tomografía, al igual que las más laboriosas de trabajar. Un número considerable (~ 50) de electrodos de varillas de acero inoxidable fueron clavados a tierra de manera equiespaciada en intervalos de 5 m, los cuales se conectaban al equipo de resistividad mediante carretes de cables.

6.2.1 Equipo utilizado para la TER manual

El resistímetro utilizado fue un Syscal R2 (figura 19) perteneciente al Laboratorio de Geofísica del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT). Este aparato funciona para estudios de resistividad aplicados a la búsqueda de acuíferos,

delimitación de estructuras geológicas y exploración de recursos mineros, entre otros. Este equipo cuenta con un voltaje de salida máximo de 800V alimentado por una batería externa de 12V. El equipo brinda los valores de diferencia de potencial en mV medido en el dipolo MN, así como el valor de corriente inyectada a través de los electrodos A y B en mA. El equipo también brinda el valor de resistividad aparente determinado según las distancias electródicas definidas previamente. Para este perfil se utilizó la configuración electródica Wenner-Schlumberger (Goelec, 2022).



Figura 19. Resistivímetro Syscal R2 en función.

El Syscal R2 es un buen instrumento para utilizar en rangos de temperatura ambiental entre $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ y una protección contra el agua que evita repercusiones negativas ante un alto porcentaje de humedad. Su uso resulta sencillo de operar de además de que tiene un programa que delimita el ruido antes de inyectar corriente y corrobora que exista una buena resistencia de contacto de los electrodos a tierra. Como dato extra, el equipo posee un filtro tipo notch que elimina el ruido EM industrial para 60 Hz.

6.2.1.1 Otras herramientas empleadas para TER (manual)

Como ya se había mencionado, el equipo para tomografía manual consta de herramientas muy rudimentarias, salvo por el resistivímetro, ya que la logística del trabajo de campo aunado a los problemas que se presentaron para obtener el equipo hizo que la TER manual fuera el ejercicio más complicado por manipular, pero con la ventaja de que sus instrumentos fueran los más sencillos de conseguir. Algunas de las herramientas que se usaron fueron las siguientes:

- Electrodo: Por lo general, se consideran estacas de acero inoxidable de 40 cm que permitirán el paso de la corriente en un medio conductor y harán de receptor para recibir la diferencia de potencial. Éstas van enterradas en la tierra hasta aproximadamente a la mitad de la barra para que exista un buen contacto entre ambos sistemas. Para este trabajo se utilizaron alrededor de 56 electrodos de acero inoxidable que se iban removiendo conforme se avanzaba en la línea.
- Carretes: se utilizaron cuatro carretes con cables, dos para el dipolo de AB y dos para el dipolo MN.
- Batería externa de 12V con cables de conexión para alimentar la fuente de poder del equipo de resistividad.
- 2 cintas métricas de 100 m para facilitar la colocación de los electrodos
- GPS portátil para georeferenciar el inicio y termino del perfil.
- 4 martillos para clavar electrodos
- 30 litros de agua salinizada para disminuir la resistencia de contacto de los electrodos a tierra.

6.2.2 Método de adquisición de datos para TER manual

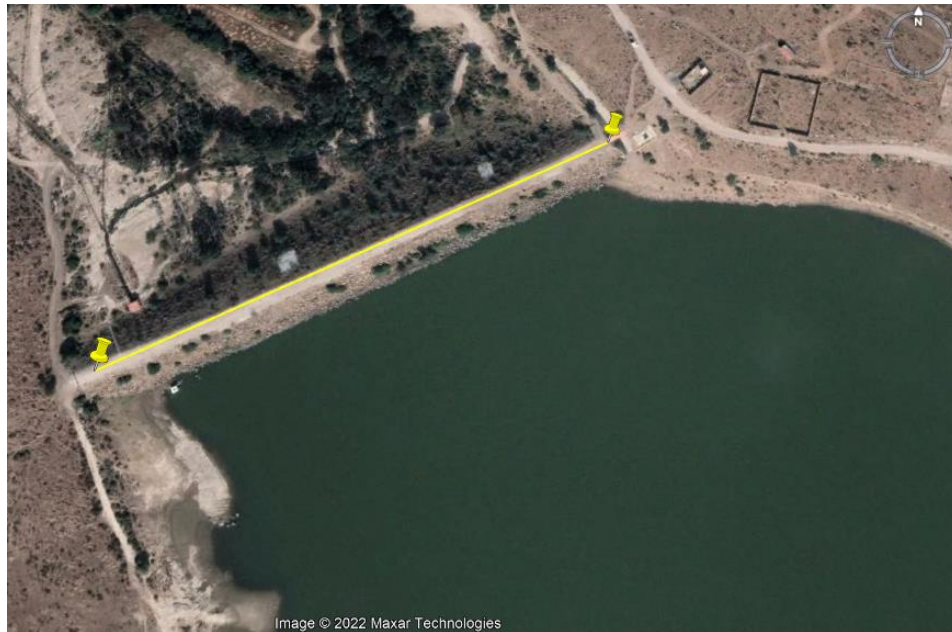


Figura 20. Perfil 1. TER manual sobre la corona en la Cañada del Lobo. Elaborado con Google Earth.

El objetivo de este primer perfil (figura 20) sobre la corona de la presa es medir las resistividades de los materiales (enrocamiento y material arcilloso) con los que fue elaborada la cortina y denotar discrepancias en sus propiedades posiblemente ocasionados por filtración de agua en secciones donde se supone que se tenga que retener el líquido mas no dejarlo pasar.

La corona, con superficie de material arcilloso, cumple con las condiciones idóneas para que se pueda realizar un tendido de electrodos sin que existan obstáculos (Fig. 20). El inicio del tendido fue en las coordenadas 296865 m E, 2444575 m N y el final se encuentra en 297114 m E, 2444699 m N abarcando la totalidad de la corona que son 280 m sin excluir ni una sección de esta.

La altura de la cortina es de casi 30 m, pero el nivel al que el agua al momento del levantamiento se encontraba 18 m por debajo de la corona. Por lo que, se requiere

garantizar una profundidad de estudio de poco más de 30 m, siendo que cualquier falla estructural de la cortina que permita el paso del agua sea incluida en la sección geoelectrica.

Para logra esto, se propuso un dispositivo Wenner-Schlumberger; Por lo tanto, el tendido quedaría de 280 m con una separación electródica de 5 m con ayuda de la cinta métrica como se ilustra en la figura 21. La abertura $AB/2$ máxima utilizada fue de 82.5 m, garantizando una profundidad máxima de estudio de aproximadamente 33 m.



Figura 21. Tendido electródico de la TER manual sobre la corona de la presa Cañada del Lobo.

6.2.3 Equipo utilizado para Tomografía Eléctrica Resistiva (Automática)

En esta sección del escrito, se ha hecho énfasis de que las tomografías realizadas en la Cañada del Lobo fueron realizadas en la corona y a pie de la cortina aguas abajo, por lo que solo fue necesario hacer dos tomografías, una de la que ya se dio a conocer sus características y la segunda, la tratada en esta sección, es la realizada con cables inteligentes que permiten la adquisición automática de datos, siendo más productiva que

la técnica manual. Para esta segunda tomografía el laboratorio de Geofísica del IPICYT proporcionó un equipo Syscal Kid (Fig. 22) con un peso de 3.2 Kg con su propia batería interna con medidas de 22.9 cm x 17.8 cm x 17.8 cm; un rango de temperatura operacional de -10 a más de 50 °C, con una potencia de salida de 25 W, un voltaje máximo de transmisión de 200 V y una corriente máxima de salida de 500 mA (Goelec, 2022). En uso automático puede registrar hasta 3000 lecturas. Si bien este equipo tiene menor capacidad de inyección de corriente al subsuelo, la profundidad de estudio requerida aguas abajo es mucho menor, debido a la no existencia de una cortina. En este caso los cables inteligentes de 24 electrodos, separados a 5 m, resultaba en un tendido de 115 m, garantizando una profundidad de estudio de 13.5 m, suficiente para la detección de anomalías de filtración aguas abajo. La configuración electródica utilizada fue Dipolo-Dipolo, la cual posee una alta resolución tanto vertical como horizontal.



Figura 22. Resistivímetro Syscal Kid (Goelec, 2022).

Este equipo y el uso de cables inteligentes tiene la ventaja de poseer un avance más rápido en los trabajos de adquisición de datos que la TER manual realizada en la corona

de la cortina. La técnica de “roll along” permite ir moviendo los cables inteligentes en secciones de 57.5 m, según se avanza en el perfil, utilizándose tres veces para abarcar todo el tendido y no omitir ninguna sección del trabajo.

6.2.3.1 Otras herramientas empleadas para TER (automática)

Al ser una tomografía más sencilla de ejecutar la cantidad de herramientas que se ocuparon fueron menores, entre ellas fueron las siguientes:

- Batería externa de 12V con cables de conexión
- 2 cintas métricas de 50 m
- GPS portátil
- 20 litros de salmuera
- Una computadora

Al pie de la cortina se fueron presentando resistencias de contacto favorables para seguir con la toma de datos, pero en ciertos puntos de la línea si fue requerido suministrar salmuera al electrodo para tener un buen contacto.

A comparación de la TER manual con la que se está describiendo en este momento es que el equipo empleado es fácil de instalar, como los cables junto con los electrodos. Solo basta de disponerlos a lo largo del perfil y enterrarlos a mano sin necesidad de estar martillando o de ir considerando la separación eléctrica por eso la cantidad de herramientas se redujo a tal grado de que incluso 3 personas podrían realizar un trabajo de esta magnitud sin requerir otros artefactos extras.

6.2.4 Método de adquisición de datos para TER manual



Figura 23. Perfil 2. TER automática al pie de la cortina aguas abajo de la presa Cañada del Lobo. Elaborado con Google Earth.

Este último perfil mostrado en la figura 23 tiene como objetivo abarcar toda la parte frontal de la base de la cortina y cubrir cierta profundidad con la que se podría denotar una pérdida de agua por debajo en donde la principal causa fuese alguna ramificación de la fractura que ocurre en esta zona, cierta secuencia estratigráfica permeable o incluso los vestigios del anterior acueducto que no quedaron lo suficientemente consolidados para asegurar la efectividad de la retención de la presa. La línea del tendido comienza enfrente de la obra de toma hasta topar en dirección noreste con la obra de excedencias donde los problemas que se encuentran a lo largo de todo el perfil es la pérdida de visual del cable y los electrodos aunado a la flora y fauna local que pudiese entorpecer la

metodología o incluso perjudicar las herramientas. Como dato más exacto, las coordenadas geográficas para este perfil son 296847 mE, 2444600 mN como punto inicial y 297099 mE, 2444734 mN como punto final siendo un tendido con una longitud total de 285 metros.

Capítulo 7. Procesamiento de datos de campo

Esta sección está dedicada a comprender la secuencia del procesamiento de los datos que se obtuvieron en las jornadas de trabajo de los estudios de potencial espontáneo y de los perfiles de tomografía eléctrica siguiendo los pasos metódicos con los que se generaron los mapas y las evaluaciones finales en conjunto de los valores registrados en campo.

Para el caso del procesado de los valores obtenidos de PE, se realizaron mapas de equipotenciales con la ayuda del software *Surfer 11* el cual destaca por la creación y modelado de áreas con varios usos en el análisis de superficie, grillado y visualización de archivos provenientes de otros programas siendo capaz de transformar archivos preexistentes en mapas de alta calidad; esta herramienta funciona en diferentes áreas de trabajo que, como se espera para geofísica, te permite interpretar a voluntad los datos en dos o tres dimensiones según sea la necesidad.

Por otro lado, el programa *RES2INV* fue el indicado para generar imágenes en dos dimensiones que sirven para mapear superficies geológicas en el subsuelo a partir de los datos capturados de resistividad aparente de cualquier tipo de arreglo soportando hasta 16000 electrodos. Este software permite al operador elegir los parámetros óptimos

de inversión para cierto arreglo electrónico utilizado según las características que bordean al perfil como lo son los contrastes abruptos o ligeros teniendo la opción de agregar información de pozos o fuentes cercanas que pudiesen afectar al procesado. Cabe mencionar que para tener una mejor imagen de los perfiles de TER fue necesario exportar lo procesado en RES2INV a Surfer 11 solo con el propósito de crear visualmente un mejor ambiente para el resultado final.

En lo consecutivo, se describirá el proceso que prosiguió después de lo hecho en la Cañada del Lobo dividiendo este apartado, como es de esperarse, en dos secciones fundamentales que corresponde al trabajo en cada software especializado para las dos técnicas geoeléctricas en cuestión.

7.1 Establecimiento de los datos (PE)

Las columnas necesarias para ir registrando los datos son aquellas para poner la ubicación de cada punto que se tomó (en este caso en particular fueron coordenadas UTM), la diferencia de potencial en milivolts (mV) y la hora en el que fue tomado cada dato ya que esto puede servir de referencia al momento de pasar a la sección de *correcciones*; en otras publicaciones muestra la necesidad de anotar otros datos como la coordenada z, pero para los fines necesarios, esta se excluyó. Por otro lado, en su momento, se estableció una estación de referencia para observar los cambios a través de las horas que igual fungió como punto de partida y de final al iniciar cada perfil a seguir.

Estas mediciones se trataron de realizar en forma de perfiles cerrados equidistantes unos de otros, cosa que no se logró ya que, al hacer este tipo de trabajos, las corrientes de

agua hacia que la balsa se desplazará de un lugar a otro sin lograr mantener el curso sobre el perfil prestablecido por lo que la toma de datos se vio alterada en ese sentido y lo mejor que se pudo hacer fue tomar el valor de diferentes puntos tratando de que fueran sobre los perfiles dichos pero con la condición de que se mantuvieran en el área de interés para al final correlacionar los datos y lograr el mapa de equipotenciales.

Después de la jornada de recopilación, toda la base de datos de potencial espontáneo se rehace solo con una estación de referencia y, posteriormente se realizan las siguientes correcciones antes de procesar:

- Corrección por referencia
- Corrección por cierre (por bucle)
- Corrección por fuente
- Corrección topográfica

Todo lo obtenido en campo junto con su posterior tratamiento se realizó en *Excel* por el sencillo uso de las hojas de cálculo y su fácil exportación hacia *Surfer 11* que, como ya antes se había dicho, este programa se caracteriza por su mapeo con base en la interpolación.

7.1.1 Corrección por referencia

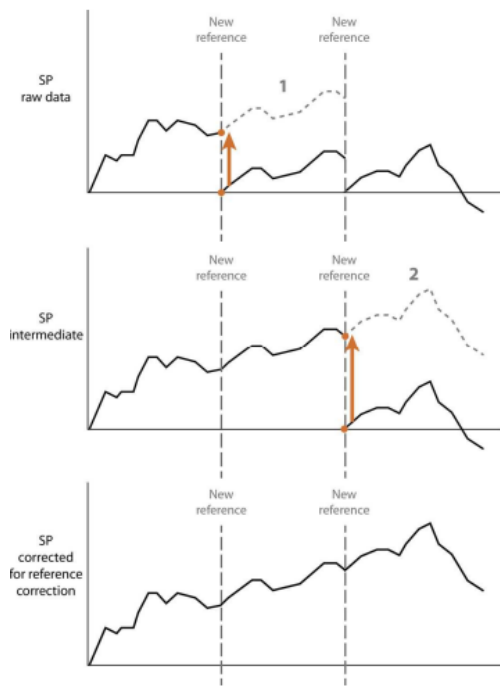


Figura 24. Corrección por referencia esquematizando la unión de segmentos del perfil de PE (Barde, 2016).

Esta corrección se debe realizar si se cambia de posición los electrodos que se han destinado como de referencia. Esto solo se hace cuando se segmenta en partes un mismo perfil por lo que surge la necesidad de establecer nuevos puntos de control para la posterior unión de los segmentos y es por lo mismo que por cada nuevo punto de referencia, las mediciones de PE pasan a convertirse a 0 mV y se tienen que ir moviendo al final de cada segmento por lo que solo la primera sección permanecerá sin cambios mientras que el

resto de las secciones se desplazará al final de cada segmento como se observa en la figura 24. Toda esta unión se realiza en Excel juntando en el último valor de la primera sección con la nueva sección y así hasta tener todos los datos en la misma hoja.

7.1.2 Corrección por cierre (bucle)

Esta corrección es indispensable para el caso de un perfil cerrado y cuando coincida que el último valor medido de potencial sea el mismo que el primero o aproximado, concepto que pierde certeza ya que existen factores ambientales que cambian los primeros valores después de cierto tiempo de haber tomado los datos salvo que se estén usando electrodos no polarizables, como es el caso de esta tesis, ya que disminuye sustancialmente este fenómeno que se conoce como *deriva instrumental*.

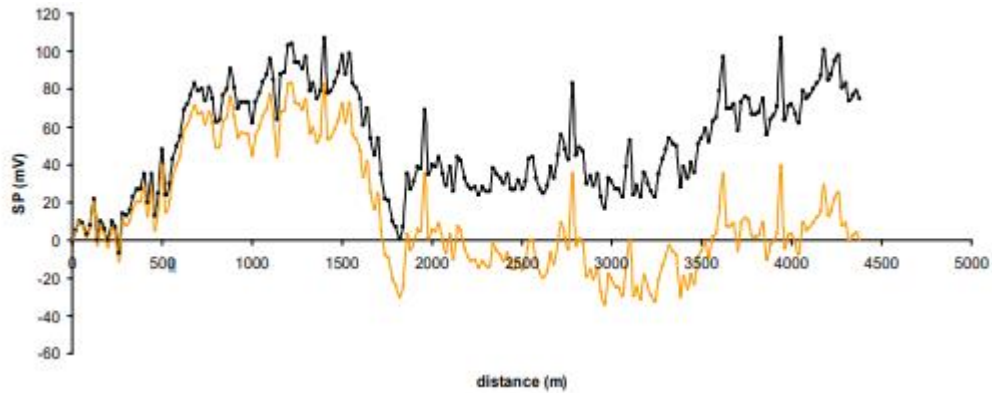


Figura 25. Ejemplo de una corrección por cierre en un perfil circular. La línea negra son los datos sin procesar vs. La línea amarilla donde ya se ha realizado la corrección por cierre. (Barde, 2016).

Como se puede observar en la figura 25, la gráfica generada por los datos sin procesar (línea negra) conserva el mismo patrón que la gráfica amarilla donde ya se aplicó la corrección por cierre y lo curioso de esto es que ambas conservan las anomalías de potencial espontáneo dando a entender que esta transformación solo difiere por algunos mV en algunos casos.

La fórmula general para aplicar la corrección por cierre con su respectiva corrección por referencia (S_{pr}) es la siguiente:

$$S_{pc} = S_{pr} - \left(\frac{D}{N}\right) * n \quad (38)$$

Donde el valor de la corrección por cierre se expresa como S_{pc} , D es el drift, N el número total de puntos en el perfil y n es el lugar que ocupa cada punto dentro del perfil.

Para este caso en particular y como ya se había mencionado, los perfiles que se realizaron dentro de la presa Cañada del Lobo no resultaron ser lineales del todo por el movimiento de la balsa obteniendo una cantidad de puntos dispersa en un área de control estimada, es por ello que no se considera un perfil cerrado o con alguna forma en específico ya que los datos se interpolaron obteniendo un mapa de las secciones más

importantes del embalse; eso y que los electrodos usados son no polarizables ayudaron a que no se observara una deriva instrumental considerable como para aplicar la corrección a los datos obtenidos ya que los puntos de control arrojaron variaciones de apenas 2 mV por lo que se despreció este cálculo.

7.1.3 Corrección por fuente

Se entiende a corrección por fuente cuando el trabajo se realiza en tierra y se observa o se atraviesa alguna fuente geohidrológica como lo es algún acuífero, rio u ojo de agua que intervenga las mediciones de potencial por lo que se le atribuye un valor de 0 mV y se debe eliminar de cada punto tomado para que no afecte a las mediciones esperadas. Al ser un estudio sobre un embalse y al estar utilizando una configuración de gradientes donde se quiere ver las variaciones u anomalías que pueden existir gracias a la filtración y movimiento de aguas, esta corrección es innecesaria solamente por el medio de aplicación.

7.1.4 Corrección topográfica

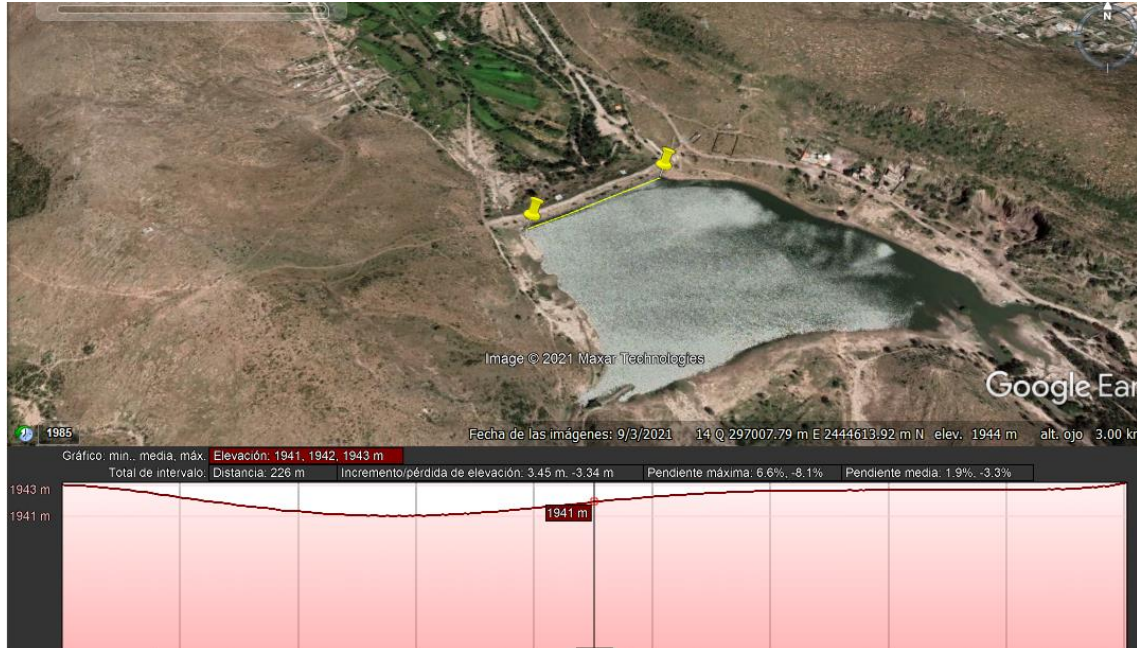


Figura 26. Perfil de elevación para el primer perfil de PE en la presa Cañada del Lobo. Elaborado en Google Earth.

Tal como se puede observar en la figura 26, el perfil de elevación del primer perfil destinado para potencial espontaneo junto con los datos obtenidos en campo con la ayuda de un GPS, la altura máxima a nivel de la balsa es de 1943 metros con una pendiente máxima de aproximadamente el 7% entre el punto más alto y el más bajo que fue de 1941 metros donde este cambio se mantiene parcialmente igual en todo el área de estudio salvo por la corona y la cortina aguas abajo, factor que no afecta en esta parte del trabajo.

Lo anterior se menciona porque, como ya se explicó, no hay cambios abruptos de nivel por lo menos a nivel del agua y en cuanto a la profundidad, los datos arrojaron que la parte con mayor depresión se encuentra a la mitad del embalse con valores por encima de los 18 metros, caso contrario en los primeros perfiles pegados a la cortina donde la profundidad oscilaba entre los 2 metros hasta los 13 metros.

Estos hechos permitieron dejar a un lado la corrección topográfica que se exige realizar cuando se está trabajando en lugares con grandes cambios en la topografía y donde hace que el potencial aumente cuando la altitud disminuye y viceversa por lo que no se consideró necesario a procesar por la semi uniformidad del terreno en cuestión.

7.1.5 Procesado en Surfer 11 (PE)

Una vez que se han realizado las correcciones ya antes dichas y sus debidas observaciones, los datos se procedieron a procesar dentro del programa de mapeo *Surfer 11* y es aquí donde se observaron algunos errores en la anotación con respecto a los puntos geolocalizados en el embalse por lo que se tuvieron que corregir para que el área quedara delimitada a la pura zona de trabajo como se observa en la figura 27.

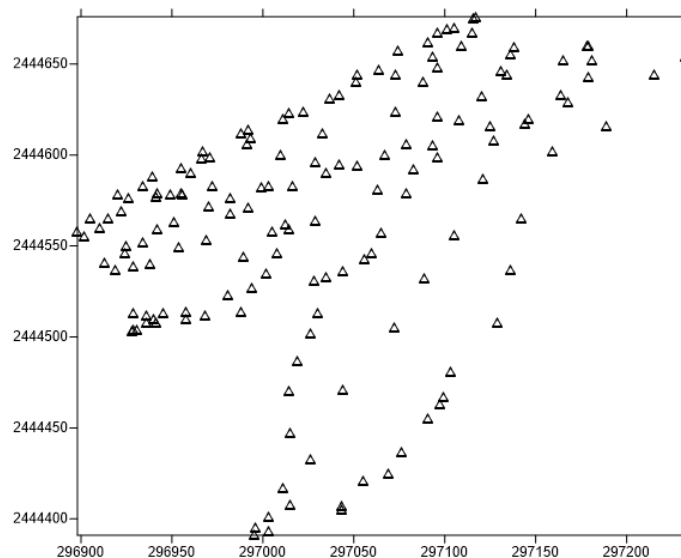


Figura 27. Mapa de los puntos tomados en la presa Cañada del Lobo. Elaborado en Surfer 11.

Posterior a esto se recurrió a un algoritmo de interpolación de *mínima curvatura* el cual trata de producir una superficie continua de mínima curvatura en donde todos los puntos de información están varados. Parte del principio de las *reglas flexibles* que dice que al hacer presión sobre un punto se genera una deformación que es directamente afectado

a un área conocida de puntos fijos o fronteras (pieza de una interpolación en el plano 2D) el cual utiliza funciones polinomiales de tercer grado que muestran bien esas deformaciones las cuales se conocen como *bicubic splines* o B-Splines. Esta aproximación realiza la interpolación que estima el conjunto de valores Z (valor de altitud) para los nodos en un grillado utilizando una solución numérica por diferencias finitas en un espacio 2D, acción que realiza Surfer con lo definido por el enfoque de Briggs en 1974 (Arce, 2001).

Con esta interpolación se obtuvo el mapa final de equipotenciales delimitado al área en cuestión que se mostrará en la sección de resultados junto con una visualización que se logró exportar a Google Earth para tener una referencia más clara de las anomalías observadas.

7.2 Establecimiento de los datos (TRE)

Antes de pasar al procesado de la pseudosección de resistividades, primero se necesita hacer una revisión previa de los datos obtenidos en campo asegurándose que existan buenas mediciones de resistencia de contacto en los electrodos, que no se presenten datos repetidos de algún punto o que haya mediciones recíprocas para que al final sea más sencillo determinar la calidad de los datos a priori y su posterior análisis. Lo que se revisó para esta sección fue lo siguiente:

7.2.1 Resistencia de contacto

Esto se realiza antes de comenzar con la recopilación de los datos en campo para verificar que la resistencia es aproximadamente la esperada en el punto donde se está colocando el electrodo. Para el caso de la TER manual, al estar en una superficie muy árida, la resistencia de contacto era elevada por lo que se tuvo que administrar salmuera para disminuir este valor. En la TER automática se realizó esta acción para garantizar una buena calidad de datos. Lo anterior se hizo con el objetivo de obtener una base definitiva donde se puedan editar datos asociados a ciertos electrodos que estén operando de manera errónea o que carezcan de un buen contacto con la formación.

7.2.2 Apilamiento (stacking)

En los equipos que se usaron para ir obteniendo las resistividades para ambos perfiles, este procedimiento se repitió varias veces para cada dispositivo electródico lineal (cuadripolo) que recolectó y promedió los datos para asegurar una calidad en los mismos, donde este proceso aumenta la duración de recopilado pero es necesario para mejorar la relación señal-ruido; la desviación estándar de estas mediciones (error de apilamiento) sirve para medir el error que se genera para tenerlo en cuenta para su posterior inversión. La cantidad de mediciones repetidas queda registrada en el software para considerarse en la postproducción.

7.2.3 Mediciones recíprocas

Este tipo de mediciones constan de intercambiar los pares de electrodos de corriente y de voltaje o, dicho de otra manera, A y B se cambia por M y N para que K no cambie de

ninguna forma por lo que se supone que, dados estos cambios, esta reciprocidad debe de producir la misma resistividad aparente que como se mostró en la medición original. El promedio de estos datos da el famoso *error recíproco* que genera una medida del error del instrumento y cabe resaltar que estos errores son más comunes que los que se obtienen por stacking además de que generan una mejor cuantificación del ruido existente en los perfiles.

Para cuando se está en el proceso de inversión, es más recomendable utilizar el error recíproco que el de apilamiento pero esto, en la mayoría de los trabajos donde no se manejan instrumentación automática, se omite hacer por lo tardado que resulta la conmutación en la unidad de control, la ventaja que se tuvo en estas tomografías fue que se contó con herramientas que lo hacen en automático como en el caso del perfil aguas abajo de la presa que arroja los resultados si así lo desea el operador.

7.2.4 Duración del pulso

Según los equipos utilizados en ambas tomografías, la duración de la inyección de corriente puede ser elegida por el usuario donde en ambas te da la opción de inyectar cada 0.2, 0.5, 1 o 2 segundos según lo que se especifique para el trabajo; una duración menor del pulso da como resultado un menor tiempo en la adquisición de los datos. Lo anterior va en función del medio en el que se encuentre el tendido como el caso del perfil aguas abajo donde al estar en una superficie más conductiva, se pudo ajustar una inyección cada 0.2 segundos, caso contrario en lo hecho en la cortina de la presa donde el material resultó ser menos conductor (al menos en la superficie) donde el pulso fue

cada 0.5 segundos. La duración del pulso en estos perfiles se pudo haber variado, pero no se deseó repetir el trabajo gracias a la adquisición de buenos datos desde un inicio.

7.2.5 Observaciones en campo

Hay notas cuando se realiza el perfil que no deben pasarse por alto como circuitos eléctricos que crucen o intercepten al tendido, torres de radio, objetos metálicos cercanos, topografía abrupta del sitio y el clima, además de los cambios y/o correcciones que se hagan en los dispositivos con la marcha. Para la TRE manual, es de considerarse que a lo largo del terreno se encontraron fantasmas y testigos metálicos que no se consideraron de importancia ya que no cambiaron los valores esperados cuando se pasaba cerca de ellos. Del lado de la caseta para la obra de toma igual existe una variación en la resistividad de la que se estará hablando en capítulos adelante que influye en ambas tomografías resistivas eléctricas.

7.2.6 Procesado en RES2INV (TRE)

Teniendo en cuenta los puntos anteriores, se procede a acomodar los datos en Excel poniendo en la primera columna el nombre del proyecto, espaciamiento electródico, arreglo, posición del primer electrodo, espaciamiento, entre otras cosas para que el archivo sea reconocido y maleable por el software *Res2Dinv* donde arrojará la información como se muestra en la figura 28 si es que no hay errores de entrada.

```
TOMOGRAFIA BAJO LA CORTINA.bin
Electrode spacing is 5.000.
Dipole-dipole array
Total number of datum points is 469.
Position of first electrode in array is given.
469 240.000 5.000 9.000 49.4
Minimum electrode location is 0.0.
Minimum electrode spacing is 5.0.
Total number of data levels is 9.
Total number of electrodes is 60.
First electrode is located at 0.000.
Last electrode is located at 295.0.
```

Figura 28. Datos de la TER aguas abajo dentro del programa Res2DInv.

Ya dentro del programa, se pueden editar los datos observando una gráfica de resistividad aparente de acuerdo con los niveles registrados para eliminar aquellos puntos que no concuerden con la sección o que estén afectados por el ruido o que el equipo haya capturado de manera errónea. Lo importante, posterior a ello, es utilizar un algoritmo de inversión que brinde una aproximación de la resistividad casi perfecta del perfil a partir de una pseudosección y es donde el software maneja varios métodos para realizar este proceso de los cuales tres son los más usados por su veracidad:

- Suavizado del modelo de resistividad: por lo general, el programa en cuestión utiliza el método de mínimos cuadrados que para este caso cambia un poco la perturbación en el modelo observado. Este suavizado se puede usar para perfiles con datos muy ruidosos aplicando una restricción en los valores de resistividad del modelo dando como resultado una variación suave en los valores de resistividad con un porcentaje de error RMS (raíz del error cuadrático medio) relativamente bajo.
- Inversión de Marquardt y Occam combinada: este parte de la combinación de los mínimos cuadrados amortiguados para mínimos cuadrados no lineales mejor conocido como el algoritmo de Marquardt junto con el método de suavizado. Se

ocupa cuando se buscan mejores resultados en la resolución de estructuras compactas donde el ancho es ligeramente menor que la profundidad; se aplica para cuevas o cuerpos.

- Inversión robusta: aquí se puede aplicar una restricción por mínimos cuadrados el cual minimiza el cuadrado de la diferencia entre el valor de resistividad aparente observado y el calculado o una modificación robusta que es menos sensible a datos ruidosos el cual puede dar un error RMS de resistividad aparente más alto. Si la resistividad de la subsuperficie cambia ligeramente es recomendable usar la opción de mínimos cuadrados y si es muy brusco el cambio entre fronteras, conviene la inversión robusta.

De acuerdo con lo observado en cada pseudosección es como se define el modelo de inversión a usar fijándose en el porcentaje de error RMS donde, convenientemente, se busca que sea menor del 20% o que se aproxime lo más que se pueda al 0%.

Es de anticiparse que para cada perfil se ocupó un modelo de inversión diferente de acuerdo con lo observado en cada sección. Por ejemplo, en el TER ubicado aguas abajo, al aplicar cada algoritmo se obtenía un porcentaje de error diferente según fuese el caso dando un mejor resultado, para este perfil, con la inversión combinada que arrojó un error de RMS final de 11.3% (ver figura 29), valor más bajo que el conseguido con el modelo robusto que no bajaba del 19%.

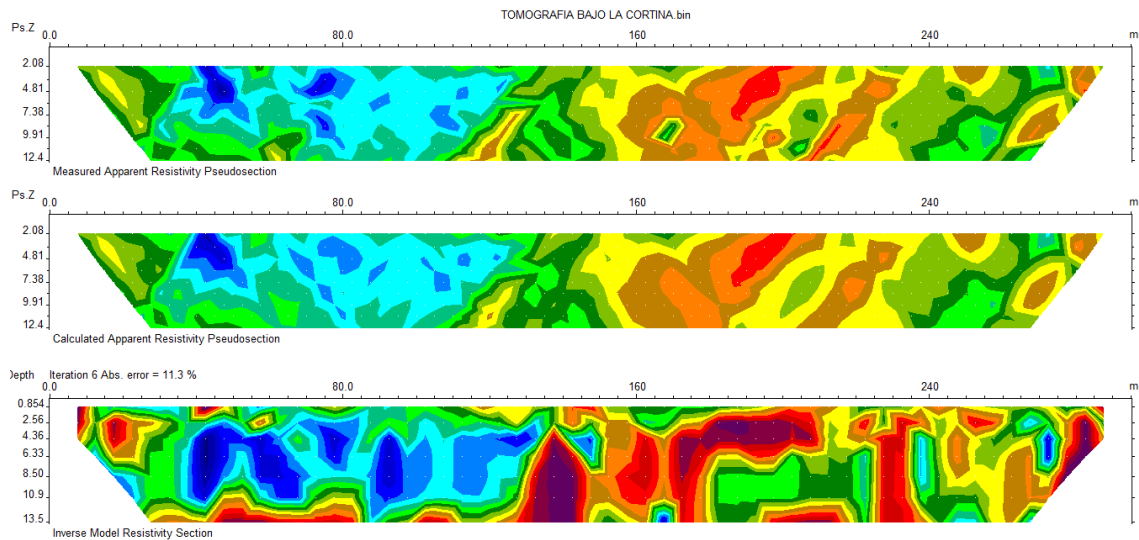


Figura 29. De abajo para arriba: pseudosección de resistividad aparente medida, pseudosección de resistividad aparente calculada y modelo inverso de la TER aguas abajo con un error RMS de 11.3%.

Para el caso de la TER en la corona de la cortina se usó el modelo de inversión robusto dando un error menor al 2% dando por hecho que la sección no presentó tanto ruido en los datos como los observados en la TER aguas abajo que, aun así, se obtuvo un perfil con anomalías fácilmente observables.

Por último, los modelos con su debida inversión se exportaron a Surfer 11 para darles, visualmente, un mejor detalle a partir del grillado que, como ya se había explicado, por default utiliza la solución numérica de diferencias finitas, dando como resultado los perfiles que se muestran en el capítulo que sigue.

Capítulo 8. Análisis de resultados

Una vez realizado el procesamiento de los datos obtenidos con el método PE sobre el embalse de la Cañada del Lobo, así como de las dos TRE que se realizaron en la corona de la presa y al pie de la cortina aguas abajo, se obtuvieron mapas y perfiles que

ayudaran a la correcta interpretación de las anomalías que se pudiesen presentar, ya sea por error estructural de la obra o por fracturas geológicas presentes en el área.

Este capítulo alberga los resultados generados por cada método y su correspondiente estudio de las secciones por separado. Posteriormente, un análisis en conjunto de ambos métodos es realizado, resaltando y puntualizando la coincidencia de anomalías de resistividad y de potencial espontáneo, lo que da un veredicto de las condiciones de la presa. Por último, se muestra un enfoque en las condiciones externas que interceden en la estabilidad de la cortina.

Es importante destacar que los resultados obtenidos en el presente trabajo dan un aporte a la seguridad hídrica del estado de San Luis Potosí, a la prevención oportuna de desastres por ruptura de cortinas, así como a la comunidad científica dedicada al estudio de integridad de embalses.

8.1 Análisis geológico-estructural de la base de la cortina y alrededores

Recapitulando lo que se sabe de la geología de la Sierra de San Miguelito (SSM), lugar donde se ubica la presa Cañada del Lobo, es que la mayor porción de rocas que se encuentra en esta zona es perteneciente a la Sierra Madre Oriental del mesozoico y que en su mayoría son rocas clásticas alteradas. Igual hay una gran presencia de rocas del cretácico inferior de las que destacan en todo el estado las lutitas con intercalaciones de caliza y arenisca. De intrusivos se hacen presentes las coladas de lava del cuaternario con acumulación de conglomerados con clastos del terciario, haciendo que se formen suelos aluviales en toda la Cañada del Lobo.

En cuanto a la estratigrafía del lugar, es generado por relleno de piroclastos, conglomerados y sedimento lacustre que interactúan entre si debido a las fallas presentes en la zona desencadenando las unidades estratigráficas que son las rocas del cuaternario, basalto, ignimbrita panalillo (inferior y superior), riolita (el Zapote y San Miguelito), latita portezuelo y rocas del cretácico marino superior (arenisca feldespática y lutita).

De acuerdo con lo visto en la sección de *geología estructural*, las condiciones estructurales en la SSM fueron originadas por una compresión en el cretácico de la secuencia del mesozoico, esto originó un sistema de fallas en dirección NO-SE inversas con cabalgaduras entre los paquetes de capas. Otro movimiento tectónico distensivo en el terciario ocasiono un estiramiento en las rocas dando como resultado fallas y fracturas en dirección NO-SU y NE-SO con posterior actividad ígnea que proporcionó unas coladas de lava al sureste de la capital. Estos movimientos delimitaron parcialmente a la CDL dentro de dos graben de gran tamaño, la de Bledos y de Villa de reyes: la primera tiene extensión al sursuroeste a 42 Km de la capital potosina que corta acimutalmente de lado noroeste a la SSM con una falla NW-SE que proporcionó el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP) con domos traquidacíticos y riolíticos. El graben de Villa de Reyes delimita con el CVSLP en su porción septentrional y está formado de dacitas y riolitas con contenido de sílice. La parte más baja de esta estructura se encuentre al norte del valle de San Luis Potosí y está orientada NE-SW.

Del CVSLP se desprende el Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito alojado al sur y occidente de la capital que ha formado domos riolíticos en paquetes de piroclastos con intercalaciones de ignimbrita con fenocristales de feldespatos, cuarzo y pómez.

Todo esto se debe tener en cuenta para proceder con las imágenes y muestras encontradas en toda el área de la presa, pero donde hay que prestar aún más atención es en la geología que bordea la cortina y su base, así como las evidencias de eventos estructurales que pudiesen interferir con la estabilidad del embalse.

8.2 Evidencia geológico-estructural in situ

Según la información recuperada de CONAGUA (1998), la obra es en su mayor parte de arcilla con una compactación del 95% mientras que en la parte superior esta recubierto de varias capas de grava y arena. En su base se hallaron con una capa tobácea y, posteriormente, la ignimbrita riolítica a unos 15 m de profundidad; también hay presencia de tobas riolíticas y la famosa ignimbrita San Miguelito según lo que se documentó al



Figura 30. Estrías de rocas producto de desplazamiento de bloques o fracturas en un plano de falla pegado a la pared donde inicia la obra de excedencias (CDL).

momento de tapar un sistema de fracturamiento en la base con agua-cemento-bentonita.

De este sistema de fracturas se tiene evidencia fotográfica mostrada en la figura 30

donde la continuación de esto reside más allá de la obra de excedencias y que se observó que tiene una dirección preferencial NO-SE.

Con lo visto en campo y de lo recuperado de la información de la presa, es un hecho que existen fracturas que interceptan la base y que se extiende hasta el inicio de la obra de excedencias y quizá igual se alargue aguas abajo de la cortina.

Así como se menciona al inicio del capítulo, todo el embalse está tapizado de riolita, basalto, ignimbrita, latita y arenisca feldespática con lutita (con intercalaciones de caliza) de los cuales un corte geológico de aproximadamente 10 m (ver figura 31.a) realizado al final de la obra de excedencia que muestra conglomerados, riolitas y sedimentos con contenidos de areniscas; para estar seguros de lo presenciado en el corte, se extrajo una



Figura 31. a) Corte geológico encima del final de la obra de excedencias. b) Riolita con disgregado calcáreo.

muestra de la pared donde se confirmó que, en su mayoría, toda esa sección estaba recubierta por riolita (ver figura 31.b).

Con el fin de simplificar el apartado que sigue, se elaboró la tabla 4 con las porosidades y resistividades de las rocas presentes en el embalse de la Cañada del Lobo tanto las

que se intuyen que están por la cartas y documentos geológicos, así como de las evidencias fotográficas tomada in situ.

Tabla 4. Valores de porosidad y de resistividad de rocas en la CDL.

| Roca | Porosidad [%] | Resistividad [ohms-m] |
|-----------------|---------------|-----------------------|
| Lutita alterada | 30 a 50 | 20 a 1000 |
| Arenisca | 5 a 20 | 50 a 200 |
| Caliza | 1 a 20 | 300 a 10,000 |
| Piroclasto | 10 a 50 | 300 a 800 |
| Riolíta | 4 a 6 | 10 a 200 |
| Toba | 14 a 40 | 10 a 200 |
| Ignimbrita | 2 a 8 | 500 a 1000 |
| Basalto | 1 a 2 | 20 a 500 |
| Grava | 25 a 35 | 800 a 2000 |
| Arcilla | 45 a 55 | 2 a 100 |

8.3 Análisis de Potencial Espontáneo

Resumiendo lo realizado con el método PE en el embalse de la Cañada del Lobo, se utilizó la metodología de gradientes, la cual funciona para observar con más detenimiento grandes anomalías de potencial dada por electrofiltración. El equipo, elaborado con la finalidad de soportar las condiciones del embalse, consta de dos electrodos no polarizables a una distancia fija entre ellos conectados a un multímetro. Las mediciones se realizaron en la porción del embalse cercano a la cortina aguas arriba.

Los datos de potencial registrados y georreferenciados fueron procesados con ayuda del programa Surfer 11 (Golden Software, 2013) donde se realizó una malla de datos interpolados utilizando el algoritmo de mínima curvatura, para finalmente crear el mapa de variación espacial del PE, tal y como puede observarse en la Figura 32. El mapa de

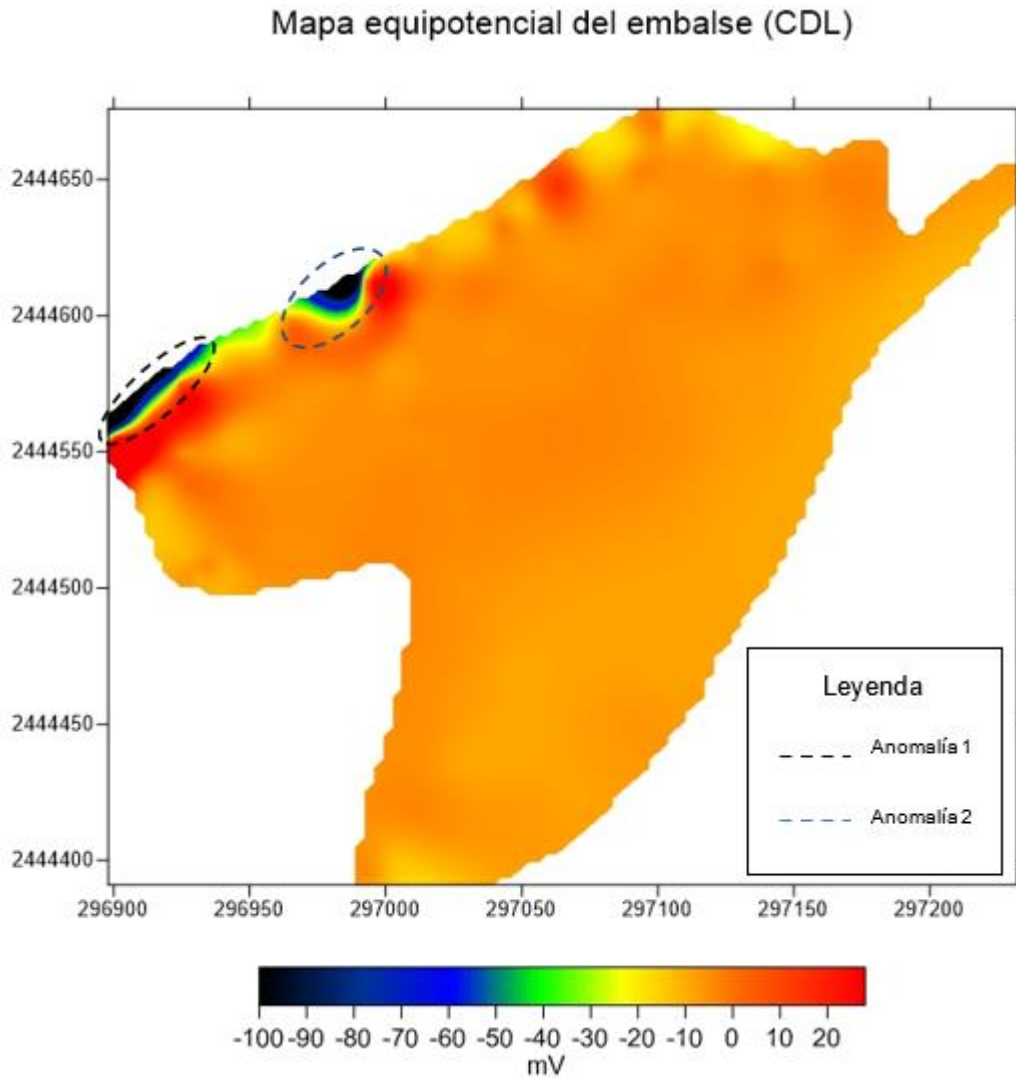


Figura 32. Mapa equipotencial del embalse de la Cañada del Lobo. Elaborado en Surfer 11.

anomalías de PE observado en la Figura 1 muestra de manera clara dos anomalías de valores negativos, como evidencia de presencia de potenciales de electrofiltración.

Las dos anomalías se encuentran ubicadas próxima a la cortina, con rangos de valores entre -50 y -100 mV contrastando con el resto del mapa donde se observan valores por encima de los -10 mV, característico de ausencia de zona de filtración importantes.

El mapa de la Figura 32 fue georreferenciado en la imagen satelital del embalse (Figura 33). En la imagen de la figura 33 se puede observar como la anomalía 1 está relacionada con la obra de toma. La obra de toma implica la construcción de una obra tipo túnel donde se ubica el ducto o los ductos que llevaran el agua de la presa hasta la caseta de la válvula aguas abajo. La anomalía 1, de 45 m de longitud, desde el del pin 1 (296898 mE, 2444558 mN) al pin 2 (296932 mE, 2444587 mN) indica, no solo la anomalía

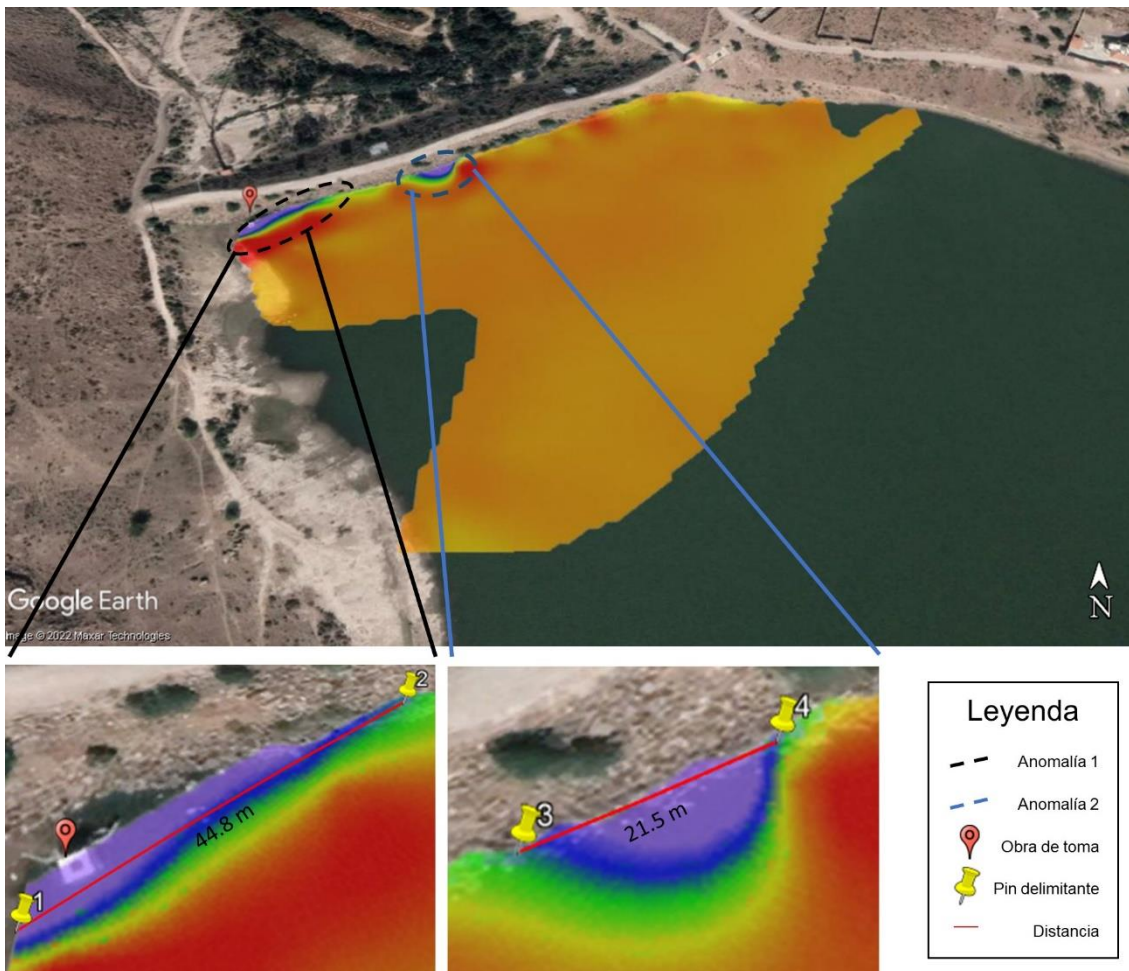


Figura 33. Mapa equipotencial sobre el embalse de la CDL con acercamiento a las anomalías. Elaborado en Google Earth.

correspondiente a la migración de agua a través de los ductos (~ primeros 15 m) en la obra de toma (pin rojo), sino que se extiende al este de la obra de toma, marcando una zona de filtración de alrededor de 30 m, desde el pin rojo al pin 2.

La anomalía número 2, con una longitud total de 22 m del pin 3 (296973 mE, 2444606 mN) al pin 4 (296992 mE, 2444616 mN)) se encuentra en un área de la cortina libre de obra, con potenciales negativos del orden de -80 mV, mientras que a su alrededor los valores de potencial están por encima de los -10 mV (Figura 33).

Tanto la porción este de la anomalía 1 como de las anomalías 2 se suponen estén causadas por fallas en la integridad de la cortina, la cuales facilitan el paso del agua que disuelve y transporta partículas finas que conforma el cuerpo arcilloso en el interior de la cortina. Este proceso tiene su propia dinámica que, de no atenderse, puede incrementarse hasta provocar una falla mayor en la cortina que ponga en riesgo vidas humanas.

Exceptuando las dos anomalías mencionadas anteriormente, el resto del embalse estudiado presenta valores bajos de potencial, en el rango de -25 a 25 mV, típico de variaciones de potencial dado por ruido instrumental o inducido por corrientes industriales.

8.4 Análisis de la Tomografía Resistiva Eléctrica (corona de la presa)

La primera tomografía se realizó en la corona de la cortina, en dirección oeste-este, generando un modelo de 260 m de longitud. Esta tomografía fue realizada de manera manual, con configuración Wenner-Schlumberger, con ayuda del equipo Syscal R2, alcanzando una profundidad máxima de estudio de 34 m, suficiente para estudiar toda la

estructura de la cortina, desde la corona hasta el dentellón. La configuración Wenner-Schlumberger tiene buena resolución tanto vertical como horizontal, haciendo posible detectar contactos verticales y horizontales de la resistividad, además de ser más práctico su uso en tomografías manuales.

Al final del proceso de la adquisición de datos, se obtuvo una sección compuesta de 350 valores observados de resistividad aparente. Esta sección fue sometida a un proceso de inversión bidimensional por mínimo cuadrados utilizando el programa Res2DInv (Loke y

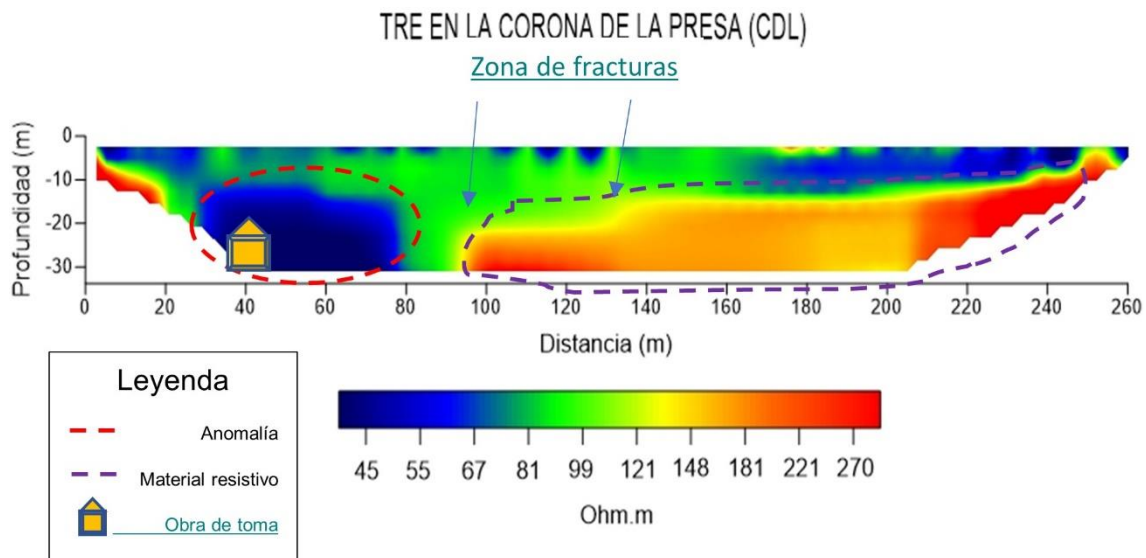


Figura 34. Perfil de TRE sobre la corona de la presa (CDL).

Baker, 1996), resultando en una sección de resistividad real del subsuelo.

En la figura 34 se muestra el resultado de todo este proceso utilizando un algoritmo de inversión robusta con un valor de RMS de 2.1%, que permite la convergencia rápida del proceso de inversión en caso de existir zonas de alto contraste de resistividad. En el modelo destacan dos zonas anómalas, una de baja y otra de alta resistividad (Fig. 34). La zona de baja resistividad ubicada en el intervalo 30 m a 80 m del perfil muestra valores en el rango de 40-60 Ohm.m, coincidiendo en la distancia 30 m a 40 m con la ubicación de la obra de toma, mientras que los restantes 40 m lineales de la anomalía guarda una

buena coincidencia con la zona de potenciales negativos de electrofiltración mostrada en el mapa de PE (Figura 32), lo que confirma que, por debajo del nivel de agua del embalse (~10 m desde la corona) al momento de la realización de la TRE, el agua se filtra entre las fisuras o fracturas de la obra de toma, extendiéndose al NE de la cortina por 30 m, definiendo una zona debilitada estructuralmente de la cortina.

La zona de alta resistividad corresponde a un lecho rocoso con intervalo de resistividades entre 130 y 300 Ohm.m en dependencia del nivel de humedad del medio y la mayor o menor presencia de sedimentos finos ligados a esta estructura. Destaca el intervalo 95 m a 135 m donde se observan dos escalones de este estrato rocoso, como indicativos de posible presencia de fracturas; la segunda anomalía de valores negativos de PE coincide con esta zona de escalones, colocando este intervalo la cortina como de posible localización de fracturas. Sin embargo, no existe una clara evidencia de zonas saturadas al interior de la cortina, por lo que la zona de filtración, en este caso, pudiera encontrarse a mayor profundidad por debajo del dentellón.

De este perfil de la figura 34 se puede denotar que en las primeras capas a una profundidad de 10 m hay materiales que rondan los 81 y 121 Ohm.m, pero igual hay conductividades muy bajas del orden de los 50 Ohm.m que se le puede atribuir a la humedad que guardó debido a las lluvias previas pero lo verdaderamente importante es la anomalía marcada por la línea punteada roja y el material resistivo marcado por la línea morada.

Para el caso de la anomalía, se presenta una conductividad marcada por una escala de entre 40 a 65 Ohm.m que destaca de los materiales que lo rodean que rondan los 90 Ohm.m, por otro lado, ese cuerpo de resistividad alta es propio de los materiales con los

que fue construida la cortina que en este caso son arcillas para la matriz, filtros de grava-arena y material graduado de alta permeabilidad pero que se ve ampliamente marcado el cambio de resistividad a una distancia de entre 100 a 260 m y a una profundidad de aproximadamente 15 m denotándose que, por encima de esta altura, los valores tienden a ser más conductores delimitando las capas muy visiblemente.

De izquierda a derecha, viendo la presa de frente aguas arriba, el primer punto se había dicho que está en las coordenadas 296865 mE, 2444575 mN y la obra de toma está a 30 m hacia la derecha de dicho punto dando a entender que la anomalía presente en este perfil coincide geográficamente con la obra de toma, pero no solo eso, esta caseta tiene un ancho de aproximadamente 10 m por lo que, si observamos la tomografía, la mancha de conductividad sigue hacia la derecha hasta los 80 m del punto inicial de la TRE como se ilustra en la figura 34.

Se puede decir que, después de los 40 m, la anomalía sigue un mismo patrón de conductividad que se extiende hasta los 80 m de distancia de la coordenada inicial, de ahí también es importante notar que los materiales permeables se siguen concentrando dentro de los 100 a los 240 m a una profundidad de 15 m hacia abajo pero no hay que pasar por alto que el resto de los materiales no tienen este mismo comportamiento resistivo por lo que pone en riesgo la estabilidad de la presa y su objetivo de retención del agua al menos de la sección izquierda que abarca de los 0 a los 100 m.

8.4.1 Modelo geológico (TRE corona de la presa)

Con el perfil de resistividades en la corona de la presa Cañada del Lobo (figura 34) y con la ayuda de la tabla 4, se procedió a realizar un modelo geológico de esta zona (figura 35) para diferenciar con más detalle las capas que conforman la estructura de esta obra con el fin de ubicar con mayor precisión el material que se encuentra alterado por la

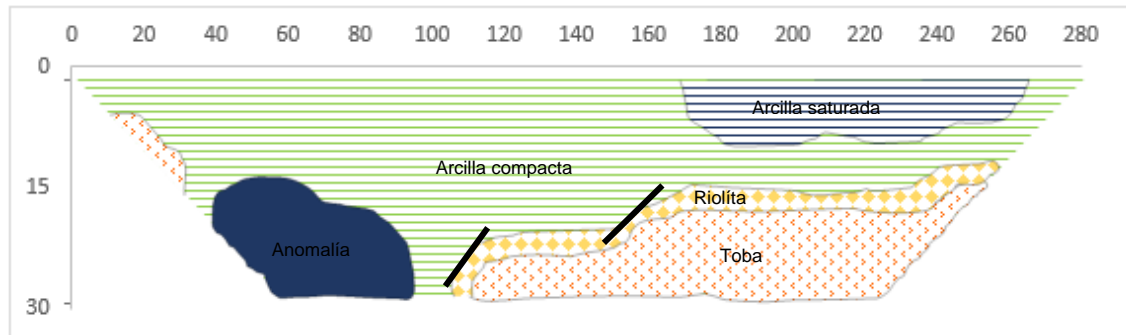


Figura 35. Modelo geológico de la TRE en la corona de la presa CDL.

saturación de agua dando valores conductivos en contraste de los valores resistivos que debieran predominar en toda la sección.

Como se ha comentado hasta el momento, la mayor parte de la cortina está compuesta de arcilla compacta con la finalidad de que su mala conexión entre poros retenga el paso del agua y aún más si esta se encuentra compactada; las resistividades de este material por lo general son de 5 a 100 ohm-m con porosidades muy altas, pero al estar compactada la resistividad sube ya que los espacios porales se reducen por lo que la resistividad en este material aumenta por encima de los 110 ohm-m tal como se observa en el modelo geológico (fig. 35).

No obstante, esta compactación puede fallar conforme las capas de arcilla se aproximen a la superficie, así como en el modelo geológico de la figura 35. Esta capa de arcilla saturada de 8 m de ancho y 100 de largo puede ser producto del interperismo o del uso de salmuera en el último tramo de la TRE y se sabe que ocurre de esta manera porque

sus resistividades en esta parte no son menores a 50 ohm-m quedando dentro del rango establecido en la tabla 4.

Dentro de los 17 a los 30 m de profundidad y a partir de los 100 m de longitud en adelante, se encuentra una secuencia de rocas ígneas extrusivas comenzando con la riolita y continuando con la toba que prácticamente ambas capas tienen el mismo rango de resistividades diferenciándose la toba por la porosidad aparente que maneja; estos materiales se empiezan a presentar por debajo de la base de la cortina de la presa dando a entender que dicha secuencia ya forma parte del basamento donde se realizó la inyección de bentonita para sellar las fracturas desde un inicio.

La anomalía en este modelo geológico está entre los 15 y 30 m de profundidad desde 15 a 90 m de longitud rodeado de material arcilloso con un espaciado del lado derecho con las rocas ígneas de 10 a 15 m. Esta zona presenta resistividades sumamente bajas (menor a 50 Ohm.m) propias de una arcilla totalmente saturada por agua e incluso por fracturas que conecten los espacios porosos de este material por lo menos hasta los 15 m de profundidad ya que de ahí para abajo no se puede decir que siga siendo la arcilla la que esté dando esas resistividades porque, como se sabe, bien podrían ser estratos de materiales porosos o bien la continuación de la riolita y la toba pero con ciertas fracturas que den como resultado este problema dato que se deduce del modelo geológico de la TRE aguas abajo.

8.5 Análisis de la Tomografía Resistiva Eléctrica (pie de la cortina aguas abajo)

La segunda tomografía realizada en la CDL se hizo al pie de la cortina aguas abajo lo que abarcaría toda la base de la presa desde la obra de toma a la obra de excedencias

profundizando hasta algunos metros más para abajo siendo esta una zona llena de vegetación que dificultaba el movimiento del equipo pero que no causó problemas gracias a que los aparatos inteligentes facilitaron la toma y agilizaron los tiempos de recolección; debido a la flora presente, es como se decide usar el arreglo dipolo-dipolo que resulta conveniente para manipular cada par de electrodos entre secciones que precisen separar a estos además de que, visto de otra manera, es un dispositivo excelente al momento de detectar estructuras horizontales mientras haya un buen contacto entre electrodos porque su inconveniente es la captación de ruido, característica de la que no hubo que preocuparse por la buena humedad en toda el área.

Así como se realizó con la TRE anterior, después de la corrección de los datos para obtener la resistividad aparente, se eligió el método de inversión de Marquardt y Occam (combinada) porque su resolución ante cuerpos compactos quedó ideal con toda la pequeña sección de este perfil, específicamente por la profundidad. El porcentaje de error RMS fue considerablemente más alto que para la TRE manual, siendo de 11.3% con la inversión combinada, 11.9% con la robusta y 19.2% con el suavizado.

Es así como se obtiene el perfil de la figura 36, una gráfica de resistividades con una profundidad máxima de 15 m con una excelente resolución horizontal y vertical pudiendo identificar tanto los cuerpo conductores como los resistivos viendo un aumento en estos últimos a comparación del primer perfil muy sustancial pero aún más impactante se observa una zona conductiva aún más grande de lo que se había apreciado anteriormente siendo el rasgo más destacable ya que se encuentra rodeado de materiales resistivos en el extremo derecho e izquierdo del perfil y en la parte de abajo

de esta mancha se alcanza a apreciar la continuación de los cuerpos con resistividades arriba de los 73 Ohm.m.

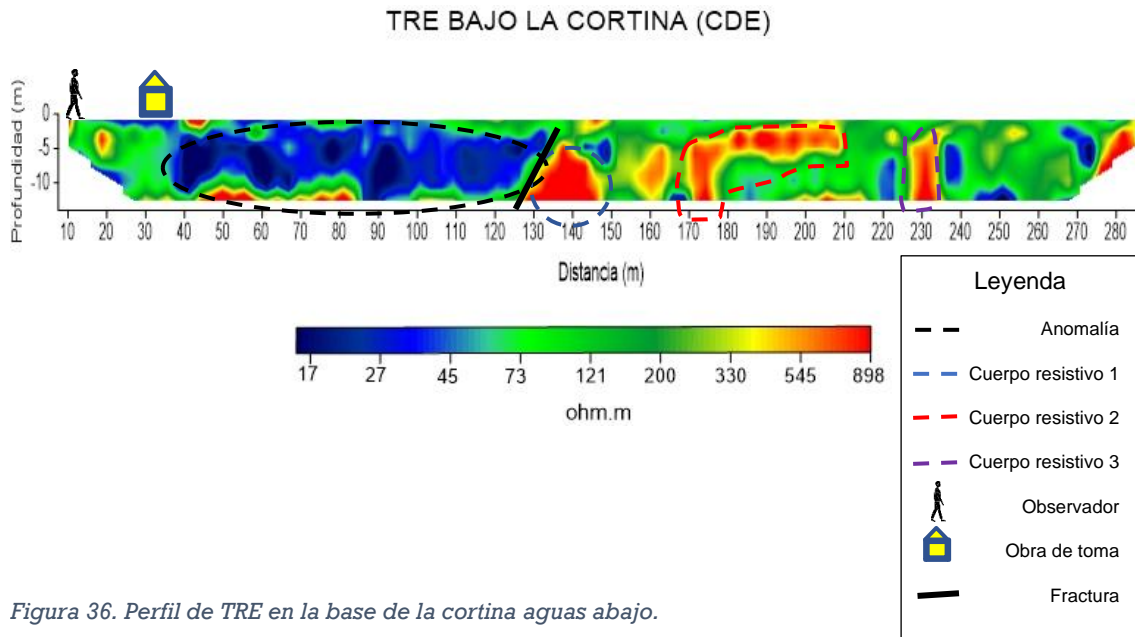


Figura 36. Perfil de TRE en la base de la cortina aguas abajo.

Viendo más a detalle la figura 36, primero nos encontramos con una anomalía en forma de mancha con resistividades que van de los 17 a los 50 Ohm.m que va desde la parte superior del perfil hasta los 13 m de profundidad con una distancia que comienza desde los 40 m y termina en los 130 m ya que se encuentra con el cuerpo resistivo 1 el cuál, hipotéticamente hablando, detiene esta continuidad al ser un cuerpo altamente resistivo con valores que van de los 330 a los 900 Ohm.m de un ancho de 10 a 12 m y un largo de 20 m aproximadamente. El segundo cuerpo resistivo se aloja en los 170 a los 210 m con una forma irregular que pareciera ser una capa resistiva en horizontal con una caída en su extremo izquierdo de ese mismo comportamiento con un rango de resistividades de 400 a 800 Ohm.m, de ahí 20 m hacía la derecha se encuentra el cuerpo resistivo tres de forma vertical con el mismo rango de resistividades que el cuerpo 2 e incluso con el

mismo ancho que la supuesta caída de la capa en horizontal que se le atribuyó al material de su izquierda.

Si se estuviese dando la espalda a la cortina y un observador (ver figura 36) estuviese en la base aguas abajo justo en donde se colocó el primer punto que es 296847 mE, 2444600 mN, la caseta de la continuación de la obra de toma se encontraría 30 m hacia la derecha de este por lo que se puede considerar como un hecho que las conductividades comienzan a partir de ahí, pero se extiende 90 m más.

Entonces, la anomalía comienza precisamente donde se ubica la caseta de la obra de toma según lo interpretado en la figura 36 y es de aclarar que esta caseta tiene un pequeño canal que desfoga parte del agua excedente (ver figura 37.a) que logra pasar aguas arriba de la presa que coincide con la formación de un riachuelo pegado a esta parte como se nota en la figura 37 (inciso b) que armoniza con las conductividades en la parte superior de la mancha azul del perfil que pudiese extenderse hasta los 5 m pero que no termina de cubrir la porción total del área con bajas resistividades. Este riachuelo se forma paralelo al TRE a unos 15 m de distancia por lo que resultaría difícil que este comportamiento influyera por completo al perfil en cuestión, por lo que la fuga de agua no solo es superficial sino por debajo de la base de la cortina.



Figura 37. a) Caseta de obra de toma con canal de excedencia. b) Formación de riachuelo paralelo al perfil.

8.5.1 Modelo geológico (TRE aguas abajo)

De la misma forma que en el subcapítulo anterior, un modelo geológico derivado de la TRE aguas abajo (ver figura 38) resulta útil para seguir la continuación de la anomalía presente e igual para poder asignarle un conjunto de materiales a los estratos en el

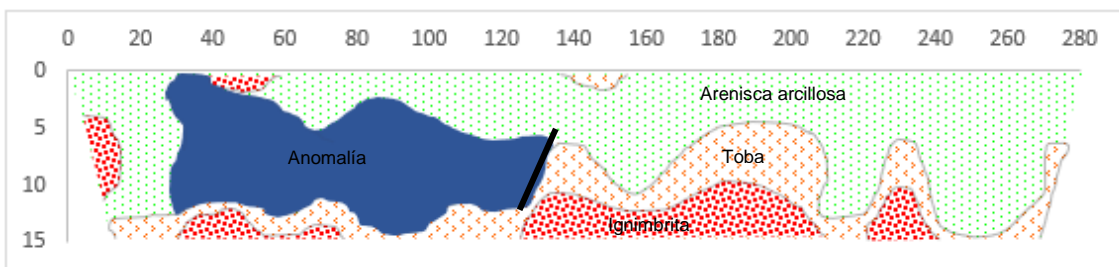


Figura 38. Modelo geológico de la TRE en la cortina de la presa aguas abajo de la CDL.

subsuelo por debajo de la cortina de la presa para dar con las capas que están permitiendo que el agua pase de un extremo a otro gracias a las propiedades conductoras de las rocas en el lugar o a alguna fisura/fractura que afecte a la estabilidad de la presa y a la estructura geológica.

Dentro de este modelo geológico de la figura 38, lo que ahora predomina es una capa de arenisca arcillosa producto del arrastre de sedimento de ya hace varios años atrás y posiblemente residuos del material arcilloso compacto que se usó en la cortina de la presa. Las resistividades para este material están en el rango de 60 a 250 ohm-m aumentando ligeramente más que la pura arenisca por la impureza de la arcilla presente; esta capa es la continuación de la arcilla compacta del modelo de la figura 6 pero con el aumento de resistividades gracias a lo comentado con anterioridad.

De igual manera, de los 5 a 15 m de profundidad se sigue viendo la secuencia tobácea que se presenciaba en la figura 35 salvo por la riolita que pasa desapercibida por la similitud en resistividades con la toba e incluso por las limitaciones resolutivas del arreglo dipolo-dipolo, pero ahora denotándose una nueva capa conocida como la *ignimbrita panalillo* la cual coincide con lo descrito en capítulos anteriores y por la resistividad de 1000 ohm-m a la que se le asocia; este material tiene un pequeño afloramiento en superficie y al costado izquierdo de la anomalía, factor que pudo haberse confundido en cuanto a resistividades siendo este un cumulo de riolitas o tobas o que haya salido a superficie parte de la secuencia de ignimbritas por algún movimiento estructural.

No es de extrañarse que la anomalía comience desde la superficie a 35 m de longitud y que se extienda hasta los 130 m con una profundidad final conocida de 14 m. Esta mancha está rodeada de la toba y la arenisca arcillosa que, de esta última, se observa que invade dicho material y se extiende por todas direcciones salvo en la roca ígnea que es la que detiene el avance de la filtración por lo menos en el hemisferio este y sur del perfil.

8.6 Correlación de las TRE con la sección de PE

Hasta el momento se han analizado por separado cada modelo geoelectrico atribuyéndole una causa a las anomalías observadas tanto en las tomografías resistivas eléctricas como en el mapa de equipotenciales por potencial espontáneo, pero como tal no se han asociado los tres estudios para dar con la raíz del problema. No miden lo mismo estos dos modelos ya que uno se basa en la resistividad de los minerales interactuando en estratos (TRE) y el otro la diferencia de potencial ocasionado por electrofiltración (PE) por lo tanto no se pueden juntar los datos para generar un solo perfil o mapa, lo que sí, es que ambos presentan similitudes en los lugares donde se encuentran las anomalías permitiendo ubicar el área en el embalse, en la presa y aguas abajo donde se generan estas pérdidas de agua por filtración.

Es por ello por lo que se generaron dos correlaciones de los perfiles de TRE con el mapa de equipotenciales; el primer esquema junta la TRE en la corona de la presa y el mapa de PE, mientras que el segundo muestra el perfil de TRE aguas abajo de la presa con el

mapa de PE, esto con la finalidad de distinguir el cómo las anomalías presentes en el área coinciden en ambas técnicas.

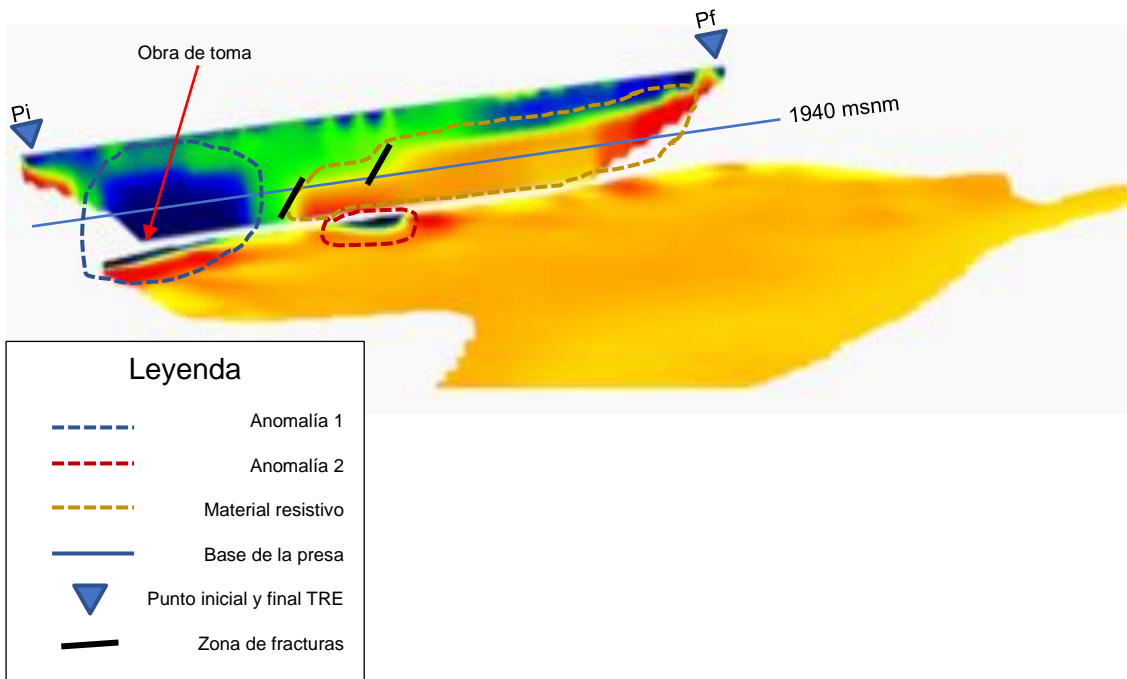


Figura 39. Correlación de la TRE en la corona de la presa y el mapa de equipotenciales en el embalse de la CDL.

La figura 39 muestra una superposición de la TRE en la cortina con el mapa equipotencial como si se estuviera de frente a la presa, pero mostrando la base de esta misma que se encuentra a 1940 msnm por lo que todo lo que está debajo de ese nivel corresponde a la estructura del embalse aguas arriba. Como sistema de referencia se añadió el punto inicial (296865 m E, 2444575 m N) y final (297114 m E, 2444699 m N) de la tomografía los cuales se encuentran a 1963 msnm.

Lo realmente importante de la figura es observar la correlación que hay entre las anomalías y el material resistivo; se encerró la anomalía uno no por la coincidencia en escalas sino por el patrón que presenta, ya que es apreciable como esa zona conductora de la TRE coincide con los valores de potencial bajo de PE dando a entender que hay una saturación de agua que le da los valores de resistividad bajo a la tomografía y un

movimiento de agua que da potenciales bajos debido al fenómeno de electrofiltración justo en el área de la obra de toma extendiéndose por debajo de la base de la presa. La anomalía dos en el mapa de PE resulta difícil correlacionarlo con la TRE de la corona ya que en esa parte es donde más abunda el material resistivo por lo menos en esa sección pero que se observa más a detalle esta continuidad anómala en la correlación con la TRE aguas abajo. De hecho, luego de esa anomalía, no hay evidencia de potencial negativo en todo el mapa que se pueda asociar a valores negativos de las tomografías.

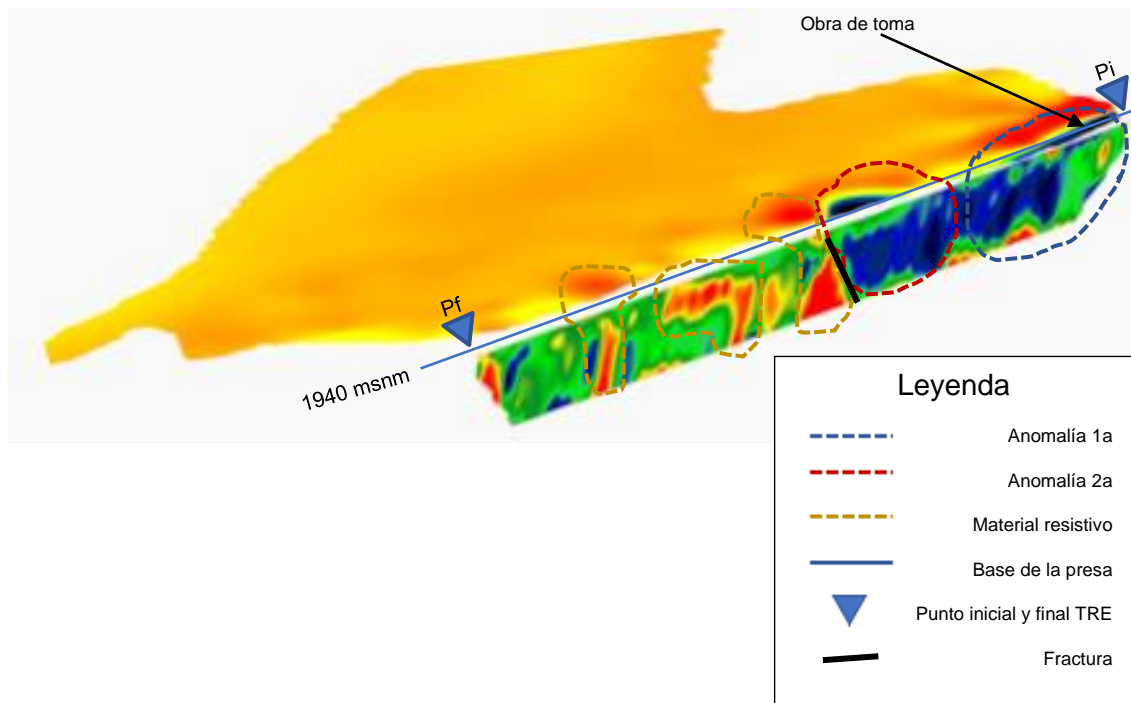


Figura 40. Correlación de la TRE aguas abajo de la presa y el mapa de equipotenciales en el embalse de la CDL.

La figura 40 ahora junta el mapa de equipotenciales con la TRE en la base de la cortina como si se estuviera de frente a la cortina de la presa aguas abajo donde a la derecha del observador se tiene el punto inicial de dicha tomografía; la altura del perfil con el mapa de PE coincide a la misma altura del nivel del mar por lo que resulta más sencillo observar la continuidad de las anomalías que no se apreciaban del todo en la figura 39.

Por si fuera poco, también a forma de referencia se colocó el punto inicial (296847 m E, 2444600 m N) y final (297099 m E, 2444734 m N) de la TRE aguas abajo.

La anomalía 1a de la figura 40 es la continuación de la anomalía 1 en la figura 39 analizada anteriormente, pero gracias a esto es como se percibe desde otro ángulo como los potenciales negativos no solo se correlacionan con una pequeña porción de las tomografías sino que el patrón conductivo se extiende 15 m por debajo de la base abarcando más de lo que anteriormente se observaba. De hecho, la anomalía 2a, la cual es la continuidad de la anomalía 2 de la figura 39, muestra que toda esa parte también tiene valores muy bajos de resistividad a lo que se le asocia la respuesta del potencial bajo que quedó inconclusa con la TRE en la corona. Por ende se observa que aunque no haya continuidad de potenciales bajos dentro del mapa equipotencial pegado a la cortina, la TRE aguas abajo muestra que el conjunto de la anomalía 1a y 2a está haciendo que exista movimiento de agua por debajo de la base de la cortina que incluso puede que sea en la propia estructura de la base que permita esa propagación hacia estratos más abajo hasta llegar a las capas impermeables.

Es importante notar que los potenciales y las resistividades altas coinciden en lo encerrado en amarillo de la figura 40 denotando una estructura altamente resistiva y de seguro lo suficientemente compacta para que la conexión poral disminuya. Este material resistivo se presenta en aparentes bloques verticales y uno horizontal de los cuales el de la derecha frena el avance de la filtración al menos de un lado mientras que del otro se exhibe una estructura fracturada donde lo invade una secuencia de un material un tanto más conductivo.

8.7 Esquema final de filtraciones con evidencia de puntos de afluencia de aguas



Figura 41. Mapa evidenciando la formación de dos riachuelos gracias a filtraciones en la cortina. a) Esgurrimiento de agua. b) Intersección del esgurrimiento y riachuelo secundario aguas abajo.

Con los resultados obtenidos e interpretados por los perfiles de TRE y el mapa de equipotenciales, se elaboró un mapa (figura 41) el cual marca los trabajos realizados, el cuerpo de agua formado y la dirección de las filtraciones que se encontraron gracias a la correlación de ambos estudios geoelectricos dando un paradigma general de lo que ocurre en la presa Cañada del Lobo según lo visto hasta el momento.

De la figura 41 se observa a la altura de la obra de toma con dirección NE (línea verde) que hay una zona de filtraciones que atraviesa por debajo de la presa con dirección SE-NO marcado por la flecha en azul la cual corresponde a las filtraciones observadas por las TRE que forman el riachuelo principal (fig. 41.a), mientras que la flecha rosa muestra



Figura 42. Punto de afluencia del riachuelo secundario.

la dirección de las filtraciones más a profundidad detectado por los estudios de PE y siendo comprobado por el punto de afluencia de la figura 42. Finalmente se juntan ambos cuerpos como se observa en la figura 41.b dando como resultado el crecimiento del cauce.

Lo anterior genera una disminución en el nivel del agua del vaso de la presa gracias al excesivo aforamiento de agua del lado de la obra de toma aunado a las filtraciones que existen pegados a esta parte de la construcción. Esto deja en evidencia que hay un problema en la estabilidad de la presa y una fuga de agua debido a pequeñas fracturas geológicas que supuestamente se habían remediado desde la cimentación de la base de la cortina haciendo que el riachuelo originado por el túnel de la obra de toma crezca

debido a las afluencias generadas por las filtraciones siendo solamente aprovechada el agua para sembradíos cercanos a este cuerpo de agua como se observa en la figura 43.



Figura 43. Sembradíos cercanos al riachuelo aguas abajo de la presa.

Capítulo 9. Conclusiones

En la presa Cañada del Lobo se realizó el estudio presente con la finalidad de destacar si existían o no pérdidas de agua ocasionadas por fisuras en toda la obra o alguna fractura o falla geológica que dificultara la retención del fluido del embalse y, de ser el caso, ubicar dichos puntos problemáticos para otorgar la información a las personas responsables y darle solución a este evento.

De esta manera, se usaron los métodos geoelectricos tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y potencial espontáneo (PE); el primer método se usó en la corona de la presa para obtener una sección geoelectrica de toda la cortina y, en la base de la cortina, para obtener una sección geoelectrica del subsuelo aguas abajo. El segundo método, el PE, se aplicó en mediciones sobre el agua, en la búsqueda de anomalías de potencial

asociadas a filtraciones de agua. Una vez obtenidos los resultados con ambas técnicas a través del procesado e interpretación de estos se llegó a las siguientes conclusiones:

- El uso de estos métodos eléctricos PE y TRE cumplen la labor de detectar y caracterizar filtraciones, por lo que su uso resulta apropiado para análisis de factibilidad en presas.
- Del método PE se pudieron destacar las primeras anomalías presentes en el embalse debido a sus valores negativos propios de movimiento de agua a través de fracturas en el embalse que se encuentran en un área extensa sobre la obra de toma y a 40 m al NE de esta misma.
- De la TRE sobre la corona de la presa, se vieron aquellos materiales resistivos que conforman la presa y la base de esta, pero con altas conductividades a la altura de la caseta de obra de toma que se extienden desde los 15 a los 30 m de profundidad y a 50 m al NE de la caseta.
- Con la tomografía al pie de la cortina aguas abajo se logró ver que el patrón conductivo de lo que se apreciaba con la TRE en la corona continua por debajo de la caseta a más de 15 m de profundidad y a 90 m al NE de distancia de ella. Igual se detectaron estructuras/estratos altamente resistivos que frenaron el avance de la anomalía en su flanco derecho y debajo de la misma sección.
- Las observaciones en campo sirvieron para correlacionar la TRE aguas abajo con un riachuelo formado paralelo al perfil (procedente del canal de la obra de toma) con una separación de 15 m de distancia concluyendo que las conductividades vistas en la TRE no son ocasionadas por esta fuga, al menos no en toda la anomalía.

- Según los datos históricos de la CONAGUA con respecto a la construcción de la presa, en la base se halló un sistema de fracturamiento el cual coincide con algunas fotografías tomadas in situ al momento de realizar este estudio donde se observan estrías en rocas producto de un desplazamiento de bloques junto con desniveles en ambas secciones de la TRE entre los 90 a 130 m.
- El modelo geológico de la TRE en la corona demostró que el material con lo que mayormente está hecha la construcción (arcilla compacta), se encuentra totalmente saturado de agua justo donde inicia la obra de toma y que logró pasar por debajo de la secuencia de riolita y toba que precede a la base de la presa.
- El modelo geológico de la TRE aguas abajo muestra el área que se encuentra parcialmente saturada por agua por debajo de la cortina donde el material al que le redujo su resistividad fue a la arenisca arcillosa y no pudo seguir afectando ya que hay una secuencia de tobas e ignimbritas que frenó el avance.
- Al momento de correlacionar el mapa equipotencial y la TRE en la corona, se concluyó que las anomalías vistas con ambas técnicas coinciden en el área (y más) de la obra de toma atribuyéndole el problema a falta de mantenimiento en la caseta y a fisuras en la base de esta misma haciendo que el agua se expanda en todas direcciones afectando la estabilidad de la presa y perjudicando las estructuras en el subsuelo.
- La correlación del mapa de PE y la TRE aguas abajo sirvió para medir toda el área afectada por la filtración de agua en la obra de toma. Se observó una anomalía fuera de este rango que colabora a alterar las resistividades del subsuelo; esta rareza se presenta en el mapa de equipotenciales con valores negativos propios

de una corriente de agua por debajo del embalse dando por hecho que en esta parte el sistema de fracturas sigue activo a pesar de haber sido rellenado con bentonita pero que su avance se detuvo por aparentes bloques altamente resistivos y poco porosos.

- Existe pérdida de agua debido a filtraciones en la obra de toma producto de fisuras y falta de mantenimiento. Además, una corriente de agua ubicada casi a la mitad de la presa pasa por debajo de la base de la cortina hasta llegar a contribuir al riachuelo aguas abajo.
- La factibilidad de la presa y su retención no son las idóneas por lo que se necesita remediación estructural.

9.1 Recomendaciones

En este proyecto, se atacaron las principales zonas donde generalmente existen problemas al momento de estudiar la factibilidad de presas, pero con el fin de complementar la investigación y la posterior corrección de lo observado se recomienda realizar lo siguiente:

- Con otros métodos geofísicos y jornadas de exploración geológica, dimensionar el tamaño y el impacto de las fracturas presentes en el embalse para prevenir más filtraciones en toda el área de la presa y alrededores.
- Terminar de abarcar con el método de potencial espontáneo todo el embalse (no en temporada de lluvias) para corroborar los datos presentes de preferencia en

perfiles paralelos con el fin de que exista más uniformidad al momento de procesar lo obtenido.

- Realizar otras TRE a un costado de la obra de toma y de la obra de excedencias para reafirmar la continuidad lateral de las filtraciones y descartar una posible pérdida de agua en el vertedero, respectivamente.
- Avisar a los encargados de la presa Cañada del Lobo y al gobierno de San Luis Potosí para que se tomen acciones preventivas y correctivas en los puntos problemáticos en cuestión para eliminar o disminuir el caudal de agua derivado de las filtraciones.
- Incentivar al sector ingenieril para que usen estos métodos con más frecuencia para evitar pérdidas de aguas en obras hidráulicas en todo el país.

Capítulo 10. Referencias

- Advanced Geosciences. (2022). An Overview of The Self-Potential Method. Texas, Estados Unidos.: AGI. Recuperado de: <https://www.agiusa.com/overview-of-the-self-potential-method>
- Aguillón, A., et. al. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61 (3), 287-303. Recuperado de: [http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/6103/\(1\)Tristan.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/6103/(1)Tristan.pdf)
- Alejandro Goldmann G. (2018). Determinación de la distribución de porosidad en rocas mediante resistividad eléctrica. Recuperado de: <http://ricabib.cab.cnea.gov.ar/802/1/1Goldmann.pdf>
- Arce, R. (2001). Interpolación espacial. Costa Rica.: Silo.Tips. Recuperado de: <https://silo.tips/download/rafael-arce-mesen-escuela-de-geografia-universidad-de-costa-rica-junio-2001>
- Auken, E., Guérin, R., Marsily, G., y Sailhac, P. (2010). Review of self-potential methods in hydrogeophysics. Elsevier, 342(10), 806. doi: 10.1016/j.crte.2009.08.008

- Barde, S., y Finizola, A. (2016). Tutorial for Self Potential data processing I. Researchgate, 18.
- Bernal, I., y Rosado, F. (2019). Estudio de tomografía eléctrica en la comunidad de Record Cconccacca. Lima, Perú. Recuperado de: <https://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:dbbs6mDKj1QJ:https://sigrid.cenepred.gob.pe/sigridv3/documento/8080/descargar+&cd=23&hl=es-419&ct=clnk&gl=mx>
- Boylestad. R. L. (2004). Introducción al análisis de circuitos. Recuperado de: http://www.pearsonenespanol.com/docs/librariesprovider5/files_recurso/mcc/boylestad_introduccion_al_analisis_de_circuitos_13e_anexo_03.pdf?sfvrsn=2
- Centro Universitario de Mérida. Electrical Resistivity Tomography: Fundamentals and applications. CMPLab. Recuperado de: https://dehesa.unex.es/bitstream/10662/11843/1/2021_Electrical_resistivity_tomography.pdf
- Cherlotti, L. et al. (2020). Prospección Geoeléctrica, métodos de Campo Natural. Chubut, Argentina.: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Recuperado de: http://www.ing.unp.edu.ar/asignaturas/geoaplicada/Contenidos/Tema-06_M%C3%A9todos-Geoel%C3%A9ctricos-de-Campo-Natural.pdf
- Comisión Estatal del Agua de San Luis Potosí. (2016). Estudio técnico para la reserva de aguas superficiales de la cuenca del río Pánuco para el estado de San Luis Potosí. San Luis Potosí, México. Recuperado de: https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/133395/INFORME_ESTUDIO_TECNICO_PARA_DECRETO_RESERVA_PANUCO_PARA_SLP_PARTE_1_DE_....pdf
- CONAGUA. (2012). Memoria descriptiva de la presa Cañada del Lobo. San Luis Potosí, México.: SEMARNAT. Recuperado de: https://presas.conagua.gob.mx/sisp_v2/img/ADJUNTOS/SLP/29800724M01.pdf
- CONAGUA. (2012). Sistema de seguridad de presas: Cuenca y Escurrimiento. CDMX, México.: SEMARNAT. Recuperado de: <https://presas.conagua.gob.mx/inventario/tcuenca.aspx?DSP,2980>
- CONAGUA. (2020). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero san luis potosí (2411), estado de San Luis Potosí. San Luis Potosí, México. Recuperado de: https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_2411.pdf
- CONAGUA. (2022). Reporte del clima en México. México. Recuperado de: <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/diagnostico-climatico/reporte-del-clima-en-mexico>

- CONANP. (2021). Sierra de San Miguelito. San Luis Potosí. Recuperado de: https://www.conanp.gob.mx/pdf/documentos/EPJSierradeSanMiguelito28ene2021_reduc.pdf
- Cordero-Vázquez, C. Y., Delgado-Rodríguez, O., Peinado-Guevara, H. J., Ladrón-de-Guevara-Torres, M., Hernández-Ramos, J. O. y Peinado-Guevara, V. (2021). Determination of soil properties from electrical measurements in agricultural plots, Villa de Arriaga, San Luis Potosí, Mexico. *Geofísica Internacional*, 60, 1, 76-100.
- Daily, W., y Ramírez, A. (2000). *Electrical Resistance Tomography*. Researchgate. doi: 10.2172/15010154
- Day-Lewis, F., Johnson, C., Singha, K., y Lane, J. (2021). Best practices in electrical resistivity imaging. Recuperado de: https://clu-in.org/programs/21m2/projects/EPA_admin_report_02Dec2008_final.pdf
- Delgado-Rodríguez O., Ladrón de Guevara-Torres, M., Shevnin V., y Ryjov, A. (2012): Estimation of soil petrophysical parameters based on electrical resistivity values obtained from lab and in-field measurements. *Geofísica Internacional*, 51, 1, 5-15.
- Eppelbaum, L.V. (2021). Review of Processing and Interpretation of Self-Potential Anomalies: Transfer of Methodologies Developed in Magnetic Prospecting. *Geosciences* 11, 194. <https://doi.org/10.3390/geosciences11050194>
- Facultad de ingeniería. (2012). *Nociones de estabilidad de cortinas*. México.: UNAM. Recuperado de: <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/548/A4.pdf?sequence=4&isAllowed=y>
- Ferrari, L., et. al. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 343-378. Recuperado de: [http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/5703/\(5\)Ferrari.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/5703/(5)Ferrari.pdf)
- Flynn R. (1979). *Materiales de Ingeniería y sus aplicaciones*. México. Recuperado de: <https://es.slideshare.net/feragama/propiedades-electricas-en-materiales-de-ingenieria>
- García Romero A. M. et al. (2018). *Introducción a la ciencia de los materiales y sus propiedades (I)*. España. Recuperado de: https://ocw.ehu.eus/pluginfile.php/51173/mod_resource/content/0/Tema%208-Propiedades%20f%C3%ADsicas%20de%20los%20materiales.pdf
- Geoelec. (2017). Resistivímetro Syscal Kid/Switch. Recuperado de: https://www.geoelec.com.mx/Syscal_Kid-Switch.html
- Geoelec. (2017). Software RES2DINV. Recuperado de: <https://www.geoelec.com.mx/software-RES2DINV.html>

- Geophysics Cologne. (2021). Electrical resistivity methods. University of Cologne, Alemania. Recuperado de: <http://personales.upv.es/jpadin/chapter2.pdf>
- Gómez-Hernández, A., Rodríguez, R., Lara del Río, A., Ruiz-Huerta, E. A., Armienta, M. A., Dávila-Harris, P., r Sen-Gupta, B., Delgado-Rodríguez, O., Del Ángel Ríos, A., Martínez-Villegas, N. (2020). Alluvial and gypsum karst geological transition favors spreading arsenic contamination in Matehuala, Mexico. *Science of the Total Environment*, 707, 135340.
- Gutiérrez, J. (2018). Aplicación de Potencial Espontáneo (SP) en campos geotérmicos. Caso en el Campo Geotérmico Cerritos Colorados, México (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Huisa, C. (2017). Aplicación de los métodos de resistividad multielectrodo – georadar y su modelización 2d para caracterizar el subsuelo en la ampliación del terminal portuario general San Martín región Ica (tesis de pregrado). Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa, Perú.
- INEGI. (1985). Síntesis geográfica del estado de San Luis Potosí: Geología. San Luis Potosí. Recuperado de: http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825221317/702825221317_2.pdf
- INEGI. (1985). Síntesis geográfica del estado de San Luis Potosí: Escurrimiento. San Luis Potosí. Recuperado de: http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825221317/702825221317_5.pdf
- INEGI. (2002). Estudio Hidrológico del estado de San Luis Potosí. San Luis Potosí. Recuperado de: [http://www.cegaipslp.org.mx/HV2020Dos.nsf/nombre_de_la_vista/9CA8C72C5265E15E86258618006AAE6B/\\$File/HIDROLOGIA_SLP_formato_M5.pdf](http://www.cegaipslp.org.mx/HV2020Dos.nsf/nombre_de_la_vista/9CA8C72C5265E15E86258618006AAE6B/$File/HIDROLOGIA_SLP_formato_M5.pdf)
- INEGI. (2002). Síntesis geográfica del estado de San Luis Potosí: Fisiografía. San Luis Potosí. Recuperado de: https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224240/702825224240_4.pdf
- INEGI. (2002). Síntesis geográfica del estado de San Luis Potosí: Hidrología. San Luis Potosí. Recuperado de: https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224240/702825224240_9.pdf
- Lee S. D. (2009). Introduction to Electro-Physics. Estados Unidos. Recuperado de: https://www.researchgate.net/publication/265454609_Electronic_Properties_of_Engineering_Materials

- Lievanos, J. (2019). Aplicación del método polo-dipolo, para identificación de cavidades al norte de la Ciudad de México (tesis de pregrado). Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México, México.
- Ling J. S. et al. (2018). Introduction to Electricity, Magnetism, and Circuits. Canada. Recuperado de: <https://openpress.usask.ca/physics155/>
- Martínez, M. (2010). Obras de excedencia. México.: Topodata. Recuperado de: https://topodata.com/wp-content/uploads/2019/10/FICHATECNICA_OBRASDEEXCEDENCIAS.pdf
- Massachusetts Institute of Technology. (2001). Current and Resistance. Estados Unidos. Recuperado de: <https://web.mit.edu/8.02t/www/802TEAL3D/visualizations/coursenotes/modules/guide06.pdf>
- Medellín, P. (2006). Programa de Acción ante el cambio climático del Estado de San Luis Potosí. San Luis Potosí.: SEMARNAT. Recuperado de: https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/316914/PEACC_SLPcompressed.pdf
- Méndez, A., et. al. (2021). Reporte del clima en México. Ciudad de México, México.: CONAGUA. Recuperado de: <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/RC-Agosto21.pdf>
- Moore, J. R., Boleve, A., Sanders, J. W., Glaser, S. D., (2011). Self-potential investigation of moraine dam seepage. Journal of Applied Geophysics, 74, 4, 277-286, <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.014>.
- National Council of Educational Research & Training. (2012). Current Electricity. India. Recuperado de: <https://ncert.nic.in/ncerts/l/leph103.pdf>
- Netto L. G., Malagutti Filho W. Coaracy O. B. Gandolfo (2020). Detection of seepage paths in small earth dams using the self-potential method (SP) Civil Engineering. REM, Int. Eng. J. 73. <https://doi.org/10.1590/0370-44672018730168>
- Orellana, E. (1982). Prospección geoelectrica en corriente continua. California, Estados Unidos: Paraninfo.
- Pellizer, E. (2015). Caracterización mediante tomografía eléctrica del deslizamiento de Toleo (tesis de maestría). Universidad de Oviedo, Oviedo, España.
- Región Centro Occidente. (2018). Análisis regional de la gestión del agua en la región centro occidente. Guadalajara, Jalisco. Recuperado de: <http://www.centrooccidente.org.mx/downloads/08%20Analisis-Gestion-Agua-2-3.pdf>
- Revollo, R. (2015). Estudio geofísico por potencial espontáneo y resistividad en la variante de geotomografía eléctrica para la captación de agua subterránea en

- el sector Cruce La Joya, distrito La Joya, provincia y región Arequipa (tesis de pregrado). Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa, Perú.
- Sancho, M. (2003). Gestión integral de cuencas y control de avenidas. Madrid, España. Recuperado de: https://www.iwra.org/member/congress/resource/MADRID2003_TOMAS_A_S ANCHO_unpw_ES.pdf
- Schaldats R. et al. (2017). Ruvival Publication Series. Estados Unidos. Recuperado de: https://tore.tuhh.de/bitstream/11420/1430/7/RUVIVAL_Publication_Series_Volume_1.pdf
- SEMARNAT. (2017). Estaciones climatológicas. San Luis Potosí.: SEMARNAT. Recuperado de: <https://smn.conagua.gob.mx/tools/RESOURCES/Estadistica/24069.pdf>
- Shevnin, V., Delgado-Rodríguez, O., Mousatov, A., Nakamura-Labastida, E., Mejía-Aguilar, A. (2003): Oil pollution detection using resistivity sounding, Geofísica Internacional, 42, 4, 613-622.
- Solana Capilla M. (2014). Comparación de técnicas geofísicas para determinación de contaminación de suelos agrícolas. España. Recuperado de: https://oa.upm.es/32832/1/PFC_Marina_Solana_Capilla.pdf
- Soriano R. (2008). Resistencia eléctrica. México. Recuperado de: <https://www.acomee.com.mx/clasificaciones/RESISTENCIA%20ELECTRICA.pdf>
- Telford, W. M. (2004). Applied Geophysics. Cambridge university press.
- Total Ground Company. (2007). Curso SPT Cinemor. México. Recuperado de: <http://www.totalground.com/archivos/Capacitacion/Conceptos%20Generales/Info%20Adicional/RESISTENCIA-RESISTIVIDAD.pdf>
- Universidad del Cauca. (2016). Presas flexibles. Colombia.: Yumpu. Recuperado de: <https://www.yumpu.com/es/document/view/48965760/presas-flexibles-universidad-del-cauca>
- Universitat Politècnica de Catalunya. (2022). Potencial Espontáneo. Barcelona, España.: upcommons. Recuperado de: <https://upcommons.upc.edu/bitstream/handle/2099.1/6231/08.pdf?sequence=9&isAllowed=y>
- Vélez, J., et. al. (2001). Carta magnética “San Luis Potosí” F14-4. Consejo de recursos minerales. Recuperado de: http://www.sgm.gob.mx/pdfs/textos_guia/75_F14-4_GF_INF.pdf
- Vilchis, J. (2016). Diseño y selección de tubería de presión con válvulas de control para la obra de toma de una presa de almacenamiento (tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX., México.

- Webber C. (2015). Von der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen. Alemania. Recuperado de: <https://publications.rwth-aachen.de/record/480472/files/480472.pdf>
- Wenke Z., Gang, T., Bangbing, W., and Xuejing, L., (2013), The Study of 3-D Electrical Resistivity Tomography at an Archaeological Site. SEG Global Meeting Abstracts: 216-220. <https://doi.org/10.1190/nsgapc2013-051>
- White M. A. (2012). Physical Properties of Materials. Estados Unidos. Recuperado de: https://kupdf.net/download/mary-anne-white-physical-properties-of-materials_58d4fe6fdc0d60e630c3466f_pdf