



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Caracterización geofísica del acuífero local en Palma
de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, SLP:
evaluación del aporte de agua residual proveniente del
rio Santiago”**

Tesis que presenta

Jesús Alberto Azuara Vicente

Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Omar Delgado Rodríguez

San Luis Potosí, S.L.P., 29 de Junio de 2020.



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Caracterización geofísica del acuífero local en Palma de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, SLP: evaluación del aporte de agua residual proveniente del río Santiago**” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Jesús Alberto Azuara Vicente** y aprobada el **29 de Junio de 2020** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Omar Delgado Rodríguez

Director de la tesis

Dr. Nadia Valentina Martínez Villegas

Miembro del Comité Tutorial

Dr. Vsevolod Yutsis

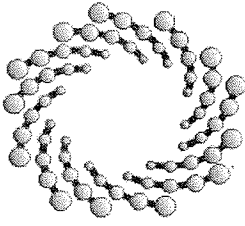
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

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

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 637570 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

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

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 058 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 29 días del mes de junio del año 2020, se reunió a las 09:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Vsevolod Yutsis _	Presidente	IPICYT
Dra. Nadia Valentina Martínez Villegas	Secretaria	IPICYT
Dr. Omar Delgado Rodríguez	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Jesús Alberto Azuara Vicente

sobre la Tesis intitulada:

Caracterización geofísica del acuífero local de Palma de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, SLP: evaluación del aporte de agua residual proveniente del río Santiago

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Omar Delgado Rodríguez

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 10:55 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 29 días del mes de junio de 2020.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatorias

A:

Mis padres Gloria Maribel y Juan Alberto por todo su amor, apoyo y guía durante toda mi vida. Por siempre creer en mí y nunca dejarme solo.

Mi hermana Vanessa por su cariño y consejos que he tenido siempre.

Nora por estar a mi lado estos años brindándome su amor, comprensión, paciencia y por motivarme para no dejarme vencer.

Mi familia y amigos que estuvieron presentes durante esta etapa.

Agradecimientos

A Dios por la vida, salud y por darme sabiduría para concluir este trabajo. A mis padres y mi hermana gracias por su amor y apoyo, por ser incondicionales y la mejor familia.

Agradezco al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) y a la División de Geociencias Aplicadas por darme la oportunidad de crecer profesionalmente y por el uso de sus instalaciones y equipos. Y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada en estos dos años para la realización de esta investigación.

Al Dr. Omar Delgado Rodríguez, por aceptar ser mi asesor de tesis, por su paciencia y por todo el conocimiento compartido durante el desarrollo de este trabajo, toda mi admiración y respeto hacia él.

A mis sinodales Dra. Nadia Valentina Martínez Villegas, Dr. Vsevolod Yutsis y Dr. José Alfredo Ramos Leal por su tiempo de revisión, asesoría y comentarios para el desenvolvimiento de este trabajo. Y al M. en C. David Torres de la División de Geociencias Aplicadas por su amistad y apoyo al compartir sus conocimientos de procesado y manejo de equipo geofísico durante esta investigación.

A mis compañeros y amigos Nora, Jonathan, Candy, Andres, y a todas las chicas y chicos de residencias que me apoyaron en los levantamientos aguantando las dificultades en campo.

Gracias a todos.

Contenido

Caracterización geofísica del acuífero local en Palma de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, SLP: evaluación del aporte de agua residual proveniente del río Santiago.

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de tablas	xii
Lista de figuras	xiv
Anexos	xx
Resumen	xxi
Abstract	xxiii
Capítulo 1. GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Justificación	3
1.3 Objetivo general.....	3
1.4 Objetivos específicos	3
1.5 Hipótesis	4
1.6 Antecedentes	4
1.7 Área de estudio.....	6
1.8 Clima	7
1.9 Vegetación.....	8
1.10 Uso de suelo	8
Capítulo 2. MARCO HIDROGEOLÓGICO	8
2.1 Geología regional.....	8
2.2 Estratigrafía	10
2.3 Geología local	14

2.4 Geología estructural.....	16
2.5 Hidrogeología	18
2.6 Modelo conceptual del sistema acuífero San Luis Potosí.....	19
Capítulo 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	21
3.1 Método magnético	22
3.1.1 Introducción	22
3.1.2 El campo geomagnético	22
3.1.3 Elementos del campo geomagnético	23
3.1.4 Unidades de medida	25
3.1.5 Variaciones del campo geomagnético	25
3.1.6 Susceptibilidad magnética de las rocas	26
3.1.7 Corrección por variación diurna	29
3.1.8 Campo Magnético Residual	30
3.1.9 Anomalía magnética	32
3.1.10 Procesamiento de la información magnética.....	32
3.1.11 Filtros matemáticos.....	33
3.1.11.1 Reducción al polo	33
3.1.11.2 Derivada horizontal.....	33
3.1.12 Levantamiento aeromagnético.....	35
3.2 Método geoelectrico.....	36
3.2.1 Introducción	36
3.2.2 Corriente eléctrica.....	36
3.2.3 Resistividad eléctrica	37
3.2.4 Ley de Ohm	38
3.2.5 Resistividad de las rocas	38
3.2.6 Resistividad aparente (ρ_a)	41
3.2.7 Dispositivos electródicos.....	42
3.2.7.1 Tipos de dispositivos electródicos	43
3.2.7.2 Schlumberger	43
3.2.7.3 Wenner.....	44
3.2.8 Sondeo eléctrico vertical.....	44
3.2.9 Profundidad de investigación	45

3.2.10 Tipos de curvas	47
3.2.11 Interpretación de las curvas de resistividad aparente	49
3.3 Tomografía de resistividad eléctrica.....	49
3.3.1 Configuraciones electródicas lineales	50
3.3.1.1 Wenner.....	51
3.3.1.2 Wenner-Schlumberger.....	52
3.3.1.3 Dipolo-Dipolo	53
3.3.2 Adquisición de datos.....	54
3.3.3 Inversión de datos de resistividad aparente	55
3.3.4 Problema inverso.....	56
3.3.5 Modelo bidimensional de resistividad.....	58
3.4 Polarización inducida (PI)	59
3.4.1 Polarización de membrana	59
3.4.2 Polarización de electrodo.....	60
3.4.3 Medición de PI en el dominio del tiempo	61
3.5 Parámetros físico-químicos del agua	63
3.5.1 Elementos trazas	63
3.5.1.1 Planta tratadora de agua residual Tanque Tenorio (PTAR Tanque Tenorio).....	64
3.5.2 Conductividad eléctrica	68
3.5.3 Salinidad del agua	69
3.6 Análisis textural de suelo	70
3.6.1 Arena, limo y arcilla	70
3.6.2 Clasificación de los suelos respecto al porcentaje de partículas.	71
3.6.3 Permeabilidad y porosidad del suelo	73
3.7 Método de Bouyoucos	74
Capítulo 4. METODOLOGÍA.....	76
4.1 Método magnético	76
4.1.1 Magnetometría aérea	76
4.1.1.1 Procesamiento.....	77
4.1.2 Magnetometría terrestre	78
4.1.2.1 Equipo utilizado	78
4.1.2.2 Característica del levantamiento terrestre.....	79

4.1.2.3 Procesamiento.....	80
4.2 Método eléctrico.....	81
4.2.1 Sondeo eléctrico vertical.....	81
4.2.1.1 Equipo utilizado	82
4.2.1.2 Características de los sondeos eléctricos verticales	83
4.2.1.3 Procesamiento.....	85
4.2.2 Tomografía de resistividad eléctrica y PI	87
4.2.2.1 Equipo utilizado	87
4.2.2.2 Características de la tomografía de resistividad eléctrica	88
4.2.2.3 Procesamiento.....	90
4.2.3 Análisis de agua	91
4.2.4 Análisis textural del suelo	96
4.2.4.1 Análisis textural de suelo por Método de Bouyoucos	97
4.2.4.2 Procedimiento	98
4.2.5 Calculo porcentual de las partículas de suelo.	101
Capítulo 5. RESULTADOS	102
5.1 Método magnético	102
5.1.1 Magnetometría aérea	102
5.1.1.1 Campo magnético residual	102
5.1.1.2 Reducción al polo en CMR	103
5.1.1.3 Dominios aeromagnéticos	104
5.1.1.4 Dominio Aeromagnético I, (DAM I)	104
5.1.1.5 Dominio Aeromagnético II, (DAM II)	105
5.1.1.6 Dominio Aeromagnético III, (DAM III)	106
5.1.1.7 Dominio Aeromagnético IV, (DAM IV).....	106
5.1.1.8 Primera derivada en X (1aDx) y lineamientos magnéticos.....	106
5.1.2 Magnetometría terrestre	108
5.1.2.1 Campo magnético residual (CMR).....	108
5.1.2.2 Reducción al polo	109
5.1.2.3 Domino magnético (DM).....	111
5.1.2.4 Domino magnético I, (DM I).....	111
5.1.2.5 Domino magnético II, (DM II).....	112

5.1.2.6 Domino magnético III, (DM III)	112
5.1.2.7 Domino magnético IV, (DM IV)	113
5.1.2.8 Lineamientos magnéticos, 1aDx.....	113
5.1.2.9 Señal analítica (SA).....	115
5.2 Método eléctrico.....	116
5.2.1 Sondeos eléctricos verticales (SEV)	116
5.2.1.1 Distribución espacial de la resistividad en el subsuelo.....	118
5.2.1.2 Secciones geoeléctricas	120
5.2.1.2.1 Sección A	120
5.2.1.2.2 Sección B	121
5.2.1.3 Mapa de profundidad de basamento del material aluvial	122
5.2.3 Resultados de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	123
5.2.4 Secciones bi-dimensionales de cargabilidad.....	126
5.3.1 Distribución espacial de CE y salinidad	128
5.4 Evaluación textural del suelo	130
5.5 Nivel estático de pozos	131
4.5 Análisis químico del agua	133
6. CONCLUSIONES.....	135
7. BIBLIOGRAFÍA	137

Lista de tablas

Tabla 1. Cubrimiento porcentual de las unidades litológicas en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez (León, 2018).

Tabla 2. Unidades utilizadas en magnetometría (Modificada de Argote, 2008).

Tabla 3. Ejemplo de susceptibilidad correspondiente a algunas rocas.

Tabla 4. Rango de resistividades de rocas, sedimentos y minerales

Tabla 5. Resistividad de aguas y rocas.

Tabla 6. Comparación de resistividades eléctricas de acuerdo a tipo de roca y edad geológica.

Tabla 7. Valores para determinar la profundidad de investigación en un medio homogéneo por Baker, 1989 y Roy y Apparao, 1971.

Tabla 8. Lineamientos de la calidad del agua para uso agrícola. **1:** Fuente de abastecimiento para uso público urbano. **2:** Riego agrícola. Fuente: CONAGUA, 2016.

Tabla 9. Conductividad eléctrica de diferentes tipos de aguas. Fuente: Ríos, 2011.

Tabla 10. Nivel de restricción de agua para uso de riego, con diferente CE

Tabla 11. Clasificación de las partículas respecto al tamaño.

Tabla 12. Intervalos de contenido de arena, limo y arcilla en los tipos de textura de suelos.

Tabla 13. Valor de permeabilidad para diferentes tipos de textura de suelos.

Tabla 14. Características de los perfiles de la magnetometría terrestre.

Tabla 15. Información de los sondeos para la sección A.

Tabla 16. Información de los sondeos para la sección B.

Tabla 17. Información de los sondeos para mapas.

Tabla 18. Información de los perfiles AA' y BB' de la tomografía de resistividad eléctrica.

Tabla 19. Coordenadas de los diferentes puntos de muestreo de agua.

Tabla 20. Resultado del CE y salinidad en las muestras tomadas de pozos, río Santiago y canal Tenorio.

Tabla 21. Porcentaje de partículas de arena, limo y arcilla contenidas en las muestras de suelo.

Tabla 22. Niveles estáticos medidos en los pozos de Palma de La Cruz.

Tabla 23. Concentración de los elementos encontrados en las muestras de agua.

Lista de Figuras

Figura 1. Zona de estudio, Palma de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, San Luis Potosí.

Figura 2. Unión del Río Santiago y Canal Tenorio.

Figura 3. Mapa geológico regional del área de estudio

Figura 4. Columna estratigráfica. Fuente: Modificada de Cardona, 1990.

Figura 5. Mapa geológico de posibles fallas normales en el Valle de San Luis Potosí. (Modificado de Ruiz, 2015).

Figura 6. Modelo conceptual del sistema acuífero de San Luis Potosí.

Figura 7. Líneas de flujo del campo geomagnético. (Modificado de Muniz, 1997).

Figura 8. Representación de los componentes del campo geomagnético

Figura 9. Comportamiento magnético de los materiales, a) Diamagnético, b) Paramagnético, c) Ferromagnético.

Figura 10. Variación del campo magnético respecto al tiempo

Figura 11. Tasa de cambio del campo geomagnético (nT) del año 2010-2015, calculado por el IGRF. Fuente: Gupta, 1989.

Figura 12. Muestra del campo magnético total (rojo) generado por un cuerpo magnetizado y su transformación con la reducción al polo (azul).

Figura 13. Anomalía magnética generada por una barra imantada con reducción al polo (azul) y el gradiente observado (rojo) a partir de la reducción al polo.

Figura 14. Ilustración de un levantamiento aeromagnético en el cual se puede observar la separación de la superficie al sensor magnético y la profundidad del basamento. Fuente: Reeves, 2005.

Figura 15. Dispositivo tetraelectrónico

Figura 16. Dispositivo Schlumberger en donde se mantiene el centro fijo y se va aumentando la separación de AB para una mayor profundidad de corriente.

Figura 17. Dispositivo Wenner, los electrodos de corriente y los de potencia se mueven manteniendo la misma distancia entre ellos.

Figura 18. Corte geoelectrico de dos capas.

Figura 19. Corte geoelectrico para tres capas H, K, Q, A.

Figura 20. Corte geoelectrico de 4 capas y el tipo de nomenclatura que corresponde

Figura 21. Método para interpretar las curvas de resistividad aparente. Fuente: Torres, 2013.

Figura 22. Esquema de la configuración multielectrodica Wenner. Modificado de Solana, 2014.

Figura 23. Esquema de la configuración multielectrodica Wenner-Schlumberger. Modificado de Solana, 2014.

Figura 24. Esquema de la configuración multielectrodica Dipolo-Dipolo. Modificado de Solana, 2014.

Figura 25. Equipo utilizado para el levantamiento de TRE.

Figura 26. Modelo de bloques para la medición de la distribución de las resistividades reales. Fuente Loke y Barker, 1996

Figura 27. Ejemplo de pseudosecciones y modelo real provenientes de la inversión de los datos de resistividad aparente.

Figura 28. Esquema de polarización de membrana en arcilla.

Figura 29. Esquema del fenómeno de polarización de electrodo.

Figura 30. Medición de la PI en el dominio del tiempo.

Figura 31. Ubicación de las plantas tratadoras de agua residual de los Municipios de San Luis Potosí, Cerro de San Pedro y Soledad de Graciano Sánchez, S.L.P. Fuente: INTERAPAS, 2014.

Figura 32. Esquema para la clasificación de las texturas de los suelos. Fuente: USDA, 2014.

Figura 33. Tamaño de las tres partículas del suelo, arena, limo y arcilla.

Figura 34. Diferencia en hidrómetros calibrados a diferentes temperaturas. Fuente: Medina et al., 2007.

Figura 35 Dos probetas con suelo disuelto en agua, después de 2 horas el del lado derecho las partículas más densas se han asentado al fondo de la probeta, mientras que las partículas menos densas quedan suspendidas.

Figura 36. Equipo utilizado para el levantamiento magnético terrestre, a) Magnetómetro Geometrics, modelo G-856 A como estación base, b) Magnetómetro GEM, modelo GSM-19 midiendo el CMT, c) Partes de un magnetómetro, consola-19 GSM, sensor con cable, cable RS-232, batería externa y cargador.

Figura 37. Localización de los perfiles magnéticos terrestres y la posición de las estaciones magnéticas.

Figura 38. Para el procesamiento tanto de la magnetometría aérea y terrestre se usó el software Oasis montaj, Geosoft, versión 8.6.

Figura 39. Diagrama de flujo de los procesos realizados para la obtención de los resultados de la magnetometría.

Figura 40. Equipo utilizado para la adquisición de datos geoelectrónicos, a) GPS de mano Garmin marca eTrex 20, b) Resistivímetro, convertidor de corriente, fuente de inyección externa (batería) y cables conectores, c) Carrete, electrodo y cinta de métrica.

Figura 41. Localización de los sondeos realizados, diferenciándose por colores para las tres secciones geoelectricas y los mapas.

Figura 42. Muestra del procesado de los sondeos para la realización de una sección geoelectrica utilizando el software IPI2WIN.

Figura 43. a) Resistivímetro Syskal-R2 de Iris instruments, b) Adquisición de datos de resistividad aparente del perfil AA'.

Figura 44. Mapa de localización de los dos perfiles realizados de la tomografía de resistividad eléctrica.

Figura 45. Sección desplegada de la lectura de la TER para la corrección de puntos atípicos.

Figura 46. Modelo de bloques desplegado por el software RES2DINV.

Figura 47. Mapa de localización de los diferentes pozos y puntos de muestreo de agua para su análisis de elementos trazas, CE y salinidad.

Figura 48. Partes del multiparametro Orion Versa Star Pro Electrochemistry Meters.

Figura 49. Elementos en la pantalla del mutiparámetros con una medida de conductividad. Fuente: Thermo Scientific, 2015.

Figura 50. Mapa de ubicación de las muestras de suelo respecto al rio Santiago.

Figura 51. Capa de suelo donde fueron tomado las muestras, a) Lado oeste y b) Lado este.

Figura 52. Eliminación de la materia orgánica mediante la aplicación de peróxido de hidrogeno.

Figura 53. Muestra de suelo seca después de eliminar la materia orgánica.

Figura 54. Oxalato de sodio y metasilicato para disolver las partículas de suelo.

Figura 55. Muestra en el agitador eléctrico.

Figura 56. Muestra en probeta tapada para agitarlo manualmente.

Figura 57. Midiendo la concentración de las partículas suspendidas con el hidrómetro.

Figura 58. Mapa del campo magnético residual con reducción al polo magnético (CMR-RP).

Figura 59. Dominios aeromagnéticos del campo magnético residual reducido al polo magnético (CMR-RP).

Figura 60. Mapa de 1aDx de la CMR-RP. Los lineamientos marcan el contacto de las anomalías.

Figura 61. Diagrama de la rosa de los lineamientos demostrando las direcciones preferenciales de los lineamientos.

Figura 62. Campo magnético residual (CMR) obtenido del levantamiento terrestre.

Figura 63. Campo magnético residual con reducción al polo.

Figura 64. Dominios magnéticos observados en el CMR con reducción al polo (RP).

Figura 65. Mapa de los lineamientos marcados como zonas de fallas y/o fracturas, así como de contactos estructurales en de la 1aDx de la CMR-RP.

Figura 66. Diagrama con las direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos.

Figura 67. Mapa de señal analítica de la CMR-RP.

Figura 68. Ejemplo de modelado de la curva de resistividad aparente, así como el espesor, profundidad y ρ de las capas del SEV 3.

Figura 69. Mapas de distribución de las resistividades reales a 10, 20, 45, 100 y 200 m de profundidad.

Figura 70. Sección geoelectrica A

Figura 71. Sección geoeléctrica B.

Figura 72. Mapa de profundidad del basamento del acuífero somero.

Figura 73. Correlación de la sección geoeléctrica A con TRE-A y TRE-B.

Figura 74. Tomografías de resistividad eléctrica (TRE-A y TRE-B) y secciones bidimensionales de cargabilidad.

Figura 75. Mapa de la distribución espacial de la CE (a) y salinidad (b).

Figura 76. Determinación de la clase textural por medio del diagrama de texturas, a) Este y b) Oeste.

Figura 77. Mapa de los niveles estáticos de pozos.

Anexos

1. Figuras de la curva de resistividad de los SEV's y resistividad, espesor y profundidad de las capas del subsuelo. 145
2. Tabla de resultados de los elementos trazas de las muestras de agua. 150

Resumen

El sistema acuífero San Luis Potosí es la principal fuente de abastecimiento hídrico para la ciudad capital, así como del municipio de Soledad de Graciano Sánchez (SGS). El crecimiento de la mancha urbana ha traído consigo la sobreexplotación y la afectación de la calidad del agua subterránea y superficial en la región como ha sucedido con el río Santiago y el canal Tenorio, impactando el bienestar de la población que hace uso de estos recursos hídricos. En años recientes autoridades municipales y estatales han planteado la preocupación sobre la afectación posible que puede provocar el uso del agua del río Santiago tanto al riego de parcelas agrícolas aledañas al poblado Palma de la Cruz (SGS), como al acuífero local, el cual es explotado a través de varios pozos y norias en los alrededores del poblado. Por esta razón se decidió emprender un estudio geofísico utilizando métodos magnetométricos y geoeléctricos, así como análisis químicos en muestras de agua colectadas en río, canales y pozos con el propósito de determinar los mecanismos de transmisión del agua proveniente de la unión del río Santiago y canal Tenorio al acuífero local y la afectación sufrida por este último.

Los estudios magnetométricos, tanto aéreos como terrestres, ubican el área de estudio en una zona de alto gradiente de campo magnético, el cual aumenta de Oeste a Este, afectado por la cada vez más cercana presencia de un basamento ígneo. Este resultado concuerda con los alcanzados de los estudios de SEV y sus secciones geoeléctricas obtenidas donde una estructura tipo escalón entre las porciones norte y sur del área de estudio marcan una diferencia en los espesores de material aluvial de aproximadamente 150 m, facilitando un flujo de agua subterránea local en dirección W-E. Este flujo local hace que los mayores niveles de salinidad del agua subterránea observados en el área del poblado migren hacia el Oeste, al área de las parcelas agrícolas, mientras que valores de salinidad similares a la del río Santiago y canal Tenorio se observen en las norias que se encuentran perforadas dentro del sistema de canales de riego demostrando el rol fundamental que juega el sistema de canales en la transmisión vertical por

infiltración del agua proveniente del río Santiago al acuífero local. El acuífero local es modelado como un acuífero libre compuesto de material aluvial de textura franco arenoso con presencia de lentes arcillo-limosos de baja permeabilidad. Estudios geoeléctricos dados por SEV y Tomografía de Resistividad Eléctrica mostraron la existencia de un cuerpo laminar arcillo-limoso que limita el flujo de agua desde el cauce del río Santiago al acuífero local.

Los análisis químicos realizados a 19 muestras de agua extraídas del canal Tenorio, río Santiago y en norias del área de estudio no presentan metales pesados. Este resultado no puede asegurar la no existencia de factores de riesgos para la salud humana y animal, requiriéndose de futuros estudios químicos y microbiológicos en muestras de suelos, agua y plantas en el área de estudio.

Palabras claves: Canal Tenorio, elementos trazas, hidrogeoquímica, magnetometría, métodos geoeléctricos, salinidad.

Abstract

The San Luis Potosi aquifer system is the main source of water supply for the capital city, as well as the municipality of Soledad de Graciano Sanchez (SGS). The growth of the urban area has produced the overexploitation and the affectation of the quality of the groundwater and superficial water in the region as is the case of Santiago river and the Tenorio canal, impacting the well-being of the population that makes use of these water resources. In recent years, municipal and state authorities have raised concerns about the possible impact that the use of water from the Santiago River on the irrigation of agricultural plots near the Palma de la Cruz, SGS, as well as on the local aquifer, which is exploited through several shallow wells. For this reason, it was decided to undertake a geophysical study using magnetometric and geoelectric methods, as well as chemical analysis of water samples collected from rivers, canals and wells in order to determine the mechanisms of transmission and impact of water from Santiago river and Tenorio canal to the local aquifer.

Magnetometric studies, both aerial and terrestrial, locate the study area in a zone of high magnetic field gradient, which increases from west to east, affected by the presence of an igneous basement. This result is in line with those reached in the VES studies and its geoelectric sections obtained where a step-like structure between the north and south portions of the study area, mark a difference in alluvial material thicknesses of approximately 150 m, facilitating a local groundwater flow in W-E direction. This local flow causes the higher salinity levels of the groundwater observed in the town migrate westward to the area of the agricultural plots, while salinity values similar to those of the Santiago River and Tenorio canal are observed in the shallow wells drilled into the irrigation channel system, demonstrating the fundamental role that the channel system plays in the vertical transmission by infiltration of water from the Santiago River to the local aquifer. The local aquifer is modeled as a free aquifer composed of alluvial material of sandy loam texture with the presence of low permeability clay-loam lenses. The geoelectric results from SEV and Electrical Resistivity Tomography showed the

existence of a clay-loamy laminar body that limits the flow of water from the Santiago River to the local aquifer.

The chemical analyses performed on 19 water samples collected from Tenorio canal, Santiago river and shallow wells show no present of heavy metals. This cannot assure the non-existence of risk factors for human and animal health, requiring future chemical and microbiological studies in soil, water and plant samples in the study area.

Key words: Tenorio Canal, trace elements, hydrogeochemistry, magnetometry, geoelectric methods, salinity.

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

El agua es indispensable para el desarrollo de la vida en el planeta, ayuda como motor para que los organismos se desarrollen adecuadamente en el medio ambiente, así como en la vida humana. Es un componente vital para el bienestar de la vida.

El crecimiento demográfico y el desarrollo del sector industrial a nivel mundial ha generado que se demande cada vez más cantidad de agua lo que, en consecuencia, ha generado que se incremente el problema de la escasez y el deterioro de la calidad del agua en los acuíferos (López Álvarez, 2012).

Un acuífero es una formación geológica saturada, en el cual se almacena y circula agua del subsuelo, siendo su permeabilidad suficiente para que por medio de un pozo se pueda extraer el agua. CONAGUA (2016) tiene registrado un total de 653 acuíferos a nivel nacional, de los cuales 106 están en condición de sobreexplotados, siendo el volumen estimado de agua extraída a nivel nacional de 27 km³/año. CONAGUA (2005) menciona que, del total de agua extraída del subsuelo, el 76% se destina a uso agropecuario, seguido por un 14% para el abastecimiento público y dejando solo un 10% para uso industrial.

El 50% del territorio nacional está ocupado por regiones áridas, donde la principal fuente de abastecimiento de agua son los acuíferos. Las ciudades en zonas áridas concentran alrededor de 60 millones de habitantes siendo que los acuíferos suministran el 52% del vital líquido, además de que aportan la tercera parte del agua de riego en al menos dos millones de hectáreas. En el sector industrial la explotación de acuíferos es importante para su desarrollo, y son la principal fuente de abastecimiento de la población rural (CONAGUA, 2013).

La composición química del agua del subsuelo puede ser alterada por factores naturales o antropogénicos; en el primer caso, es consecuencia del tiempo de interacción del medio geológico con el agua que circula, siendo mayor su impacto en acuíferos confinados a gran profundidad, debido a procesos hidrotermales y de

mineralización que generan un aumento de la salinidad en el agua contenida en poros. Los factores antropogénicos son directamente relacionados a actividades humanas como fuente potencial de contaminación.

La principal fuente de abastecimiento del municipio de San Luis Potosí, así como de la zona metropolitana de Soledad de Graciano Sánchez (SGS), es el agua subterránea que se extrae del sistema acuífero San Luis Potosí a través de 121 pozos. Para el año 2010, estos pozos suministraron un volumen total de 96,609,330 m³, de los cuales el 67.5% se destinó a consumo urbano, el 19.3% para uso agropecuario, un 7.8% para la industria, 4.5% para servicios públicos, y el resto para diversos usos (INTERAPAS, 2011). El crecimiento demográfico a consecuencia de la industrialización ha sido el principal factor del cambio de uso del suelo, afectando la calidad y la cantidad del agua extraída del acuífero somero. Al crecer la mancha urbana, se empezó a generar cada vez más aguas residuales domésticas e industriales, contaminando los cuerpos de agua superficiales y de acuíferos someros a través de la infiltración (Oscar, 2015). En la comunidad de Palma de la Cruz, SGS, donde la actividad económica fundamental es la agropecuaria, el paso del río Santiago afectado por aguas residuales domésticas e industriales (López Álvarez, 2012), es utilizado para el riego de parcelas mediante un sistema de canales a cielo abierto. Esto plantea varias interrogantes desde el punto de vista hidrogeológico, ¿el río Santiago y el acuífero local somero están conectados lo suficiente para garantizar que el primero sea una fuente de aporte del segundo, auxiliado por el flujo agua subterránea local?, ¿Los estratos superficiales en las áreas de cultivo son lo suficientemente permeables para que el sistema de riego por canales se convierta en la principal fuente de aporte de aguas del río Santiago al acuífero local?, ¿En cuáles aspectos afecta el agua del río Santiago la calidad del agua subterránea, extraída en la localidad a través de múltiples norias y utilizadas con fines de cultivos varios? El presente trabajo de investigación busca dar respuesta a las preguntas planteadas, enfocándose en la aplicación de métodos geofísicos para la modelación del acuífero local y análisis químicos realizados en muestras de agua colectadas en norias y pozos ubicados en el área de estudio.

1.2 Justificación

A lo largo del tiempo el río Santiago ha sido un punto de descarga de aguas residuales municipales e industriales generando una concentración alta de metales, aceites, elementos orgánicos e inorgánicos en el agua (López Álvarez, 2012). La actual problemática de establecer el vínculo existente entre el acuífero local de Palma de La Cruz y el río Santiago hace que sea importante un estudio de este tipo. El agua del río Santiago puede migrar horizontalmente a través de los estratos permeables o semipermeables al acuífero local y ser transportada a través del mismo según el flujo de agua subterránea; o ser infiltrada desde los estratos superiores al acuífero local a través del sistema de riego por canales utilizado en la zona. Además de esto, el agua obtenida por medio de pozos y norias es utilizada como fuente de abastecimiento para el ganado y de irrigación de cultivo de hortalizas y verduras, siendo la actividad agropecuaria el principal recurso económico de la comunidad. Los métodos de la prospección geofísica, específicamente los métodos magnetométricos y geoeléctricos, han alcanzado un importante papel en estudios hidrogeológicos y de impacto ambiental.

1.3 Objetivo general

Establecer los mecanismos de aporte de agua de río Santiago al acuífero local de Palma de La Cruz, SGS, aplicando los métodos geofísicos magnetometría aérea y terrestre, sondeos eléctricos verticales, tomografía de resistividad eléctrica y polarización inducida, así como evaluar el posible impacto de estas aguas al acuífero local mediante análisis químicos realizados en muestras de agua colectadas en norias y pozos del área de estudio.

1.4 Objetivos específicos

1) Conocer la estructura geológica y su tectónica a escala regional a partir del procesamiento de datos magnéticos aéreos y, a escala local mediante un levantamiento magnético terrestre en la zona de estudio, así como de la información geológica del sitio, enfatizando aquellas particularidades que influyen en el flujo local de agua subterránea.

- 2) Establecer un modelo geoelectrico unidimensional que incluya el acuífero local. Determinación de tipo de acuífero y su espesor.
- 3) Generar un modelo geoelectrico y de cargabilidad (PI) bidimensional con el fin de definir la existencia o no de un acuífero libre y nivel de saturación respecto a los niveles estáticos en pozos cercanos.
- 4) Determinar la permeabilidad de la parte superficial no saturada del medio geológico para evaluar la capacidad de infiltración al acuífero local de las aguas trasladadas desde el río Santiago a la zona de parcelas agrícolas mediante el sistema de canales.
- 5) Determinar la salinidad y la presencia o no de elementos traza de metales pesados en el agua subterránea, en base al análisis de muestras de agua colectadas en norias y río Santiago.

1.5 Hipótesis

El acuífero local de la comunidad de Palma de la Cruz recibe aportes de aguas residuales provenientes del río Santiago, mediante migración horizontal (sistema hidrogeológico) y/o infiltración vertical (sistema de riego por canales), el cual es explotado con fines agropecuario.

1.6 Antecedentes

En el municipio de Soledad de Graciano Sánchez, SLP, se han realizado estudios hidrológicos del acuífero local, el cual fue definido como colgado y cuyo límite es ubicado en las proximidades de la comunidad de Palma de la Cruz. El acuífero colgado puede variar entre los 20 a 40 m de profundidad lo que lo hace muy superficial, el flujo del agua subterránea va de suroeste a noreste (López-Ramos et al., 2014)

El acuífero colgado se encuentra en depósitos aluviales de grava y arena lo cual obtiene las características químicas al agua en base a la interacción agua-roca, sin embargo, existen actividades antropogénicas que alteran la calidad del agua, ejemplo de estas actividades son canales que conducen aguas residuales, fugas

en las redes domiciliarias, desechos de basureros municipales y manejo inapropiado de residual peligrosos industriales (COTAS, 2005).

Se ha detectado contaminación en el agua del acuífero colgado debido a la presencia de metales, orgánicos, inorgánicos y bacteriológicos (Oscar, 2015), como consecuencia de la poca profundidad del acuífero y por la irrigación de cultivos con agua negras municipales sin tratamiento. Derivado de fuentes potenciales de contaminación existentes en la zona urbana de San Luis Potosí tales como panteones, gasolineras, descargas de aguas residuales, disposición de residuos sólidos, se detectaron altos niveles de nitratos (NO_3), sulfatos (SO_4), conductividad eléctrica (CE), cloruros (Cl), grasas y aceites (GA), coliformes totales (CT) en el acuífero colgado (Moran, 2010). En zonas agrícolas de SGS, las fuentes de contaminación son panteones y canales con agua residual, en sitios cercanos a canales abiertos, derivados del canal Tenorio, se presentan metales como Ba, Sr, Hg, Ag, Cd Pb, Zn y Li (López, 2012).

El Tanque Tenorio actualmente ocupa una superficie de 209 hectáreas y se encuentra ubicado al oriente de la ciudad de San Luis Potosí. A partir de los 70's se empezó continuamente a utilizar como un lugar de descarga de las aguas residuales municipales (INTERAPAS, 2011), por lo tanto, por la influencia industrial de aguas residuales vertidas en el Tanque Tenorio es evidente la contaminación por metales pesados, aceites y solvente entre otros contaminantes, actualmente existe un sistema de tratamiento que recibe el mismo nombre del tanque dándole un proceso físico-químico primario a 1,050 lps y un proceso biológico, físico-químico a secundario a 450 lps (INTERAPAS, 2014).

En la investigación de Cabrera Rodríguez (2012), METALES PESADOS EN SEDIMENTOS DEL RÍO SANTIAGO Y TANQUE TENORIO Y SU EFECTO EN EL CRECIMIENTO DE FRIJOL Y MAÍZ, se hizo un estudio de sedimentos sobre metales pesados en el sistema ribereño Tanque Tenorio-Rio Santiago en San Luis Potosí para evaluar el impacto ambiental en sembradíos de frijol y maíz, se observó la presencia de metales pesados como Pb, Cd, Cu y Zn en los sedimentos.

1.7 Área de estudio

La comunidad de Palma de La Cruz se localiza en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez del estado de San Luis Potosí, teniendo como coordenadas UTM en X: 307171.45 m E y Y: 2459177.07 m N. Palma de La Cruz se encuentra a una altura de 1834 m sobre el nivel del mar, pertenece al Valle de San Luis Potosí entre la Sierra de San Miguelito al Oeste y la Sierra de Álvarez al Este.

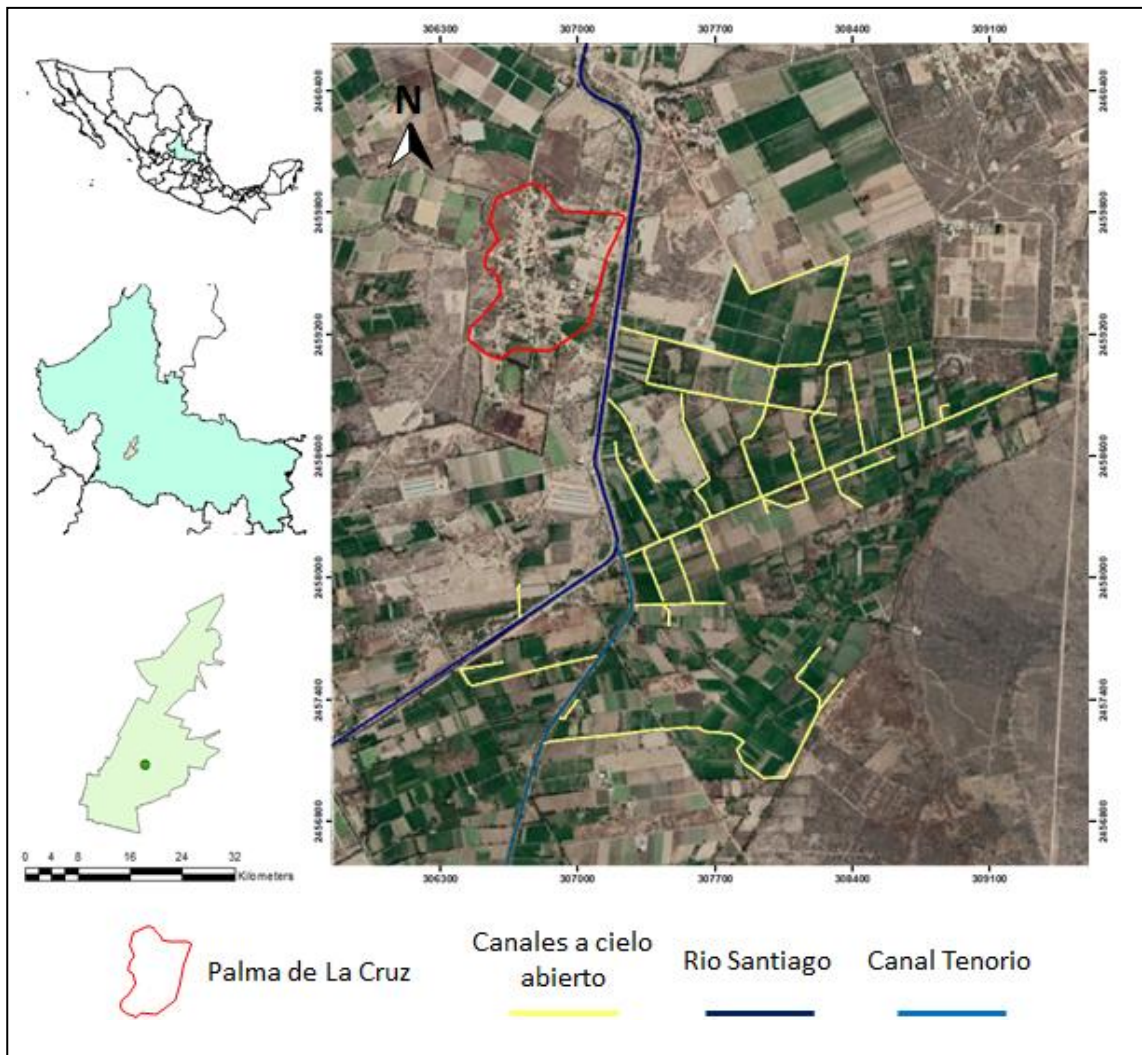


Figura 1. Zona de estudio, Palma de La Cruz, Soledad de Graciano Sánchez, San Luis Potosí.

El principal acceso se encuentra a partir de la ciudad de San Luis Potosí sobre la carretera federal numero 57 San Luis-Matehuala, a la altura del kilómetro 14.5, al oeste se encuentra el camino que lleva a la comunidad de Palma de La Cruz. Un

punto de referencia importante es que la zona de estudio colinda con la facultad de agronomía de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí UASLP.

Es importante mencionar que en el área de estudio es donde se juntan el río Santiago y el Canal Tenorio, uno proveniente de la zona urbana del municipio de San Luis Potosí y el otro de la zona industrial respectivamente.

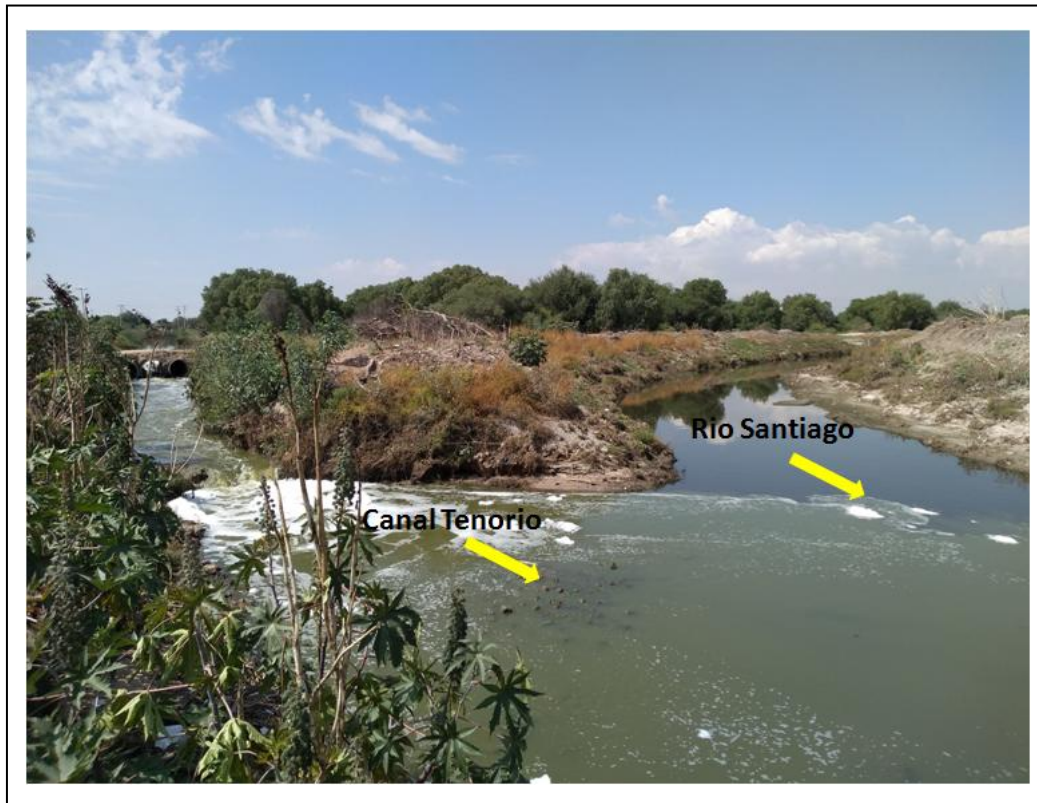


Figura 2. Unión del Río Santiago y Canal Tenorio.

1.8 Clima

En la zona de estudio, el clima que predomina es seco estepario frío con lluvias en verano, los meses donde hay más lluvias son Julio, Agosto y Septiembre. La precipitación media anual es de 238 mm. Las temperaturas medias anuales oscilan entre los 8.5 y 24.8°C, siendo Diciembre y Enero los meses con temperaturas más bajas y entre Junio a Agosto los meses más cálidos.

1.9 Vegetación

Existen diferentes tipos de vegetación, varían dependiendo del clima predominante, el suelo, topografía, etc. Las especies que caracterizan a la zona se clasifican en: mezquite (*Prosopis juliflora D.C*) y el matorral desértico microfilico (*Larrea tridentata S.*), también el huizache que se diferencia por el crecimiento en terrenos plano de zonas inferiores de cerros de zona desértico y por la predominancia de especies arbustos de hoja o foliolo pequeño (Puebla, 2012).

1.10 Uso de suelo

La población aproximada es de 623 habitantes y el principal recurso en la comunidad es la agricultura y ganadería, por lo que ocupan gran parte del suelo para el plantío y cosecha por medio de parcelas de diferentes verduras, como la lechuga, alfalfa, frijol, acelga, entre otras. Otras partes del suelo se usa para el pastoreo y crianza de ganado como vacas, borregos, cabras, caballos, puercos, gallinas, etc. Algunos habitantes utilizan el producto lácteo para su venta y para la fabricación de quesos.

El principal medio de abastecimiento para el riego de las cosechas y consumo del ganado es por medio de pozos y norias, así como de canales artificiales por donde acarrear el agua del río Santiago.

Capítulo 2. MARCO HIDROGEOLÓGICO

2.1 Geología regional

El municipio de Soledad de Graciano Sánchez se encuentra ubicada regionalmente al noroeste del Valle de San Luis Potosí (VSLP) en la provincia fisiográfica llamada Mesa del Centro, el cual, comprende los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes, Jalisco, Querétaro y Guanajuato. El VSLP está en medio de dos grandes regiones importantes, la Sierra Madre Occidental al oeste y la Sierra de Álvarez al este, el cual, forma parte de la Sierra Madre Oriental en la provincia de la Plataforma Valle-San Luis Potosí. La geología

comprende desde rocas sedimentarias a volcánicas, desde lo más antiguo compuesto por rocas marinas triásicas de la Formación Indidura y Cuesta del Cura, seguidas por depósitos continentales del Jurásico hasta lo más reciente que es el cuaternario formado por relleno aluviales compuestos por sedimentos de rocas volcánica y sedimentos continentales, presentan espesores entre 50 a 500 m (Barboza, et al., 2006).

Las rocas sedimentarias que afloran son: conglomerados, calizas, arenisca-conglomerado, caliza-lutita, lutita-arenisca y arenisca-conglomerado que se encuentran en forma diseminada en toda la provincia. Las rocas volcánicas ocupan la mayor superficie de la provincia, en la parte norte afloran de manera dispersa, mientras que en el sur se encuentran de forma masiva este tipo de rocas, la riolita cubre la mayor parte de la zona. Gran parte de las rocas volcánicas de la zona son producto de fusión parcial de la corteza con cantidades escasas de magma del manto, esto indica que al salir el magma, tiene un enfriamiento rápido dando lugar a rocas con matriz vítrea en el orden de 80% (Cardona, 1990).

La base de la columna del VSLP está formada por una secuencia de esquistos y filitas pertenecientes de la Formación Zacatecas, de edad Cárnico, encima de esta secuencia se encuentra un paquete calcario de limolita y caliza, depositados en ambiente nerítico, (SGM, 1998). Una alternancia de sedimentos marinos (lutita, caliza, arenisca) se encuentra suprayacente al paquete calcario, los sedimentos se encuentran aproximadamente 800m al este de la ciudad de San Luis Potosí. Transicionalmente sobre los sedimentos marinos descansan sedimentos lacustres y conglomerados polimícticos, encima de estos sedimentos lacustres se depositó grandes espesores de lava de composición dacítica de la Sierra de San Miguelito y Rio Santa María. Es importante mencionar que debido a que la zona de VSLP estuvo en un proceso de extensión cortical se formaron fallas y se alargó la región ocasionando un hundimiento en el paquete de sedimentos lacustres y de lava dacítica formando una fosa tectónica (Graven de Villa de Reyes, GVR), el cual fue rellenado después por depósitos de flujos piroclásticos, gravas, arenas y arcillas (Ortiz, 2010) ver Figura 3. Los conglomerados y brechas se encuentran

predominantes en los bordes del VSLP, influenciados por la cercanía de la Sierra de Álvarez y Sierra de San Miguelito (Barboza, et al., 2006).

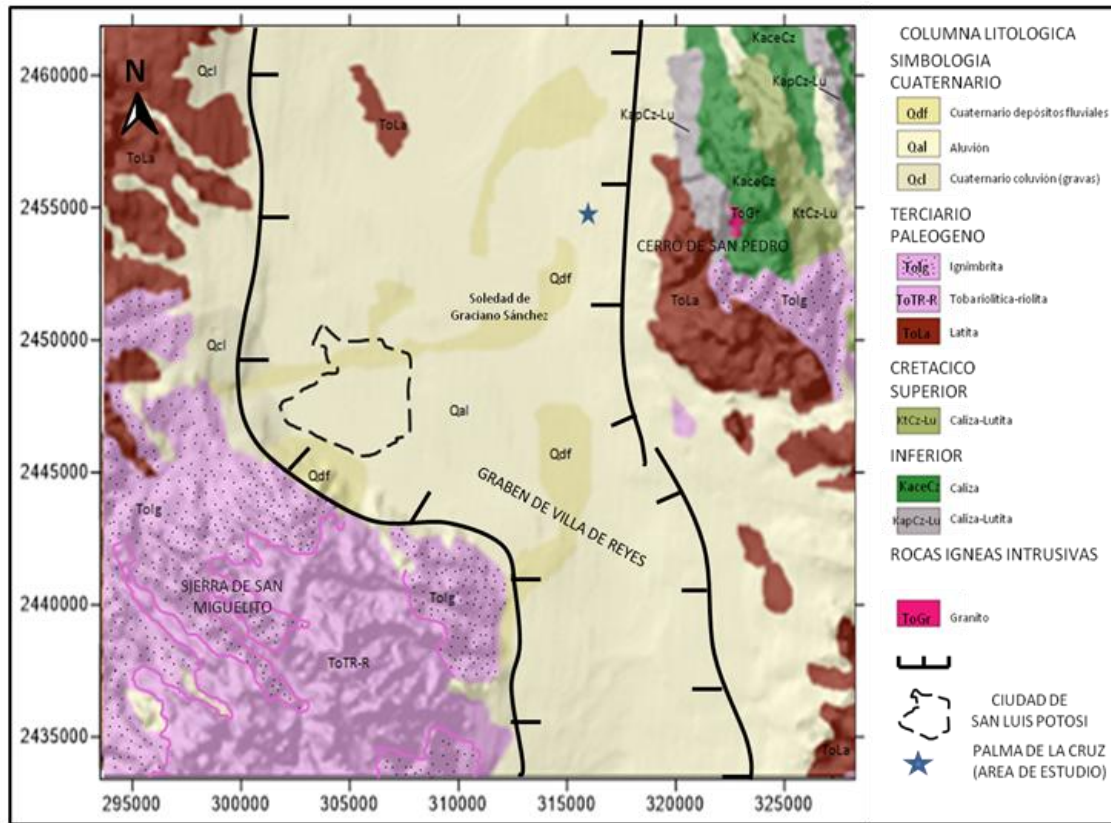


Figura 3. Mapa geológico regional del área de estudio.

2.2 Estratigrafía

El Valle de San Luis Potosí se considera como una cuenca tectónica la cual la forman un conjunto de fallas extensionales con tendencia NW-SE que forman grabens. La estratigrafía de la cuenca comprende desde el cretácico lo más antiguo hasta lo más reciente que es el Cuaternario, incluyendo desde rocas sedimentarias hasta rocas volcánicas intrusivas y extrusivas (López, et al., 2014).

Cretácico

En esta edad se encuentra representado por las formaciones La Peña, Cuesta del Cura e Indidura, las rocas cretácicas afloran principalmente en el anticlinorio de la Sierra San Pedro orientado al NW.

La formación La Peña del cretácico inferior consiste de calizas y calizas arcillosas, variando el color de gris claro a gris oscuro con textura microcristalina, tiene espesores variables delgados a medios con intercalaciones arcillosas de nódulos de pedernal negro a café. Transicionalmente a la Formación La Peña continua la Formación Cuesta del Cura depositada en aguas profundas de baja energía.

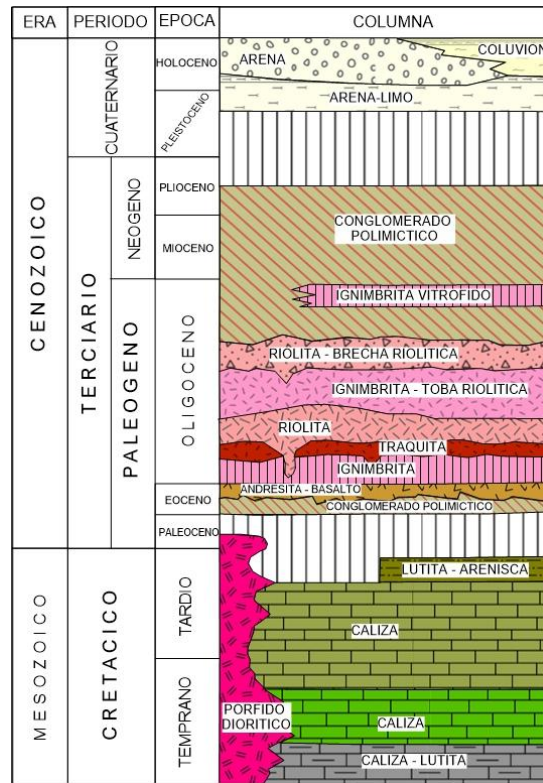


Figura 4. Columna estratigráfica. Fuente: Modificada de Cardona, 1990.

El cretácico medio la unidad que lo constituye es la Formación Cuesta del Cura, aflora principalmente al occidente de la Sierra de Álvarez. Está constituida por una secuencia de rocas calizas plegadas con intercalaciones de lutitas, presentan un color gris claro, tiene espesores variables con nódulos de pedernal negro. Esta formación se interpreta como una cuenca profunda de aguas tranquilas. En el VSLP, la piedra caliza Cuesta del Cura se perforó a profundidades de 700 a 1,200 m, mostrando un grosor relativo de aproximadamente 500 m. En la secuencia se encuentra la Formación Indidura en el cretácico superior, se encuentra expuesta en los flancos occidentales del anticlinal de la Sierra de

Álvarez, se caracteriza principalmente por una secuencia de estrados delgados de caliza arcillosa de color gris claro intercaladas de limolitas con tonalidades ligeramente rojizas y violetas, en algunas partes de la formación la caliza permanece cristalizada con contenido de pedernal negro, disminuyendo hacia la parte superior (López, et al., 2014).

Terciario

El terciario empieza con el Paleógeno en una secuencia de conglomerados polimicticos y sedimentos lacustres de areniscas poco consolidadas, limos y arcillas, siendo depositados en el Eoceno. Encima de este estrato de conglomerados se depositó la primera emisión volcánica formada por coladas andesíticas, y se le atribuye el nombre de Andesita Casita Blanca. La roca es de color gris oscuro verdoso de textura porfiritica y pilotaxitica con fenocristales de biotita y plagioclasas en una matriz afanítica (SGM, 2003). Después de la unidad de Andesita viene una capa conocida como Ignimbrita Santa María, al poniente de la Sierra de Álvarez y San Pedro es donde aflora principalmente, esta unidad se caracteriza por el color gris rosáceo de la roca y por la presencia de fragmentos de pómez de 2 a 15 cm de largo, la roca contiene magnetita generalmente alterada.

El siguiente paquete depositado es interpretado como Latita Portezuelo, es una lava de color gris claro a café grisáceo con matriz afanítica de minerales accesorios de magnetita, circón y apatita con fenocristales sanidino y andesita euhedral a subhedral, aflora principalmente al borde occidental del Graven de Villa de Reyes en los cerros de Portezuelo, Cuesta de Campa, Cerro El Tigre, Cerro Gordo, Cerro Las Peñas, Cerro del Frente y Cerro Santo Niño.

Depositado encima del paquete de Latita Portezuelo se encuentra una gruesa capa de lava de composición riolíticas conocidas como Riolita San Miguelito, su afloramiento se encuentra al norte de la Sierra de San Miguelito rodeando a la ciudad de San Luis Potosí, el paquete está dividido en tres subpaquetes, el primer subpaquete que es el inferior consta de un flujo de ceniza sin soldar con abundantes líticos y pómez, encima en forma lenticular existe una zona de brecha de fragmentos de 3 a 60 cm de vitrofidados oscuros, los fragmentos son de riolita

desvitrificada. En la secuencia encima de las brechas, se encuentra la porción central de los flujos de lava riolíticos, la roca es de color gris claro a gris rosáceo de textura holocristalina y porfiritica. Arriba de las lavas se encuentra una mezcla de materiales piroclásticos y vitrofito negro. La latita Portezuelo subyace de la Ignimbrita Cantera, este depósito de tobas de flujo de cenizas aflora en la Sierra de San Miguelito, se agrupa dependiendo del grado de soldeamiento variable, sin soldar y bien soldada.

La Riolita Panalillo se encuentra depositada encima de la Ignimbrita Cantera, se ve expuesta al sur del Cerro de San Pedro y en la depresión de Ahuelulco, consta de dos miembros: inferior y superior. El miembro inferior está constituido por tobas que varían su grado de estratificación, con capas de grano muy fino a conglomerados, con fenocristales de cuarzo y sanidino, el color de la toba se encuentra entre crema a café claro. El miembro superior a su vez consiste de dos unidades, en la base una ignimbrita de color rojizo con fenocristales de cuarzo y sanidino, y encima descansa una ignimbrita de color gris rosáceo a café rojizo con fenocristales de cuarzo, de textura porfiritica.

Cuaternario

La parte cuaternaria del VSLP agrupa en esta clasificación a conglomerados, suelos residuales, material aluvial y material de relleno de tamaño de granos variable. Se encuentra expuesta en la planicie y pie de monte de las sierras. Junto al pie de las sierras se encuentran abanicos aluviales formados por conglomerados y brechas principalmente. Los conglomerados son polimiticos de clasificación pobre y poco consolidados. Los fragmentos varían de tamaño desde cantorodado hasta el tamaño de la arena, también varían de subredondeados a redondeados. A parte, los suelos residuales existentes varían en espesores aproximadamente de 1 a 15 m y aluviones compuestos por arenas, limos y arcillas rellenando los valles y vegas de ríos y arroyos intermitentes (Cardona, 1990).

2.3 Geología local

El área de estudio (ubicado al noreste del municipio de SGS) se encuentra en una depresión llamada Valle de San Luis Potosí (VSLP) en la porción noreste de la fosa tectónica Graben de Villa de Reyes, con orientación NE en la porción norte y SW en la porción sur (Tristan-Gonzalez, 1986), el cual ha sido rellenado por material aluvión Cuaternario de origen volcánico y sedimentos continentales, los espesores del relleno aluvial son heterogéneos debido a la forma del piso rocoso, variando entre 50 a 500 m. Las rocas volcánicas que principalmente forman el piso rocoso son riolitas, latitas e ignimbritas las cuales son rocas extrusivas de composición ácida de grano fino ricas en cuarzo de edad Oligoceno aproximadamente de 26 a 31 Ma (Aguirre-Hernández, 1992, Martínez-Ruiz, 1997). En el cerro de San Pedro y de Álvarez hacia el este y noreste del municipio de Soledad afloran calizas criptocristalinas a calizas microcristalinas del Cretácico Superior de las formaciones El Abra y Cuesta del Cura, del Albiano-Cenomaniano y de la formación Soyatal del Turoniano-Santoniano, estas calizas forman el basamento marino de la columna estratigráfica del área de estudio y están interdigitadas con nódulo de pedernal negro, laminaciones de lutita y magnetita (Arzate et al., 2008).

La sierra de San Miguelito se encuentra al sureste de la zona de estudio en la cual afloran rocas pertenecientes del Terciario constituido por coladas de lava, que cubren discordantemente las secuencias marinas del Cretácico.

Tabla 1. Cubrimiento porcentual de las unidades litológicas en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez (León, 2018).

Geología Área municipal total: 280.95 km ²		
Unidad litológica	Extensión (km ²)	Porcentaje
Aluvión	241.33	85.90%
Piroclásticos La Joya	3.31	1.10%
Basaltos La Joya	2.1	0.70%
Latita Portezuelo	5.67	2.02%
Ignimbrita Santa María	3.76	1.30%
Andesita Casita Blanca	0.28	0.10%
Fm Indidura	2.24	0.80%
Fm Cuesta del Cura	15.45	5.50%
Fm La Peña	6.46	2.30%
Porfido Cuarzomonzonítico	0.04	0.02%

2.3.1 Geología del depósito cuaternario del VSLP

La composición granulométrica de los sedimentos es heterogénea, estos están constituidos por fragmentos desde conglomerados y brechas, arenas gruesas a finas hasta limos y arcillas, de naturaleza aluvial. Hacia el este de Palma de La Cruz en los flancos de la Sierra de Álvarez, así como de la Sierra de San Miguelito, se presentan principalmente los sedimentos gruesos (conglomerados y brechas) que ocurren en forma de fanglomerados y coluvión, mientras que en el centro del VSLP está formado predominantemente por sedimentos finos como arenas, limos y arcillas y los espesores pueden variar desde los 50 a 500m influenciado por el piso rocoso (Arzate et al., 2006).

Depósitos fluviales

Los depósitos fluviales se encuentran ubicados a lo largo de los arroyos que cruzan el valle. Los depósitos presentan una dirección de flujo preferente de SW-

NE con variaciones en su textura desde arenas gruesas al SW hasta arcillas al NE. Las características granulométricas se pueden observar en el río Santiago que es el río de interés, el cual cruza la ciudad de San Luis Potosí hasta el municipio de Soledad de Graciano Sánchez. Este sistema fluvial presenta secuencias de arenas gruesas con graduación normal que transicionalmente pasa a sedimentos más finos. En su mayoría, las arenas mineralógicamente se componen de cristales de cuarzo y feldespato potásico subangulares a subredondeados y con una matriz compuesta por material de limo a arcilla (Arzate et al., 2006).

Depósitos aluviales

Estos depósitos de productos volcánicos son el principal relleno cuaternario del VSLP cubriéndolo casi en su totalidad. Están compuestos principalmente por arenas, limos y arcillas. Los depósitos son producto de la erosión de roca volcánica transportadas por agua en flujos laminares parcialmente turbulentos, esto indica que el valle tuvo depósitos continuos de flujo de lodo. Arzate et al. en el 2006 indican que los depósitos aluviales se muestran pseudoestratificados en forma de horizontes potentes de hasta 20m de espesor, de manera rítmica, compactados, con contactos planos y erosivos. Los clastos mayor de 1 a 2cm de diámetro tienen forma subangulares a redondeadas. La coloración rojiza en los depósitos es debido a los componentes clásticos con contenido de minerales de hierro oxidado.

2.4 Geología estructural

El área de estudio se encuentra en una zona donde hubo un empuje y un plegamiento intenso de las rocas cretácicas durante la orogenia Larámide. Debido a estos eventos de deformación se formó un sistema de formaciones compresivas, ocasionando plegamientos y cabalgamientos, formando anticlinales y sinclinales, con ejes de orientación general NW y SE (Sierra de Álvarez y Cerro de San Pedro).

La Sierra de Álvarez ubicado al oriente de SGS se caracteriza por el afloramiento de sedimentos marino del Cretácico (calizas) de la Formación La Peña y la

Formación Cuesta del Cura. Se compone de dos anticlinales asimétricos con ejes en dirección N20°W. También está formado por un conjunto de cabalgaduras, una de las más visibles es la cabalgadura de Magaña el cual marca el límite oriental de la sierra y el comienzo de los llanos. El Cerro de San Pedro está formado por dos estructuras, un anticlinal y un sinclinal, generados por el plegamiento de los sedimentos marinos de la Formación La Peña, la Formación Cuesta del Cura e Indidura que constituyen al cerro. La orientación de los ejes de las estructuras van de N25°-30°W, recostado hacia el NE. Dentro del cerro se encuentra un sistema de fallas tipo normal escalonadas con un intervalo de rumbos de N35°-45°W a 75°SW, localizadas al surponiente del cerro (Labarthe-Hernandez et al. 1978).

Posterior a la orogenia Laramide, el VSLP sufrió un evento distensivo generando fallas estructurales de edad cenozoica en su mayoría normales con orientación N-S, NE-SW y NW-SE, ocasionando un descenso de bloques y que después fue rellenado por sedimentos fluviales y lacustres. Por esta razón es formando un sistema de graben importante conocido como graben villa de reyes con una longitud de la parte unidad de 200 km y de ancho aproximadamente 15 km. De las fallas más importantes son la de Villa de Reyes y Villa de Arriaga (Tristán, 1986).

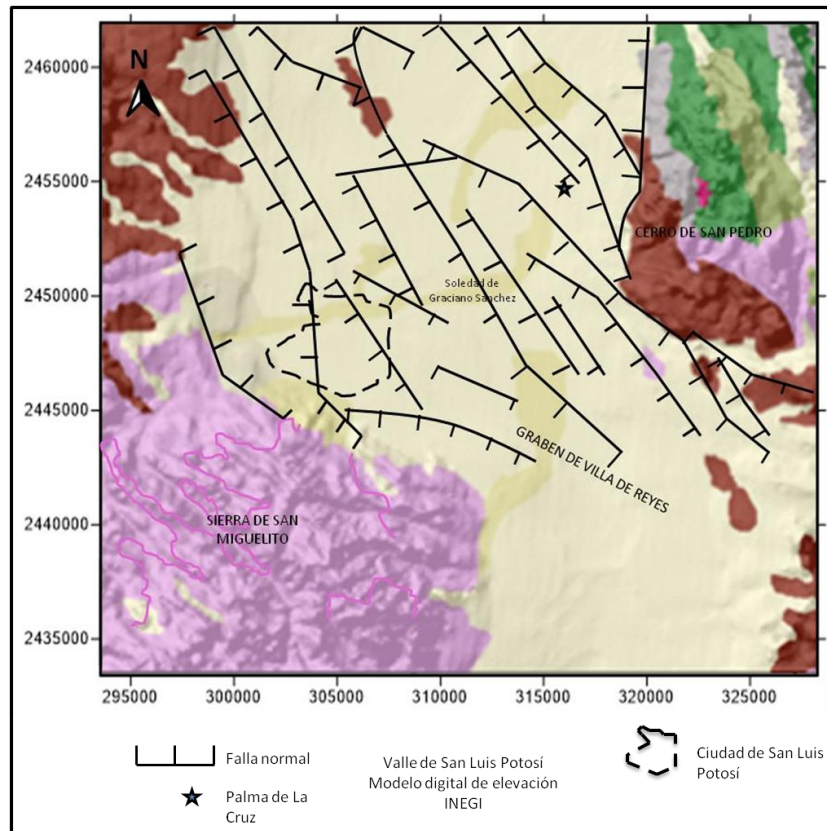


Figura 5. Mapa geológico de posibles fallas normales en el Valle de San Luis Potosí. (Modificado de Ruiz, 2015).

2.5 Hidrogeología

El municipio de Soledad de Graciano Sánchez se encuentra ubicado en la porción sur de la región hidrológica n° 37 denominada “El salado”; su extensión en el territorio potosino es del 54.2% del territorio total. Dentro de sus límites se encuentra al sureste la Región Hidrológica n°26, Panuco. Específicamente el municipio de SGS se ubica en la cuenca denominada Presa San José-Los Pilares, la región hidrológica el salado cubre al 100% el municipio de Soledad de Graciano Sánchez con dos subcuencas (Presa San José y Los Pilares), la cuenca se caracteriza por ser de tipo endorreico de drenaje desordenado (León, 2018).

Existen ríos que cruzan la subcuenca San José y la ciudad de San Luis Potosí, pero siendo el de mayor importancia el Río Santiago, este es alimentado por escurrimientos derivados principalmente de la Sierra de San Miguelito, ubicado al SW de la ciudad de San Luis Potosí, abasteciendo a las presas de San José y El

Peaje. A partir de la zona urbana de la ciudad, el río fluye al noroeste hacia la zona norte del municipio de Soledad de Graciano Sánchez (León, 2018).

El tanque tenorio es una depresión natural intermitente ubicado al oriente de la ciudad de San Luis Potosí, tiene una extensión aproximadamente de 179 hectáreas, formado por un bordo perimetral con forma casi rectangular, en este sistema es donde descarga el río Españita el cual es el principal aportador de aguas residuales, en épocas de lluvia llegan las aguas pluviales, el canal tiene una dirección S-N siendo en Palma de la Cruz donde se une al río Santiago (INTERAPAS, 2011), ver Figura 1.

2.6 Modelo conceptual del sistema acuífero San Luis Potosí

En el sistema acuífero se consideran dos niveles piezométricos, lo cual indica la presencia de dos acuíferos, uno considerado como somero (colgado) y el otro profundo (granular y fracturado). El somero y profundo se encuentran separados por una capa de arena fina de muy baja conductividad hidráulica (Cardona, 1990; Carrillo-Rivera, 1992; Carrillo-Rivera et al., 1996). El acuífero profundo está formado por dos medios diferentes, uno granular y el otro de roca volcánica fracturada. Se consideran como uno solo por la conexión que existe entre los dos medios.

Acuífero somero

La parte somera del sistema acuífero se encuentra en un medio de material aluvial lo que provoca que tenga una gran heterogeneidad y anisotropía, esta unidad abarca una superficie de aproximadamente 165 km² lo que significa que cubre toda la zona conurbada de SLP. En el VSLP, el espesor del material aluvial es muy variado debido a la irregularidad del piso rocoso sepultado, en la porción centro oriental se encuentra los espesores mayores (420 m). En la parte norte del valle el acuífero funciona como libre y en la zona conurbada como semiconfinado (CONAGUA, 2018).

El acuífero presenta un espesor medio de 20 m y los niveles piezométricos se encuentran a profundidades entre 5 a 40 m, alcanzando su profundidad máxima la porción noreste y siendo más somero en la zona urbana. Presenta una extensión

limitada en la zona urbana. El material sedimentario que conforman al acuífero es variado, en la porción cerca de la Sierra de San Miguelito predominan conglomerados inmersos en una matriz areno arcillosa, mientras que hacia el noreste del valle, hacia el Cerro de San Pedro, el material se adelgaza predominando limos y arenas, caracterizando al acuífero de baja conductividad hidráulica. La dirección de flujo se conserva del oeste y suroeste hacia el oriente del valle.

La recarga natural del acuífero ocurre por la precipitación en la Sierra de San Miguelito, después el agua se escurre y se filtra al medio. La dinámica de la recarga depende de la cantidad de precipitación, la evapotranspiración, los escurrimientos, la porosidad y permeabilidad del suelo, pendiente del terreno y la vegetación (Ramos et al., 2007). Al ser un medio somero, tiene también un aporte de agua por medio de retornos de riego y fugas de agua potable y alcantarillado.

La recarga natural del acuífero ocurre por la precipitación en la Sierra de San Miguelito, después el agua se escurre y se filtra al medio. La dinámica de la recarga depende de la cantidad de precipitación, la evapotranspiración, los escurrimientos, la porosidad y permeabilidad del suelo, pendiente del terreno y la vegetación (Ramos et al., 2007). Al ser un medio somero, tiene también un aporte de agua por medio de retornos de riego y fugas de agua potable y alcantarillado.

Acuífero profundo

El acuífero profundo está conformado por dos medios diferentes los cuales por su conexión se considera como uno solo, la parte superior se caracteriza por ser un medio granular, es material clástico del terciario que relleno la fosa tectónica, los espesores del medio granular varían debido a la distribución de la roca ígnea fracturada, estos oscilan entre los 100 a 200 m. En el centro del valle el medio saturado está confinado por una capa poco permeable y la parte superior se limita de 100 a 150 m de profundidad. La recarga ocurre por la infiltración de agua proveniente por precipitación a las rocas ígneas y a una conexión existente con el acuífero somero a través de pozos en malas condiciones.

La parte inferior que conforma al medio saturado profundo está confinado en su mayoría en todo el valle, está formada por rocas ígneas el cual almacena el agua debido a la porosidad secundaria generada por la actividad hidrotermal de la Sierra de San Miguelito, debido a ser un medio de rocas volcánicas (formaciones Riolita Panalillo, Ignimbrita Cantera o Latita Portezuelo) la permeabilidad es baja por lo tanto, la recarga es mínima y en el lado de la Sierra de Álvarez, la recarga lateral es limitada por la baja conductividad hidráulica de la roca caliza que forma la Sierra. El acuífero profundo es de tipo confinado y su basamento es de calizas arcillosas de la Formación Indidura (CONAGUA, 2018).

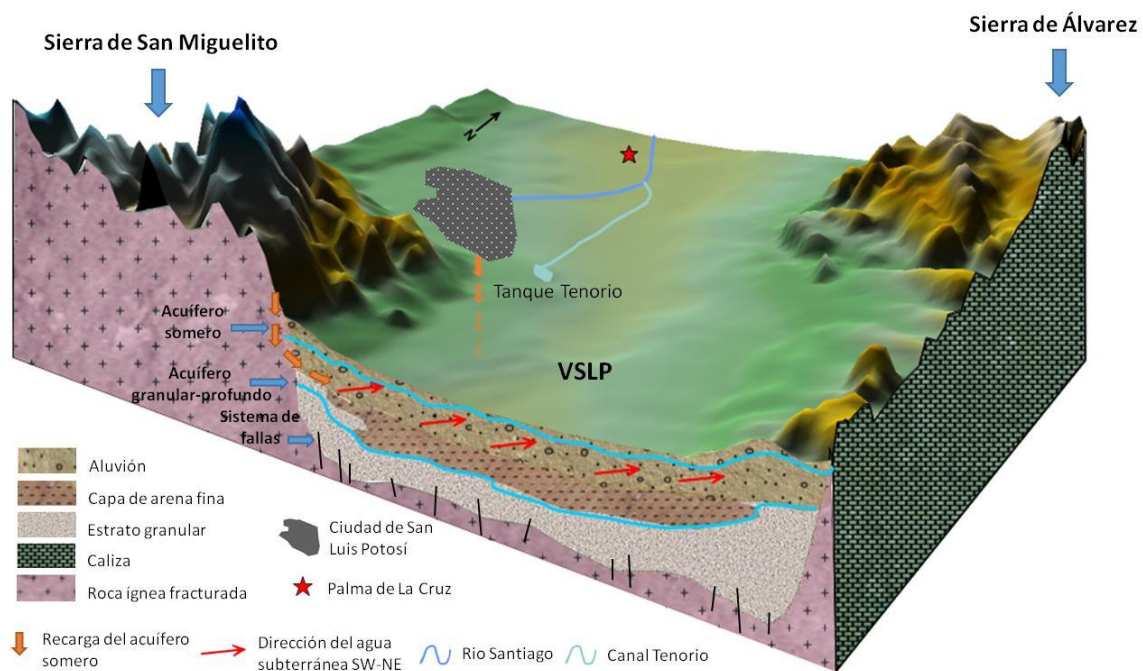


Figura 6. Modelo conceptual del sistema acuífero de San Luis Potosí.

Capítulo 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este capítulo se explica de manera detallada el conjunto de métodos que se utilizaron para alcanzar los objetivos particulares propuestos en el trabajo de investigación.

3.1 Método magnético

3.1.1 Introducción

La magnetometría es un método potencial de la exploración geofísica encargada de medir las variaciones del campo magnético terrestre, estos cambios son debidos a la susceptibilidad magnética y/o la imantación remanente de las rocas, así como de otros factores externos a la superficie, los cuales, ayudan a deducir la geología del subsuelo.

Para cuantificar la intensidad o la dirección de la señal magnética se utiliza un instrumento llamado magnetómetro, tomando lectura a lo largo de una línea recta denominada perfil o perfiles los cuales deben estar paralelos entre sí y con una separación constante entre ellos. Algo importante que se debe tener en cuenta al momento de realizar algún levantamiento magnético es de mantenerse alejado de fuentes magnéticas artificiales que nos pueda alterar nuestros datos, por ejemplo, cables de luz, coches, laminas, o de cualquier objeto que contenga sustancias ferromagnéticas.

Este método geofísico es muy útil para determinar estructuras en cuencas sedimentarias, lo cual es de gran ayuda para la exploración de agua subterránea, también es efectiva en la localización de materiales o cuerpos enterrados. En la exploración minera la magnetometría se encarga de la detección de minerales magnéticos tales como la magnetita, piritita u otros materiales ferromagnéticos.

3.1.2 El campo geomagnético

El origen del campo magnético de la tierra no es del todo claro, pero la hipótesis más admisible se refiere a las corrientes convectivas presentes en el núcleo externo del planeta, este movimiento de los materiales como el níquel y hierro generan corrientes eléctricas que a su vez producen campos magnéticos, todos esos campos se alinean en la misma dirección debido a la fuerza del efecto Coriolis, esto ocasiona que el planeta se envuelva en un gran campo magnético, parecido al campo magnético de una barra de imán.

Por naturaleza la tierra se comporta como un dipolo magnético alineado con el eje geográfico terrestre, el campo magnético terrestre o campo geomagnético se extiende desde el núcleo hasta el límite del viento solar. El dipolo magnético presenta un ángulo de inclinación de aproximadamente 11.5° respecto al eje geográfico rotacional (Ruiz, 2005).

Considerando que la tierra tiene un comportamiento de una barra de imán, presenta líneas de campo o líneas de flujo magnético, las cuales salen por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético. Las líneas muestran diferente dirección dependiendo de la ubicación geográfica, en el caso de los polos las líneas de flujo están en forma vertical y en el ecuador de forma horizontal y la intensidad depende de la cantidad de líneas de flujo.

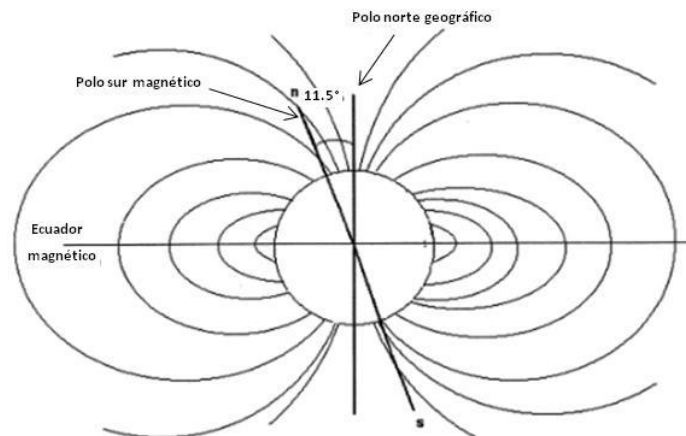


Figura 7. Líneas de flujo del campo geomagnético. (Modificado de Muniz, 1997).

3.1.3 Elementos del campo geomagnético

La intensidad total del campo magnético terrestre B se define como una cantidad vectorial, lo que quiere decir que la intensidad total B medido en un punto de la tierra tendrá magnitud y dirección.

Para representar los elementos geomagnéticos se utiliza un sistema de coordenadas donde se muestran los tres principales componentes rectangulares

(X, Y, Z). El componente X es horizontal y dirigido hacia el norte, el componente Y se encuentra también en horizontal pero dirigido al este y el componente Z se representa hacia abajo como se muestra en la Figura 8. El vector horizontal H es la proyección entre los componentes en el plano horizontal XY. La declinación D es el ángulo resultante entre el componente geográfico norte y el vector H, es decir, la diferencia entre el norte geográfico y el norte magnético, siendo positiva hacia el este y negativa hacia el oeste, la inclinación I es el ángulo formado por el componente H y la intensidad total B .

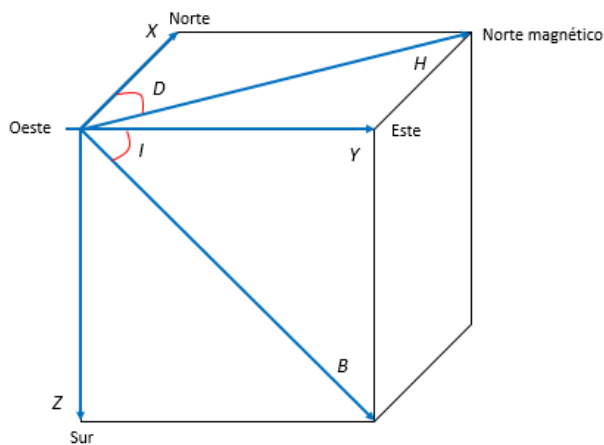


Figura 8. Representación de los componentes del campo geomagnético.

La relación que existe entre todos los elementos del campo geomagnético es la siguiente:

Intensidad total del campo geomagnético B :

$$B = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (1)$$

Intensidad del campo magnético H :

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (2)$$

Inclinación I y declinación D magnética:

$$D = tg^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right) \quad (3)$$

$$I = tg^{-1} \left(\frac{Z}{H} \right) \quad (4)$$

3.1.4 Unidades de medida

Las unidades para medir el campo magnético en geofísica, pueden manejarse en dos sistemas: el Sistema Internacional (SI) y en el sistema cegesimal de unidades (CGS), en donde las unidades son conocidas también como unidades electromagnéticas (EMU, por sus siglas en inglés).

En CGS, la inducción magnética se reporta en gauss (G), mientras que en SI se reporta con el nombre de tesla (T). A continuación, se muestra la Tabla 2 con un resumen de las unidades utilizadas en exploración magnética.

Tabla 2. Unidades utilizadas en magnetometría (Modificada de Argote, 2008).

Notación	Aplicación	S.I	Cgs (emu)	Conversiones
B	Geofísica	Teslas	Gauss Gamma	1 tesla = 10^4 gauss
	General	Nanoteslas		1 nT = 1 gamma = 10^{-9} teslas 1 gamma = 10^{-5} gauss
H	Geofísica General	Amperímetro	Oersted Gammas	1 A/m = $4\pi \times 10^{-3}$ oersted
M	Geofísica General	Amperímetro	Oersted Gammas	1 A/m = 10^{-3} oersted emu/cm ³ = 10^3 A/m
X _M	Geofísica General	Adimensional	Adimensional	X _M (SI) = 4π X _M (cgs)

3.1.5 Variaciones del campo geomagnético

El campo geomagnético sufre de distintas variaciones, por lo tanto, no siempre es el mismo, esto a causa de diferentes fuentes ya sean internas o externas.

Las variaciones del campo geomagnético debido a las fuentes externas proporcionan información de la actividad atmosférica, fundamentalmente del Sol. Algunos de los efectos de la actividad solar son: la variación diurna, variación estacional, periodo fundamental de rotación solar de 27.0 días, tormentas geomagnéticas, efecto Forbush, etc., a esto se tiene que agregar el efecto de

traslación de la Tierra alrededor del Sol (lo que contribuye en una variación del tipo estacional), y la rotación de la Tierra (variación diurna).

La variación diurna tiene una magnitud del orden de 10 a 100nT. Se debe principalmente a que, durante el día, la radiación solar ioniza la ionosfera creándose corrientes eléctricas. Las corrientes eléctricas en movimiento crean campos magnéticos que interaccionan con el campo magnético terrestre.

En una escala de tiempo muy larga ocurren lo que son las variaciones seculares, a través de los cambios en el tamaño y la posición de desviaciones de un campo es que se puede apreciar esta variación de intensidad.

La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre causa la formación de un anillo de cargas en el ecuador que produce variaciones de ~10nT en latitudes cercanas a él.

Las tormentas magnéticas es otra causa de cambio en el campo geomagnético, estas tormentas son causadas por la actividad de las manchas solares, pueden tener grandes variaciones de nT y tener una duración de hasta 24 horas. Se manifiestan como zonas aurales alrededor de los polos magnéticos.

3.1.6 Susceptibilidad magnética de las rocas

La susceptibilidad magnética (k) es la capacidad que tiene una roca para obtener de manera inducida magnetismo (I), a partir de un campo magnético externo (H), esta capacidad dependerá de la composición de la roca.

La relación descrita se ve expresada por la siguiente fórmula:

$$I = K * H \quad (5)$$

Si la roca tiene isotropía magnética, la susceptibilidad k será escalar y equivalente a H .

El magnetismo se comporta diferente en cada roca, es decir, la susceptibilidad va a variar dependiendo de la cantidad de minerales ferromagnéticos presentes. La

susceptibilidad suele ser pequeña o negativa en la mayoría de las rocas, solo en los cuerpos donde predomina magnetita-ilmenita, estas son consideradas rocas magnéticas.

A una escala atómica lo que ocasiona el magnetismo en las rocas es la interacción de los electrones. Las rocas se pueden clasificar como: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

Diamagnéticos: El diamagnetismo es una propiedad de los materiales que consiste en repeler los campos magnéticos, los materiales en su gran mayoría son diamagnéticos. Los materiales diamagnéticos se magnetizan débilmente en el sentido opuesto al del campo magnético aplicado. Resulta así que aparece una fuerza de repulsión sobre el cuerpo externo y su susceptibilidad magnética es negativa. Los materiales diamagnéticos más comunes son: bismuto metálico, hidrógeno, helio.

Paramagnéticos: Los materiales paramagnéticos tienen como propiedad de magnetizarse cuando son expuesto a un campo magnético externo, funcionando como imanes, pero al momento de alejarse el campo magnético, los paramagnéticos pierden su magnetismo extra y dejan de ser imanes.

Ferromagnéticos: Los materiales ferromagnéticos al interactuar con un campo magnético externo, inmediatamente tienen una alineación de los momentos dipolares atómicos. Se caracterizan por permanecer imantados aunque no haya un campo externo. La causa es debida a la fuerte interacción entre momentos dipolares magnéticos de átomos vecinos, llegando a crear grandes regiones de tamaño microscópico llamados dominios magnéticos. Estos dominios magnéticos pueden crecer de tamaño cuando el campo magnético externo aumenta, y aunque éste desaparezca, los dominios magnéticos persisten.

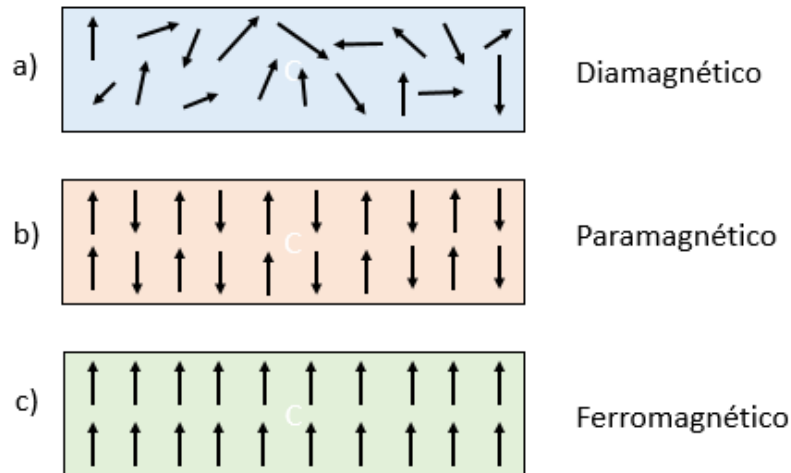


Figura 9. Comportamiento magnético de los materiales, a) Diamagnético, b) Paramagnético, c) Ferromagnético.

Debido a que los materiales diamagnéticos y paramagnéticos producen un campo relativamente pequeño, no afectan a los levantamientos hechos con los equipos magnéticos. Pero todo lo contrario con los ferromagnéticos, que son observados fácilmente por las anomalías que producen en los trabajos magnéticos.

Existe una variedad de susceptibilidades, esto debido a el arreglo atómico de los minerales, la forma, el volumen, su distribución y a la temperatura en que este sometida la roca, por lo que es necesario la medición de k mediante un puente de inductancia o una balanza magnética en un laboratorio, o mediante tablas donde se muestran los valores de susceptibilidad más comunes en las rocas, como en la que a continuación se muestra:

Una roca aparte de presentar una capacidad de magnetización inducida, logra expresar una magnetización remanente, este se define como la memoria que tiene la roca de los campos magnéticos que han actuado sobre él.

Tabla 3. Ejemplo de susceptibilidad correspondiente a algunas rocas.

Roca	% de magnetita	Susceptibilidad (k) x10 ⁶
Riolitas	1	3000
Granitos	0.9	2700
Sienita traquíticas	2.04	6100
Nefelitas eruptivas	1.51	4530
Nefelitas abisales	2.71	8100
Piroxeno	3.51	10500
Gabro	2.4	7200
Latitas monzoníticas	3.58	10700
Diorita dacítica	3.48	10400
Andesita	4.5	13500
Diorita	3.45	10400
Peridotita	4.6	13800
Basalto	4.76	14300
Diabasas	4.35	13100

3.1.7 Corrección por variación diurna

El campo geomagnético tiene variaciones de intensidad en el transcurso del día, las cuales deben ser eliminadas. Este método consiste en colocar un magnetómetro como estación base en un sitio cercano a la zona de estudio. Este magnetómetro base debe estar apartado de estructuras metálicas que puedan alterar la intensidad del campo magnético. El magnetómetro base estará obteniendo el CMT y hora en un solo punto. Las lecturas deben tomarse en un intervalo de tiempo específico, por ejemplo, cada 10 minutos (Breiner, 1973).

Así entonces, se examinan los valores del campo en la base geomagnética y se elige a uno de ellos como referencia (*CMTreferencia*). Existen varios procedimientos para determinar un valor de *CMTreferencia*, en este estudio se eligió el valor promedio del registro total de la base. Después, teniendo la hora en la que se realizaron las mediciones de las estaciones de cada perfil, se busca el valor que corresponda en la base a dicha hora (*CMTbase*) y se realiza la siguiente fórmula:

$$\text{Corrección Diurna} = (\text{CMTreferencia} - \text{CMTbase})$$

Así la variación diurna es determinada de manera que tendremos valores negativos y positivos de campo magnético según el CMTbase sea mayor o menor al CMTreferencia, respectivamente. La corrección diurna queda registrada en función de la hora y es utilizada para corregir los valores de CMT medidos en cada punto de cada perfil de acuerdo a la hora de medición, esto es según:

$$\text{CMT}_{\text{corregido}} = \text{CMT}_{\text{medido}} + \text{Corrección Diurna}$$

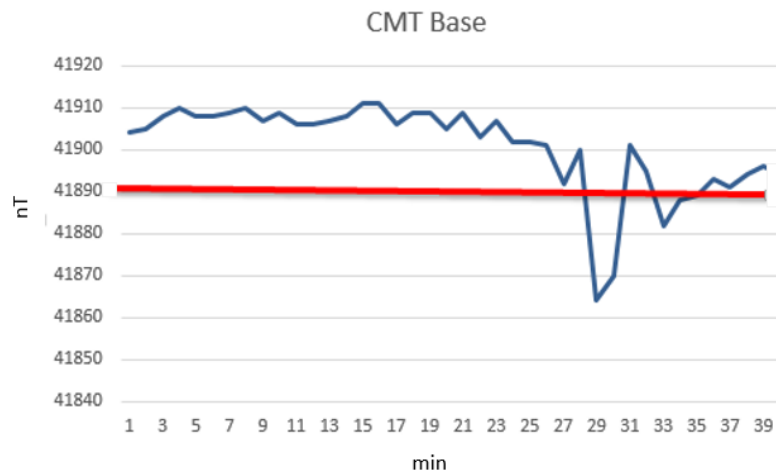


Figura 10. Variación del campo magnético respecto al tiempo.

3.1.8 Campo Magnético Residual

El campo magnético de la Tierra en un lugar determinado, tiene como todo vector tridimensional tres componentes: X, en la dirección Norte geográfico; la Y, en la dirección Este geográfico y Z en la dirección vertical, tomando como sentido positivo hacia abajo.

El objetivo principal de los levantamientos aeromagnéticos y terrestres, es obtener un registro sobre las variaciones del campo geomagnético respecto al eje X, Y. La magnitud del campo en el ecuador magnético se encuentra entre los 25,000 nT y en los polos magnéticos de la tierra de 65,000 nT, esta información es proporcionada por NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration).

Para determinar el campo magnético en un lugar y momento, se utilizan programas como el IGRF (International Geomagnetic Reference Field), el cual

estima mediante complejos modelos matemáticos el campo geomagnético en cualquier momento y lugar del planeta, a partir de las mediciones realizadas en diversos lugares del mundo por las estaciones magnetométricas.

Al eliminar la contribución del campo magnético del núcleo la información restante nos proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético de la corteza.

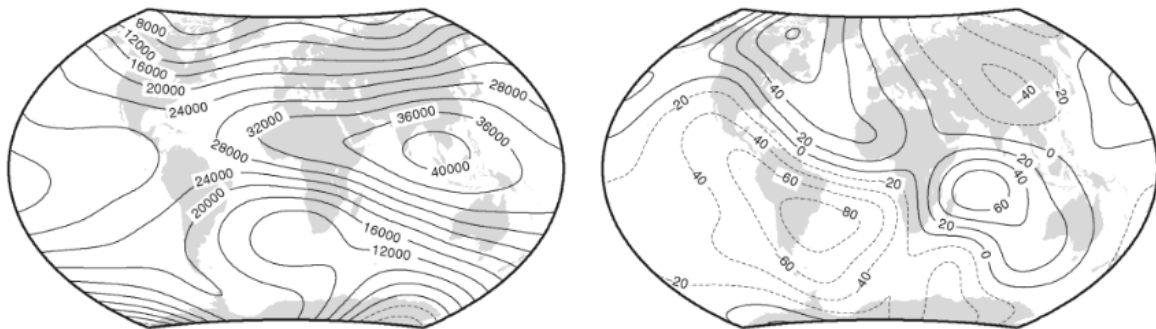


Figura 11. Tasa de cambio del campo geomagnético (nT) del año 2010-2015, calculado por el IGRF. Fuente: Gupta, 1989.

Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna (ya vista anteriormente) y la resta del IGRF, constituye el campo magnético residual.

Así el campo magnético residual es:

$$CMR = CMT_{correctado} - T_{IGRF} \quad (6)$$

Donde:

CMR Es el valor observado

T_{IGRF} Es el valor del IGRF para la zona de estudio

$CMT_{correctado}$ Es la corrección por variación diurna

3.1.9 Anomalía magnética

Una anomalía magnética se define como la desviación de la magnitud del campo magnético respecto al valor de fondo o predominante en una región.

Las anomalías magnéticas que cubren una gran área reciben el nombre de anomalías regionales, las cuales tienen por lo general un bajo gradiente. En cambio, las que abarcan solamente un área de decenas a miles de metros se le denominan anomalías locales y pueden presentar altos gradientes de campo magnético.

Las rocas sedimentarias son consideradas como rocas no magnéticas, en cambio las rocas metamórficas e ígneas por su gran cantidad de minerales ferromagnéticos producen anomalías muy variadas y complejas, por lo tanto, es importante tomar muestras de rocas del sitio de estudio para tener una correlación correcta con las propiedades magnéticas medidas, y poder tener un modelado magnético adecuado.

3.1.10 Procesamiento de la información magnética

Una vez que se realizan las correcciones necesarias a los datos de la intensidad del campo y omitir el IGRF al campo magnético total, se obtiene el campo magnético residual (CMR, por sus siglas) que es considerado como el primer resultado del levantamiento magnético.

Se aplican filtros digitales al CMR los cuales modifican las anomalías al cambiarles la dirección o enfatizándolas.

Las anomalías magnéticas contienen la suma de los efectos de distintas fuentes (cuerpos someros, intermedios, profundos, fuentes de ruido, etc.) y el proceso de filtrado ayuda a reducir las distorsiones de la información. Existen diversos filtros con distintos objetivos, pero su propósito general es realzar las anomalías de interés, determinar su fuente geológica y la profundidad.

3.1.11 Filtros matemáticos

3.1.11.1 Reducción al polo

Una anomalía será asimétrica si la dirección de los vectores de magnetización y geomagnetización es verticales, esto ocasiona que la ubicación del centro de la anomalía podría estar situado lejos del cuerpo que la ocasiona.

La reducción al polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical como si el campo magnético inducido tuviera una inclinación de 90° . Así, las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Baranov, 1964).

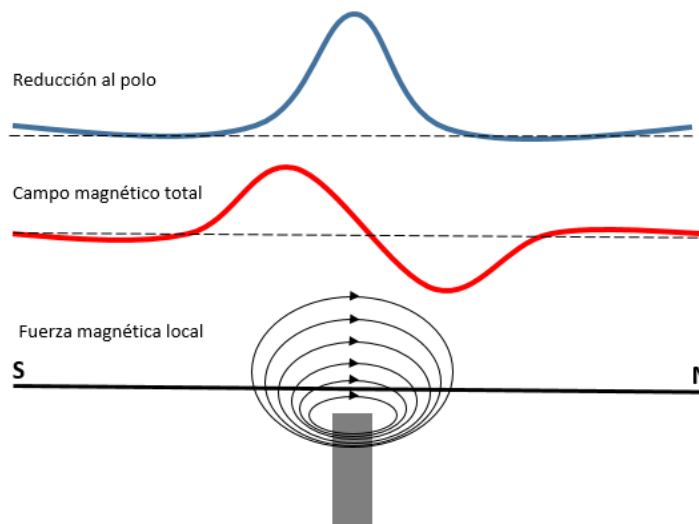


Figura 12. Muestra del campo magnético total (rojo) generado por un cuerpo magnetizado y su transformación con la reducción al polo (azul).

3.1.11.2 Derivada horizontal

En general, los procesos de n derivadas direccionales o de gradientes se enfocan en caracterizar anomalías locales, resaltar las variaciones en las formas de las anomalías magnéticas, se pueden calcular a través de diferencias finitas en el dominio espacial, o por la propiedad de derivación en el dominio del número de

onda. Este filtro es utilizado de manera constante para la detección y delinear contactos litológicos, estructuras, mapeo de falla y estimar profundidades en diversos ambientes geológicos.

El gradiente horizontal en el plano de X o Y tiende a mostrar los valores máximos directamente sobre los bordes de las estructuras, amplifica los rasgos relacionados a contactos de fallas o diques con magnetización contrastante. La primera derivada horizontal representa el gradiente de la pendiente, mientras que al aplicar una segunda derivada ayuda a aproximar los bordes de las fuentes magnéticas.

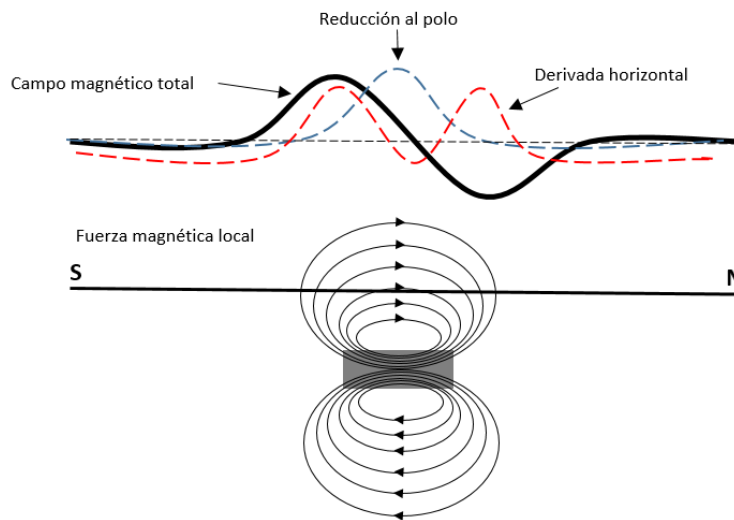


Figura 13. Anomalía magnética generada por una barra imantada con reducción al polo (azul) y el gradiente observado (rojo) a partir de la reducción al polo.

La siguiente formula representa la manera de medir el gradiente horizontal X o Y.

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} f(x, y)\right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} f(x, y)\right]^2} \quad (7)$$

3.1.12 Levantamiento aeromagnético

Un levantamiento aéreo de la intensidad del campo magnético se lleva a cabo mediante un magnetómetro colgado o abordo de una aeronave, normalmente helicóptero o avioneta.

El proceso es similar a un levantamiento terrestre con un magnetómetro de mano, la diferencia es que con el método aéreo se puede abarcar una mayor área en un intervalo de tiempo mucho menor, es utilizado principalmente para un reconocimiento regional del área de estudio.

La adquisición de datos debe seguir una metodología denominada diseño de levantamiento acorde a los objetivos de la prospección. En este diseño se consideran diferentes factores como altitud, dirección de vuelo y espacio entre líneas, entre otros, para que la resolución de la geología, dependiendo de las estructuras de interés y la calidad de los datos que se adquieran, sea aceptable desde el punto de vista interpretativo (González et al., 2013).

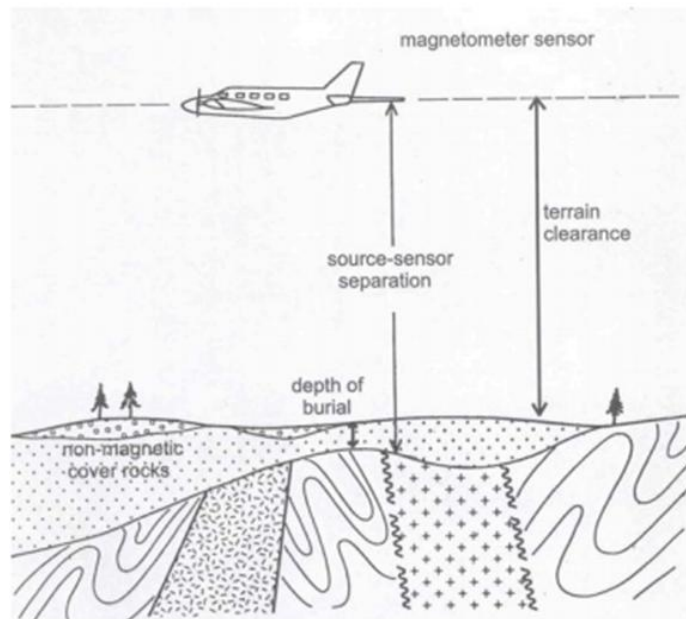


Figura 14. Ilustración de un levantamiento aeromagnético en el cual se puede observar la separación de la superficie al sensor magnético y la profundidad del basamento. Fuente: Reeves, 2005.

3.2 Método geoelectrico

3.2.1 Introducción

Dentro de la geofísica la información que dan los diferentes métodos son muy variados, pero uno de los métodos con mayor eficiencia en la exploración de agua subterránea son los geoelectricos, los cuales se basan en la medición de la distribución de la resistividad o conductividad en el subsuelo mediante equipos especializados en la aplicación, adquisición e interpretación de los campos naturales de la tierra o los campos generados artificialmente. Según Astier (1968), el 80% de las prospecciones geofísicas para hidrología se hacen por métodos eléctricos.

Los métodos eléctricos se clasifican de diferentes maneras, una de las más utilizadas es por la forma en que fluyen las cargas, ya sea por corriente continua o corriente alterna. En la clasificación de corriente continua se encuentran los sondeos eléctricos verticales (SEV's por sus siglas), tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y calicatas o perfilaje eléctrico (PE por sus siglas), los cuales trabajan con un campo generado artificialmente y se mide el contraste de resistividades que generadas por las capas geológicas del subsuelo. El principio del funcionamiento de estos métodos parte de un principio común: a partir de un par de electrodos se inyecta una corriente eléctrica continua y se determina la diferencia de potencial mediante otro par de electrodos. La resistividad de una roca será afectada por la diferencia de potencial y la corriente que fluye por las formaciones geológicas, así como de las distancias entre los electrodos colocados en la superficie.

3.2.2 Corriente eléctrica

Se define como corriente eléctrica a una cantidad de electrones que viajan a través de un conductor generalmente hecho de cobre en un circuito cerrado, lo que genera una diferencia de potencial del polo negativo al positivo, esta diferencia de potencial es creado por una fuente de fuerza electromotriz (FEM), por ejemplo, una batería o pila. La unidad de la diferencia de potencial es el voltaje

(V) nombrado gracias al físico italiano Alessandro Volta quien descubrió que determinadas reacciones químicas podrían producir electricidad, y en 1800 se construyó la primera pila voltaica (una batería eléctrica) que producía una corriente eléctrica constante (Mielli, 1984).

Cuando se trabaja con SEV, TRE y PE, la corriente que se utiliza es directa o también llamada continua, Esto quiere decir que el flujo de electrones es siempre hacia una misma dirección. La unidad de medida en el Sistema Internacional (SI) de la intensidad de corriente es el Amperio.

3.2.3 Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica (contrario de la conductividad) es la propiedad física de los materiales de oponerse al paso de libre de la corriente eléctrica, es decir es la propiedad que caracteriza a cada cuerpo o material. Si el material por donde fluye la corriente ejerce una menor resistencia (mayor conductancia), entonces su resistividad será menor.

Los metales son en sí los mejores conductores de la corriente eléctrica, esto debido a que los electrones de valencia no están tan ligados al átomo y en presencia de una fuerza electromotriz tienen mayor libertad en moverse de átomo a átomo, en contraste con los materiales considerados como aislantes los electrones de valencia están fuertemente ligados al átomo por lo tanto, hay un flujo de electrones nulo (Orellana, 1982).

La resistividad es característica de un material dado, mientras que la resistencia eléctrica depende de la geometría del material que se opone al paso de la corriente eléctrica. Por esto, la resistividad no es más que la resistencia corregida por efecto de geometría del cuerpo por el cual circula la corriente eléctrica. La resistividad tiene como unidad en el sistema SI el Ohm.m, y se le asigna como ρ .

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (8)$$

ρ = resistividad eléctrica (Ohm.m)

R = resistencia eléctrica (Ohm.m)

A = área transversal (m²)

L = longitud del material (m)

3.2.4 Ley de Ohm

La ley de Ohm expresa que la intensidad de corriente (ampere) que circula por un circuito cerrado es directamente proporcional a la diferencia de potencial (volt) entre dos puntos, pero inversamente proporcional a la resistencia (Ohm) del medio al flujo de la corriente.

Se puede expresar con la siguiente fórmula:

$$I = \frac{\Delta V}{R} \quad (9)$$

I = intensidad de corriente (A)

ΔV = diferencia de potencial (V)

R = resistencia (Ohm)

Por lo tanto, si en un medio la resistividad es alta, la intensidad de corriente disminuirá proporcionalmente.

Se puede explicar la resistividad como la relación de proporcionalidad entre la intensidad de la corriente que fluye y la diferencia de potencial establecida en un conductor metálico (Kip, 1967).

3.2.5 Resistividad de las rocas

En la prospección geoelectrica los medios en los que se trabaja (con muy pocas excepciones) son considerados heterogéneos, donde las rocas van a tener distinta naturaleza y geometría. Además de esto, la resistividad del medio va a estar determinada por diferentes factores:

Uno de los factores es el agregado de minerales que contengan, los minerales que forman las rocas son generalmente materiales con resistividades muy altas, por ejemplo, los silicatos como el cuarzo muestran resistividades entre 10^{10} - 10^{14} Ohm.m y son los más abundantes en el planeta, lo que hace que la mayoría de las rocas sean un material resistivo, al menos que la roca contenga minerales metálicos como el oro, plata, cobre lo que hace que baje su resistividad.

Otro factor es la porosidad intergranular de la roca, ya que al haber una mayor porosidad las rocas tienen una mayor capacidad de retención de líquidos. La porosidad es primaria cuando se atribuye a los poros que se forman por el tamaño de las partículas; este tipo de porosidad predomina en las rocas sedimentarias. Otro tipo de porosidad es la secundaria, que se presenta cuando los espacios se forman por la fractura o ruptura de la roca debido a algún proceso tectónico, comúnmente ocurre en rocas metamórficas e ígneas. Es importante mencionar que la porosidad va a ser influenciado por la edad de la roca, ya que al ser más vieja su porosidad disminuye así como por el grado de metamorfismo (Orellana, 1982).

La humedad o contenido de agua presente en un medio altera mucho su resistividad, siendo inversamente proporcional: a mayor humedad menor resistividad. También otro factor y que va de la mano con la humedad y es el contenido de sales disueltas en el agua de los poros de la roca. Al igual que la humedad su relación con la resistividad es inversamente proporcional. Las sales disueltas en agua se disocian en iones y cationes los cuales ayudan a una mayor transferencia de electrones en el medio (Quezada et al., 2008).

La temperatura es otro factor que influye también de manera inversamente proporcional con la resistividad. El aumento de la temperatura en los materiales aumenta la entropía, de tal manera que se facilita la conducción electrónica y con ellos la conductividad. No obstante, este factor tiene un peso importante en mediciones de resistividad eléctrica en laboratorio, no considerándose su efecto en mediciones eléctricas superficiales de medios geológicos.

Tabla 4. Rango de resistividades de rocas, sedimentos y minerales.

Mineral / sedimento	Rango de Resistividad (ohm.m)	Mineral / sedimento	Rango de Resistividad (ohm.m)
Cuarzo	$10^{10} - 10^{14}$	Sulfato de cobre	3×10^{-12}
Calcita	10^{12}	Óxido de hierro	0.1 - 300
Mica	$9 \times 10^2 - 10^{14}$	Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$ (seco)
Biotita	$2 \times 10^2 - 10^6$	Marmol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$ (seco)
Galena	$9 \times 10^{-5} - 10^2$	Arenisca	$1 - 6.4 \times 10^8$
Granito	4.5×10^3 (húmedo) - 1.3×10^6 (seco)	Limos	$50 - 10^7$
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$	Arcillas	1 - 100
Agua subterránea	10 - 100	Grava	100 (húmedo) - 1400 (seco)
Agua de mar	0.2	Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$

Fuente: Torres 2013.

Tabla 5. Resistividad de aguas y rocas.

Aguas y rocas	Resistividad (ohm.m)
Agua de mar	0.2
Agua de acuíferos aluviales	10 - 30
Agua de fuentes	50 - 100
Arenas y gravas secas	1000 - 10000
Arenas y gravas con agua dulce	50 - 500
Arenas y gravas con agua salda	0.5 - 5
Arcillas	2 - 20
Margas	20 - 100
Calizas	300 - 10000
Areniscas arcillosas	50 - 300
Areniscas cuarcitas	300 - 10000
Tobas volcánicas	20 - 100
Lavas	300 - 10000
Esquistos grafitosos	0.5 - 5
Esquistos arcillosos	100 - 1000
Esquistos sanos	300 - 3000
Gneis, granito alterado	100 - 1000
Gneis, granito sanos	1000 - 10000

Modificado de Astier, 1975.

Tabla 6. Comparación de resistividades eléctricas de acuerdo a tipo de roca y edad geológica.

Edad geológica	Arena marina, grawaca, pizarra	Arenas terrestres, argilita, arcosa	Rocas volcánicas como basaltos, riolitas, tobas	Granito, gabro	Caliza, dolomía, anhidrita, sal
Cenozoico	1 – 10	15 – 50	10 -200	500 – 2000	50 – 5000
Mesozoico	5 – 20	25 - 100	20 – 500	500 – 2000	100 – 10,000
Carbonífero	10 – 40	50 – 300	50 -1000	1000 – 5000	200 – 100,000
Paleozoico	40 – 200	100 -500	100 – 2000	1000 – 5000	10,000 – 100,000
Precámbrico	100 - 2000	300 - 5000	200 - 5000	5000 – 20,000	10,000 – 100,000

Fuente: Keller y Frischknecht, 1966.

3.2.6 Resistividad aparente (ρ_a)

Los métodos eléctricos nos muestran como es el comportamiento de la corriente eléctrica inducida en un medio. Esto con el fin de obtener un conocimiento acerca de la resistividad eléctrica de los materiales del subsuelo y así poder diferenciar cuerpos respecto a otros.

El cambio en la resistividad aparente en un medio nos ayuda a diferenciar cambios importantes en la litología del subsuelo.

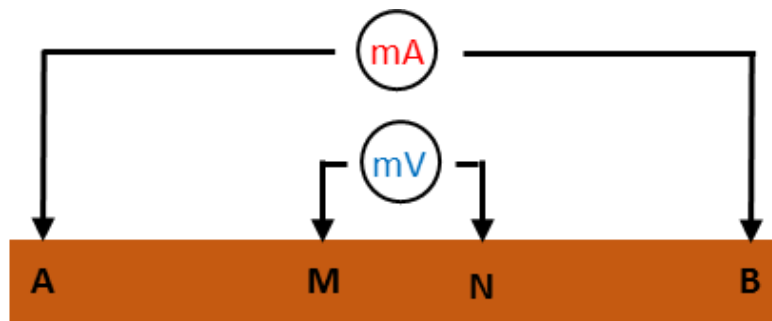


Figura 15. Dispositivo tetraelectrónico

El dispositivo electrónico usado para este trabajo consta de cuatro electrodos. Dos electrodos (A y B) en donde se inyecta corriente a través de un generador y los otros electrodos (M y N) en los cuales se mide la diferencia de potencial creada por los electrodos A y B. (Fig. 15).

Si conocemos las distancias entre los electrodos y si se miden la intensidad de corriente I que pasa por los electrodos A y B y la diferencia de potencial ΔV que se genere en los electrodos M y N, se puede calcular la resistividad aparente ρ_a . En el caso real (medio heterogéneo), la resistividad se denomina aparente, que es un valor característico de las resistividades del subsuelo por donde circula la corriente inyectada. La resistividad aparente se puede definir como la resistividad de un medio homogéneo en el cual, con la misma corriente I , se observaría la misma caída de potencial ΔV que en el medio heterogéneo analizado. De esa forma se tiene la siguiente expresión:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (10)$$

donde K es el coeficiente que depende de la geometría del dispositivo electródico, y tiene dimensiones de longitud. El coeficiente del dispositivo se expresa como:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \quad (11)$$

3.2.7 Dispositivos electródicos

La medición de la resistividad aparente de un suelo depende de la posición geométrica de los electrodos de corriente y de potencial. Los electrodos pueden tener diferentes configuraciones geométricas sobre la superficie. En general, consta de cuatro electrodos; dos que son A y B donde la corriente entra y sale, y dos electrodos M y N los cuales miden la diferencia de potencial generado por la corriente en A y B. Los electrodos A y B van conectados a un generador de corriente con un amperímetro. Y los otros dos electrodos M y N están unidos a un instrumento por ejemplo un voltímetro, capaz de medir la diferencia de potencial entre sí.

En todo dispositivo es importante saber la geometría que se tiene para obtener una resistividad aparente del suelo. La geometría va a ser dada por la distancia entre cada electrodo AB y MN.

Podemos calcular la resistividad aparente ρ_a mediante la siguiente fórmula:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} \quad (12)$$

Simplificando la ecuación por K como un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electródico tenemos la ecuación (10).

Así que si conocemos el coeficiente geométrico K , medimos la intensidad de corriente I y la diferencia de potencial ΔV podremos calcular la resistividad aparente de un medio.

3.2.7.1 Tipos de dispositivos electródicos

Existen diferentes dispositivos electródicos, los cuales son usados para diferentes fines, primero se escoge el centro del dispositivo, el cual será el punto a medir en la vertical, y a partir del centro se colocan a diferentes distancias (dependiendo del dispositivo) los electrodos de corriente y de potencial, para tener un buen estudio del subsuelo los electrodos de corriente y de potencial deben de ser colocados sobre una misma recta.

3.2.7.2 Schlumberger

En el dispositivo Schlumberger, para alcanzar una mayor profundidad en el medio es necesario desplazar los electrodos de corriente AB alejándolos cada vez más del centro de la medición, sin requerir que se muevan los electrodos de potencial MN siempre y cuando el voltaje que se esté generando sea adecuado para una buena lectura de las mediciones. Si el voltaje es demasiado bajo y no se alcanza a inyectar suficiente corriente, es necesario abrir los electrodos de potencial MN para aumentar el valor de voltaje medido. En todo momento, la distancia AB ($2r + a$) debe ser al menos cinco veces la distancia MN (a).

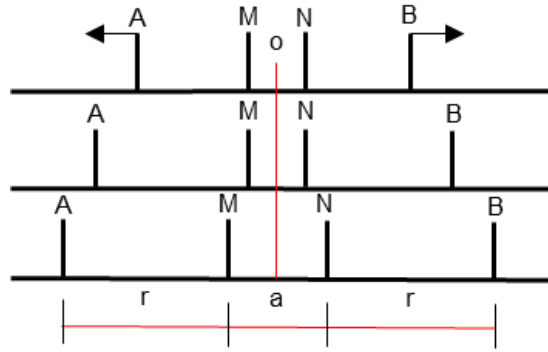


Figura 16. Dispositivo Schlumberger en donde se mantiene el centro fijo y se va aumentando la separación de AB para una mayor profundidad de corriente.

3.2.7.3 Wenner

En este tipo de arreglo los electrodos tanto de potencia como los de corriente tienen la misma distancia de separación (a), por lo tanto si se requiere penetrar más la corriente en el subsuelo se debe de separar más los electrodos de potencia y al mismo tiempo los de corriente dejando la misma distancia de separación entre AM, MN y NB.

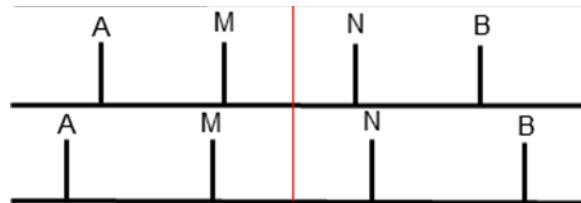


Figura 17. Dispositivo Wenner, los electrodos de corriente y los de potencia se mueven manteniendo la misma distancia entre ellos.

3.2.8 Sondeo eléctrico vertical

Si en un sistema tetraelectrónico como los mostrados en las Figuras 16 y 17, manteniendo invariable la posición del punto central o , aumentamos la distancia entre A y B, entonces la corriente eléctrica profundizará más y el valor de ρ_a tendrá cada vez más la influencia de las capas más profundas, o como lo indica el nombre del método, se estaría realizando un Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), cuya interpretación dará como resultado un modelo 1D, es decir, un modelo de capas

horizontales, paralelas, cada una homogénea e isotrópica, por lo que el único sentido de variación de la resistividad es en la vertical (de ahí su nombre).

Los datos de resistividad aparente de cada SEV se obtienen al alcanzar diferentes profundidades de estudio, en función de las distancias entre electrodos de corriente. Estos datos se representan gráficamente por medio de una curva llamada curva de campo o curva de resistividad aparente, donde los valores de resistividad aparente vs distancia electródica $AB/2$ se grafica de manera bilogarítmica.

La interpretación de curvas de SEV pueden ser cualitativas y cuantitativas, construyendo secciones geoelectricas del subsuelo que son correlacionadas con la geología del subsuelo. También suelen presentarse los resultados en forma de pseudosecciones de resistividad aparente, perfiles de resistividad aparente, mapas, de resistividad aparente a una profundidad dada (Del Valle, 1987).

El método de SEV es recomendable para la detección de fronteras geoelectricas horizontales o cercana a la horizontal. Las aplicaciones más demandantes del método SEV son para estudios tectónicos, para la prospección petrolera, determinación de formaciones permeables o impermeables, para estudios hidrológicos, delimitar zonas o plumas de contaminación en acuíferos, estudio y delimitación de cuencas, trabajos para ingeniería civil por ejemplo caracterizar la estructura del subsuelo.

3.2.9 Profundidad de investigación

En un medio homogéneo, la profundidad de investigación va estar determinada por la abertura de $AB/2$, manteniendo un punto central fijo, a mayor distancia, la penetración de la corriente eléctrica va a ser mayor, pero como la tierra es un medio donde el subsuelo cuenta con mucha heterogeneidad, la profundidad va a ser determinada por la propiedad eléctrica de los cuerpos y unidades litológicas presentes tanto verticalmente como horizontalmente. Un ejemplo de esto es que un horizonte de gran conductividad, las líneas de corrientes no se propagaran más allá de ese medio.

Para tener una idea de la profundidad alcanzada en un medio homogéneo, Roy y Apparao en 1971 definen la profundidad característica como aquella capa delgada horizontal paralela a la superficie que contiene la mayor señal de resistividad total medida en la superficie del terreno. También indican que el alcance de la señal es determinado por la abertura de los electrodos de corriente y medidores del potencial. Para diferentes tipos de configuraciones en un suelo homogéneo, los autores muestran los valores para determinar la profundidad absoluta en la tabla 7, en donde L es la distancia entre los electrodos extremos de corriente, es decir la distancia de AB/2. Otro nombre introducido para la profundidad, es la profundidad de investigación efectiva, la cual Edwards, 1977 y Baker, 1989, proponen los valores para los diferentes configuraciones Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo en la Tabla 7, considerándolos como de mejor efectividad sobre la utilizada por Roy y Apparao, 1971.

La configuración Schlumberger ofrece ventajas prácticas respecto a Wenner o Dipolo-Dipolo, debido a su alta productividad.

Tabla 7. Valores para determinar la profundidad de investigación en un medio homogéneo por Baker, 1989 y Roy y Apparao, 1971.

Configuración	Baker	Roy y Apparao	Promedio
Wenner	0.11L	0.17L	0.14L
Schlumberger	0.125L	0.19L	0.157L
Dipolo-Dipolo	-	0.195L	0.195L
Polo-Polo	0.35L		0.35L

Existen casos en que la penetración de corriente de un SEV no logre crecer con la separación de los electrodos AB. Esto ocurre cuando en un punto en la profundidad existe una capa extremadamente conductora, en este caso, la corriente se quedará en dicha capa sin lograr pasar por debajo de ella, a pesar de aumentar la distancia entre AB.

3.2.10 Tipos de curvas

Como se mencionó anteriormente, para tener una interpretación cuantitativa del medio es necesario de una curva de resistividad aparente. Esta curva está en función logarítmica a la distancia de los electrodos de corriente. Para que la curva de resistividad aparente es interpretada tomando en cuenta la existencia de un medio compuesto por estratos horizontales y homogéneos.

Con las especificación de los espesores y las resistividades de cada capa estratificada ρ_n , se obtiene lo que es un corte geoelectrico, este corte consta de n capas que necesita de n resistividades y n-1 profundidades (la última capa siempre tiene un espesor infinito).

Los cortes geoelectricos se pueden clasificar dependiendo del número de capas ρ_n por las que está formada, en el caso de cortes con solamente dos capas solo puede existir dos combinaciones $\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$, y no presentan nomenclatura.

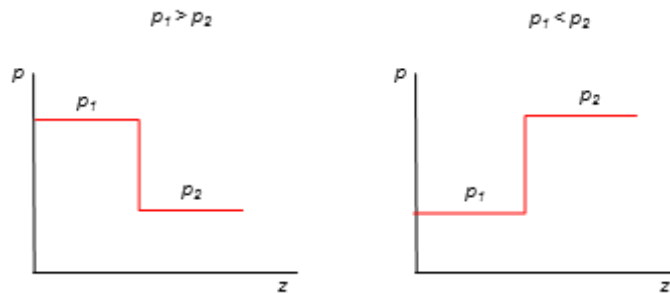


Figura 18 Corte geoelectrico de dos capas.

Para cortes geoelectricos de tres o más capas existe un sistema de notación para poder diferenciarlos, la notación es a base de tres capas de las cuales se puedes hacer cuatro combinaciones y se representan con las letras latinas H, K, Q, A. Ver Figura 19.

Tipo H: Indica una capa conductora en medio de dos capas más resistivas $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$.

Tipo K: Indica una capa más resistiva en medio de dos capas conductoras $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.

Tipo Q: La resistividad del corte va a disminuir con la profundidad $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

Tipo A: La resistividad del corte va a aumentar con la profundidad $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

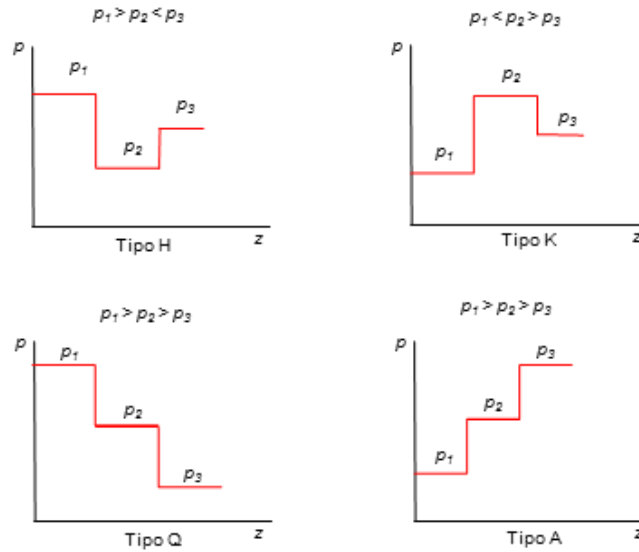


Figura 19. Corte geoelectrico para tres capas H, K, Q, A.

Los cortes de cuatro o más capas se simbolizan siguiendo el mismo patrón, las primeras tres capas se le asignan su respectiva letra y luego a partir de la segunda capa se agrupan tres capas más y se asigna la letra correspondiente, así que, si el corte presenta cuatro capas con resistividades $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ el tipo de corte geoelectrico será una HK, por lo tanto, cada vez que exista una capa más, las resistividades se descompondrán en intervalos de 3 en 3. En la Figura 20 se observa un ejemplo de un corte geoelectrico compuesto por 4 capas indicando al tipo de corte al que pertenece, según la notación previamente explicada.

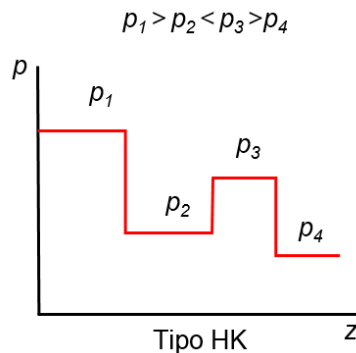


Figura 20. Corte geoelectrico de 4 capas y el tipo de nomenclatura que corresponde.

3.2.11 Interpretación de las curvas de resistividad aparente

La curva de resistividad aparente medida de un punto medio de un SEV representa la variación geoelectrica de la zona de estudio. Se debe de analizar cuantitativamente primero el número de resistividades y el tipo de corte con la nomenclatura. Con el método de inversión (el cual se puede lograr con softwares especializados en interpretación de SEV) se obtiene el corte geoelectrico de la curva de resistividad de cada SEV. El siguiente paso es convertir el corte geoelectrico al corte geológico. Para tener una interpretación más confiable es importante tener conocimiento de la geología de la región, porque un valor de resistividad puede ser debido a diferentes tipos de rocas. Ver Figura 21.

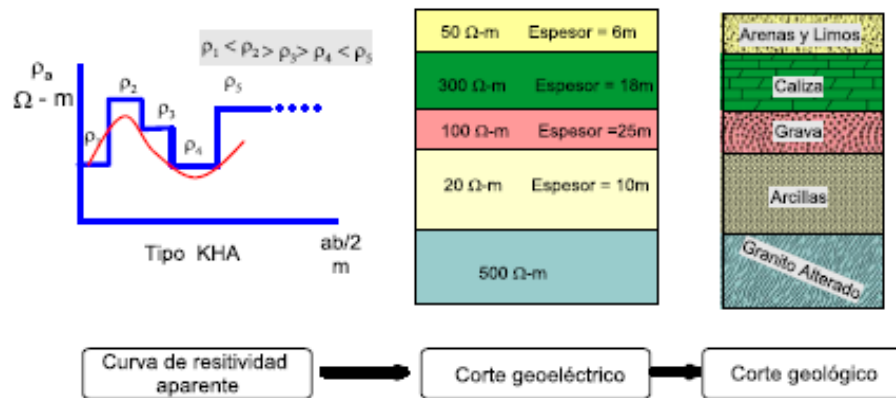


Figura 21. Método para interpretar las curvas de resistividad aparente. Fuente: Torres, 2013.

3.3 Tomografía de resistividad eléctrica

La Tierra se considerada como un cuerpo, un sistema físico, en donde se puede medir sus propiedades. Las propiedades eléctricas del subsuelo son altamente influenciadas por la porosidad del medio, nivel de saturación y contenido de sales en los poros, por este motivo la técnica de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es de gran utilidad para la medición con alta resolución y entregar información de profundidad, continuidad lateral y espesor del medio.

El levantamiento se realiza a lo largo de una línea recta, y por medio de una configuración multielectrónico se inyecta una corriente controlada o continua. Se

mide la respuesta del medio al paso de la corriente eléctrica, dando como resultado datos de resistividad aparente ρ_a .

Con la información obtenida de resistividad aparente a través del levantamiento eléctrico se obtiene una pseudosección 2D de resistividad, esto muestra una primera aproximación en los cambios en el subsuelo, posteriormente los datos de ρ_a son transformadas a valores de resistividad real utilizando un algoritmo de inversión. En la tabla 3 se muestran ejemplos de resistividades características de rocas.

El objetivo principal de la tomografía es la obtención de una sección distancia-profundidad de las resistividades reales del subsuelo, que permite tener una visión física y geológica del medio, por ejemplo, diferenciar unidades litológicas, determinar aspectos estructurales y geomorfológicos en el subsuelo.

La aplicación de esta técnica es de gran ayuda en el ámbito de exploración de agua y caracterización geológica del subsuelo, pero una limitante de la tomografía es la distancia en profundidad que se alcanza, ya que, la longitud de separación de los electrodos no debe ser muy amplia por la disminución del voltaje, así que para estudios de profundidad mayores a 45 m no es muy recomendable su utilización.

3.3.1 Configuraciones electródicas lineales

La medición de la diferencia de potencial ΔV del medio se hace a través de una configuración multielectródica, el cual consta de dos electrodos (AB) por donde se inyecta una corriente continua (I) y dos electrodos llamados de “potencial” (MN) por los cuales se mide el cambio de potencial del campo eléctrico creado por los electrodos de corriente. Existen diferentes configuraciones de los electrodos los cuales pueden tener una posición en el plano superficial, ya sea lineal, simétricos, asimétricos y ecuatoriales.

La configuración a utilizar depende de la profundidad de estudio, sensibilidad del equipo, ruido ambiental y estructuras a estudiar. Las principales configuraciones utilizadas en la tomografía se describen a continuación.

3.3.1.1 Wenner

Los cuatro electrodos AMNB están colocados en línea recta a una distancia de separación igual entre ellos, cuando se requiera profundizar la medición, los cuatro electrodos deben separarse más, pero manteniendo la misma distancia entre ellos.

Tiene un gran aporte para la localización de estructuras horizontales, para cuerpos delgados verticales, también cuentan con una mayor resolución lateral, por lo contrario, en profundidad se encuentra limitado por la disminución de la señal al incrementar el espaciado de los electrodos, es por eso que las mediciones utilizando esta configuración son más sensibles a los cambios verticales que a los horizontales.

El factor geométrico es:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (13)$$

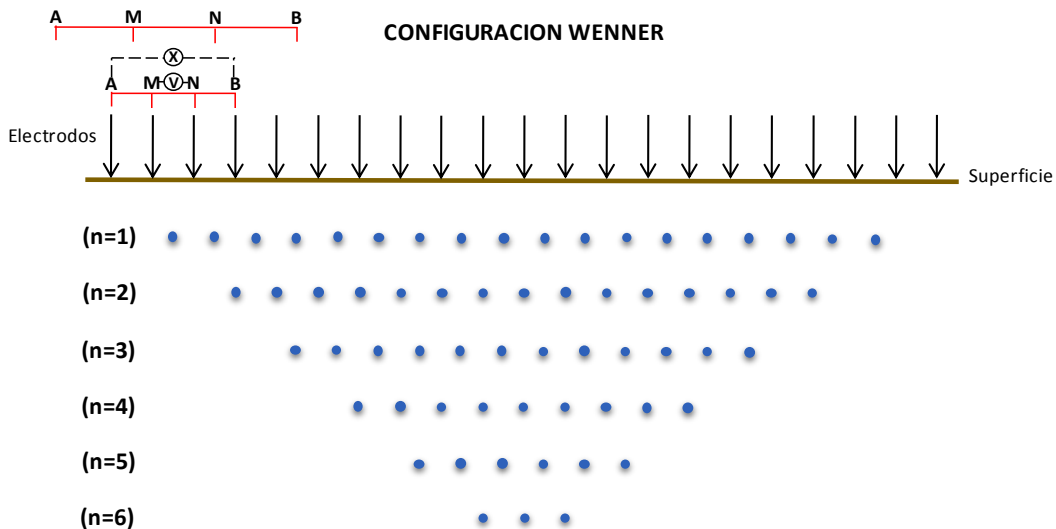


Figura 22. Esquema de la configuración multielectrodo Wenner. Modificado de Solana, 2014.

3.3.1.2 Wenner-Schlumberger

La posición de los electrodos para la adquisición de datos es una variante donde se unen la configuración Wenner y Schlumberger. El funcionamiento en un principio es similar al anterior explicado, donde los cuatro electrodos se ubican equidistantes entre ellos, pero al hacer una segunda medición en el mismo centro, los únicos electrodos que se mueven son los de corriente AB, con una separación entre A y B de al menos 5 veces mayor que MN.

La resolución tanto lateral y en profundidad es buena, siendo la profundidad de estudio mayor que la alcanzada por Wenner.

La ecuación de ρ_a es:

$$\rho_a = \pi n(n + 1)a \frac{\Delta V}{I} \quad (14)$$

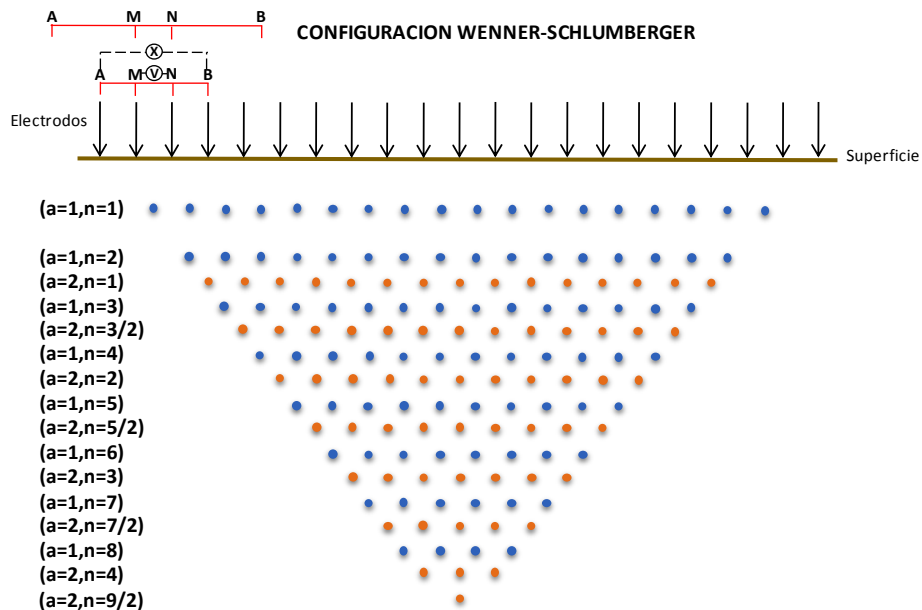


Figura 23. Esquema de la configuración multielectrodo Wenner-Schlumberger. Modificado de Solana, 2014.

3.3.1.3 Dipolo-Dipolo

En esta configuración los electrodos colocados en una línea recta se colocan en forma ABMN, en un principio se encuentran a una distancia equidistante “a”, pero incrementa n x a en AB y MN. Es altamente sensible a los cambios de resistividad horizontales, lo que quiere decir que es ideal para la exploración de estructuras en forma vertical como diques y cavidades geológicas.

Comparado con Wenner, el Dipolo-Dipolo tiene un menor alcance en profundidad, pero una mayor resolución lateral, una desventaja es la baja intensidad en la señal en valores altos. La profundidad media del levantamiento dependerá de la separación a y el factor n.

Para medir la resistividad aparente se utiliza la siguiente expresión:

$$\rho_a = \pi n(n + 1)(n + 2)a \frac{\Delta V}{I} \quad (15)$$

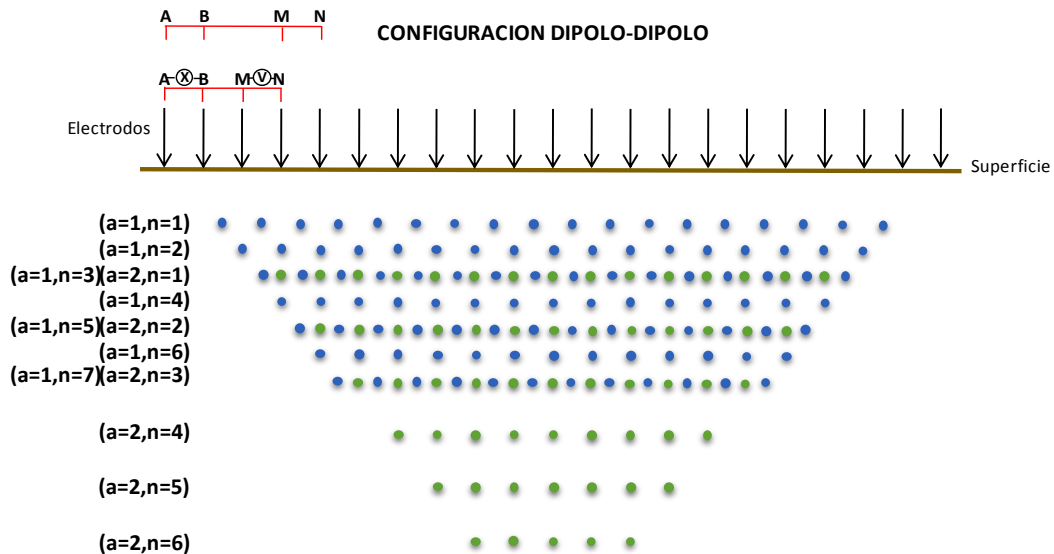


Figura 24. Esquema de la configuración multielectrodica Dipolo-Dipolo. Modificado de Solana, 2014.

La profundidad del estudio alcanzada dependerá principalmente de las características de las rocas en el subsuelo, por ejemplo, porosidad y contenido de sales, cantidad de agua contenida en los poros, temperatura y textura de las rocas. También otro factor es el tipo de configuración multielectrónica utilizado, la teoría dice que a mayor abertura de los electrodos de corriente, mayor será la penetración en el suelo, cabe recordar que la técnica de TRE no es de gran aporte para estudios de profundidades mayores a 45 m.

3.3.2 Adquisición de datos

El primer paso es seleccionar la configuración electroda a utilizar, después se colocan los electrodos en línea recta intentando que el terreno sea lo más plano posible, se conectan cada electrodo al equipo correspondiente. En el equipo se configura la geometría de los electrodos para después inyectar la corriente al subsuelo y se registre la diferencia de potencial. El equipo resuelve la configuración con los valores medidos y entrega la resistividad aparente.

El levantamiento se puede realizar de manera manual o automática, siendo este último el modo el más común en los estudios de TRE. De modo automático, la cantidad de electrodos necesarios se conectan a un cable multiconductor que a su vez se conecta al equipo. Posteriormente, se registran todas las medidas programadas. Por medio de un conmutador el equipo selecciona automáticamente los electrodos de medición y de corriente. El proceso tardará dependiendo del número de mediciones programadas. Aunque el trabajo realizado y el tiempo invertido es menor de manera automática, el modo manual permite diseñar de manera más específica la profundidad de estudio deseada.

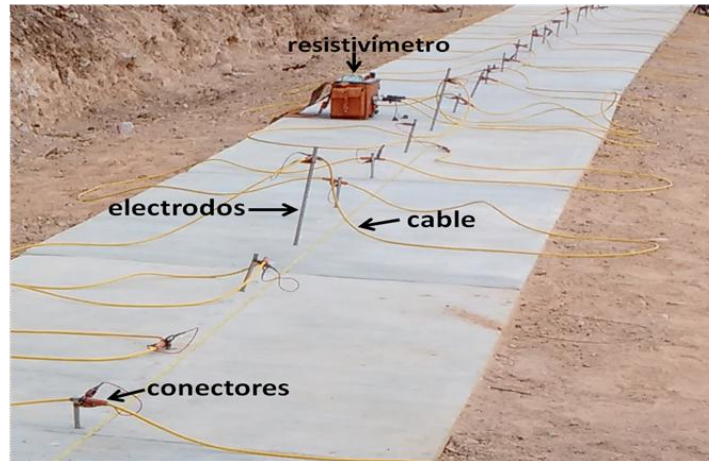


Figura 25. Equipo utilizado para el levantamiento de TRE.

3.3.3 Inversión de datos de resistividad aparente

Como se mencionó anteriormente, el objetivo de TRE es la obtención de un modelo 2D de las resistividades reales a partir de una pseudo-sección de resistividades aparentes del medio. Para obtener el resultado final es necesario de un programa donde se pueda hacer una inversión de los datos de resistividad aparente.

Para el análisis cuantitativo de la información obtenida del campo se aplican los métodos de inversión, estos métodos se basan en la resolución del problema directo y el problema inverso. La resolución del problema directo para un modelo es más confiable que el indirecto, ya que este método directo parte de la información geológica y física del medio conocida, a partir de la distribución de los parámetros de resistividades del subsuelo se calculan las resistividades aparentes en superficie, es posible comparar los valores de campo con modelos conocidos y verificar cuantitativamente si los valores son similares al modelo propuesto (Díaz, 2010).

Los métodos geoelectricos, como cualquier método de exploración geofísica, requiere para el modelado del subsuelo la solución de dos tareas: directa e inversa. La solución de la tarea directa consiste en proponer un modelo, en este caso geoelectrico, del medio geológico estudiado, lo que a su vez resulta en una

respuesta de resistividad en superficie. Esta respuesta es comparada con los valores medidos en campo y, en la búsqueda del ajuste entre ambas se proponen nuevos modelos hasta que el ajuste sea suficientemente bueno como para elegir el modelo resultante, lo que constituye la solución de la tarea inversa. Este modelo resultante puede ser retroalimentado de acuerdo a toda la información geofísica y geológica existente del sitio en cuestión.

La inversión de los datos teóricamente es una organización de un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas, con la finalidad de atribuir mediciones de parámetros observados a las propiedades reales de un modelo o sistema.

3.3.4 Problema inverso

Con la resolución del problema inverso se obtiene la distribución de las resistividades reales del subsuelo a partir de mediciones en superficie. Para medir la distribución de las resistividades reales se utiliza un modelo idealizado en donde se visualiza el subsuelo en una serie de primas bidimensionales (bloques) contiguos llamados “dominios” (Loke y Barker, 1996).

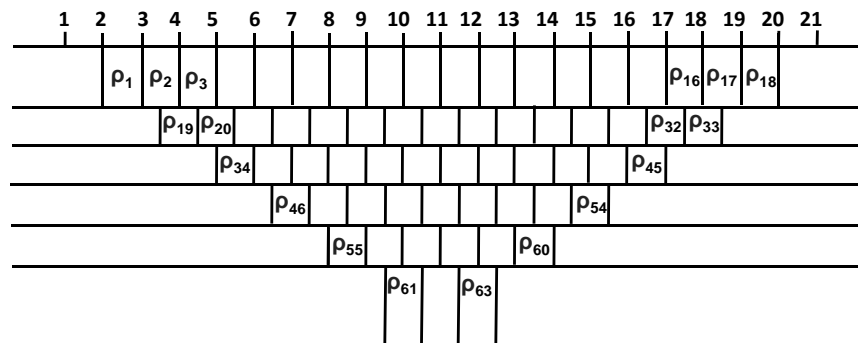


Figura 26. Modelo de bloques para la medición de la distribución de las resistividades reales.

Fuente Loke y Barker, 1996.

La cantidad de bloques es directamente proporcional al número de datos de resistividades aparentes de la pseudosección, para las diferentes configuraciones de electrodos la profundidad media del estudio sustituye a las profundidades en los centros del interior de los bloques (Edwards, 1977). Esta técnica de inversión

se basa en un proceso iterativo con el que se pueda lograr una aproximación convencional de las resistividades de los bloques.

Gracias al logaritmo logrado por Loke y Baker en, 1996, se puede calcular la imagen de resistividad, este logaritmo está basado en el método de mínimos cuadrados y la expresión es la siguiente:

$$\frac{\partial U(\vec{r})}{\delta \rho_i} = \sum_{i=1}^L U_i(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{v_i} \left\{ \frac{x'(x'-a)-y'^2-z'}{[x'^2+y'^2+z'^2]^{3/2}[(x-x')^2+y'^2+z'^2]^2} \right\} dV_i \quad (16)$$

La ecuación 23 es útil para contrastes mínimos de resistividades en celdas contiguas, donde x' , y' , z' son las coordenadas dentro del bloque, L es el número de bloques y dV_i es el número de cada dominio.

Debido a que los valores de resistividad puedan ser erróneos o tener ambigüedad en las mediciones, el modelo obtenido no se puede tomar como una imagen sin error, sino que tiene que quedar en un rango de imprecisión llamado "error cuadrático medio" (RMS). La diferencia de los parámetros medidos con el modelo adecuado y los parámetros obtenidos del campo genera el desajuste del modelo.

El error cuadrático medio se puede calcular con la siguiente fórmula:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{q_i - y_i}{y_i} \right)^2}{N}} \times 100\% \quad (17)$$

En la ecuación, N es el número total de mediciones, y son los datos medidos y q son los datos idealizados.

El valor de RMS es debido a la cantidad de valores erróneos y cada cuanto estos se presenten. Con la cantidad de iteraciones (entre 5 a 10), el valor de RMS se puede reducir, para que el modelo sea confiable el error debe ser menor al 10%, si es mayor se puede perder información real del subsuelo (Geosciences Inc, 2009).

Factores que aumentan el error RMS son:

- Ruido en los datos
- Error en el modelo numérico
- Modelado de objetos 3D en un programa de modelado 2D
- Configuración insuficiente de la inversión

3.3.5 Modelo bidimensional de resistividad

El modelo resultante después de la inversión es una imagen con los parámetros reales de resistividad, así como de profundidad verdadera, el cual es un acercamiento a la sección real del subsuelo. El software que se utiliza especializado en la inversión de valores es el Res2Dinv, el cual arroja como resultados dos pseudosecciones y el modelo final de resistividades reales, los dos primeros son las resistividades medidas en el campo y las resistividades calculadas por el software. El modelo final se representa con una distribución de colores que reflejan los valores de mínimos a máximos de resistividad, de azul a rojo respectivamente.

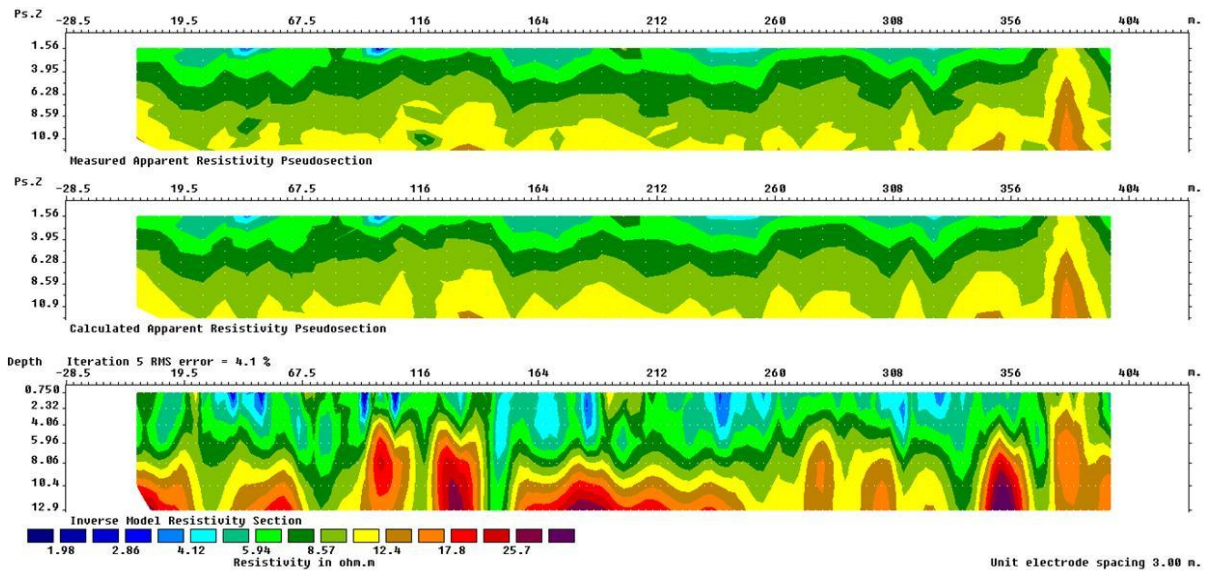


Figura 27. Ejemplo de pseudosecciones y modelo real provenientes de la inversión de los datos de resistividad aparente.

3.4 Polarización inducida (PI)

Al inyectar una corriente eléctrica al subsuelo el voltaje tiende a crecer y en un momento llega a estabilizarse (saturación), pero al detener el flujo de la corriente el voltaje no desciende inmediatamente a cero, si no que en un intervalo de tiempo el voltaje va disminuyendo gradualmente comúnmente en el orden de milisegundos, dependiendo del material por donde viaje la corriente, a esto se denomina como polarización inducida o PI (Telford et al., 1990).

Unos de los métodos de prospección geoelectrica es el método de polarización inducida (PI). Por lo tanto, el método PI se basa en cargar un cuerpo eléctricamente con una corriente inyectada al subsuelo, después de interrumpir la corriente, mientras que la cargabilidad de la roca es medida en el intervalo de tiempo en que se descarga lentamente. La tierra actúa como un condensador el cual carga y descarga corriente eléctrica.

La polarización es debida por una oposición por parte del voltaje generado de cargas eléctricas presentes en depósitos de otros materiales al flujo de corriente creado por los movimientos de los iones en los electrolitos que se encuentra en los poros de las rocas, cuando una corriente fluye a través de materiales sin minerales metálicos el potencial es relacionado solamente por la resistencia de las rocas presentes. Experimentos indican que la PI es originada por procesos electroquímicos dependiendo principalmente del potencial espontaneo de la roca.

La PI puede generarse a partir de dos maneras: por polarización de membrana o electrolítica y por polarización de electrodo o de sobretensión (Seigel, 1959).

3.4.1 Polarización de membrana

Cuando no hay existencia de minerales en una roca la conducción electrolítica es la forma más común en la estructura de la roca.

En la mayoría de los minerales formadores de roca, presentan una carga neta negativa en sus superficies en contacto con el fluido contenido en los poros de la

roca, por lo tanto atraen los iones positivos a la superficie y repelan a los iones negativos.

Aplicando un potencial constante en la roca, los iones positivos se desplazan a un extremo impidiendo el flujo de la corriente y al interrumpir esta, los iones se redistribuyen a su posición original en un intervalo de tiempo, generando una tensión decreciente.

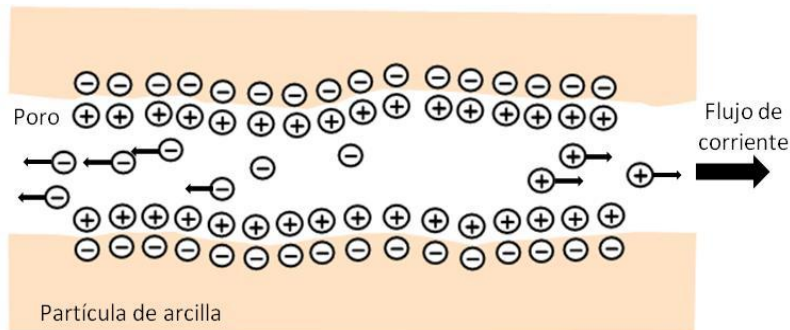


Figura 28. Esquema de polarización de membrana en arcilla.

Este tipo de polarización es característico de las partículas de arcillas, debido a sus pequeños poros, variando según el tipo de arcilla. Generalmente los valores máximos de PI se encuentran en rocas con una matriz de minerales arcillosos donde la salinidad del electrolito es baja. Cuando se presenta una salinidad alta en el fluido, la polaridad de membrana disminuye (Del Valle, 1987).

3.4.2 Polarización de electrodo

Cuando en una roca se presentan minerales metálicos ocurre la polarización de electrodo o de sobretensión, en la cual la corriente eléctrica es mixta tanto electrolítica como electrónica.

Al aplicarse una corriente los iones se desplazan a cada lado del grano, comenzando un intercambio de electrones liberados del metal y los de la solución, de cada lado de la roca porosa se produce una acumulación de iones negativos y positivos, generándose un efecto electrolítico al fluir la corriente. Cuando la tensión externa causante de la acumulación de los iones desaparece, el voltaje residual

decrece gradualmente desplazando a los iones a su posición de origen, quedando un estado de equilibrio.

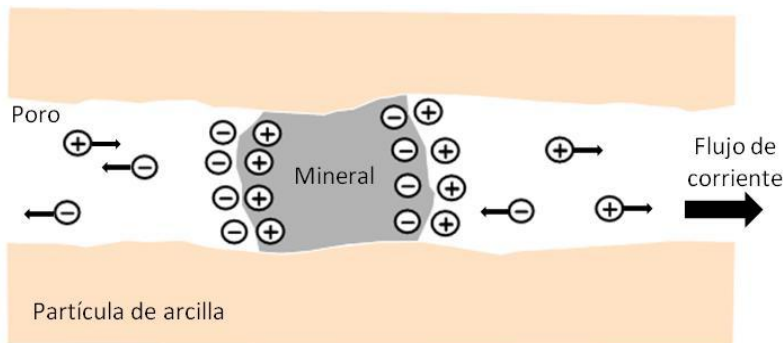


Figura 29. Esquema del fenómeno de polarización de electrodo.

La caída de la polarización varía dependiendo de la magnitud del voltaje inducido, el fluido presente en la roca y de la concentración de minerales conductores. Todos los minerales con comportamiento de conductores eléctricos (por ejemplo sulfuros y óxidos metálicos) contribuyen a una sobretensión en la PI, y al aumentar más la porosidad de una roca el efecto de PI disminuirá más (Parasnis, 1973).

3.4.3 Medición de PI en el dominio del tiempo

La medición de PI en el dominio del tiempo también llamado como “transitoria de impulso”, se realizan en manera de calicatas con abertura de los electrodos dependiendo de la profundidad de interés, las configuraciones electródicas más comunes son Wenner, Wenner-Schlumberger, Schlumberger y dipolo-dipolo. El PI transitoria de impulso consiste básicamente en:

Medir la polaribilidad, la cual es el cociente entre la tensión residual V_x durante el tiempo x , al instante determinado del corte de la corriente (milivoltios) y la tensión estabilizada después de que fluye la corriente V_y (voltios), dando como resultado en % o milivoltios.

Se expresa de la siguiente manera:

$$M = \frac{1}{V_y} \int_{t_i}^{t_f} V_x dt \quad (18)$$

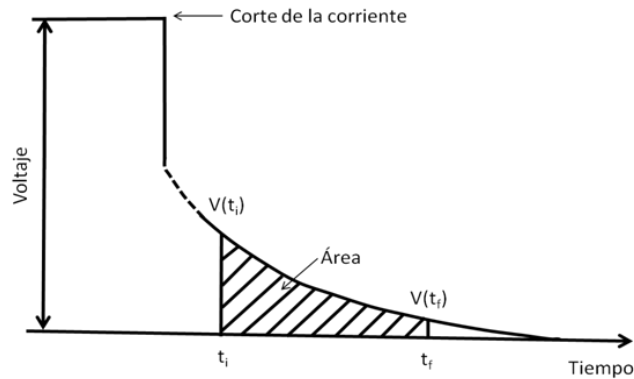


Figura 30. Medición de la PI en el dominio del tiempo.

El ruido es común en este tipo de levantamiento y son provocados por el potencial espontaneo de material metálico alrededor, corrientes telúricas, fugas de corrientes debido al mal estado de los cables conectores, por lo tanto, debe de tenerse el cuidado necesario para evitar este tipo de señal de fondo no requerida y en el procesado de la información es mejor descartarlo.

3.5 Parámetros físico-químicos del agua

Los análisis físico-químicos del agua pueden proporcionar información sobre la calidad del agua para diferentes usos. La composición química del agua puede ser alterada por factores de origen natural o antropogénico. Dichas alteraciones podrían ser de una magnitud tal, que el agua rebase los límites máximos permisibles de diferentes parámetros que se utilizan para medir la calidad de la misma en función de efectos naturales y/o por el impacto de los humanos, esto tiene diferentes vías, de las cuales destacan los vertidos de aguas residuales urbanas e industriales a cuerpos de agua, desecho de manipulación de metales y el uso de fertilizantes y pesticidas (Vilchez, 2005). Es por eso que es importante un análisis sin importar el origen del agua. Los parámetros físico-químicos que se utilizaron en el estudio fueron la conductividad eléctrica, contenido de sales, y presencia de elementos trazas.

3.5.1 Elementos trazas

Por su naturaleza algunos elementos trazas se encuentran en bajas concentraciones en el medio ambiente, son esenciales para el correcto funcionamiento bioquímico y fisiológico de los organismos, por ejemplo el cobre, hierro y zinc forman parte de enzimas y proteínas (Kalantar-Zadeh, 2010). Los principales elementos trazas presentes en el agua son el sodio, potasio, calcio, magnesio, hierro, manganeso, nitrógeno, fósforo. Una concentración alta de estos elementos en el agua constituye un serio problema de toxicidad en los seres vivos (Michel, 2002).

El término de elementos trazas se puede definir como aquellos elementos que se pueden encontrar en bajas concentraciones en el agua o suelo. En las actividades agrícolas, se puede producir un incremento de la concentración de estos elementos debido al riego de agua residual y la aplicación de fertilizantes inorgánicos y estiércol (CDEM AMBIENTE, 1999).

Los elementos por su función biológica se pueden dividir en oligoelementos (con una función biológica conocida) y los elementos que no presentan una función

biológica. Los primeros son aquellos metales que, aunque son necesarios para el funcionamiento correcto del organismos, en cantidades no permisibles son nocivos para la salud, los principales son As, B, Co, Cr, Cu, Mo, Mn, Ni, Se y Zn, los metales del segundo término son aquellos que en concentraciones aun bajas son muy tóxicos para los seres vivos, ejemplo de ellos son Cd, Hg, Pb, Ni, Sb, Bi (Chávez, 2011).

Para evaluar la calidad de agua para el uso agrícola, se utilizan las normas nacionales mexicanas que presentan los límites máximos permisibles de cada elemento que el agua debe de tener. Las principales normas y leyes para uso agrícola son:

NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-001-SEMARNAT-1996, que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales, y la Ley Federal de Derechos Disposiciones Aplicables en Materia de Aguas Nacionales 2016 (CONAGUA, 2016, ver Tabla 8).

En este estudio, los análisis químicos realizados a muestras de agua colectadas en norias, pozos, así como río y canal, estarán encaminados a la detección posible de elementos trazas de metales pesados.

3.5.1.1 Planta tratadora de agua residual Tanque Tenorio (PTAR Tanque Tenorio)

El tratamiento de aguas residuales, es un sistema para remover los contaminantes del agua. Al remover los contaminantes del agua, esta queda libre de muchas bacterias y de productos químicos.

El Tanque Tenorio se ubica al oriente de la Ciudad de San Luis Potosí. Originalmente era una depresión natural donde se formaba un cuerpo de agua intermitente; a partir de los años 70 se comenzó a usar para descargar aguas residuales municipales en forma continua. Ocupa una superficie de 209 hectáreas y se estima que por origen industrial de las aguas residuales que son vertidas en

la depresión natural éstas deben tener altos índices de contaminación por metales pesados, aceites y solventes entre otros contaminantes (INTERAPAS, 2011).

Tabla 8. Lineamientos de la calidad del agua para uso agrícola. **1:** Fuente de abastecimiento para uso público urbano. **2:** Riego agrícola. Fuente: CONAGUA, 2016.

Unidades en mg/l si no se indican otras	1	2
Parámetros Inorgánicos		
Alcalinidad (como CaCO ₃)	400.0	-
Aluminio	0.02	5.0
Antimonio	0.1	0.1
Arsénico	0.05	0.1
Asbestos (Fibras/L)	3000	-
Bario	1.0	-
Berilio	0.005	0.5
Boro	1.0	0.7 (II)
Cadmio	0.01	0.01
Cianuro (como CN ⁻)	0.02	0.02
Cloruros (como Cl ⁻)	250	150
Cobre	1.0	0.20
Cromo Total	0.05	0.1
Fierro	0.3	5.0
Fluoruros (como F ⁻)	1.4	1.0
Fósforo Total	0.1	-
Manganeso	0.05	0.2
Mercurio	0.001	-
Níquel	0.01	0.2
Nitratos (NO ₃ ⁻ como N)	5.0	-
Nitritos (NO ₂ ⁻ como N)	0.05	-
Nitrógeno Amoniacal (como N)	-	-
Oxígeno Disuelto	4.0	-
Plata	0.001	-
Plomo	0.05	0.5
Selenio (como Selenato)	0.01	0.02
Sulfatos (como SO ₄ ²⁻)	250	250
Sulfuros (como H ₂ S)	0.2	-
Talio	0.01	-
Zinc	5.0	2.0

Actualmente en este sitio está la planta de tratamiento de agua residual, la cual tiene el mismo nombre Tanque Tenorio. En esta planta de tratamiento se aplica cierto procedimiento complejo que consta varios niveles: pre-tratamiento, tratamiento primario, secundario, avanzado y varios tratamientos especiales que se pueden utilizar después de todos estos (INTERAPAS, 2014).

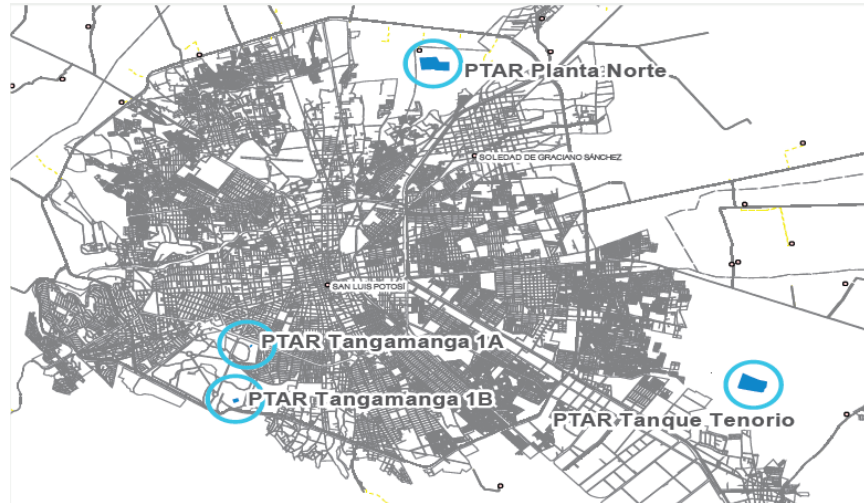


Figura 31. Ubicación de las plantas tratadoras de agua residual de los Municipios de San Luis Potosí, Cerro de San Pedro y Soledad de Graciano Sánchez, S.L.P. Fuente: INTERAPAS, 2014.

1.- Pre-tratamiento:

Es la primera etapa de descontaminación. En esta fase se remueven los sólidos presentes en el agua residual a través de rejillas y desarenadores.

2.- Tratamiento Primario:

Este procedimiento se realiza en tanques de sedimentación para remover parte de los contaminantes y retirarlos como lodo en el fondo de los tanques.

3.- Tratamiento Secundario:

En esta etapa las bacterias benéficas se emplean intencionalmente para tratar otros contaminantes que no fueron removidos en el tratamiento primario.

4.- Tratamiento Avanzado:

En los tratamientos anteriores se logra eliminar un 85% de los contaminantes del agua residual, quedando por eliminar los nutrientes que favorecen al crecimiento de la flora acuática, como el fosforo y el amoníaco que provienen del escurrimiento agrícola, desechos humanos y del uso de detergentes. Estos se eliminan mediante:

Filtración: a través de materiales granulares de diversos tipos y tamaños como arena fina y carbón.

Desinfección: etapa final en la que se utilizan productos químicos como el cloro, además de la luz solar que desinfecta el agua de manera natural, por lo que se utilizan luces especiales que emiten rayos ultravioletas.

Después de estos cuatro procedimientos el agua está lista para su reuso en diversas actividades sin causar daños.

El manejo de la planta tanque Tenorio incluye:

- Tratamiento Primario Avanzado=1,050 Ips (Proceso Físico-Químico)
- Tratamiento Secundario Avanzado= 450 Ips. (Proceso Biológico, Físico-Químico)

Como resultado el agua tratada tiene el siguiente uso:

- 450 Ips. De uso Industrial para enfriamiento de las torres de la Termoeléctrica de la Comisión Federal de Electricidad, ubicada en Villa de Reyes, S.L.P.
- 600 Ips. Riego Agrícola.

Equipamiento de PTAR Tanque Tenorio:

1.- La Ingeniería, equipamiento, construcción y operación cuenta con una capacidad de 1,050 Ips nominal y 1,890 Ips máximo.

2.- 24,600 m de colectores, emisores y cruces especiales para conducir las aguas residuales de la ciudad a la planta de tratamiento.

3.- Línea de conducción de aguas tratadas para la Comisión Federal de Electricidad del municipio de Villa de Reyes, de la Cd. de San Luis Potosí. (38,000 m).

4.- Sistema de riego para reuso de las aguas tratadas, con una red de distribución de 12 km.

5.- El Acondicionamiento del Tanque Tenorio para vertido de las aguas del tratamiento primario.

El funcionamiento adecuado de esta planta está relacionado con los resultados del presente estudio. Específicamente, una vez, que se defina el mecanismo (o los mecanismos) de transporte del agua del río Santiago al acuífero local en la localidad de Palma de la Cruz, SGS, será necesario evaluar la presencia o no de elementos trazas de metales pesados en dichas aguas (aguas del río y agua subterránea), de tal manera que se reflejará el buen desempeño o no de dicha planta de tratamiento.

3.5.2 Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica (CE) es el parámetro físico que indica la capacidad del agua en conducir la electricidad. La norma NMX-AA-093-SCFI-2018 menciona que la CE proporciona una idea del grado de mineralización del agua.

El agua en estado puro actúa como un aislante eléctrico, siendo las sustancias disueltas en el agua lo que aumenta la CE. Otro factor que altera la conductividad es la temperatura, mientras más alta es la temperatura, la capacidad de conducir la electricidad será mayor debido a que en temperaturas altas existe un mayor movimiento iónico o entropía. Para la corrección de la resistividad (o su inverso la CE) por temperatura se utiliza la siguiente fórmula:

$$\rho_c = \rho_m [1 + 0.0177(T_m - T_r)] \quad (19)$$

En donde:

ρ_c es la resistividad corregida

ρ_m resistividad medida con la temperatura medida

T_m es la temperatura medida directamente del agua

T_r es la temperatura de referencia a la que se va a corregir la resistividad

La medición de la conductividad eléctrica se efectúa mediante un conductímetro y se expresa en microsiemens/centímetro ($\mu\text{S}/\text{cm}$).

Tabla 9. Conductividad eléctrica de diferentes tipos de aguas. Fuente: Ríos, 2011.

Tipo de agua	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Agua pura	0.04
Agua destilada	0.5 a 5
Agua de lluvia	5 a 50
Agua potables	<2500
Agua salobre	2,500 – 20,000
Agua de mar	45,000 – 55,000
Salmuera	>1,000,000

3.5.3 Salinidad del agua

Otro factor determinante para la calidad del agua para uso agrícola es la salinidad del agua en unidad g/L. La salinidad se puede definir como la concentración de sales solubles en el agua o suelo, en un determinado volumen o peso referido. Cuando se riega un suelo con un exceso de sales disueltas, la producción del cultivo puede disminuir hasta en casos extremos ser nula (Silva, 2010). Por lo general, la alteración del agua está dado por el origen y paso que tuvo antes de ser utilizada, la mezcla con aguas residuales domesticas o disolución de rocas con alto contenido de sodio son las principales causas de concentraciones altas de sal. Aparte del sodio, otros solutos principales son: calcio, magnesio y potasio (Tanji, 1990).

Para determinar el contenido de sales en agua la CE se mide con un conductímetro y se expresa en $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores de CE en $\mu\text{S}/\text{cm}$ son llevados a valores de resistividad en Ohm.m. Al mismo tiempo, la resistividad del agua depende de su temperatura, por lo que debe ser corregida a una temperatura de referencia utilizando la expresión (27), en nuestro caso 20 °C. Una vez obtenido el valor de CE corregido es posible calcular la salinidad utilizando la siguiente expresión:

$$S = 6/\rho_c \quad (20)$$

Dónde: S = salinidad en g/L y ρ_c es la resistividad corregida a 20 °C.

La de contenido total de sal es gramos/litro (g/l)

La siguiente tabla muestra el grado de restricción para el uso de agua en la agricultura propuesto por Ayers y Westcot, 1989.

Tabla 10. Nivel de restricción de agua para uso de riego, con diferente CE.

Restricción de uso	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Baja	<0.7
Medio	0.7 – 3
Alta	>3

3.6 Análisis textural de suelo

El tipo de textura es determinada por el porcentaje presente de las partículas de arena, arcilla y limo en un volumen determinado de suelo, esto está directamente relacionado a la capacidad que tiene un suelo en dejar fluir el agua y aire por sus poros, así como, en la velocidad en que se mueven estos.

Las diferentes partículas mencionadas anteriormente suspendidas en agua, difieren en la velocidad de asentamiento, debido a la cantidad de superficie por unidad de volumen (superficie específica, m^2/kg). Las partículas de arena presentan una baja superficie específica por lo que su velocidad de asentamiento es rápido, en cambio las partículas de arcilla su velocidad de asentamiento es lenta en respuesta a su alta superficie específica (Cano, 2015).

3.6.1 Arena, limo y arcilla

La arena siendo la partícula de mayor tamaño respecto al limo y arcilla, se considera como un mineral no metálico el cual tiene diferentes usos dentro de la construcción. El origen de las partículas de arena puede ser químico o mecánico, la obtención de arena de manera química se trata en la desintegración de rocas calcáreas debido al contacto con el agua o ácidos, mientras que en el proceso mecánico, la roca madre se desintegra debido a la interacción con los agentes erosivos (agua, viento, hielo).

El limo es un sedimento procedente de rocas preexistentes, dependiendo del origen de las partículas, una roca rica en limo presenta una coloración que varía de blanco a amarillento, estas rocas constituidas de limo se clasifican en lutitas y limolitas. Dentro de la agricultura, los suelos con mayor porcentaje de limo tienen una mejor productividad, ya que en estos suelos tienen una mejor capacidad de retención de agua debido a la porosidad que presentan, las arenas al tener un mayor tamaño dejan espacios más grandes entre ellos que no logra almacenarse el agua.

Las partículas que constituyen las de menor tamaño son las arcillas, La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) considera a los suelos arcillosos como aquellos que no dejan con facilidad el movimiento del agua en los poros. Las rocas constituidas de arcilla se caracterizan por ser plásticas en contacto con el agua, mientras al estar secas son propicias al fracturamiento.

En base a Departamento de Agricultura de Estados Unidos, USDA en 2014, la clasificación de las partículas del suelo respecto a su tamaño es:

Tabla 11. Clasificación de las partículas respecto al tamaño.

Partícula	Tamaño
Arena muy gruesa	2 mm - 1 mm
Arena gruesa	1 mm - 0.5 mm
Arena media	0.5 mm - 0.25 mm
Arena fina	0.25 mm - 0.10 mm
Arena muy fina	0.10 mm - 0.05 mm
Limo	0.05 mm - 0.002 mm
Arcilla	< 0.002 mm

3.6.2 Clasificación de los suelos respecto al porcentaje de partículas.

Los suelos se clasifican dependiendo del porcentaje de partículas de arena, limo y arcillas presentes en un volumen de suelo, y con la ayuda de un esquema

3.6.3 Permeabilidad y porosidad del suelo

En un medio el cual su textura depende únicamente del tamaño de sus partículas constituyentes, la capacidad de filtración del agua superficial o subterránea en esa unidad será condicionada por la permeabilidad y/o porosidad del suelo.

La permeabilidad es la propiedad de un suelo el cual se define como la facilidad en que el agua y el aire puedan fluir a través de los poros de la roca, es decir, en suelos con mayor porcentaje de partículas de tamaño de arena, el agua tendrá un flujo más rápido en comparación de suelos limo-arcillosos, mientras más permeable sea el medio, mayor será la capacidad de filtración del agua. Esto se expresa en la siguiente tabla realizada por la FAO en 2015, donde muestra que mientras más fino el suelo, menor será el movimiento del agua:

Tabla 13. Valor de permeabilidad para diferentes tipos de textura de suelos.

Clase textural	Permeabilidad cm/h
Arenosa	5
Franco arenosa	2.5
Franca	1.3
Franca arcillosa	0.8
Arcillo limosa	0.25
Arcillosa	0.05

La porosidad es una característica de los suelos que se mide como la cantidad de poros o cavidades libres de agua en un determinado volumen de suelo. Estos poros son los espacios libres entre el contacto de las partículas de arena, limo y arcilla. Pueden estar conectados entre ellos, lo cual favorece al movimiento del agua en el suelo, cuando el agua no es retenida en los poros, estos están ocupados por aire.

Existen dos tipos de poro: microporos y macroporos, en suelos donde predominan sedimentos muy finos por ejemplo los suelos arcillosos, los microporos son los que predominaran, en consecuencia el suelo tendrá una buena retención de agua, pero un casi nulo movimiento, en cambio los macroporos se presentan en suelos arenosos, el contacto entre partículas más grandes ocasionan espacios de mayor

tamaño caracterizando al suelo como bueno en filtración pero pobre en retener agua. Ver Figura 33.

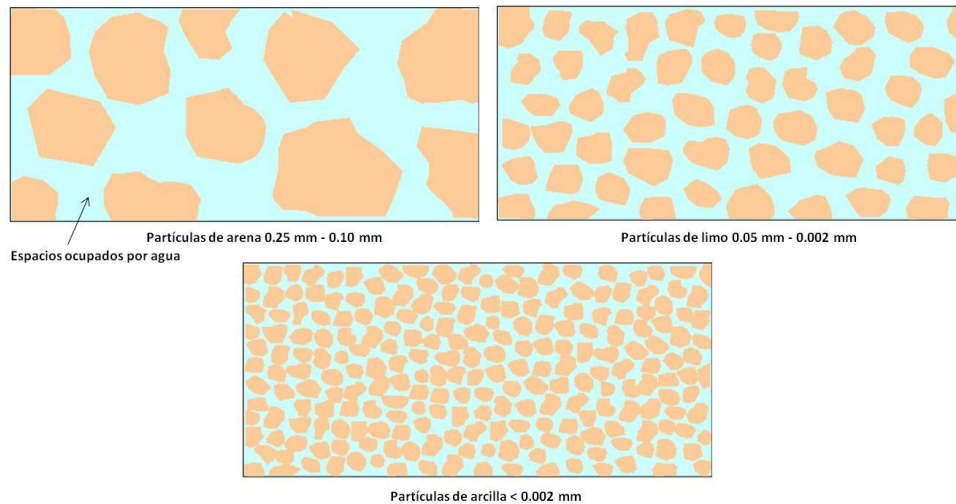


Figura 33. Tamaño de las tres partículas del suelo, arena, limo y arcilla.

3.7 Método de Bouyoucos

El tipo textural de un suelo nos muestra la capacidad que tiene para la retención de agua así como del potencial de filtración. Un método especializado para el análisis textural es el método de Bouyoucos (Medina González, 2007), el cual utiliza un hidrómetro para medir la distribución de las partículas de arena, limo y arcilla en el suelo.

El método de Bouyoucos se basa en la ley de Stock, donde relaciona la velocidad de sedimentación de las partículas con forma esférica, con su diámetro y densidad del líquido en suspensión. La velocidad de sedimentación está directamente relacionada al tamaño de las partículas, ver tabla 11, así como de la densidad y viscosidad del medio acuoso.

El principio teórico del método se basa en disolver una cantidad de suelo en una solución acuosa, después se deja sedimentar en un determinado tiempo, las partículas que quedan en suspensión son medidas directamente en la solución por medio del hidrómetro.

Un hidrómetro es un dispositivo el cual cuantifica la densidad de un líquido en suspensión. Es importante que el hidrómetro este calibrado correctamente respecto a la temperatura, el valor de la densidad de las partículas en la solución será verdadera solo cuando se realice mediciones a una temperatura estándar. En la Figura 34 se muestra la diferencia entre dos dispositivos antes mencionados en una misma muestra de suelo y solución acuosa, pero calibrados a diferentes temperaturas, se aprecia que el hidrómetro de la derecha que está sometido a menor temperatura, tiene el valor máximo de densidad desplazado hacia abajo y líneas de valores son más estrechas (Medina et al., 2007).

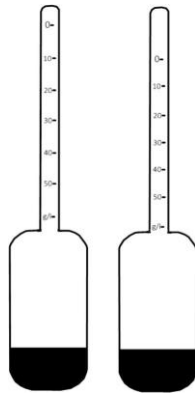


Figura 34. Diferencia en hidrómetros calibrados a diferentes temperaturas. Fuente: Medina et al., 2007.

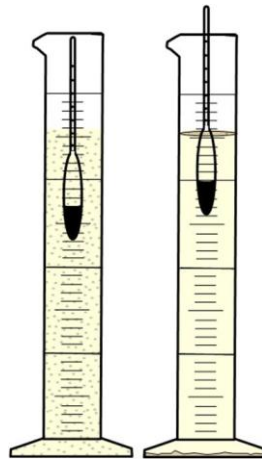


Figura 35. Dos probetas con suelo disuelto en agua, después de 2 horas el del lado derecho las partículas más densas se han asentado al fondo de la probeta, mientras que las partículas menos densas quedan suspendidas.

Capítulo 4. METODOLOGÍA

La investigación comenzó por la recopilación de información geológica y estructural de la zona de estudio, así como de bibliografía existente.

Para un estudio de reconocimiento regional del Valle de San Luis Potosí (*VSLP*), se implementó la magnetometría aérea obtenida del Servicio Geológico Mexicano (*SGM*), la finalidad de tener una visión regional es determinar las dimensiones de las estructuras o fallas que puedan presentarse en el área de estudio, y por lo tanto, delimitar una zona de interés para la magnetometría terrestre.

Se utilizaron sondeos eléctricos verticales para observar la distribución de las resistividades del subsuelo y así poder delimitar el acuífero e inferir la geología local. Además se utilizó el método de tomografía de resistividad eléctrica para tener una visión más detallada del acuífero local.

Se realizaron dos campañas de muestreo donde se recolectaron muestras de agua en distintos puntos de la zona de estudio, de las cuales se realizó un análisis físico-químico para determinar la concentración de elementos trazas así como, CE y salinidad. También se obtuvieron muestras de suelo para determinar el porcentaje de finos y definir el tipo de suelo.

4.1 Método magnético

4.1.1 Magnetometría aérea

La magnetometría consistió de dos partes, la primera la aeromagnétometría y posteriormente la magnetometría terrestre, para un análisis regional y local (más detalle), respectivamente.

El levantamiento aeromagnético fue realizado por el Servicio Geológico Mexicano (*SGM*) en el año de 1995. La información fue adquirida de forma digital en un formato tipo *ascii* para su procesamiento. El área superficial definida para el estudio regional abarcó 174 km².

Los parámetros del vuelo consisten en una altitud de 450m sobre el nivel del terreno, las líneas de vuelo en el VSLP se realizaron con una distancia de separación de 1000 m entre ellas, con una dirección de N-S y como navegación se usó electrónica (GPS).

Las características del equipo utilizado fue de un avión Islander BN2-BN27 en el cual fue montado un magnetómetro Geometrics G-803 Scintrex con un espectrómetro de rayos gamma de bombeo óptico con sensibilidad de 0.001 nT. El sistema de adquisición de datos implementado fue PDAS 1000 con una cámara video color jvc de alta resolución. El magnetómetro utilizado como estación base fue un Gem system GSM-19 con una sensibilidad de 0.01 nT equipado con un radar altímetro sperry.

4.1.1.1 Procesamiento

Los procesos realizados por el SGM a los datos levantados fue la sustracción del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF 1990) al campo magnético total, con esto se obtuvo el campo magnético de anomalías o residual. También se hizo una digitalización de la información aeromagnética analógica y una sustracción de superficie polinomial de primer grado.

Para el procesado de la información aéreo se utilizó el software Oasis Montaj, Geosoft, versión 6.4, en donde se hizo una matriz de datos (grid) del campo magnético residual (*CMR*) derivado del archivo acsii, posteriormente se le aplicó al *CMR* el algoritmo o filtro de reducción al polo magnético, este filtro consta de situar las anomalías magnéticas en la fuente que las produce para delimitar los dominios magnéticos.

En base al *CMR* con reducción al polo se aplicó un filtro matemáticos para resaltar información de interés y delimitar el área de estudio para el trabajo de semidetalle, este filtro fue: primera derivada horizontal, el cual resalta los límites de las anomalías en la horizontal tanto en el eje X y Y ($1aDX$, $1aDY$), con la finalidad de determinar los lineamientos magnéticos característicos de zonas posibles de fallas.

4.1.2 Magnetometría terrestre

Con un área de interés definida obtenida del procesado de la información aérea, se realizó el trabajo terrestre para un análisis local, por lo tanto con más detalle. La finalidad de aplicar este método es la identificación de lineamientos representativos de zonas de fracturas y fallas estructurales, las cuales son causantes de una permeabilidad y/o porosidad secundaria de un medio, provocando una captación y dirección de flujo del agua subterránea.

4.1.2.1 Equipo utilizado

Se utilizaron 3 magnetómetros para el levantamiento de los perfiles terrestres, dos de ellos se implementaron para la medición de cada estación del CMT y un magnetómetro con la función de estación base.

La medición del CMT fue realizado con dos magnetómetro de marca *GEM*, modelo *GSM-19*, el cual presenta una sensibilidad tipo Overhouser, la resolución con la que cuenta el equipo es de 0.01 nT con una precisión absoluta de 0.2 nT, el tercer magnetómetro utilizado como estación base fue de la marca *Geometrics*, modelo *G-856 A* con una precisión nuclear de protones, con una exactitud de 0.5 nT y una resolución de 0.1 nT.

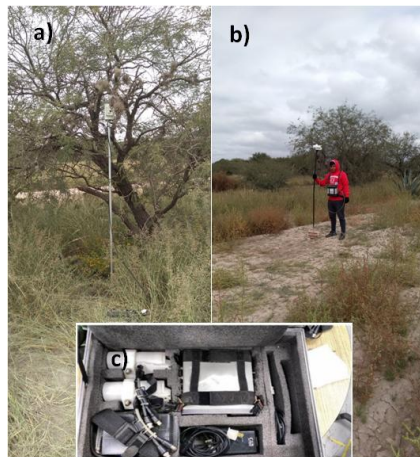


Figura 36. Equipo utilizado para el levantamiento magnético terrestre, a) Magnetómetro Geometrics, modelo G-856 A como estación base, b) Magnetómetro GEM, modelo GSM-19 midiendo el CMT, c) Partes de un magnetómetro, consola-19 GSM, sensor con cable, cable RS-232, batería externa y cargador.

4.1.2.2 Característica del levantamiento terrestre

El cubrimiento del área fue realizado por 4 perfiles magnéticos terrestres paralelos entre sí. Debido a la accesibilidad a propiedades privadas, la dirección de los perfiles fue de N-S, con la finalidad de cruzar un lineamiento de dirección NW-SE observado en la información aéreo. Cada perfil cuenta con una separación de 700 m entre ellos con una longitud de 3.3 km aproximadamente, logrando un área de 2.3 km², cada estación del campo magnético total (CMT) fue tomado cada 50 m obteniendo un total de 271 estaciones, así como la estación base fue programada para tomar una medición del CMT cada 10 min. Cabe mencionar que se tuvo el cuidado de no estar cerca de materiales metálicos o de cualquier otro objeto que puedan interferir como ruido en nuestros datos.

Tabla 14. Características de los perfiles de la magnetometría terrestre.

Perfil	Estaciones	Distancia (m)	CMT Mínimo	CMT Máximo	CMT Promedio
1	72	3600	41578.07	41578.07	41769.4
2	62	3100	41601.75	41894.18	41797.92
3	53	2650	41650.23	41876.64	41804.21
4	84	4200	41727.82	41878.76	41798.3



Figura 37. Localización de los perfiles magnéticos terrestres y la posición de las estaciones magnéticas.

4.1.2.3 Procesamiento

Los valores del CMT obtenidos del levantamiento terrestre se les realizó la corrección por variación de diurna, esta corrección se hizo de acuerdo con los valores obtenidos de la estación base.

Una vez corregidos los valores se prosiguió con la sustracción del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF 2010), para así obtener el campo magnético residual, al igual que a los valores aeromagnéticos, se aplicó el logaritmo matemático o filtro de reducción al polo magnético para ubicar las anomalías arriba de las fuentes correctas, posteriormente se aplicó el filtro de

primera derivada horizontal (1aDX) para resaltar anomalías de interés en nuestra área de estudio. El procesado fue realizado en el software Oasis Montaj, Geosoft.

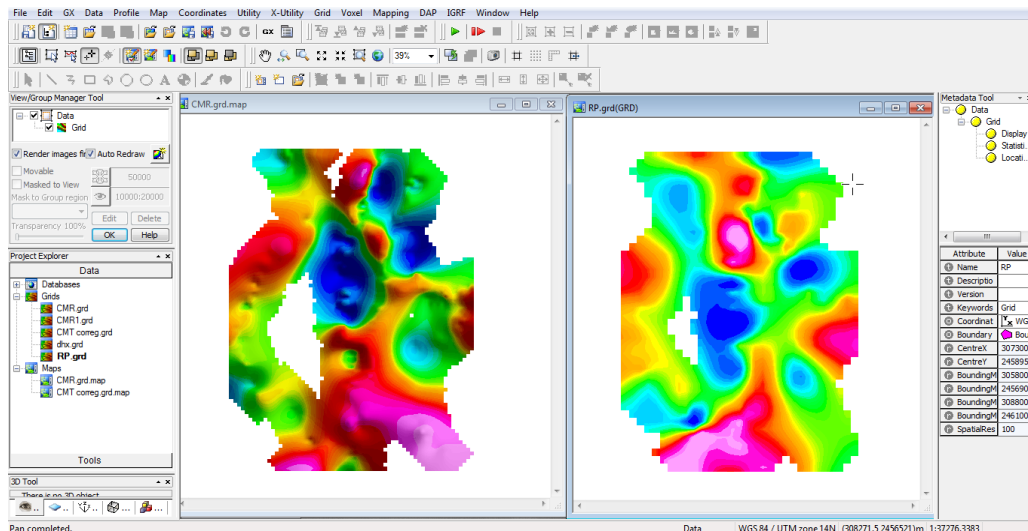


Figura 38. Para el procesamiento tanto de la magnetometría aérea y terrestre se usó el software Oasis Montaj, Geosoft, versión 8.6.

4.2 Método eléctrico

4.2.1 Sondeo eléctrico vertical

La finalidad de los sondeos eléctricos verticales (*SEV*) es obtener información de la geología y estructuras del medio en base al contraste vertical de resistividades de las rocas.

Los *SEV*'s fueron colocados de manera en que cruzaran la anomalía con lineamiento de N-S ubicada al centro del mapa de 1aDX, esta anomalía es importante por la posibilidad de fallas y/o fracturas en el área de estudio lo cual marcarían una dirección de flujo del agua subterránea.

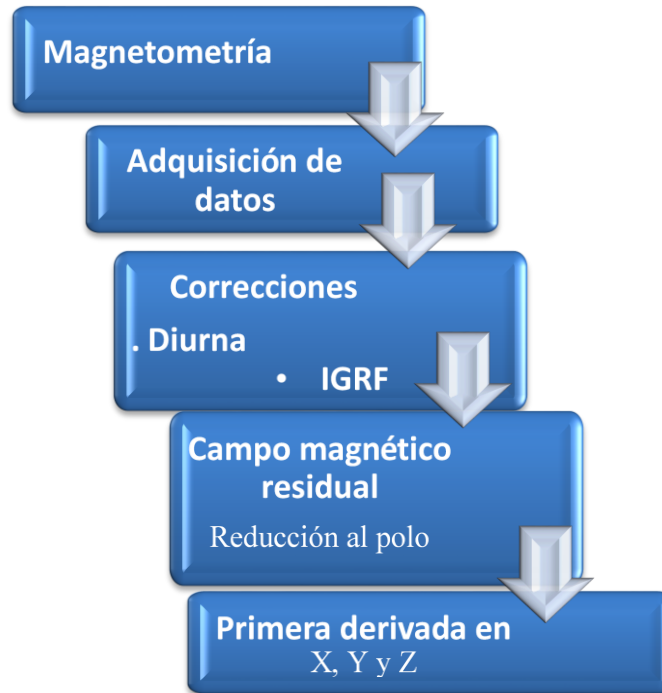


Figura 39. Diagrama de flujo de los procesos realizados para la obtención de los resultados de la magnetometría.

4.2.1.1 Equipo utilizado

El equipo utilizado para la adquisición de los datos de la prospección geoelectrica fue un resistivímetro marca IRIS, modelo Syscal-R2 el cual, tiene una fuente de inyección externa de CC, tiene una consola con la función de convertir la corriente de 100 a 800 V y 2.5 A. El equipo cuenta de otra consola con la que se programa la configuración electródica utilizada, también para verificar el correcto contacto de los electrodos al terreno, así como de la emisión y recepción de la corriente. El equipo es adecuado para estudios a grandes profundidades, especialmente para exploración de agua subterránea y para la detección de fallas en acuíferos.

Se utilizaron 4 carretes de cable conductor aislado con una longitud de 600 m, dos con la función de emisión de corriente (AB) y los otros de receptor de potencial (MN), también se usaron 4 conductores eléctricos de acero inoxidable como electrodos de corriente y de potencia, además de tres radios para las instrucciones de movilidad de los electrodos, así como, de cinta métrica para la distribución de

los conductores eléctricos. Para la ubicación de los centros de los sondeos se hizo uso de un GPS de Garmin, marca eTrex 20, es un dispositivo de mano el cual cuenta con varias aplicaciones útiles para el momento de trabajo en campo, por ejemplo: visualización del mapa, destino, brújula, marcación de puntos de destino, procesador de trayecto, entre otros.



Figura 40. Equipo utilizado para la adquisición de datos geoelectricos, a) GPS de mano Garmin marca eTrex 20, b) Resistivímetro, convertidor de corriente, fuente de inyección externa (batería) y cables conectores, c) Carrete, electrodo y cinta de métrica.

4.2.1.2 Características de los sondeos eléctricos verticales

Se realizaron un total de 24 sondeos, el centro de los sev's fueron ubicados en campo en base a la información magnética, al relieve y a la accesibilidad a propiedades privadas. El arreglo que se utilizo fue Schlumberger debido a que la profundidad que se alcanza es mayor a comparación a otros arreglos, en las siguientes tablas se detallan cada SEV realizado.

Tabla 15. Información de los sondeos para la sección A.

Sección A	Coordenadas UTM		Abertura máxima
	SEV	X	
2	308566	2458458	550
6	306721	2459323	500
7	306892	2459093	600
8	307306	2458984	200
9	307512	2458764	510
10	307612	2458689	620
11	307812	2458586	620
12	307990	2458553	700
13	308169	2458522	500
14	308317	2458494	550

Tabla 16. Información de los sondeos para la sección B.

Sección B	Coordenadas UTM		Abertura máxima
	SEV	X	
15	308477	2458289	300
16	308257	2458250	500
17	308020	2458268	400
18	307559	2458208	400
19	307471	2458222	550
20	307213	2458153	400
21	306980	2458100	550
22	306727	2458052	550

Tabla 17. Información de los sondeos para mapas.

Mapas	Coordenadas UTM		Abertura máxima
	SEV	X	
1	308877	2458227	600
3	308403	2458580	300
4	307635	2459121	550
5	307369	2459308	200
23	306840	2458330	400
24	307320	2458499	500

Observando el lineamiento N-S en el magnetismo terrestre se hicieron tres secciones geoelectricas cortando la anomalía en dirección O-E para establecer alguna falla.

En la Figura 41, 12 sondeos se encuentran del lado Oeste del rio Santiago y 12 sondeos al Este, esta posición de los sondeos también tuvo la finalidad de observar el espesor, profundidad y resistividad del estrato saturado y en consecuencia los cambios que puedan existir de un lado a otro del rio en el medio. Cabe mencionar que zonas donde el terreno presentaba una resistividad de

contacto mayor a 3 Ohm.m se vertía una mezcla de agua con sal en la base del electrodo para disminuirla y tener una mejor conductividad de la corriente en el subsuelo.

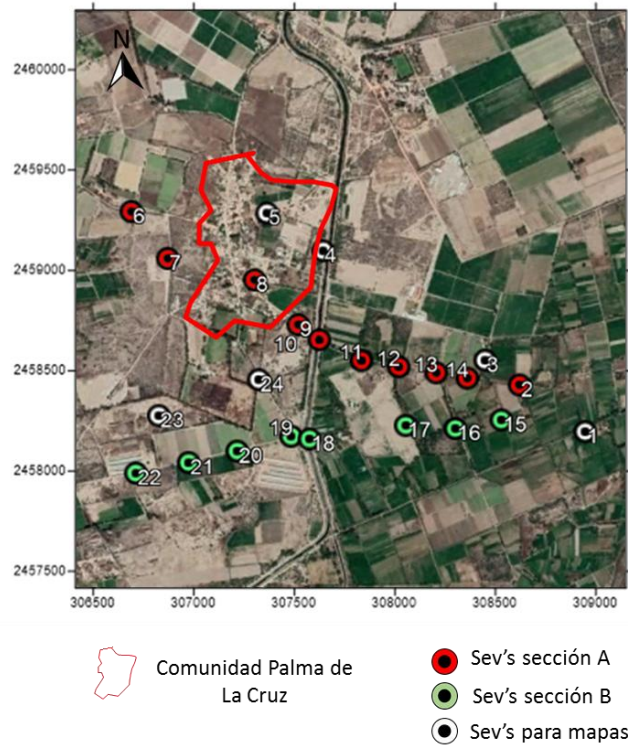


Figura 41. Localización de los sondeos realizados, diferenciándose por colores para las dos secciones geoelectricas y los mapas.

La posición de los sondeos también sirvió para la elaboración de mapas de resistividad aparente que muestran las características geoelectricas del subsuelo a diferentes profundidades, desde las zonas no saturadas y del medio saturado.

4.2.1.3 Procesamiento

Con los datos de resistividad aparente obtenidos del campo, se hicieron tres secciones geoelectricas, la sección AA' conformada por 6 sondes, la sección BB' por 10 sondeos y la CC' por 8 sondeos, cada sección tuvo los mismos pasos para llegar al resultado final. Los resultados se obtienen con los siguientes pasos:

- Primero todos los sondeos de una sección se dejan con la abertura en AB/2 más corta, con el fin de realizar una gráfica logarítmica de cada sondeo de los valores de resistividad aparente (lado de ordenadas) contra la distancia AB/2 (lado abscisas).
- En el software *IPI2WIN-1D* se obtiene la curva de resistividad aparente, la cual se ajusta y se suaviza mediante múltiples interacciones manteniendo un error menor de 4%.
- Después todos los sondeos de cada sección se agrupan y se modela la sección geoelectrica, en donde las capas de colores son una representación de la distribución de los valores de resistividad aparente de dos o más datos de sondeos interpolados.
- Para obtener los valores reales de resistividades y espesores de cada sección, la información se exporta a *SURFER* en archivo *.dat* para generar un grid en donde se modela con más detalles la sección y para convertir los valores logarítmicos a resistividades reales.

Para los mapas de resistividad y profundidad del techo del estrato saturado, se tomaron los valores reales en el software IPI2WIN y las coordenadas UTM de todos los sondeos realizados para hacer una base de datos en SURFER para generar un grid de resistividad.

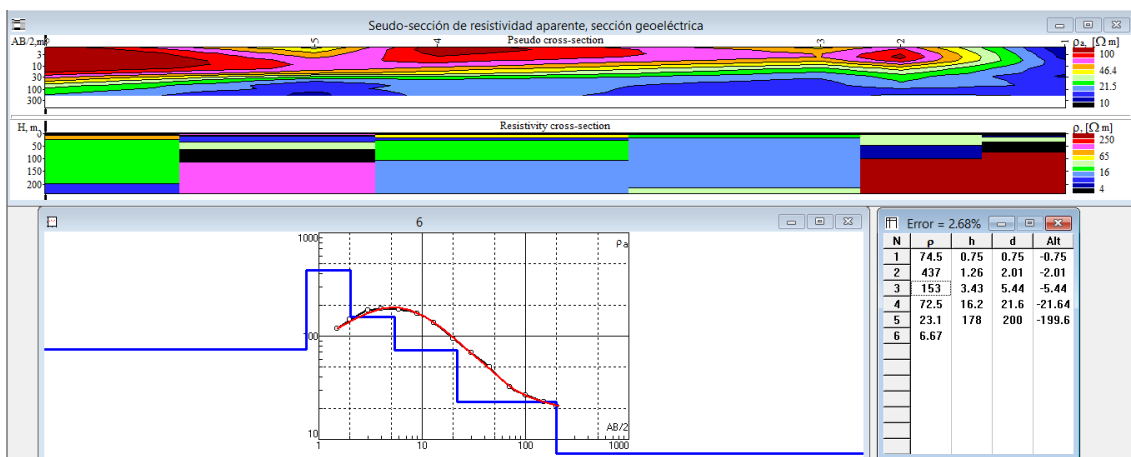


Figura 42. Muestra del procesamiento de los sondeos para la realización de una sección geoelectrica utilizando el software IPI2WIN.

4.2.2 Tomografía de resistividad eléctrica y PI

Parte del trabajo geofísico fue el uso de la tomografía de resistividad eléctrica, esta técnica da como resultado un perfil distancia-profundidad de mayor resolución de la distribución de resistividades del subsuelo que por atribución ayuda a inferir unidades litológicas y aspectos estructurales del área de estudio, por lo tanto se implementó esta técnica con la finalidad de determinar la geología y estructuras del subsuelo con más detalle y observar alguna zona de filtración del agua procedente del río Santiago al acuífero local de la comunidad Palma de La Cruz, además se hizo medición de la polarización inducida PI en el medio para determinar contenido de materiales limo-arcillosos.

La tomografía fue realizada en base al resultado de la magnetometría y sev's, así como de las características de la zona, por ejemplo la accesibilidad para la colocación de los electrodos en una misma recta y la topografía.

4.2.2.1 Equipo utilizado

Para el estudio se decidió utilizar el equipo Syskal-R2 de Iris instruments, el mismo utilizado para la realización de los sondeos eléctricos verticales, esta decisión fue tomada debido a que la profundidad mínima deseada era de 45 m y el equipo cuenta con un voltaje de salida de 800, el cual es adecuado para alcanzar dicha profundidad. El equipo tiene la opción de aplica el método de Polarización Inducida (PI) dando como parámetro resultante la cargabilidad M en mV/V por medio de tres ventanas programadas en un pulso de 1 s. Además se usaron la cantidad de 4 electrodos de acero inoxidable, 2 de corriente AB y 2 de potencial MN, y 4 carretes de 500 m de longitud usados como conectores de los electrodos al equipo. Una cinta métrica fue para ubicar cada electrodo y el centro de la medición, el cual fue georeferenciado con ayuda de un GPS.



Figura 43. a) Resistivímetro Syskal-R2 de Iris instruments, b) Adquisición de datos de resistividad aparente del perfil AA'.

4. 2.2.2 Características de la tomografía de resistividad eléctrica

Se realizaron dos perfiles ambos con dirección E-O, un perfil fue ubicado del lado de la comunidad de Palma (TRE-A) con una longitud de 242 m y el otro a lo largo de una brecha ubicada en la zona de parcelas (TRE-B) de 620 m de longitud, la distancia de los perfiles fueron limitados por la dificultad de seguir colocando electrodos en línea recta, ya que se interponía en el paso propiedades privadas. En la Figura 44 se muestra la ubicación.

Para el levantamiento de los perfiles lo primero que se realizó fue colocar los electrodos equiespaciados en el terreno siempre en forma de línea recta y cuidando que la topografía sea lo más plana posible, después los carretes fueron conectados a los electrodos y al equipo. En el equipo se checa que los electrodos tengan buen contacto al terreno, un buen contacto se muestra con una resistencia menor de 3 Ohm, en caso de que la resistencia supere este valor el electrodo se debe clavar más o verter una mezcla de agua con sal en la base hasta que disminuya el valor.

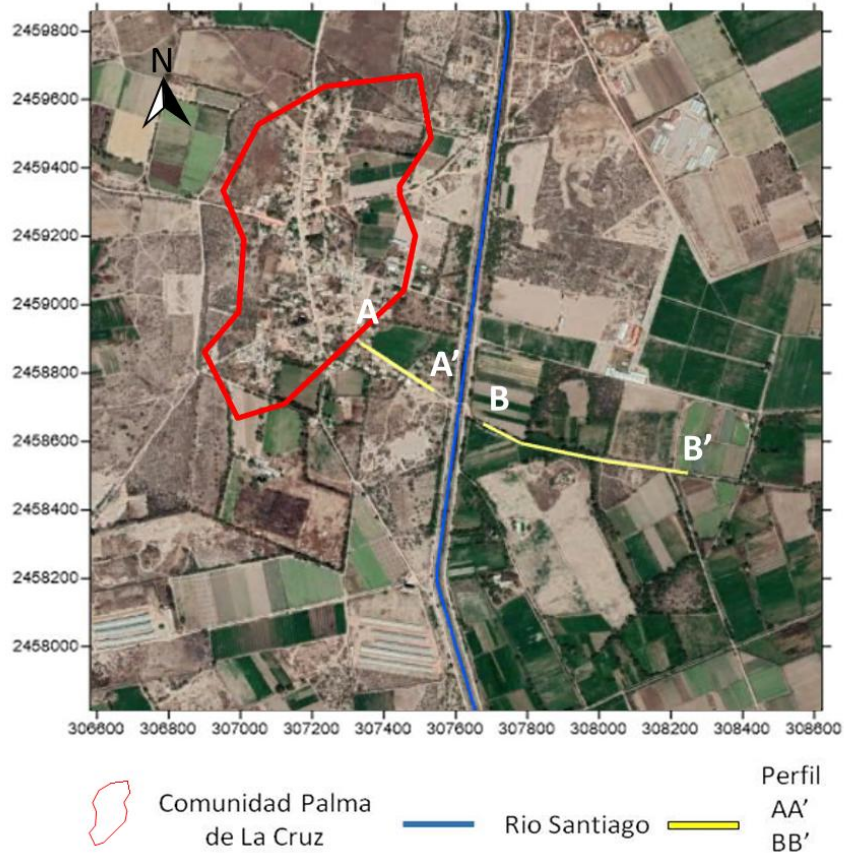


Figura 44. Mapa de localización de los dos perfiles realizados de la tomografía de resistividad eléctrica.

El levantamiento de la tomografía se realizó de manera manual, esto quiere decir que los electrodos AB se abrían y se clavaban cada vez que había una nueva medición. En ambas TRE fue utilizado el dispositivo Wenner-Schlumberger que cuenta con una mejor resolución horizontal y vertical, se hicieron 10 mediciones por cada centro llegando a una apertura máxima de $AB/2$ de 105 m. En la TRE-A con dirección NW-SE, los centros se colocaron cada 10 m teniendo un total de X centros y X mediciones, para la TRE-B la dirección fue W-E, los centros fueron cada 20 m, contando con un total de X centros, por lo tanto el número de mediciones fueron X. En la tabla 18 se muestra la ubicación de los perfiles de TRE.

Tabla 18. Información de los perfiles AA' y BB' de la tomografía de resistividad eléctrica.

TRE	Coordenadas UTM		Longitud
NO-SE	Iniciales	Finales	(m)
A	307329, 2458889	307530, 2458751	350
B	307632, 2458676	308222, 2458510,	500

4.2.2.3 Procesamiento

Una vez terminado el proceso de captación de los valores de resistividad aparente y PI, se procede a ordenar los datos en un archivo tipo *.dat* necesario para que pueda ser leído por el software de inversión *Res2Dinv*. Primero se resolvió el problema de inversión, es decir, deducir en base a los valores medidos en campo la distribución de las resistividades reales en el subsuelo y con esto obtener un modelo bidireccional el cual pueda ser interpretado geológicamente.

Para un mejor modelo, se realizó una corrección de datos para reducir el error cuadrático medio (RMS), lo que se hizo fue eliminar aquellos datos que resulten como negativos o fuera de la escala, el software cuenta con una herramienta que despliega los valores de resistividad en perfiles y por niveles, en estos se marcaron los puntos que pudieran modificar el modelo buscado, después se guardó el archivo y se volvió a abrir en el software ya con los datos corregidos.

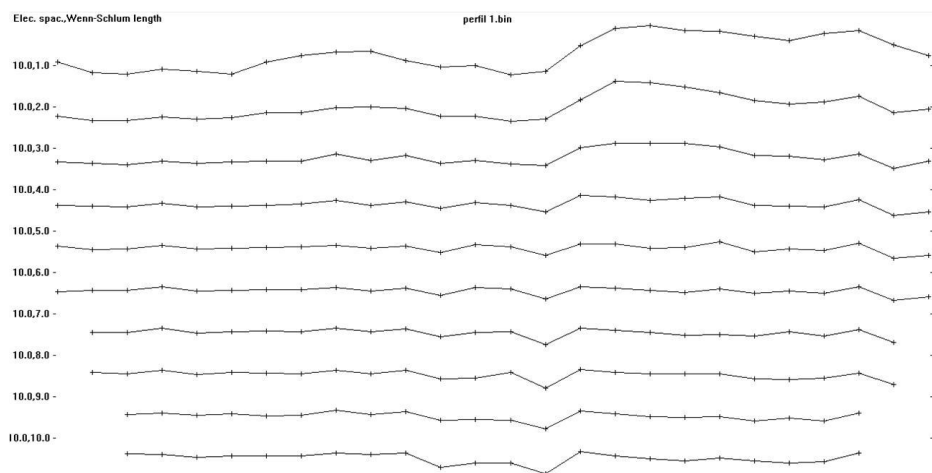


Figura 45. Sección desplegada de la lectura de la TER para la corrección de puntos atípicos.

Una vez leído el archivo corregido y colocado los parámetros como el número de iteraciones y resistividad logarítmica, se inicia la inversión de los datos. El software utiliza un modelo distribuido de bloques o celdas rectangulares generado en función de la distribución de los datos (no superando la cantidad de datos por bloque).

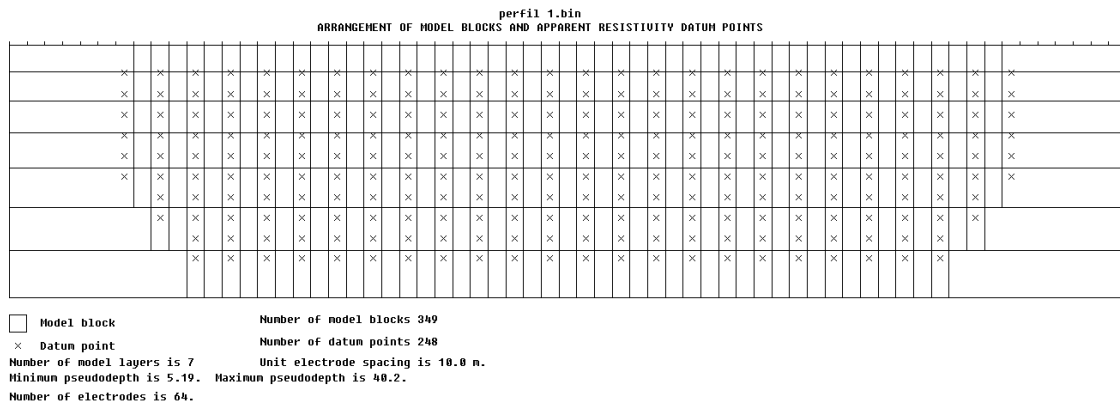


Figura 46. Modelo de bloques desplegado por el software RES2DINV.

Se utilizó 5 iteraciones para generar el modelo, el software despliega tres perfiles bidireccionales, una pseudosección de resistividades aparentes medidas, otra de resistividades aparentes calculadas y la sección final de resistividades reales derivado del método inverso, las variaciones de resistividades en los tres perfiles pueden ser observados por una escala de colores donde las resistividades más bajas son presentados en azul y las más altas en rojo.

Por último fue exportar el modelo final tanto de resistividad real como el de PI a *SURFER*, para una mejor visualización, control de la interpolación y para usar una escala de colores adecuada.

4.2.3 Análisis de agua

Para este estudio se realizó dos campañas: una primera campaña para la recolección de muestras de agua con fines de medición de CE, así como de la medición de los NE en río Santiago, canal Tenorio y pozos; la segunda campaña consistió en la recolección de muestras de agua en mismos sitios para análisis químicos. En ambos casos se recolectaron 19 muestras de agua.

Durante la primera se georeferenciaron todos los puntos de muestreos que también fueron utilizados en la segunda campaña. En la figura 47 se observa la ubicación de los puntos de muestreo.

Tabla 19. Coordenadas de los diferentes puntos de muestreo de agua.

X	Y	Pozo/muestra
307324	2460134	1
306301	2459568	2
306543	2459467	3
306885	2459329	4
307247	2459354	5
307318	2459273	6
307716	2459199	7
307673	2458865	8
307486	2458880	9
307069	2458522	10
307442	2458219	11
307789	2458364	12
308397	2458661	13
308868	2458127	14
308318	2457834	15
307718	2457388	16
307570	2457737	Santiago
307667	2457737	Tenorio
307630	2457865	Union

Ambas campañas se realizaron en el mes de noviembre del año 2018 para evitar efectos de variaciones por cambios estacionales. Las muestras, en ambas campañas, fueron colectadas con ayuda de un frasco recolector con un contrapeso, mismo que anteriormente era lavado con agua destilada y secado. El contrapeso ayudaba a que el envase no tomara la muestra de agua de la superficie donde frecuentemente abundan elementos orgánicos e inorgánicos flotando. Una vez sumergido el envase se esperaba alrededor de un minuto para subir el frasco recolector y colocar la muestra de agua en su correspondiente envase.

Durante la primera campaña, 19 muestras de agua fueron colectadas en envases plásticos, donde se anotaron el número indicador de la muestra.

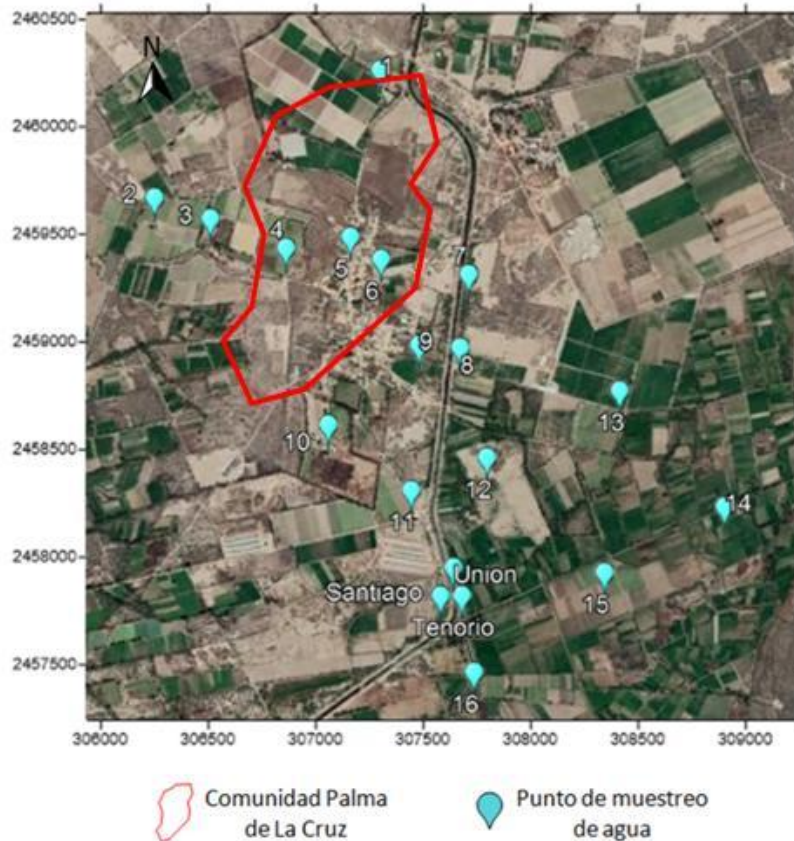


Figura 47. Mapa de localización de los diferentes pozos y puntos de muestreo de agua para su análisis de elementos trazas, CE y salinidad.

Para el análisis de conductividad eléctrica y salinidad se utilizó un multiparámetro Orion Versa Star Pro Electrochemistry Meters, del Laboratorio de Hidrogeoquímica del IPICYT. Este instrumento tiene la capacidad de medir 5 módulos los cuales miden diferentes parámetros pH, pH/ISE, pH/LogR, CE y oxígeno disuelto, el modulo utilizado fue el VSTAR-CND que mide la conductividad eléctrica, STD, salinidad o resistividad con temperatura. El medidor cuenta con 4 canales los cuales se pueden configurar a través de los módulos de medida de Versa Star.

Para la medición de la conductividad eléctrica de las muestras de agua, primero se preparó el equipo colocando el módulo de conductividad VSTAR-CND Versa Star a un canal disponible en el medidor, después en el medidor se configuro los ajustes y parámetros en el canal seleccionado, se estableció una temperatura de referencia para todas las muestras de agua (25°C) y se seleccionó la opción de conductividad. En un recipiente (vaso de precipitado) se almaceno la muestra y

después el electrodo del equipo es colocado dentro del recipiente, después se procede a comenzar con la medición. El equipo se calibra y tarda aproximadamente 5 segundos en entregar los resultados. Una vez finalizada la medición, el medidor nos mostrara la pantalla de resultados el cual se describe en la figura 49.

Así mismo, todo el proceso fue realizado para obtener los valores de salinidad.



Figura 48. Partes del multiparametro Orion Versa Star Pro Electrochemistry Meters.



Figura 49. Pantalla del mutiparámetros con una medida de conductividad. Fuente: Thermo Scientific, 2015.

En la segunda campaña, para la recolección de las muestras, cada muestra colectada fue colocada en frascos de plástico polietileno con tapa de rosca. Las

muestras fueron trasladadas a una temperatura de 4°C y fueron entregadas al laboratorio LANBAMA el mismo día de recolección para su análisis.

Como complemento se midió el NE de los pozos o norias que hubieran estado sin extracción de agua por un tiempo mínimo de 24 h.

La cantidad de 19 muestras fueron llevadas al laboratorio LANBAMA en el IPICYT para una evaluación de elementos trazas de cada una de ellas, el proceso utilizado fue el propuesto por el laboratorio el cual utilizaron un espectrofotómetro de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES).

Una vez entregadas las muestras al laboratorio, primero fueron filtradas (una alícuota), después acidificadas a un pH menor de 2 y finalmente leídas en el ICP-OES marca VARIAN modelo 730 ES.

El equipo ICP-OES, está constituido por un espectrofotómetro de emisión óptico (OES) con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP) (fuente de ionización). Es un método especializado para el análisis y cuantificación de elementos traza en muestras líquidas y sólidas.

El método se basa en la determinación y observación de los espectros de emisión. En la espectroscopia a un gas parcialmente ionizado se le reconoce como plasma ICP (Inductively Coupled Plasma), eléctricamente neutro en su conjunto y confinado en un campo electromagnético. El plasma (gas ionizado) se encuentra confinado en un tubo de descarga, existiendo un equilibrio entre partículas cargadas y neutras. Mediante una corriente inducida a alta frecuencia es como ocurre la ionización del plasma. En estas condiciones, los átomos presentes en la muestra son ionizados, los cuales emiten radiaciones, característicos de cada elemento por la longitud de onda, estas radiaciones se separan dependiendo de longitud de onda. El resultado son los datos relacionados con la concentración de cada elemento en la muestra (Rojas, et al., 2012).

4.2.4 Análisis textural del suelo

Se tomaron dos muestras de suelo para su análisis textural, una fue recolectada del lado oeste (comunidad Palma de La Cruz) respecto al río Santiago y la segunda del lado este (zona de parcelas), de cada muestra se recolecto aproximadamente 7 kg de suelo. En un escarpe respectivo a cada lado, las muestras fueron tomadas a 2 metros de profundidad .El equipo utilizado para el muestreo fue una pala para levantar el material y una bolsa de plástico resistente para el almacenamiento del suelo, también se usó un plumón permanente para marcar cada bolsa y poder diferenciar una de otra, así mismo, se utilizó un GPS de mano de Garmin para guardar la ubicación de los puntos de muestreo.

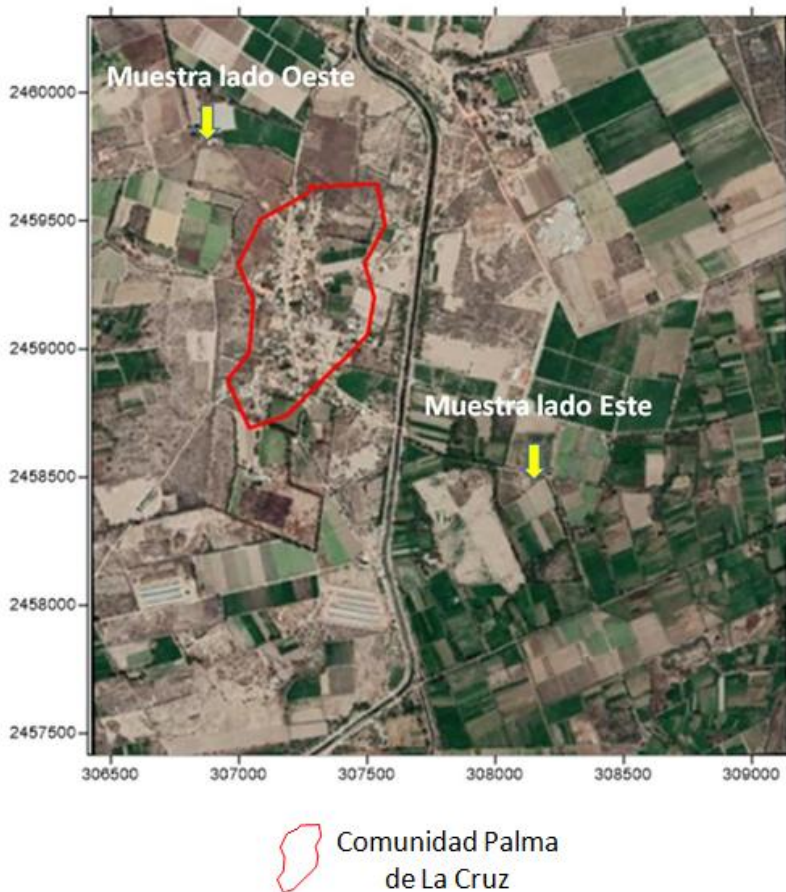


Figura 50. Mapa de ubicación de las muestras de suelo respecto al río Santiago.



Figura 51. Capa de suelo donde fueron tomado las muestras, a) Lado oeste y b) Lado este.

4.2.4.1 Análisis textural de suelo por Método de Bouyoucos

Una vez obtenido las dos muestras de suelo, se procedió a la determinación textural de la textural de las muestras de suelo utilizando el método de Bouyoucos o método del hidrómetro, el cual cuantifica las fracciones granulométricas (arena, limo y arcilla) del suelo. Es necesario que las partículas estén disueltas en una solución acuosa y dejarlos sedimentarse en un determinado tiempo, se toma dos mediciones por medio de un hidrómetro la concentración de suelo suspendida, los tiempos que se utilizaron para la sedimentación son explicados más adelante. Antes de las mediciones es necesario disolver todos los agregados presentes en el suelo. Todo el procedimiento fue realizado en el Laboratorio de Hidrogeoquímica del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.

Material y equipo utilizado:

- Probeta graduada de 1000 mililitros
- Piseta o frasco lavador
- Vaso graduado de 500 mililitros
- Báscula de precisión
- Agitador eléctrico
- Espátula
- Termómetro de mano
- Hidrómetro con escala de 0-60

- Muestra de suelo
- Cronómetro
- Agua destilada
- Peróxido de hidrogeno (solución dispersante)
- Hexametafosfato de sodio
- Metasilicato de sodio
- 5 ml de oxalato de sodio
- 5 ml de metasilicato

4.2.4.2 Procedimiento

1. El primer paso que se hizo a todas las muestras de suelo fue eliminar los agregados presentes, en este caso la materia orgánica. Para la eliminación de materia orgánica, en la báscula de precisión se pesaron 60 gr de suelo, posteriormente se depositaron cada una en un vaso de 500 ml, para después verter 40 ml de la solución dispersante, se dejó secar a una temperatura no superior de 80°C, después se vuelven a verter 40 ml de solución. La reacción que genera en el suelo es la efervescencia al agua oxigenada, entre más materia orgánica tenga el suelo, más efervescencia tendrá la muestra. Este procedimiento se realiza hasta que la reacción sea nula y se vuelve a secar.



Figura 52. Eliminación de la materia orgánica mediante la aplicación de peróxido de hidrogeno.

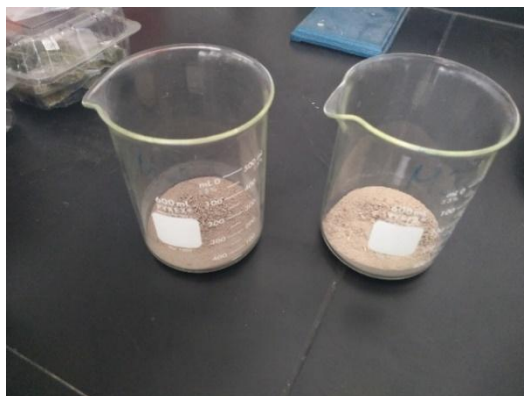


Figura 53. Muestra de suelo seca después de eliminar la materia orgánica.

2. Después de eliminar toda la materia orgánica del suelo y haber secado, se pesan 50 gr de suelo y se depositan en un vaso de precipitado. En el vaso se agrega agua destilada hasta llegar a 2 cm aproximadamente para que las partículas se puedan disolver apropiadamente en la solución acuosa, se agregan 5 ml de oxalato de sodio y 5 ml de metasilicato, con la ayuda de una espátula se moja todo el suelo y se deja reposar por 15 minutos.

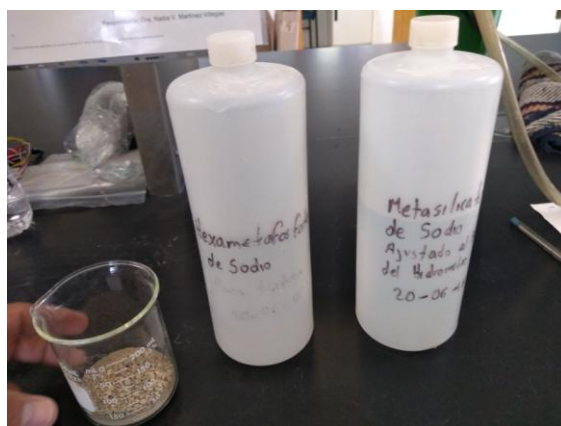


Figura 54. Oxalato de sodio y metasilicato para disolver las partículas de suelo.

3. Transcurrido los 15 min. el siguiente paso es depositar la muestra en el vaso de la agitadora eléctrica, la pisseta se utiliza para mover los restos de suelo pegados en el vaso de precipitado. Con el cuidado de haber pasado toda la muestra, se llena 3/4 partes del vaso agitador con agua destilada, después se coloca en el agitador y chequeando con el cronometro se deja dispersar por 5 min.



Figura 55. Muestra en el agitador eléctrico.

4. El siguiente paso después de haber transcurrido los 5 min. en el agitador, es transferir la muestra del vaso a la probeta de 1000 ml, y de igual manera se utiliza la piseta para limpiar el vaso y no dejar nada de muestra. Una vez colocada toda la muestra se afora la probeta con agua destilada hasta línea de 1000 ml con hidrómetro colocado adentro. Llegada a la línea se retira el hidrómetro y manualmente se agita la probeta, con la ayuda de un tipo de tapa que cubre la boca, se mueve horizontalmente de un lado a otro. Este proceso se realiza durante 1 min.



Figura 56. Muestra en probeta tapada para agitarlo manualmente.

5. En este punto la muestra está lista para ser tomado el valor de las partículas suspendidas. Como se mencionó anteriormente, se hacen dos

mediciones en diferentes tiempos. La primera medida fue realizada 40 segundos después de dejar de agitar manualmente. Para la medición se toma el hidrómetro y se coloca dentro de la solución teniendo cuidado de no alterar las partículas suspendidas, se espera a que se estabilice y se toma el valor señalado, después se saca el hidrómetro y con el termómetro se mide la temperatura. Después de 2 horas de reposo, se vuelve a tomar el valor de densidad y de temperatura.



Figura 57. Midiendo la concentración de las partículas suspendidas con el hidrómetro..

4.2.5 Calculo porcentual de las partículas de suelo.

Una vez obtenido las lecturas del hidrómetro y de la temperatura, se realizó el cálculo del porcentaje de arena, limo y arcilla de las muestras de suelo.

Lo primero que se debe realizar es la corrección por temperatura a los valores medidos en el hidrómetro. La relación que existe en el método es de por cada grado arriba de 19.5°C se le sumara 0.36 al valor medido, en temperaturas por debajo se le restara por cada grado la misma cantidad al valor.

Valor medido corregido (vmc) = valor medido (vm) +/- valor por temperatura (vt)

Una vez corregido las lecturas por temperatura las primeras partículas a determinar es la suma de limo y arcilla (contenido fino) a 40 s:

$\% \text{ limo+arcilla} = \text{vmc} \times 2$

Para el porcentaje de arena se utiliza la siguiente expresión:

$\% \text{ arena} = 100 - \% \text{ limo+arcilla}$

El valor de 100 representa al total de muestra de suelo.

Para determinar el porcentaje de arcilla se usa el vmc a 2h:

$\% \text{ arcilla} = \text{vmc} \times 2$

Y por último el porcentaje de limo se mide con la siguiente reducción:

$\% \text{ limo} = \% \text{ limo+arcilla} - \% \text{ arcilla}$

Una vez obtenido los porcentajes de arena, limo y arcilla, se utiliza el triángulo textural realizado por la USDA (Figura 32), para determinar la clase textural correspondiente del suelo estudiado.

Capítulo 5. RESULTADOS

5.1 Método magnético

5.1.1 Magnetometría aérea

Como primera etapa en el trabajo de investigación se utilizó la magnetometría aérea, con la finalidad de obtener una visión tectónica general del área de estudio. Para el interés del trabajo, este método nos proporciona información de las principales características geológicas-tectónicas de manera rápida y económica con el propósito de delimitar un área de interés para el levantamiento magnético terrestre.

5.1.1.1 Campo magnético residual

Como primer resultado del procesamiento de la información magnética aérea se tiene el campo magnético residual (CMR), donde se representan las anomalías magnéticas provocadas por la distribución de las rocas y sus diferentes

susceptibilidades magnéticas en la parte somera de la corteza terrestre. Para la obtención de este resultado, en el software Oasis Montaj, (Geosoft 2007), se realizó un grid o un mallado de datos interpolados de un archivo .XYZ obtenido del Servicio Geológico Mexicano (SGM). A los datos de campo magnético total se le sustrae previamente el IGRF generado en el año de 1995, considerado como componente regional del campo magnético, eliminando el aporte de dado por el campo más regional de la corteza terrestre.

5.1.1.2 Reducción al polo en CMR

Como primer filtro matemático aplicado a la información del CMR se realizó la reducción al polo (RP). Como se mencionó anteriormente en el capítulo de fundamentos teóricos, la tierra es un vector que cuenta con declinación, inclinación e intensidad, lo que provoca que nuestras anomalías del CMR estén movidas y deformadas en el terreno respecto a su fuente magnética. Este filtro provoca una reubicación de las anomalías CMR-RP dejándolas como si el área de estudio estuviera en el polo norte, con una inclinación de 90° y una declinación de 0° respecto a su fuente magnética.

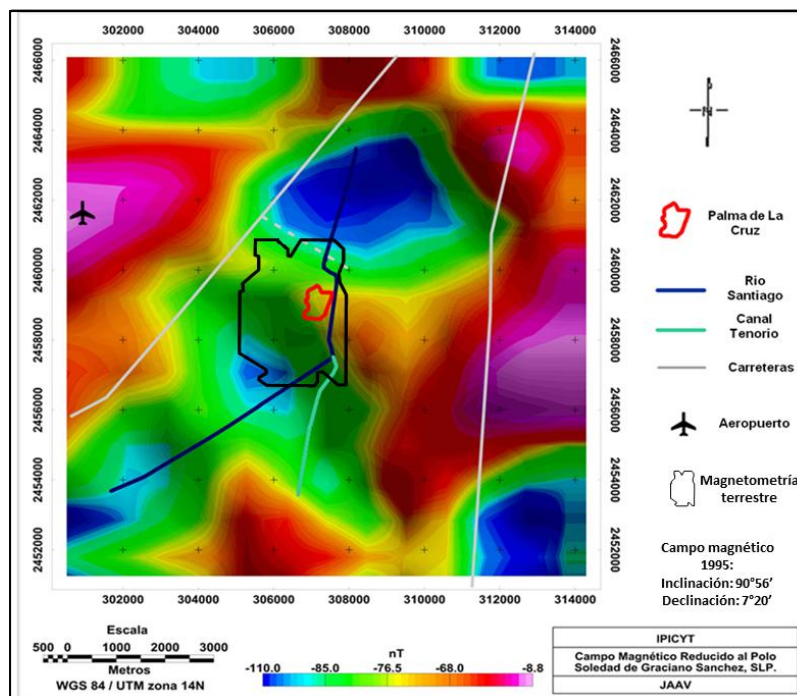


Figura 58. Mapa del campo magnético residual con reducción al polo magnético (CMR-RP).

En la Figura 58 se observa un intervalo de valores entre -110 a -8.8 nT. De acuerdo a la información geológica presentada en el apartado 2.1, los valores de CMR-RP más bajos son debido a la presencia de los mayores espesores de sedimentos aluviales, desde limos y arcillas hasta cantos y brechas. Estos sedimentos forman rocas que se comportan como diamagnéticos, así como de calizas del Cerro de San Pedro. Al poniente de la Sierra de Álvarez y del Cerro San Pedro es donde aflora la Ignimbrita Santa María con fenocristales de cuarzo y magnetita generalmente alterada, los valores altos de CMR-RP se incrementan notablemente.

5.1.1.3 Dominios aeromagnéticos

Para la interpretación de la CMR-RP, el mapa de la figura 58, se configura por dominios aeromagnéticos (DAM). Estos DAM zonifica el CMR-RP de acuerdo a los rangos de susceptibilidad magnética, al mismo tiempo que se asocia a una unidad litológica o a un conjunto de unidades litológicas con características de longitud de onda y frecuencia similares. Para una mejor interpretación del área de estudio, el mapa se configuró en cuatro dominios que se observan en la figura 59 y son interpretados a continuación.

5.1.1.4 Dominio Aeromagnético I, (DAM I)

El DAM I se encuentra ubicado al occidente del área de estudio, limitado al sur por la ciudad de SLP, el dominio cubre un área superficial aproximadamente de 32 km². El rango de valores es entre -70 a -8 nT con un valor promedio de -39 nT, siendo uno de los dos dominios de alta susceptibilidad en la región. No cuenta con una forma definida, pero la distribución alargada es preferentemente N-S. En el centro del DAM se encuentra el Aeropuerto Internacional de San Luis Potosí el cual está sobre el relleno aluvial Cuaternario de origen volcánico formado por sedimentos (arena) de gruesa a fina y limos. Los valores máximos están dados por el poco espesor de estos sedimentos, afectado por los afloramientos de latita del Terciario Paleógeno.

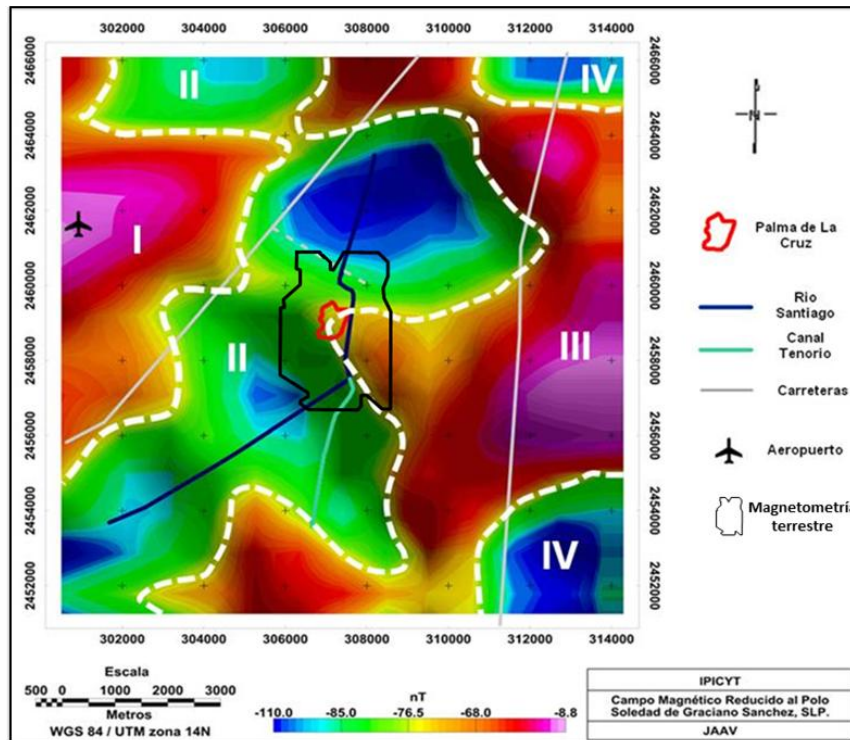


Figura 59. Dominios aeromagnéticos del campo magnético residual reducido al polo magnético (CMR-RP).

5.1.1.5 Dominio Aeromagnético II, (DAM II)

Este dominio es el más extenso, ocupando un área superficial de aproximadamente 65 km². Contrario al DAM I, este dominio se encuentra en una zona de bajo magnético delimitado en los costados por dos altos magnéticos, el DAM II cuenta con un rango de valores de intensidad magnética de -110 a -80 nT y un promedio de -95 nT. Presenta una forma alargada con una dirección preferencial de SW-NE y en la parte norte cambia su dirección de O-E. El dominio se encuentra en el centro del mapa en donde pasa la mayor parte del río Santiago siguiendo la misma dirección de este dominio, y parte de la comunidad de Palma de La Cruz se encuentra ubicado en los límites de este. La geología que predomina en esta zona son materiales aluviales Cuaternarios los cuales son desde arenas a materiales más finos como limos y arcillas de origen volcánico.

5.1.1.6 Dominio Aeromagnético III, (DAM III)

El DAM III se encuentra al Este del mapa, siendo el segundo dominio con mayor área de la zona de estudio regional con una extensión de aprox. 46 km². No tiene una forma definida, debido a que la parte sur del dominio tiene una dirección de O-E, luego cambia en el centro con una forma alargada con dirección SW-NE y en la parte norte la dirección cambia de SE-NW. Este es un dominio de alto magnético, con un rango de intensidad de -70 nT a -8 nT y con un promedio de 39 nT. Estos valores de intensidad están asociados geológicamente a los afloramientos de Ignimbrita Santa María en la parte poniente del Cerro de Álvarez y Latita del terciario.

5.1.1.7 Dominio Aeromagnético IV, (DAM IV)

El DAM IV se encuentra ubicado al sureste y noreste del mapa, ocupando un área de 10 km², siendo este el dominio de menor tamaño. La intensidad magnética es baja, teniendo un rango de -80 a -100 nT y un promedio de -90 nT. La forma que presenta este dominio es de forma alargada, con dirección N-S al sureste y O-E al noreste del mapa. Estos valores pueden estar asociados a rocas de origen sedimentario, por rocas calizas intemperizadas de la Fm El Abra.

5.1.1.8 Primera derivada en X (1aDx) y lineamientos magnéticos.

Basado en la tendencia N-S y/o NE-SW de las anomalías de CMR-RP, se decidió realizar la primera derivada horizontal en la dirección X, es decir, E-W (Figura 60). Este filtro matemático calcula la tasa de cambio o gradiente de la intensidad del campo magnético en la dirección de eje X para cada punto del grid. Este resultado permitió definir bruscos cambios estructurales (lineamientos magnéticos) dados por posibles fallas en coincidencia a lo reportado por Ruiz, 2015, en el valle de San Luis Potosí.

Los lineamientos son zonas de cambio de gradiente, representando zonas de cambios geológicos o contactos de estructuras, frecuentemente dado por fracturas o contactos de estructuras geológicas con contrastes altos de susceptibilidad magnética. Los valores de intensidad en el mapa varían de -0.025 y 0.025 nT/m.

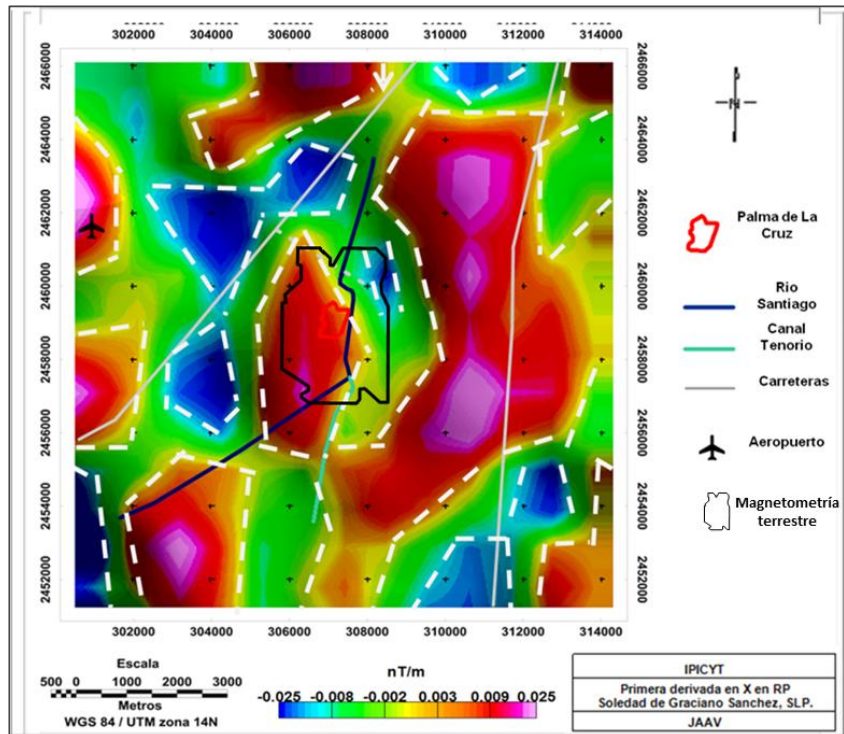


Figura 60 Mapa de 1aDx de la CMR-RP. Los lineamientos marcan el contacto de las anomalías.

En la figura 60, se identificaron la cantidad de 52 lineamientos magnéticos superficiales con la ayuda de un diagrama de rosa de los vientos, los cuales presentan una dirección preferencial de N-S. El río Santiago y canal Tenorio pasa por dos anomalías altas bien definidas con una dirección preferencial de lineamientos de NE-SW.

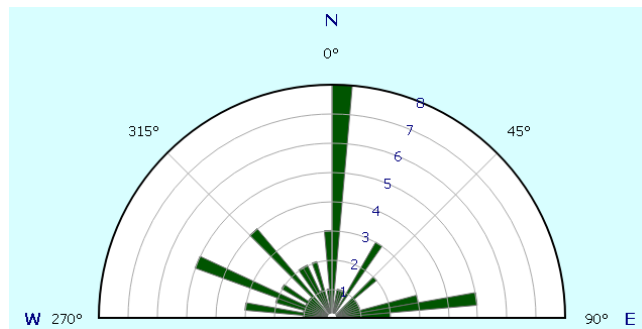


Figura 61. Diagrama de la rosa de los lineamientos demostrando las direcciones preferenciales de los lineamientos.

5.1.2 Magnetometría terrestre

La segunda etapa de la investigación magnética es el levantamiento terrestre más conocido como un trabajo de semidetalle. Este método se realizó con la finalidad de tener una visión más detallada de una zona de interés (determinada por la aeromagnetometría) y caracterizar lineamientos magnéticos asociados a zonas de debilidad o contactos geológicos.

El levantamiento constó de cuatro perfiles magnetométricos, cuyas posiciones estuvo grandemente afectada por el nivel de acceso. Recordemos que se tratan de terrenos ejidales, de diferentes dueños, lo cuales, en su mayoría, no otorgaban permiso de acceso. Por lo que se trató de aprovechar al máximo el sistema de caminos rurales en la zona.

El levantamiento se realizó en dos campañas, en cada una se realizaron dos perfiles de aproximadamente de 3.3 km de longitud, y una separación promedio de 700 m entre ellos, abarcando un área de aproximadamente 2.3 km².

Una vez con los datos descargados de los magnetómetros, y haber realizada las correcciones correspondientes a los levantamientos, se utilizó el software Oasis Montaj (Geosoft, 2007) para una primera etapa de eliminación de ruido, esta etapa se basó en graficar los valores del CMT por perfil y eliminar todo aquel valor considerado como ruido, mayormente representados como puntos aislados con valores muy alejados de la tendencia de valores en el perfil. Esto se presentó especialmente en los perfiles que cruzaron la parte de la comunidad de Palma de La Cruz donde existe una mayor cantidad de metal y líneas de alta tensión como elementos distorsionadores del campo magnético. Por último, se realizó un proceso de suavizado de los datos observados, aplicando un filtro pasa baja con un rango de frecuencias de 4, mejorando la escala de valores y resaltando la información de interés.

5.1.2.1 Campo magnético residual (CMR)

Como un primer resultado de la magnetometría terrestre es en mapa de anomalías o mapa de CMR, en él se puede apreciar dos grandes estructuras de alto

magnético, una en forma elíptica al noroeste del mapa y otra de forma alargada con dirección N-S casi en el centro del mapa. También se puede observar dos zonas de bajo magnético alargadas paralelas entre sí, con una dirección de N-S, separadas por el alto magnético descrito anteriormente. Los valores de campo magnético varían en el rango de -413 nT a -15 nT.

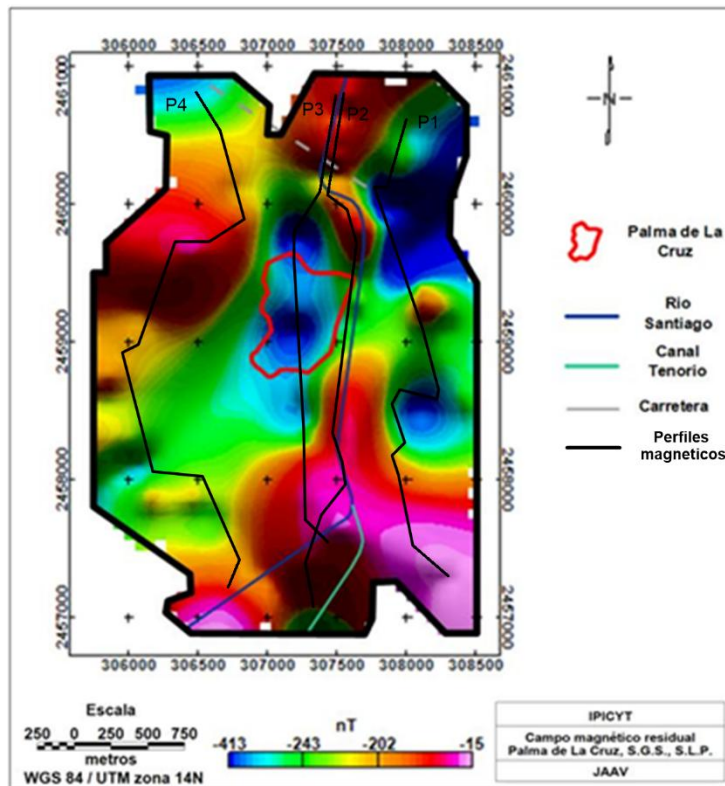


Figura 62. Campo magnético residual (CMR) obtenido del levantamiento terrestre.

5.1.2.2 Reducción al polo

Como un primer análisis de la información, el siguiente paso es aplicar el algoritmo de Baranov y Naudy (reducción al polo magnético) a la base de datos del CMR, después se realiza un mallado de datos con una interpolación adecuada.

Como se explicó anteriormente, la Tierra en un vector ya que cuenta con una intensidad, inclinación y declinación, lo que provoca que las anomalías obtenidas se encuentren desplazadas de su fuente, lo que hace la reducción al polo es ubicar estas anomalías al polo magnético, simulando la anomalía 90° sobre su

fuente de causa. El mapa de CMR-RP de datos terrestres es la base para la aplicación de los diferentes filtros matemáticos.

En el mapa se observa el cambio en la posición y la intensidad de las anomalías magnéticas. Los valores de intensidad magnética oscilan entre los -473 nT a -22 nT. Se observan principalmente 4 estructuras, dos de alto magnético y dos de bajo magnético.

Como en el trabajo aéreo, la comunidad de Palma de La Cruz se ubica mayormente en un bajo magnético limite al Oeste con un marcado alto magnético por donde pasa el río Santiago, el cual sigue la ruta de este máximo magnético que se extiende de sur a norte. En el centro se aprecia un contacto muy marcado de las unidades presentes en el área de estudio.

Para una mejor interpretación de las anomalías, el mapa se dividió en dominios magnéticos.

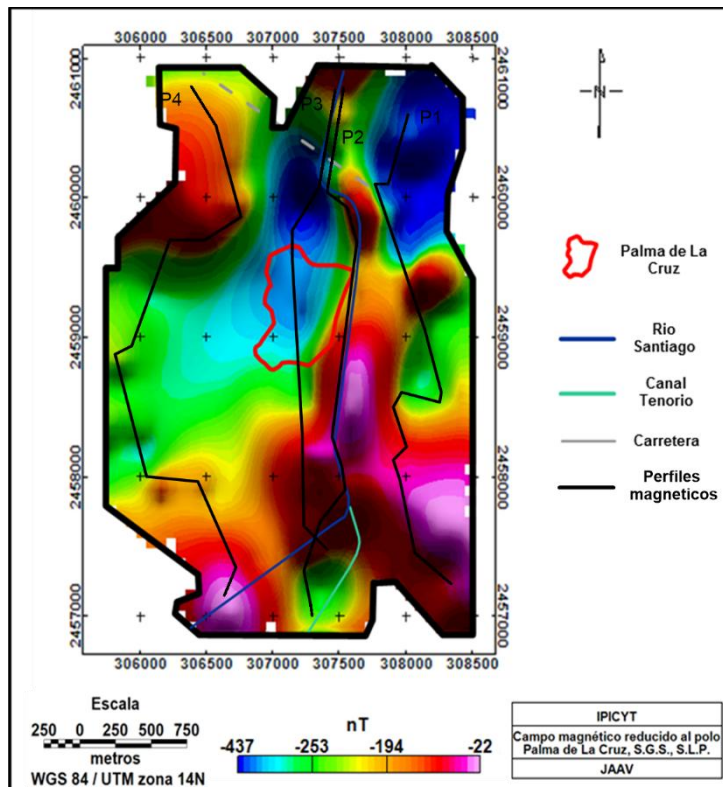


Figura 63. Campo magnético residual con reducción al polo.

5.1.2.3 Domino magnético (DM)

Para la interpretación de las anomalías magnéticas, la información se clasificó en dominios magnéticos (DM). Como resultado de este proceso se obtuvieron cuatro dominios en el área de estudio que a continuación se describen.

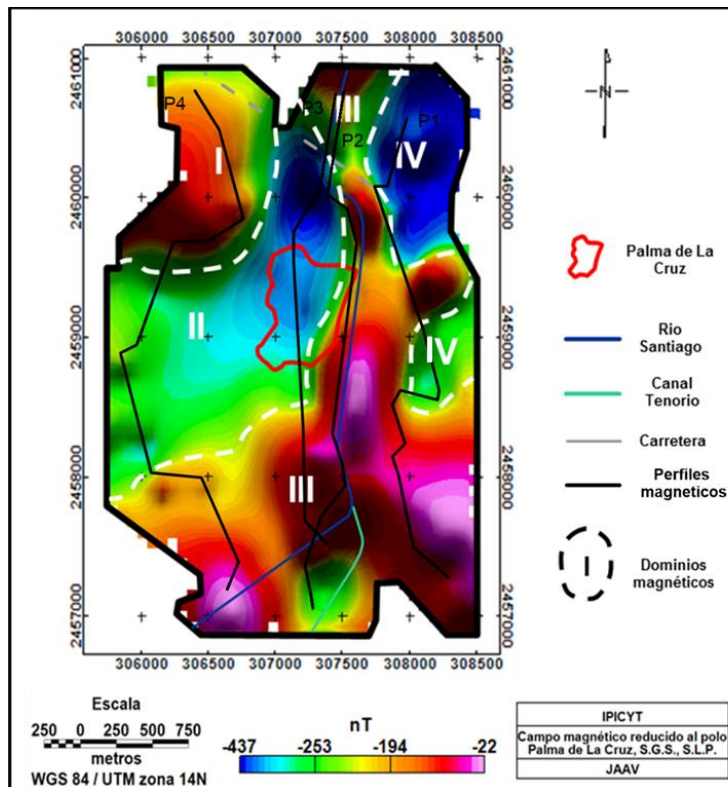


Figura 64. Dominios magnéticos observados en el CMR con reducción al polo (RP).

5.1.2.4 Domino magnético I, (DM I)

El primer dominio que se observa es el DM I localizado al noroeste de la comunidad de Palma de La Cruz. DM I es un alto magnético con un rango de intensidad de -200 a -90 nT, un promedio de -145 nT representando fuentes someras o unidades de gran tamaño. La forma que presenta este alto es casi circular con una pequeña desviación en SE del área de estudio. Este dominio de alto magnético es guarda buena correspondencia con el dominio aéreo-magnético

DAM I, donde, en dirección al aeropuerto internacional, los espesores de sedimentos aluviales disminuyen y en algunos casos aflora la Latita.

5.1.2.5 Domino magnético II, (DM II)

Este dominio se caracteriza por tener los valores bajos del campo magnético, el valor más bajo (color azul fuerte) es de -473 nT y el más alto (color verde) es de -250 nT y su promedio de intensidad es de -360 nT. Tiene una forma alargada con una dirección preferencial SW-N y acuñándose en la parte superior del mapa. En la zona más al oeste, se encuentran los valores más altos y según se desplaza más al norte el CMR-RP alcanza sus valores mínimos, dado por el aumento de los espesores de sedimentos aluviales. En este dominio se ubica la ciudad de Palma de La Cruz, en una zona de transición entre dos DAM (ver figura 59) y lo mismo sucede en el levantamiento terrestre.

5.1.2.6 Domino magnético III, (DM III)

El tercer dominio DM III se extiende desde la zona norte al sur del área de estudio y se caracteriza por ser el de mayor área superficial y el de los valores más altos del CMR-RP. El rango de valores varía entre -200 nT y -22 nT. Los valores bajos se encuentran al norte, mientras que los más altos al sur del mapa, el promedio de -111 nT. El dominio no presenta una simetría, ya que desde el centro hacia el norte del mapa la forma es alargada, como un eje siguiendo la dirección del río Santiago, mientras que al sur no tiene una forma definida.

El río Santiago se ubica sobre este dominio lo que indica que el trayecto del río es sobre unidades menor espesores de sedimentos aluviales, excepto en la zona perimetral al poblado Palma de la Cruz. Cabe destacar, que este dominio se ve debilitado en sus límites con el poblado Palma de la Cruz, lo que pudiera indicar un aumento de los espesores de los sedimentos aluviales justo en esta zona de gran interés para el estudio actual y que pudiera regir en gran manera el flujo local de agua subterránea.

En esta zona de acuerdo al SGM en 2003, en las zonas de máximos valores de campo magnético aflora la Ingnimbrita Santa María color gris rosáceo con contenido de magnetita alterada.

5.1.2.7 Domino magnético IV, (DM IV)

El último dominio (IV) está separado en dos zonas por el DM III. Es la unidad de valores más bajos (al norte) y de la menor área superficial. Se encuentra al NE del área de estudio del lado derecho del río Santiago. El valor de intensidad más baja es de -437 nT en la parte superior y los valores más altos son de -250 nT presentes en la parte central del mapa y un promedio de -344 nT. La forma que presentan las dos partes son elípticas con una orientación N-S en la parte superior y NE-SW la parte inferior del dominio. Geológicamente son relacionadas con grandes espesores de material aluvial en correspondencia con el DAM II de la Figura 59.

5.1.2.8 Lineamientos magnéticos, 1aDx

Para determinar los lineamientos magnéticos se aplicó el filtro matemático de primera derivada horizontal en X al CMR-RP. La información proveniente de la 1aDx se le realizó una continuación ascendente de 100 m con la finalidad de integrar y delimitar mejor las anomalías. Un marcado alto gradiente del campo magnético se muestra en la zona central de estudio, en dirección N-S, siendo que, cercano al poblado Palma de la Cruz, el río Santiago corre a lo largo del límite Este del de la zona de alto gradiente, a lo largo de un lineamiento magnético, lo que pudiera indicar la presencia de contacto geológico bastante vertical o falla que definió la ruta del río Santiago en dicha zona. Al Este del poblado Palma de Cruz y del río Santiago, zonas de gradiente negativo marca el predominio de grandes espesores de sedimentos aluviales, esto es hacia la zona de parcelas y del sistema canales para riego utilizado en las actividades agrícolas de la población local, lo que, aunado a lo señalado en el mapa de la CMR-RP de la Figura 63, refuerza el criterio de existencia de un flujo local preferencial de agua subterránea

desde el poblado Palma de la Cruz hacia el Oeste, justo hacia el área de parcelas agrícolas.

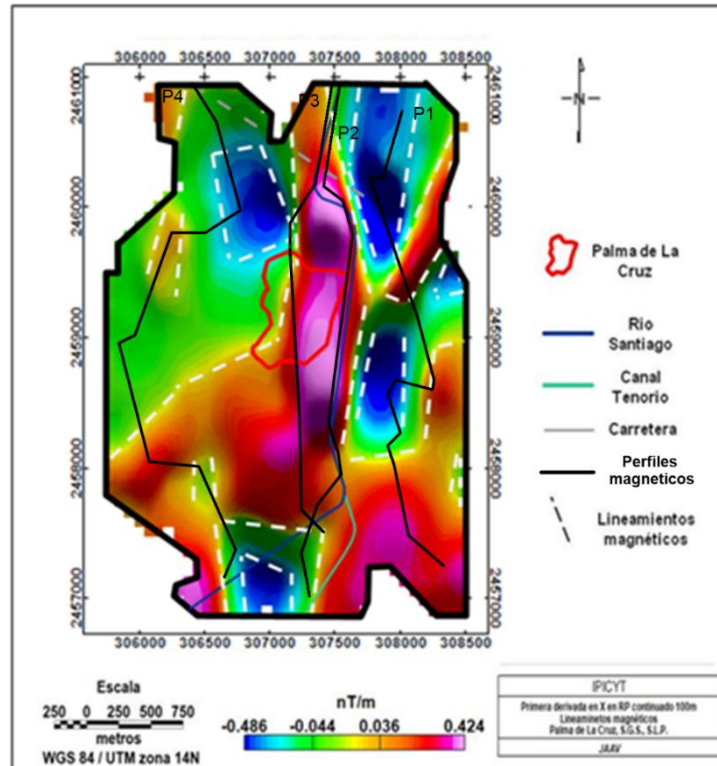


Figura 65. Mapa de los lineamientos marcados como zonas de fallas y/o fracturas, así como de contactos estructurales en de la 1aDx de la CMR-RP.

En el mapa se determinaron la cantidad de 30 lineamientos magnéticos, con un rumbo preferencial NE-SW, seguido de un rumbo de NW-SE. En las zonas donde se presentan estos lineamientos, significan áreas en donde posiblemente existan fallas o fracturas y contactos litológicos. El río Santiago se encuentra en una zona de un cambio de intensidad muy marcado, lo que puede indicar que es una zona de posibles fallas geológicas.

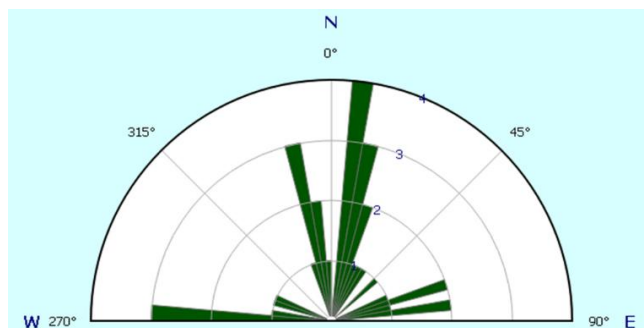


Figura 66. Diagrama con las direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos.

5.1.2.9 Señal analítica (SA)

Otro resultado dentro del estudio magnético es el algoritmo matemático de señal analítica SA, el cual consta de definir los límites de los cuerpos magnéticos y determinar profundidad de las fuentes. Este algoritmo se aplicó al resultado de la reducción al polo y se define como la suma de la derivada de las tres direcciones (X, Y, X).

El resultado del proceso fue una visión del gradiente en las tres direcciones, del área de estudio, obteniendo anomalías de forma cercana a circular, como consecuencia de fallas y/o fracturas. Se muestra que el río Santiago y el canal Tenorio se encuentra sobre las anomalías de intensidad alta, demostrando un cambio estructural en las profundidades del área, mientras que del lado oeste del río, aparecen espesores grandes de aluvión.

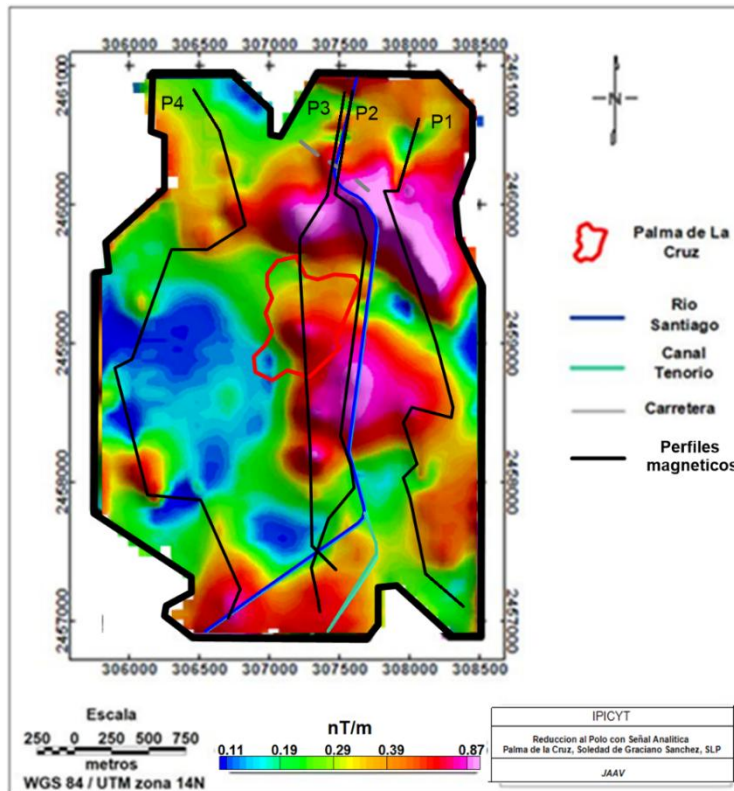


Figura 67. Mapa de señal analítica de la CMR-RP.

Como resultado fundamental de los estudios magnéticos aéreos y terrestres se tiene que existe una dirección predominante de los lineamientos magnéticos y por lo tanto estructurales N-S, estando asociado el río Santiago en las inmediaciones del poblado Palma de la Cruz a estos lineamientos. Por lo que se propone como siguiente paso en el estudio la aplicación de métodos geoelectricos que permitan la obtención de secciones de resistividad E-W, es decir, perpendicular a la dirección predominantes de las estructuras a fin de establecer un modelo adecuado de acuífero local y su basamento.

5.2 Método eléctrico

5.2.1 Sondeos eléctricos verticales (SEV)

El siguiente pasó en el trabajo de investigación, fue la implementación de los sondeos eléctricos verticales (SEV), este método geofísico es utilizado para la

identificación de las unidades litológicas, así como de la modelación hidrogeológica del acuífero local de Palma de La Cruz. La ubicación de los sondeos fue en base a la anomalía observada en el mapa de 1aDx y en sus zonas de posibles fallas y/o fracturas, de acuerdo al nivel de acceso y permisos otorgados por los ejidatarios para la realización de dichos trabajos de campo.

Se utilizó la configuración electrónica de Schlumberger. La máxima abertura de AB/2 realizada en el campo fue de 700 m. la cual fue menor en algunos puntos de acuerdo a los niveles de acceso para extender las líneas de corriente A y B.

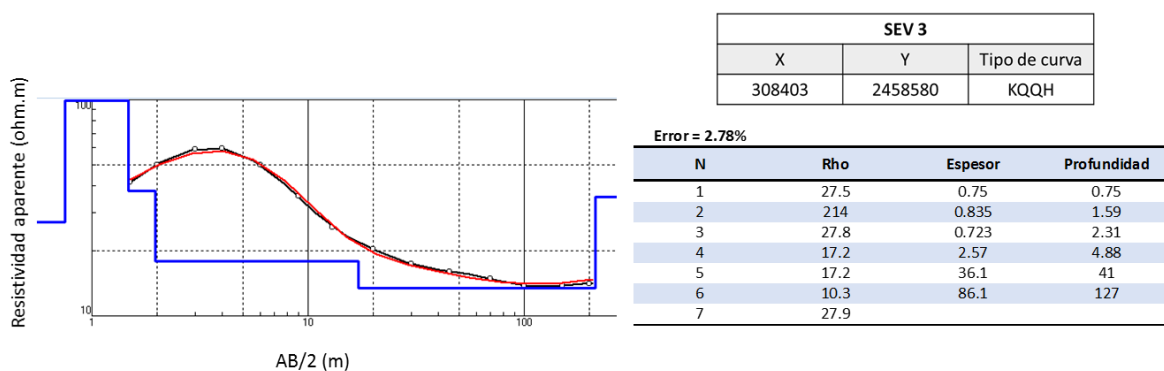


Figura 68. Ejemplo de modelado de la curva de resistividad aparente, así como el espesor, profundidad y ρ de las capas del SEV 3.

En los sondeos (Anexo 1) la máxima cantidad de capas alcanzadas fue entre 5 y 8, con espesores muy variados. La primera capa muy fina modelada en la mayoría de los sondeos presenta valores bajos de resistividad y corresponde al suelo agrícola, la siguiente capa muestra alta resistividad. Posteriormente, se presenta un paquete conductor de considerable espesor, que puede subdividirse en más de una capa, pero que corresponde a los sedimentos aluviones saturados como acuífero local. En sondeos cercanos a la rio Santiago, se detecta un basamento resistivo a manera basamento, lo que, de acuerdo a la información geológica y a los resultados alcanzados en estudios magnetométricos, corresponde con latitas que aflora hacia las faldas de las sierras cercanas.

5.2.1.1 Distribución espacial de la resistividad en el subsuelo

Con los valores de resistividad real obtenidos del procesado de los sondeos eléctricos verticales (SEVs), se realizaron mapas a diferentes profundidades de investigación, con la finalidad de observar la distribución de los valores de resistividad aparente medidos con la profundidad de estudio al Este y Oeste del río Santiago, utilizando el programa Surfer 12 (Golden Software, 2012) con el método de interpolación de mínima curvatura. Las profundidades seleccionadas para estos mapas fueron 10 m, 20 m, 45 m, 100 m y 200 m, lo que incluye la zona de saturación del acuífero local, de acuerdo con los valores de profundidad de los niveles estáticos medidos en norias de la zona de estudio.

En los cinco mapas se utilizó la misma escala de valores, para una mejor interpretación. Esta escala muestra los valores más resistivos se representan de color rojo y los valores más menos resistivos en color azul. El intervalo de resistividades es de 4.5 a 150 Ohm.m, Como mapa base para observar la distribución espacial de resistividad se utilizó GOOGLE EARTH.

En el mapa realizado para una profundidad de 10m (Fig. 70) se observa una gran heterogeneidad de resistividades a esta profundidad, desde los valores más resistivos hasta los más conductores, debido a que son sedimentos recientes, material de relleno de origen aluvial donde predominan arenas, arenas finas, limos y arcillas, afectados además por sistemas de riego con agua provenientes de norias, lo que provoca una respuesta conductora en el área. También se puede encontrar rocas más compactas como conglomerados con muy baja humedad, lo que provoca una respuesta de valores de resistividades alta. Las zonas más resistividades se ubican en cada lado del río Santiago en las inmediaciones del poblado Palma de la Cruz, al igual que al NW del área de estudio, con un intervalo de 55 a 150 Ohm.m. Al SW del mapa, se presenta una zona de bajos valores de resistividad entre 4.5 a 12 Ohm.m.

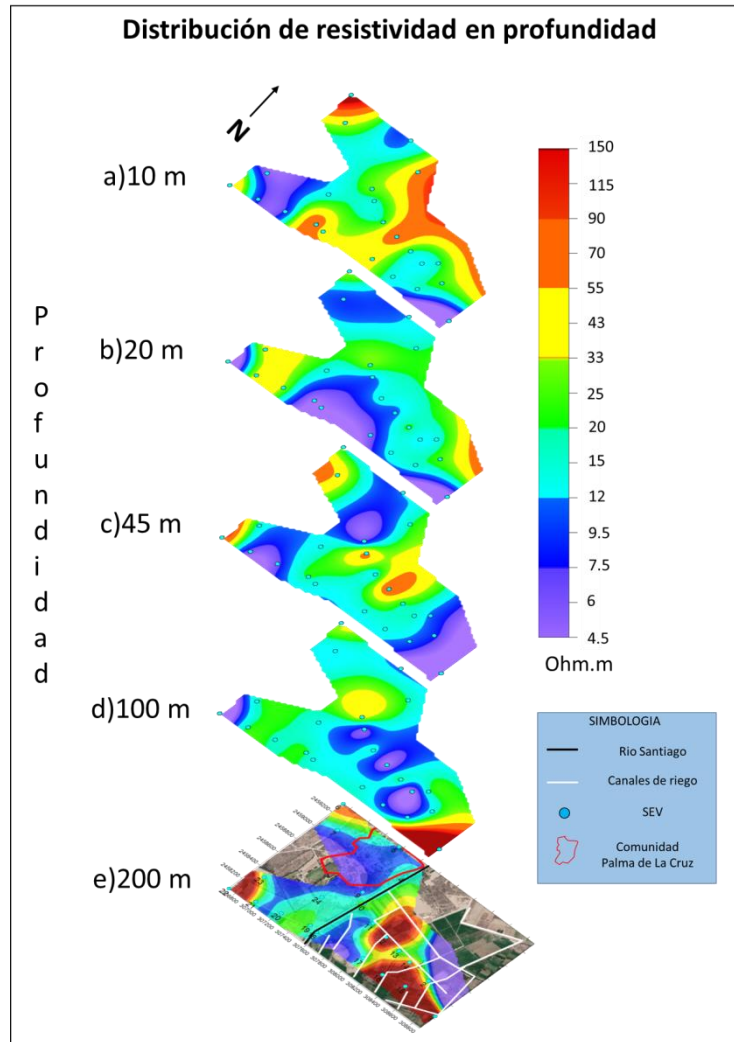


Figura 69. Mapas de distribución de las resistividades reales a 10, 20, 45, 100 y 200 m de profundidad.

En el mapa de resistividades a 20m (b) se observa que los valores más conductores empiezan predominar; las áreas más resistividades disminuyen dado por la presencia de la zona saturada en la mayor parte del área de estudio, coincidente con los rangos de valores de los NE mostrados en la Tabla 22.

A la profundidad de 45 m y 100 m (c y d), predominan aún más los sedimentos conductores, sin embargo, mayormente para 100 m de profundidad (d) destacan pequeñas zonas de alta resistividad >70 Ohm.m, debido posible presencia de latitas como basamento del acuífero local.

Por último, en el mapa de profundidad de investigación de 200 m (e) se observa, mayormente en el Este del río, un incremento en la presencia de altas resistividades como evidencia de la presencia del basamento resistivo ígneo con valores mayores de 90 Ohm.m, mientras que del lado Oeste se logra registrar este comportamiento en los extremos del área de estudio.

5.2.1.2 Secciones geoelectricas

Basados en la orientación predominante N-S de las estructuras mostradas en los resultados de los estudios magnetométricos, se procedió a correlacionar SEV a manera de dos secciones de resistividad (A y B) con dirección cercana a E-W con el fin de modelar el acuífero local hasta una profundidad de 250 m.

5.2.1.2.1 Sección A

Esta sección consta de 10 sondeos (SEV 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 2) separados entre sí por 200 a 300 m aproximadamente, cuenta con una longitud de estudio de 1800 m, y su dirección es de Noroeste a Sureste, ubicado en las coordenadas de NW (306721, 2459323) y SE (308566, 2458458). Los SEV's 6, 7, 8 y 9 se encuentran ubicados del lado del pueblo, mientras que los sondeos 10, 11, 12, 13, 14, y 2 se encuentran del lado de las parcelas. La abertura máxima AB/2 realizada es de 700 m, registrando un total máximo de entre 6 y 8, teniendo una profundidad máxima de estudio para todos los SEV's de 250 m. Este proceso de correlación y obtención de las secciones geoelectricas se realizó con ayuda del programa IPIWin2 (Bobachev, 2003).

Los valores de resistividad en la sección A muestra una alta variación entre 4.5 a 1096 Ohm.m, aunque en general predominan las bajas resistividades, lo que indica que es una zona conformada de material aluvial saturado.

En la parte más cercana a la superficie, del lado E y entre los sondeos 10 y 14 se encuentra material resistivo, con valores de 30 a 1096 Ohm.m, con una máxima profundidad de 30 m. Por debajo de este horizonte se encuentran zonas de baja resistividad (I), con valores de 11.5 a 19 Ohm.m, aflorando en la mayor parte de la sección como evidencia de la existencia de un acuífero libre. Este material se

refiere al aluvión de diferente granulometría saturado, donde se presentan algunos cuerpos (II y IV) más conductores (<11 Ohm.m) dado probablemente por el aumento en el contenido de finos. Por último, entre los SEV 10 y 12 a una profundidad de 150 m, se encuentra un cuerpo III resistivo (>70 Ohm.m) de espesor no definido como evidencia de la aparición de estratos de Latitas.

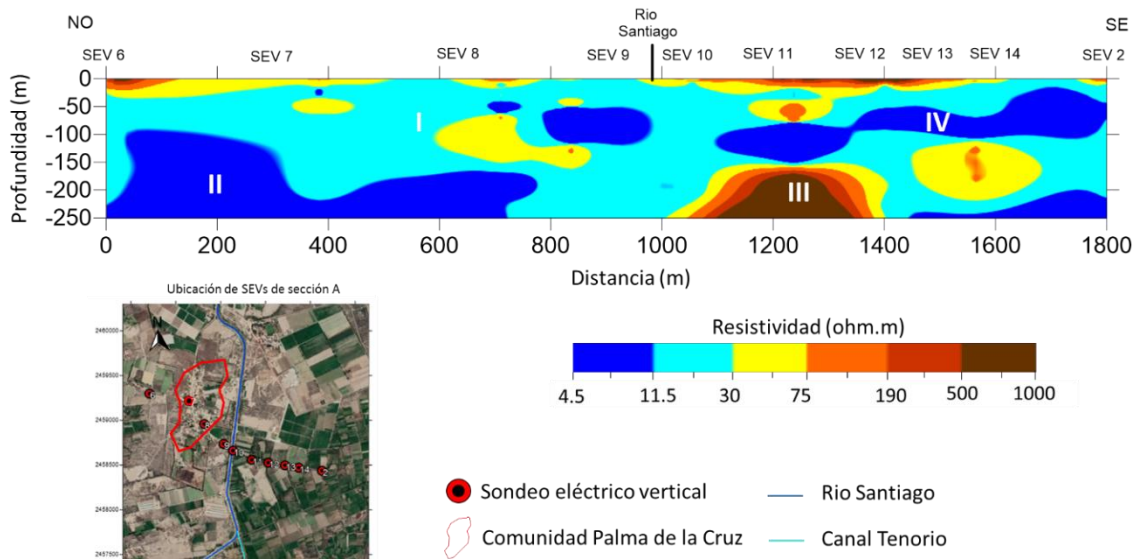


Figura 70. Sección geoelectrica A.

5.2.1.2.2 Sección B

La Figura 71 muestra la sección geoelectrica B conformada por los SEV's 15, 16, 17, 18 del lado de las parcelas y 19, 20, 21, 22 en el lado del poblado. La longitud del perfil es de 1800 m, con una profundidad máxima de 250 m. La orientación de la sección es de WSW (306727, 2458053) a ENE (308477, 2458289). La abertura AB/2 máxima fue de 550 m y obteniendo un número máximo de capas por SEV's entre 6 y 8. El intervalo de resistividades en la sección es de 4.5 a 1096 Ohm.m, representándose de color azul lo más conductor a café lo más resistivo.

Como se puede apreciar se encuentra un horizonte (I) de materiales conductores, de resistividades entre 11 a 29 Ohm.m con espesores máximo de 150 m, y presencia de cuerpos más conductores (<10 Ohm.m) como el cuerpo II, en coincidencia con lo observado en la sección A. La particularidad de esta sección B es la presencia a todo lo largo de la sección de un horizonte que funciona como

basamento del material conductor a profundidades mayores a 150 m como indicador de que el espesor del acuífero granular aluvial disminuye hacia el sur del área de estudio.

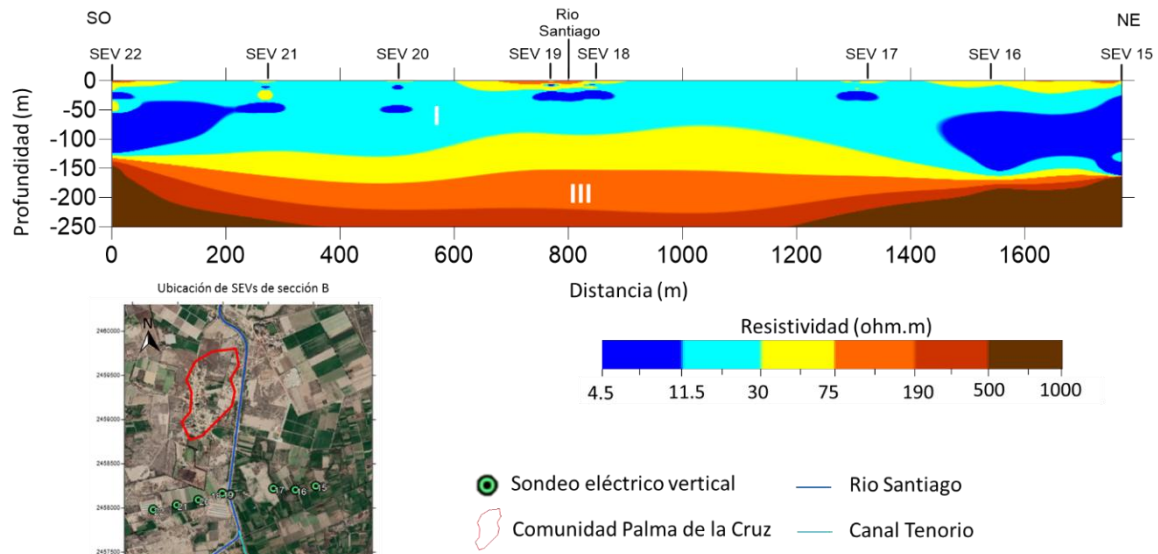


Figura 71. Sección geoelectrica B.

5.2.1.3 Mapa de profundidad de basamento del material aluvial

De los resultados alcanzados en ambas secciones se construyó un mapa de profundidad del basamento del material aluvial. Se observa como hacia el sur del área de estudio los valores de profundidad disminuyen alcanzando un mínimo de 100 m, mientras que hacia el norte los valores son mayores a 250 m, ya que esta fue la máxima profundidad de estudio sin detección de material calcáreo.

Este comportamiento del material aluvial, tomando en cuenta que la dirección predominante del flujo del agua subterránea es SW-NE, la elevación del basamento calcáreo debe funcionar como barrera, facilitando un mayor flujo de agua subterránea en la dirección E-W, dado por mayores espesores del material aluvial, (Ramos-Leal, et al).

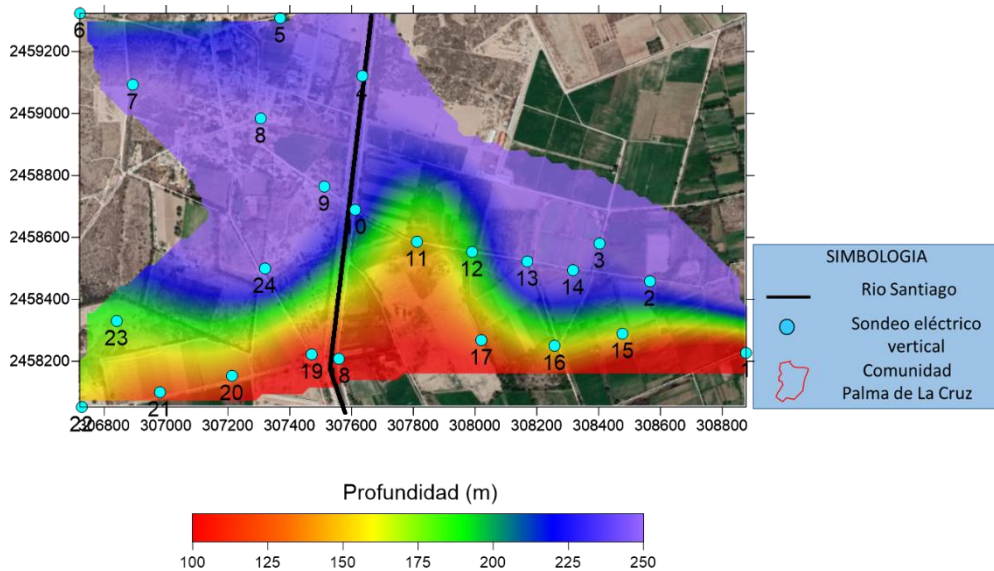


Figura 72. Mapa de profundidad del basamento del acuífero somero.

5.2.3 Resultados de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)

Como resultado del procesamiento de datos provenientes de la aplicación de método TRE, se obtuvo la sección de la Figura 74, con una profundidad de estudio de 40 m. La sección es resultado de la unión de dos perfiles TRE-A y TRE-B con longitudes 350 m y 500 m, respectivamente; ambos con dirección NO-SE. Entre cada perfil existe una separación de 100 m debido al paso del río Santiago. Las resistividades en los perfiles tienen un intervalo de 7 Ohm.m a 150 Ohm.m.

La ubicación del perfil TRE-A es NO 307329, 2458889 a SE 307530, 2458751. En la parte más somera del perfil se observa un horizonte resistivo en gran parte del perfil con valores de 20 a 90 Ohm.m debido al material aflorando como caliza arcillosa, con un espesor de 15 m aproximadamente. Este estrato resistivo es seguido de otro horizonte, sin espesor definido, de menor resistividad (<20 Ohm), y que aflora en la parte más al NW del perfil. El horizonte conductor es considerado como aluvión saturado, confirmado por los niveles estáticos de los pozos más cercanos; en este caso, el pozo 9, proyectado a 75 m del perfil, tiene un nivel estático de 13.2 m (ver Tabla 22), valor muy cercano a los 15 m que muestra de la sección TRE-A.

El siguiente perfil TRE-B se ubica en el lado de las parcelas con coordenadas Noroeste 307632, 2458676 y Sureste 308222, 2458510, se puede apreciar una continuación con el perfil antes mencionado, en donde los valores más altos de resistividad (>33 Ohm.m) se ubican en la zona más cercana a la superficie, teniendo una extensión en todo el perfil con espesores variados dado por la presencia de caliza. En los 10 y 15 m de profundidad se logra alcanzar el horizonte conductor considerado como el acuífero libre, teniendo valores de resistividad <20 Ohm.m. Al igual que en el perfil anterior, se hizo una correlación con los niveles estáticos de los pozos, en este caso el pozo 12 se encuentra proyectado a 100 m, con un nivel estático a los 12.3 m de profundidad, mientras en la sección, separada del pozo a 100 m en la distancia 200 m, presenta una profundidad a la zona saturada de 17 m.

En la Figura 73, se hace una correlación entre la sección geoelectrica A, los perfiles de tomografía (TRE-A y TRE-B) y los niveles estáticos de los pozos 9 y 12 proyectados a 75 y 100 m correspondientemente.

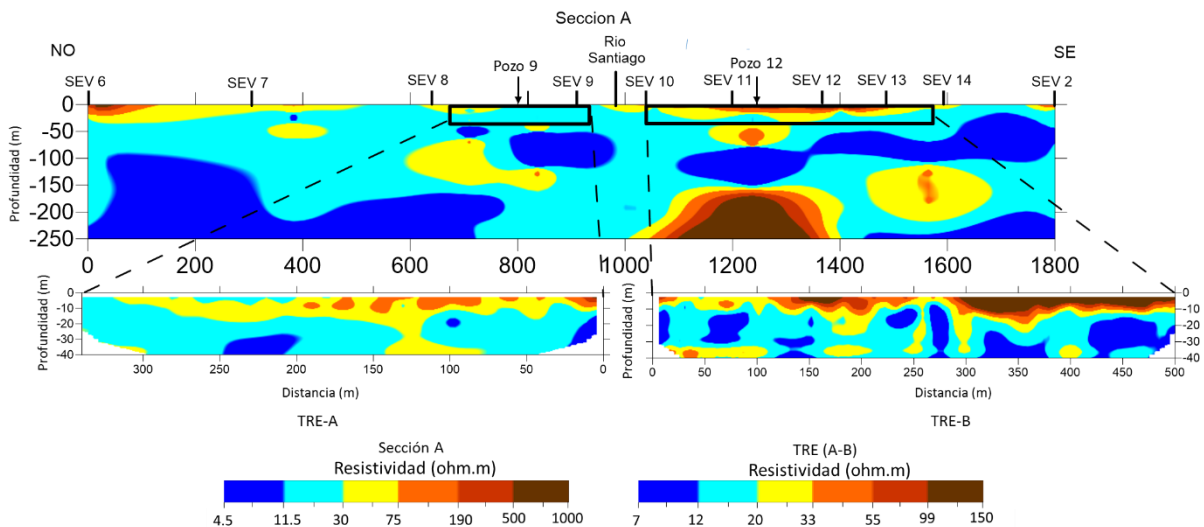


Figura 73. Correlación de la sección geoelectrica A con TRE-A y TRE-B.

Como se mencionó en otro capítulo, la tomografía posee mayor resolución que SEV, brindando un modelo bi-dimensional del comportamiento de la resistividad a lo largo de un perfil. Por lo tanto, ubicando los perfiles en el área correspondiente

a la sección A, se logra tener una visión más detallada de los materiales que componen a la sección a 40 m de profundidad, con el propósito de visualizar con mayor detalle la presencia de la cobertura discontinua carbonatada, así como del techo de los sedimentos aluviales saturados. En los dos métodos se encuentra un horizonte resistivo cerca de la superficie, mayormente del lado Este del río Santiago, correspondiente a calizas fracturadas, mientras que el acuífero somero se encuentra a los 10 a 20 m, también observado por los niveles estáticos medidos en los pozos 9 y 12 con profundidades de 13.2 y 12.3 m respectivamente. Esta correspondencia les otorga confiabilidad a las secciones resultantes de la aplicación del método SEV y permite enriquecer de información al mapa de profundidades del nivel freático del acuífero local en el área de estudio.

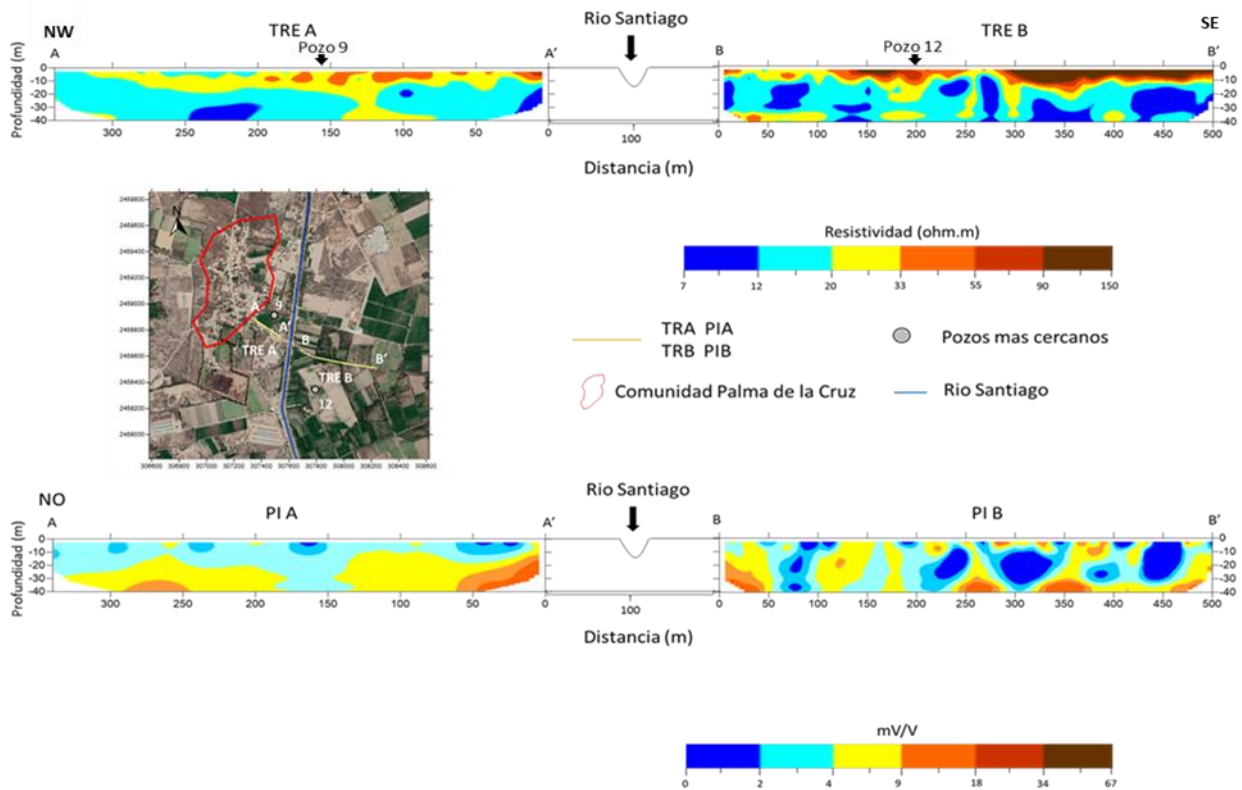


Figura 74. Tomografías de resistividad eléctrica (TRE-A y TRE-B) y secciones bi-dimensionales de cargabilidad.

5.2.4 Secciones bi-dimensionales de cargabilidad

Secciones tomográficas de cargabilidad, una del lado del Oeste del río (PI A) y otra del lado Este (PI B), (ver Figura 44), fueron obtenidas coincidentes con las secciones de TRE, esto con la finalidad de verificar la existencia o no de cuerpos arcillosos impermeables o semi-impermeables en la zona saturada hasta una profundidad máxima de 40 m. Los valores de cargabilidad van de 0 a 67 mV/V, donde los valores mínimos son representados de color azul y los más altos de color café. Al igual que los perfiles de tomografía, se dejó un espacio de 100 m entre el inicio de cada perfil de PI, en donde pasa el río Santiago.

En ambas secciones PI A y PI B, se muestran valores muy bajos de cargabilidad, esto valores menores a 9 mV/V, demostrando la poca presencia de arcilla en la zona saturada. Para el perfil de PI A, la longitud de estudio fue de 350 m, con una dirección de NW a SE, donde solo dos pequeñas zonas de cargabilidad mayor a 9 mV/V se observan relacionados con la presencia cuerpos más conductores en la sección TRE-A, las cuales indican el aumento del contenido de arcilla y por consiguiente su menor permeabilidad. La zona de mayor permeabilidad (material aluvial, Arzate et al., 2006) muestra valores de cargabilidad <4 mV/V, la cual predomina en ambas secciones.

El perfil del lado Este del río (PI B), tiene una longitud de 500 m, con una dirección NW a SW. Los valores altos de cargabilidad (>9 mV/V) se pueden encontrar entre 20 y 30 m de profundidad relacionados con algunos cuerpos conductores presentes en la TRE-B. En algunos casos esto pequeños cuerpos de mayor cargabilidad afloran debido a la presencia de arcilla en la caliza fracturada presente en la superficie del terreno. Los valores predominantes para el perfil PI B son también aquellos menores a 9 mV/V mostrando la alta permeabilidad del material aluvial.

Como resultado muy importante de estas secciones de cargabilidad es la no existencia de un estrato superficial con alto contenido de arcilla y, por consiguiente, muy baja permeabilidad, que pueda ser considerado como acuitardo, por lo que confirma la existencia de un acuífero local libre.

5.3 Conductividad eléctrica CE y salinidad en muestras de agua subterránea

Para la obtención de los resultados de CE y de la salinidad de las 19 muestras de agua recolectadas del río Santiago, canal Tenorio y de pozos, se utilizó un multiparámetro de mesa Orion Versa Star Pro Electrochemistry Meters, el cual da como resultado los valores mostrados en la en la tabla 20.

En la tabla 20, el valor de CE más alto se encuentra en el pozo 9, mientras que el más bajo se ubica en el pozo 3. De la cantidad de 19 muestras de agua solamente en 7 pozos (del 1 al 7, 36%) el valor de CE es inferior a $0.7 \mu\text{S}/\text{cm}$, lo que indica que el agua en esta zona es adecuada para su uso para riego agrícola, de acuerdo a la tabla propuesta por Ayers y Westcot, 1989 (Tabla 10). Para las 12 muestras restantes, el resultado de la CE fue entre 0.7 a $3 \mu\text{S}/\text{cm}$, aunque no representan valores de riesgo y su uso debe ser moderado para el riego agrícola.

Tabla 20. Resultado del CE y salinidad en las muestras tomadas de pozos, río Santiago y canal Tenorio.

X	Y	Pozo/muestra	CE	Salinidad
307324	2460134	1	0.533	0.341
306301	2459568	2	0.664	0.425
306543	2459467	3	0.501	0.321
306885	2459329	4	0.54	0.346
307247	2459354	5	0.506	0.324
307318	2459273	6	0.541	0.346
307716	2459199	7	0.648	0.415
307673	2458865	8	1.2	0.768
307486	2458880	9	1.354	0.866
307069	2458522	10	0.726	0.465
307442	2458219	11	0.88	0.563
307789	2458364	12	0.876	0.561
308397	2458661	13	1.228	0.786
308868	2458127	14	1.057	0.677
308318	2457834	15	0.865	0.554
307718	2457388	16	0.917	0.587
307570	2457737	Santiago	0.756	0.484
307667	2457737	Tenorio	0.848	0.543
307630	2457865	Union	0.8	0.512

Los resultados de CE se traducen de manera directamente proporcional salinidad, por lo que de igual manera el valor más bajo se encuentra en el pozo 3 con 0.321 g/L y el más alto en el pozo 9 con la cantidad de 0.86 g/L. Tomando en cuenta los resultados de la Tabla 20 (CE y salinidad), de las 19 muestras de agua, 12 (~64%), se recomienda como de uso moderado, con un intervalo de salinidad de 0.321 a 0.425 g/L.

El río Santiago y canal Tenorio son presenta alta salinidad, con valores de 0.484 y 0.543 g/L respectivamente.

5.3.1 Distribución espacial de CE y salinidad

Tomando en cuenta 16 muestras de agua colectadas en norias y tres muestras de agua colectadas en río, se realizó un mapa para observar la distribución espacial de la CE y salinidad en el área de estudio. El rango de los valores de CE obtenido fue entre 0.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (color azul) y 1.3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (color rojo). En el mapa se observa que los valores más altos de CE se encuentran en la zona central del área de estudio y hacia el E-SE donde se ubican el área de las parcelas. La distribución de la anomalía alta de CE y salinidad es debido al número elevado de fosas sépticas en el poblado de Palma de la Cruz, cuyo aporte a la salinidad y a la baja CE migra al Este según el flujo local E-W de las aguas subterránea explicada a partir del mapa de profundidades del basamento de los sedimentos aluviales (Figura 74) donde el espesor de los sedimentos saturados disminuye en más de 100 m al sur del área de estudio.

Los valores más bajos de CE se ubican al norte del mapa, aunque cabe mencionar que la información de muestreo al norte es escasa, con gran interpolación. El pozo 1, ubicado en extremo norte del pozo, posee infraestructura propia de pozo profundo, sin embargo, fue imposible tomar valores de nivel estático y tampoco se conoce su profundidad máxima, por lo que sería recomendable en un futuro cercano recolectar mayor información de esta porción más al norte del área de estudio con el fin de obtener un mapa de salinidad y profundidad del nivel estático más precisa para toda el área estudiada con métodos magnetométricos terrestres.

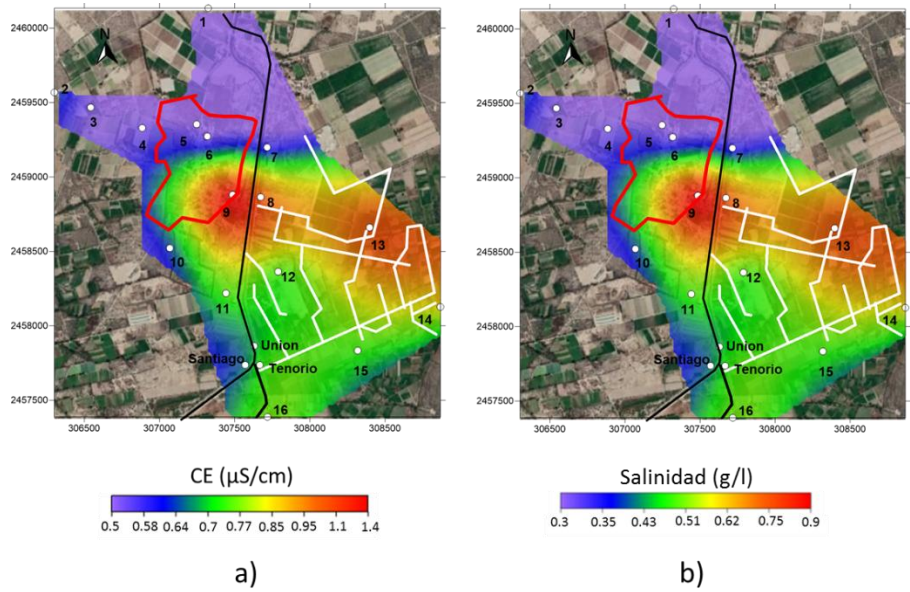


Figura 75. Mapa de la distribución espacial de la CE (a) y salinidad (b).

Para el mapa de salinidad (b) los valores tienen un intervalo de 0.3 – 0.9 g/L. Se aprecia que las muestras alejadas de las zonas de riego en la parte norte de la comunidad, tienen una salinidad baja entre los ~0.35 g/L. Los valores más altos se presentan en la parte E-SE del área de estudio, al igual que la CE, debido por su relación directa que tienen. En la zona de parcelas donde se utiliza el agua del rio Santiago y el agua extraída de los pozos para el riego de las cosechas, se encuentran los valores de concentración más altos, el rango de salinidad es de 0.6 a 0.9 g/L, por lo tanto, no habiendo una estructura en el subsuelo que impida una filtración del agua, el sistema de canales para el riego agrícola, favorece a una migración vertical del agua hacia el acuífero somero.

5.4 Evaluación textural del suelo

La textura de un suelo es determinada por el porcentaje de arena, limo y arcilla fue determinada utilizando la metodología de Bouyoucos, explicada en el punto 3.5.4, en dos muestras de suelo obtenidas de cada lado (Este y Oeste) del río Santiago, obteniéndose los resultados que se muestran en la siguiente tabla.

Tabla 21. Porcentaje de partículas de arena, limo y arcilla contenidas en las muestras de suelo.

MUESTRA	X	Y	% ARCILLA-LIMO	% ARENA	% LIMO	% ARCILLA	TOTAL
ESTE	308043	2458519	33.8	66.2	31.28	2.52	100
OESTE	306559	2459709	31.8	68.2	21.28	10.52	100

En la muestra del lado Este (Tabla 21), el porcentaje de arena resultante es 66.2%, el contenido de limo es del 31.28% y finalmente el contenido de arcilla es de solo 2.52%, lo que representa un contenido de partículas finas (arcilla-limo) del 33.8% respecto al total. En la muestra del lado Oeste, la partícula de arena se muestra con un porcentaje del 68.2%, el contenido de limo 21.28% y por último la arcilla con el 10.52%, el contenido de partículas finas está dado por el 31.8% del total.

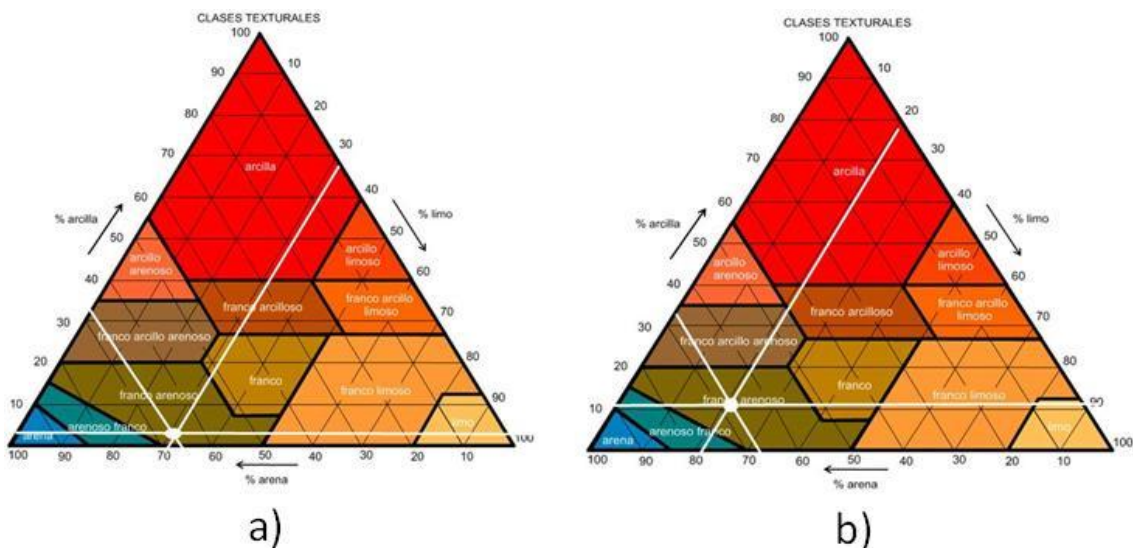


Figura 76. Determinación de la clase textural por medio del diagrama de texturas, a) Este y b) Oeste.

Aunque la muestra Oeste, tiene un contenido mayor de arcillas, ambas son calificadas, de acuerdo al triangulo textural (USDA, 2014) como franco-arenosos. Por lo tanto, los resultados indican que las dos muestras son ricas en arena y muy similar en el contenido de finos, y no clasifican para constituir un acuitardo.

Tomando en cuenta la expresión dada por Delgado-Rodríguez et al. (2011) para la determinación de la conductividad hidráulica (K) saturada en suelo con bajo contenido de arcilla y presencia de limos, se tiene que:

$$K = 0.101176 * C^{-1.62} \quad (22)$$

Donde:

C = contenido de finos en rango 0-1.

K = conductividad hidráulica saturada en m/día.

Los valores determinados fueron llevados a unidades de cm/h resultando en 2.45 y 2.70 cm/h para las muestras Este y Oeste, respectivamente. Estos valores, de acuerdo a la clasificación dada por Jaramillo-Jaramillo (2002) clasifican estos suelos como de permeabilidad moderadamente alta, lo que representa una retención de agua pobre y una propicia migración vertical. Este resultado indica que otro factor a considerar como aportación de aguas proveniente del río Santiago al acuífero local es la migración vertical en las parcelas ubicada al Oeste del río a través del sistema de riego por canales.

5.5 Nivel estático de pozos

A continuación se muestran los niveles estáticos medidos en pozos, los cuales se utilizan para el riego agrícola. Los NE que se presentan en la tabla 22, se pudieron obtener gracias a que los pozos estaban abiertos y, no habían estado sometido a extracción por más de 24 h.

Los NE se pudieron obtener de 13 pozos, 7 del lado Oeste del río Santiago (2, 3, 4, 5, 6, 9, 11) y 6 del lado Este (7, 12, 13, 14, 15, 16), obteniendo niveles que varían de 12 m el más somero (pozo 11) a 28.6 m el más profundo (pozo 3).

Tabla 22. Niveles estáticos medidos en los pozos de Palma de La Cruz.

POZO	X	Y	NE
2	306301	2459568	22
3	306543	2459467	28.6
4	306885	2459329	14.6
5	307247	2459354	16
6	307318	2459273	15.4
7	307716	2459199	22.7
9	307486	2458880	13.2
11	307442	2458219	12
12	307789	2458364	12.3
13	308397	2458661	22
14	308868	2458127	22
15	308318	2457834	18.8
16	307718	2457388	15.5

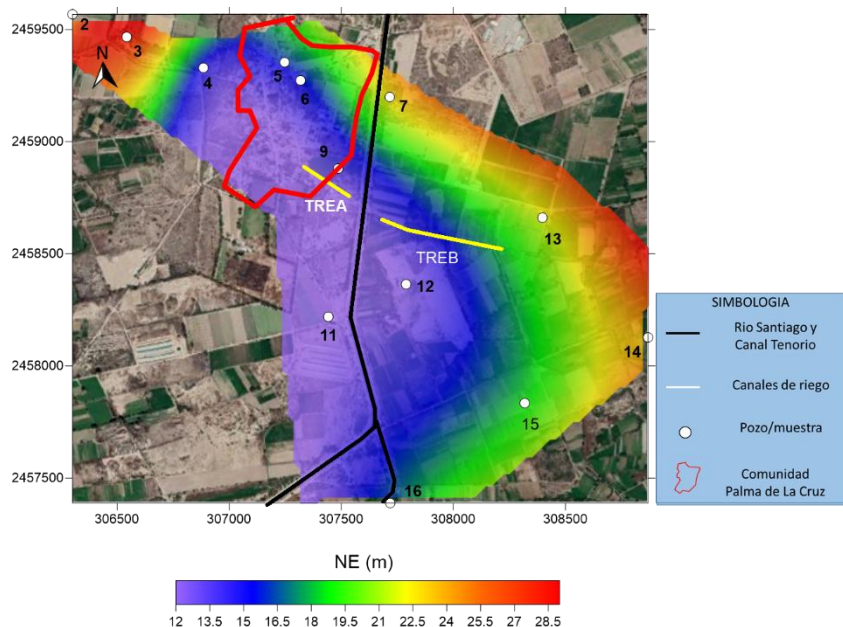


Figura 77. Mapa de los niveles estáticos de pozos.

La Figura 77, muestra la distribución del nivel estático de los pozos de la comunidad, el nivel más mas somero medido fue en el pozo 11 a 12 m (lado Este) del nivel de la superficie, y se representa de color azul, por lo contrario, el pozo 3 (lado Oeste) presenta el nivel estático más profundo y se encuentra a 28 m, mostrándose en color rojo. Se observa que los pozos más cercanos al río Santiago cuentan con los niveles más someros en un intervalo de 12 a 19 m (azul a verde) y

mientras más se alejan del río, el nivel se vuelve más profundo con una variación de 12 a 28 m, tomando el color de amarillo a rojo.

Estos datos se utilizaron para correlacionar la profundidad del acuífero somero observado en los perfiles de tomografía, dando como resultado una relación en la profundidad del acuífero y de los niveles estáticos.

4.5 Análisis químico del agua

Se realizó una campaña de muestreo que consistió en la recolección de 19 muestras de agua de las cuales 16 fueron recolectadas de pozos distribuidos en la comunidad de Palma de la Cruz, además de tres distribuidas de la manera siguiente: una en canal Tenorio, proveniente de la planta de tratamiento Tanque Tenorio, otra en el río Santiago antes (aguas arriba) de la unión con canal Tenorio y una tercera en el río Santiago posterior (aguas abajo) de la unión con canal Tenorio. De cada una de las 19 muestras de agua recolectadas se analizaron en el laboratorio 31 elementos (Ag, Al, As, B, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Ti, V, Zn). De los elementos analizados 13 (Ag, Be, As, Co, Cr, Hg, Mo, Ni, Sb, Se, Sn, Tl y V) no fueron detectables en muestra alguna, con que descarta la presencia de trazas tales como As, Co, Cr, Hg, Ni y Sn. El plomo (Pb) solo se presenta en el pozo 14, ubicado en una casa rural a aproximadamente 800 m al Oeste del río Santiago, con una concentración de 1.7 mg/L, superior al nivel permisible para uso agrícola (0.5 mg/L). No obstante, este valor, el Pb no es detectable en el resto de las muestras de agua, por lo que se considera una fuente de contaminación muy local, lo que conlleva, dada a la alta peligrosidad de este contaminante, a recomendar en futuro cercano repetir el proceso de muestreo de agua extraída del pozo 14 y los análisis químicos correspondiente con el fin de conformar o descartar la existencia de una fuente puntual de contaminación por plomo. Por último, el Cd y el Cu estuvieron presentes en algunos pozos en niveles por debajo de 0.05 mg/L. La inexistencia de trazas de metales pesados en el agua del canal Tenorio muestra la eficiencia del funcionamiento de la PTAR Tenorio, considerado como modelo a nivel internacional. No obstante, la conexión probada entre el

canal Tenorio y el acuífero local en la zona agrícola de Palma de la Cruz, recomienda un estricto seguimiento del funcionamiento adecuado de la planta de tratamiento, siendo que de esto depende la no contaminación de las aguas del río Santiago por los elementos trazas mencionados.

Otro caso que llama la atención es el resultado del manganeso (Mn) donde en canal Tenorio y aguas abajo, en la unión de sus aguas con el río Santiago, sus concentraciones rebasan el nivel permisible de 0.2 mg/L, con valores reportados de 0.26 y 0.31 mg/L, respectivamente. Sin embargo, en todos los pozos sus concentraciones son por debajo de 0.05 mg/L, lo pudiera estar relacionado con la absorción y oxidación del Mn como micronutriente. Caso similar sucede con el fósforo (P) donde concentraciones entre 3.15 y 3.68 mg/L se presentan en las aguas del río Santiago y canal Tenorio y, por consiguiente, en su unión aguas abajo, sin embargo, no es detectable en pozo alguno, probablemente debido, a la retención de este elemento en el suelo y a la alta absorción por las plantas como macronutriente. Debido a que no se encontró un valor de concentración máxima de los elementos S, Si y Sr en agua para uso agrícola, de acuerdo a la NOM-127-SSA1-1994 estos elementos no rebasan los límites para consumo humano, por lo cual, consideramos que sus presencias en el agua subterránea no limitan su uso como agua de riego.

Cabe señalar que este estudio no incluye estudios químicos de muestras de suelo ni plantas, ni tampoco análisis microbiológicos en agua, por lo que solo se limita a afirmar la no presencia de elementos trazas en aguas del río y en el agua subterránea local. La afirmación o negación de existencia de factores de riesgo para la salud humana o animal en la localidad debe ser sustentada en un estudio químico-bacteriológico integral.

Los registros reportados por el laboratorio LANBAMA del IPICYT se presentan en el Anexo 2.

Tabla 23. Concentración de los elementos encontrados en las muestras de agua.

Elemento	Min (mg/l)	Max (mg/l)	Promedio (mg/l)	L. permisible para riego agrícola (mg/l)
Al	<0.05	0.13	<0.09	5
B	<0.05	0.19	<0.12	0.7
Ba	<0.05	0.14	<0.09	0.7
Ca	44.71	158.73	101.72	400*
Cd	<0.05	<0.05	<0.05	0.01
Cu	<0.05	<0.05	<0.05	0.2
Fe	0.09	0.1	0.09	5
K	23.53	54.11	38.82	2
Li	<0.05	0.11	<0.08	2.5
Mg	4.79	20.04	12.41	6*
Mn	<0.05	0.31	<0.18	0.2
Na	4.37	17.77	11.07	92*
P	3.15	3.68	3.41	2*
Pb	1.71	1.71	1.71	0.5
S	17.82	93.23	55.52	-
Si	25.54	52.06	38.8	-
Sr	<0.05	1.13	0.59	-
Zn	0.13	0.33	0.23	2

*Fuente Ayers y Westcot, 1989.

6. CONCLUSIONES

Los estudios magnetométricos, tanto aéreos como terrestres, ubican el área de estudio, incluyendo el poblado de Palma de la Cruz (al Este), río Santiago (centro) y zonas de parcelas (al Oeste), en una zona de alto gradiente de campo magnético, el cual aumenta de Oeste a Este, afectado por la cada vez más cercana presencia de un basamento ígneo.

Estudios geoelectrónicos muestran la existencia de un acuífero libre compuesto de material aluvial de textura franco arenoso con presencia de lentes arcillo-limosos de baja permeabilidad, cuyos espesores en la parte centro y norte del área de estudio supera los 250 m, mientras que hacia el sur su espesor disminuye, alcanzando valores mínimos de 100 m, mostrando una estructura que pudiera facilitar el flujo local de agua subterránea en una dirección W-E. Este resultado fue confirmado a partir del comportamiento de los valores de CE y salinidad en las muestras de agua del río, canales y pozos, mostrando niveles de salinidad de hasta 0.9 g/L al Oeste dado por el número elevado de fosas sépticas en el poblado de Palma de la Cruz, que migra al Este según el flujo local de aguas subterráneas. La salinidad del agua del río Santiago y canal Tenorio (~ 0.5 g/L), se repite en el

pozo 11 cercano al río y en otras cuatro norias ubicadas dentro del sistema de canales, mientras que en ocho norias ubicadas al norte y este del río, fuera del sistema de canales, la salinidad del agua es inferior (0.3 a 0.35 g/L), demostrando el rol fundamental que juega el sistema de canales en la transmisión vertical por infiltración del agua proveniente del río Santiago al acuífero local. Estudios geoelectrónicos dados por SEV y Tomografía de Resistividad Eléctrica mostraron la existencia de un cuerpo laminar arcillo-limoso debajo del cauce del río Santiago que limita el flujo de agua desde este último al acuífero local.

Los análisis químicos realizados a 19 muestras de aguas extraídas del canal Tenorio, río Santiago y en pozos del área de estudio, muestran concentraciones de Cd y Cu por debajo de 0.05 mg/L, mientras que As, Co, Cr, Hg, Ni y Sn no fueron detectados. Solo un pozo distante del río, cercano a una vivienda, presenta Pb en concentración por encima del nivel permisible, lo cual se asocia a la existencia de una fuente de contaminación puntual. Estos resultados, si bien indican que las aguas del río Santiago y canal Tenorio no presentan elementos traza de metales pesados y, por consiguiente, tampoco existen estos metales traza en el agua subterránea local, no puede asegurarse la no existencia de factores de riesgo para la salud humana y animal. Futuros estudios químicos y microbiológicos en muestras de suelo y plantas, serían necesarios para afirmar o descartar la presencia de tales riesgos.

7. BIBLIOGRAFÍA

Advanced Geosciences, Inc., (2009). Instruction Manual for EarthImager 2D, Resistivity and IP Inversion Software.

Aguirre Hernández, M. A. (1992). Geología del subsuelo de las cuencas geohidrológicas del valle de San Luis Potosí y de Villa de Reyes, en el Estado de San Luis Potosí (Folleto Técnico No. 116). San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Alarcón-Corredor, o. M. (2009). Elementos trazas. Facultad de Ciencias. Departamento de Química. Laboratorio de Espectroscopia Molecular. Universidad de Los Andes. Mérida. Venezuela

Argote Espino, D. (2008). Modelación en 3d de datos magnéticos para caracterizar estructuras arqueológicas (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México.

ASTIER, J. L. (1975). Geofísica Aplicada a la Hidrogeología. Ed. Paraninfo – Madrid España.

Ayers R.S., D.W. Westcot, (1989). Water quality for agricultura. FAO. Irrigation and Drainage Paper. 29 Rev. 1.

Arzate Flores, J., Barboza Gudiño, J. R., López Doncel, R., Pacheco Martínez, J., Mata Segura, J. L., & Del Rosal, A. (2008). Estudio geológico-geofísico para la evaluación de los hundimientos y agrietamientos en el área metropolitana San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez (Folleto Técnico No. 130). San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Baranov, V. y Naudy, H., (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, Geophysics, Vol. 29, pp 67 – 79.

Barboza, R., Lopez, R., Pacheco, J., Mata, J., Rosal, A. del, Peña, I., & Olivares, C. (2006). Estudio Geológico-Geofísico para la evaluación de los hundimientos y

agrietamientos en el área metropolitana San Luís Potosí-Soledad de Graciano Sánchez. Recuperado de S/E.

Barker R., D. (1989). Geophysics, vol 54, no.8 p. 1031-1037, Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays.

Barreto Muñiz, Luis (1997). EL GEOMAGNETISMO (Ed. Rev.).

Breiner, S. (1973) – U.S.A. Magnetometers – Geometrics pp. 1- 63.

Cabrera Rodríguez, A. (2012). Metales pesados en sedimentos del río Santiago y tanque tenorio y su efecto en el crecimiento de frijol y maíz (Tesis de Licenciatura). Universidad Autónoma de San Luis Potosí facultad de agronomía.

Cano Garcia, A. (2015). Manual de prácticas de edafología.

Cardona, A., 1990. Origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea del valle de San Luis Potosí: Su Relación con el Sistema de Flujo. Tesis de Maestría en Ciencias, Universidad Autónoma de Nuevo León, Fac. Ing. Civil. 97p.

Cardona A. y Carrillo-Rivera José Joel, 2006; Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas riolíticas; Ingeniería Hidráulica en México; vol. XXI, pp 69-86.

CDEM AMBIENTE - 1999. Los criterios y estándares para declarar un suelo contaminado en Andalucía y la metodología y técnicas de toma de muestra y análisis para su investigación

Chavez Vallarino, C. (2011). Detección de metales pesados en agua. (tesis de maestría). instituto nacional de astrofísica, óptica y electrónica.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2005). Estadísticas del agua en México (edición 2005). Recuperado de https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/259369/_2005_EAM2005.pdf

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2013). ESTADÍSTICAS DEL AGUA EN MÉXICO (edición 2013). Recuperado de https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/260111/EAM2013_br.pdf

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2016). Estadísticas del agua en México (edición 2016). Recuperado de http://201.116.60.25/publicaciones/EAM_2016.pdf.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2016). Ley Federal de Derechos, Disposiciones Aplicables en Materia de Aguas Nacionales 2016.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), (2018). Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero de San Luis Potosí (2411), Estado de San Luis Potosí.

Comité Técnico del Agua Subterránea (COTAS), 2005. Estudio técnico respecto a las condiciones geohidrológicas y sociales del acuífero 2411 "San Luis Potosí" en el Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, Comité Técnico de Agua Subterránea del Acuífero del Valle de San Luis Potosí, reporte, 74 p.

Del Valle Toledo, E. (1987). Introducción a la Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México.

Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA), (2014). Claves para la Taxonomía de Suelos. (12ªed).

Díaz Anaya, E. (2010). Implementación del código zondres2d para la modelación directa e inversa de datos de tomografía de resistividad eléctrica 2D. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma De México.

Doussolin, E., Quezada, C., 2008. "Manejo de suelos en zonas áridas". Cap. 2. Suelos en la región desértica de Chile. Eds.: Quezada, C.; Sandoval, M. y Zagal, E. p. 22-30.

Edwards, L. S., (1977). A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. Geophysics, v.42, p. 1020-1036.

FAO, 2015. Portal de suelos de la FAO. Propiedades Física del suelo; consultado en: <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/propiedades-del-suelo/e>.

Geosoft Inc. "Oasis Montaje Versión 6.4.2. 2007" Copyright, Geosoft Inc.

González Castillo, L., Galindo Zaldívar, J, Ruiz Constán, A., 2013, Anomalías magnéticas y estructura profunda del Complejo Alcalino de Monchique (Zona Sudportuguesa): Sociedad Geológica de España, vol. 54, p. 99-102.

INTERAPAS. (2011). Estudio de Diagnóstico y Planeación Integral de INTERAPAS, del Sistema de Agua y Saneamiento en los Municipios de San Luis Potosí, Cerro de San Pedro y Soledad de Graciano Sánchez, S.L.P. (INTERAPAS-PROMAGUA-01-2004-A). Recuperado de [https://www.cmic.org.mx/comisiones/Sectoriales/infraestructurahidraulica/varios/Taller%20Mig/DIP%20INTERAPAS%20\(abril-2011\)_Parte1.pdf](https://www.cmic.org.mx/comisiones/Sectoriales/infraestructurahidraulica/varios/Taller%20Mig/DIP%20INTERAPAS%20(abril-2011)_Parte1.pdf)

INTERAPAS, 2014. Sistema de tratamiento de aguas residuales.

Bobachev, A. (2003). IPIWIN-1D automatic and manual interpretation software for VES Data. *Available online: geophys. Geol. Msu. Ru/ipi2win.hym.*

K. Gupta, H. A. R. S. H. (1989). Encyclopedia of solid earth geophysics (Ed. rev.).

Kalantar-Zadeh K, Gutekunst L, Mehrotra R, Kovesdy CP, Bross R, Shinaberger CS, Noori N, Hirschberg R, Benner D, Nissenson AR, Kopple JD. 2010. Understanding sources of dietary phosphorus in the treatment of patients with chronic kidney disease. *Clin J Am Soc Nephrol* 5(3):519-530.

KIP, A. (1967). Fundamentos de Electricidad y magnetismo. Madrid, España: Ediciones Castilla, S. A.

Labarthe H, G., & Tristán González, M. (1978). Cartografía Geológica Hoja "San Luis Potosí" (Folleto Técnico No. 59). San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Latham C., M. (2002). Nutrición humana en el mundo en desarrollo. Universidad de Cornell.

León Calvo, O. I. (2018). Atlas municipal de riesgos. Plan de San Luis.

Loke M.H., Baker R.D., (1996). "Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method". *Geophysical Prospecting*, v. 44, p. 131- 52.

López Álvarez, B. (2012). Cambios de uso de suelo y su impacto en el sistema acuífero del Valle de San Luis Potosí, aplicando modelación numérica (Tesis de Doctorado). INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A. C.

López Álvarez, B., Ramos Leal, J., Moran Ramírez, J., Cardona Benavides, A., & Hernández García, G. (2014, 12 marzo). Origen de la calidad del agua del acuífero colgado y su relación con los cambios de uso de suelo en el Valle de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 9–26. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2013v65n1a2>.

López Loera, H., Ramos Leal, J., Dávila Harris, P., Torres Gaytan, D., & Martínez Ruiz, V. (2014, 7 septiembre). Geophysical Exploration of Fractured-Media Aquifers at the Mexican Mesa Central: Satellite City, San Luis Potosí, Mexico. *Surveys in Geophysics*, 36(1), 167–184.

Martínez Ruíz, V. J. (1986). Condiciones geohidrológicas actuales del valle de San Luis Potosí (Folleto Técnico No. 105). San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Medina González, H., García Coronado, J., & Núñez Acosta, D. (2007). The hydrometer method: theoretical basis for its employment in determining the soil particle-size distribution. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 16(3), 19–24.

Mielli, A. (1984). *Volta y el desarrollo de la electricidad hasta el descubrimiento de la pila y de la corriente eléctrica*. Buenos Aires: Espasa-Calpe.

Moran-Ramírez, J., 2010. Evaluación de la calidad química del agua en el acuífero somero de San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura, Área de Ciencias de Químico Biológicas, Universidad del Noreste, 68 p.

NMX-AA-093-SCFI-2018, Análisis de agua - medición de la conductividad electrolítica en aguas naturales, residuales y residuales tratadas-método de prueba, publicada en el Diario Oficial de la Federación, 26 de junio 2018.

NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994. "Salud ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización". Publicada en el Diario Oficial de la Federación, 22 de noviembre de 2000.

Orellana, E. 1982, Prospección geoelectrica de corriente continua. Segunda edición Biblioteca técnica Phylips. Madrid. pp 50-80.

Organización Mundial del Agua, (OMS). (2006). Guías para la calidad del agua potable (3ª ed.).

Ortiz Rodríguez, A. (2010). Análisis del impacto ocasionado por el fenómeno de subsidencia en la zona metropolitana de San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez, México (Tesis de Licenciatura). Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Parasnis, D. S. (1973). Mining Geophysics. Elsevier Publishing Company, Amsterdam London New York. pp, 26-47.

Puebla Hernandez, O. (2012). Aplicación de composta, micorriza (*glomus intraradices*) y ácidos húmicos en la producción de lechuga (*Latuca sativa*) (Tesis de Licenciatura). UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ FACULTAD DE AGRONOMÍA.

Ramos-Leal, J.A., López-Loera, H., Martínez-Ruiz, V.J., Aranda-Gómez, J.J., 2007. Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectricos: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 31-46.

Reeves, C. (2005). Aeromagnetism surveys. Geosoft Inc.

Ríos Moreno, A, (2011). El Agua. Calidad y contaminación.

Rojas, M. & Luxán, M. & Frías, Moisés. (2012). La espectrometría de emisión con fuente de plasma de acoplamiento inductivo. *Materiales de Construcción*. 36. 31-46. 10.3989/mc.1986.v36.i202.896.

Roy, A. Apparao (1971). *Depth Of Investigation In Direct Current Methods*.

Ruiz, F. (2005). *Geomagnetismo*. Instituto Geofísico Sismológico “Ing. F. Volponi”, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan – Argentina.

Ruiz Torres, C. (2015). *Estudio magnetométrico para la identificación de las estructuras en el subsuelo del Valles de San Luis Potosí, S.L.P. (Tesis de Maestría)*. INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A. C.

Seigel, O. (1959). *Mathematical Formulation and Type Curves for Induced Polarization*, *Geophysics*, v. 24, 547-565.

SEMARNAT, NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-001-SEMARNAT 1996, que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. Publicada en el Diario Oficial de la Federación el 23 de abril 2003.

Servicio Geológico Mexicano (SGM) (1998). *Carta geológica-minera San Luis Potosí F14-4*.

Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2003). *Carta geológica-minera San Luis Potosí F14-A84*.

Silva Carballo, R. (2010). *Caracterización agronómica del agua de riego del campo agrícola experimental de la universidad autónoma de baja california sur*, (Tesis de Licenciatura), UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA SUR.

Solana Capilla, M. (2014). *Comparación de técnicas geofísicas para determinación de contaminación de suelos agrícolas*. (Tesis de Licenciatura). Escuela Técnica Superior De Ingenieros De Mina.

Tanji, K.K., 1990. Agricultural Salinity Assessment and Management. American Society of Civil Engineers, Nueva York, Manual and Reports on Engineering Practice, num. 71, cap. 1.

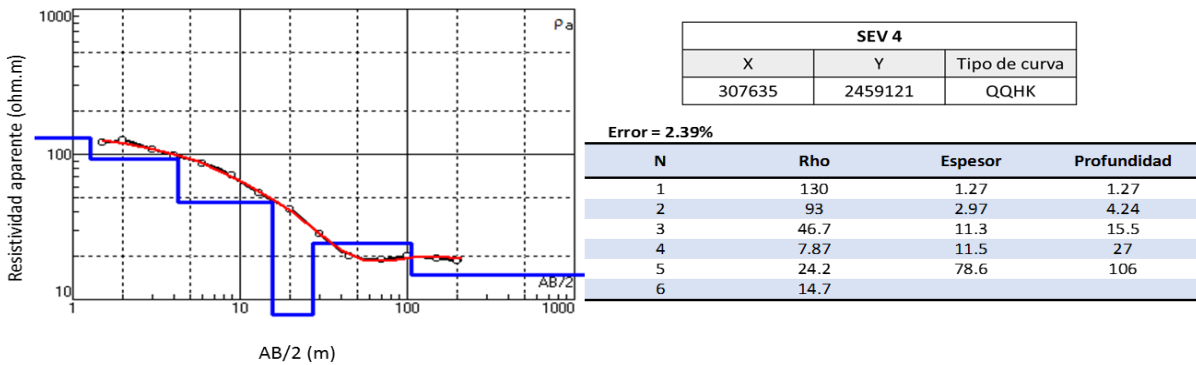
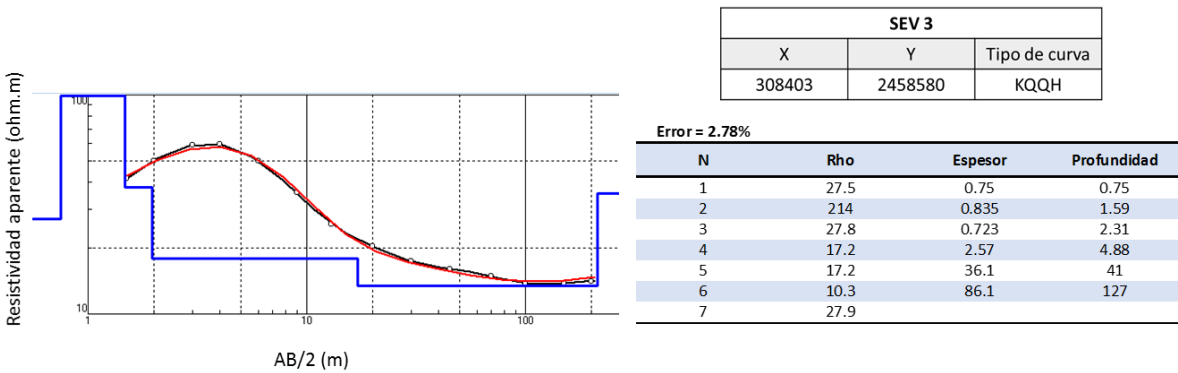
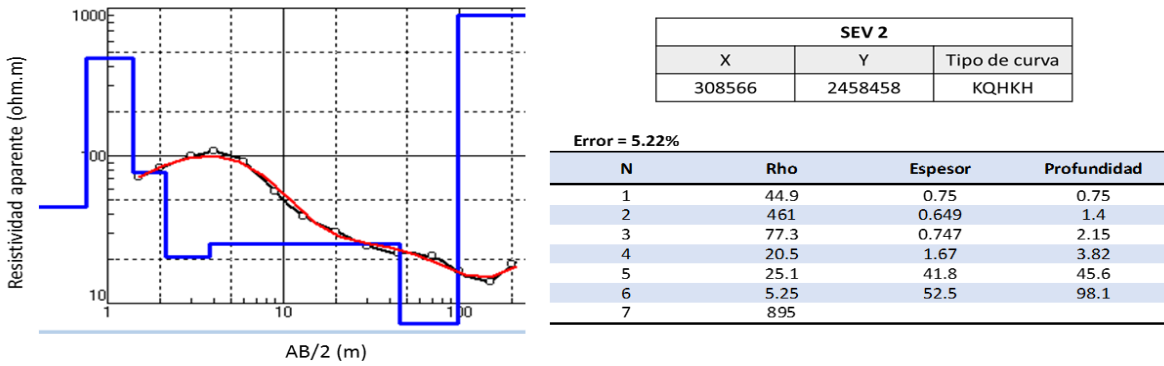
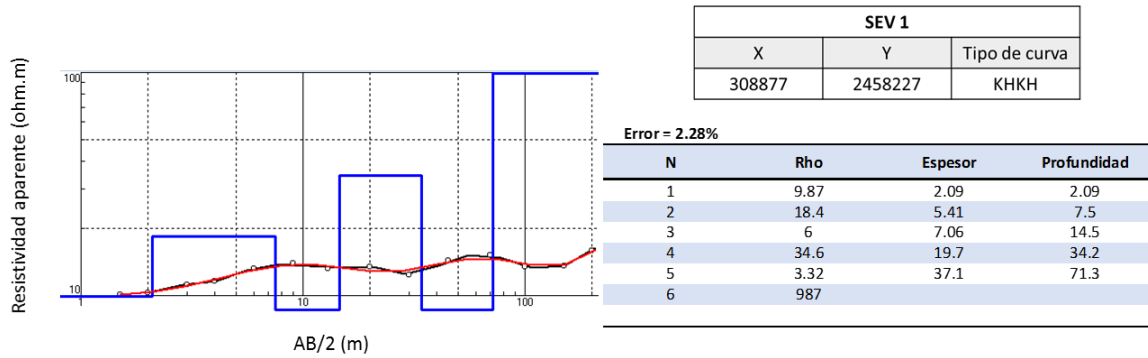
Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. S. 1990. Applied Geophysics. Second Edition.

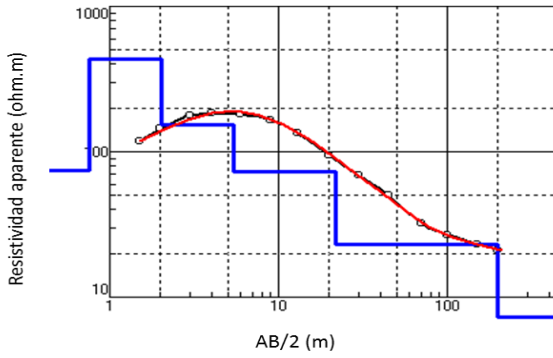
Torres Gaytan, D. E., (2013), Estudio geofísico aplicado a la exploración mineral en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar, estado de San Luis Potosí, (tesis de pregrado). Instituto Potosino de Investigación científica y Tecnológica, posgrado en Geociencias Aplicadas. México.

Tristán González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México (Folleto Técnico No. 107). San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Vargas Vilchez, R. (2005). Eliminación de metales pesados de aguas subterráneas mediante sistemas de lechos sumergidos: estudio microbiológico de las biopelículas, (Tesis de Doctorado). Instituto del agua. Universidad De Granada.

Anexo 1. Figuras de la curva de resistividad de los SEV's y resistividad, espesor y profundidad de las capas del subsuelo.

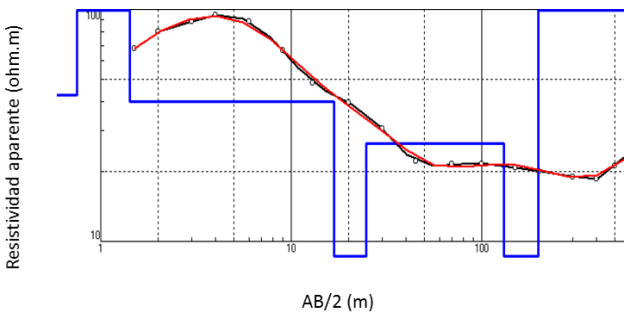




SEV 6		
X	Y	Tipo de curva
306721	2459323	KQQQ

Error = 2.68%

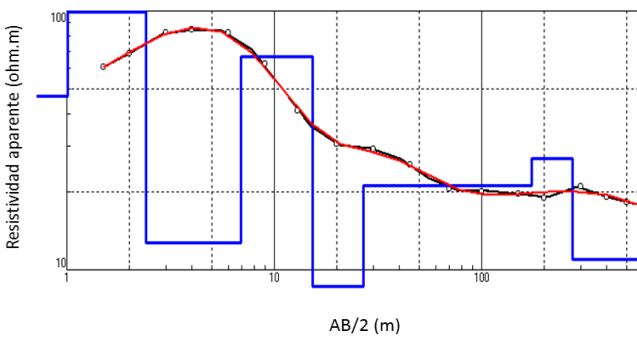
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	74.5	0.75	0.75
2	437	1.26	2.01
3	153	3.43	5.44
4	72.5	16.2	21.64
5	23.1	178	199.6
6	6.67		



SEV 7		
X	Y	Tipo de curva
308317	2458494	KQHKH

Error = 2.65%

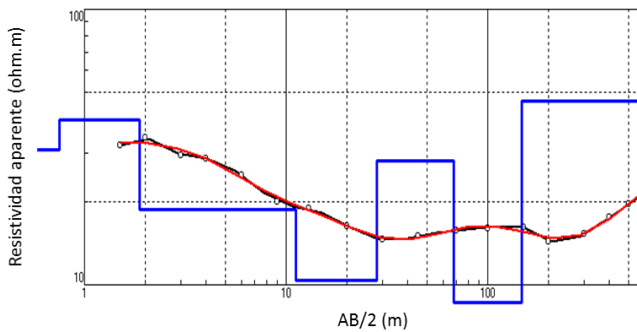
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	42.9	0.75	0.75
2	401	0.671	1.42
3	40.1	15.3	16.7
4	7.11	7.93	24.7
5	26.5	106	131
6	4.05	67.8	198
7	145		



SEV 9		
X	Y	Tipo de curva
307990	2458553	KHKHAK

Error = 2.14%

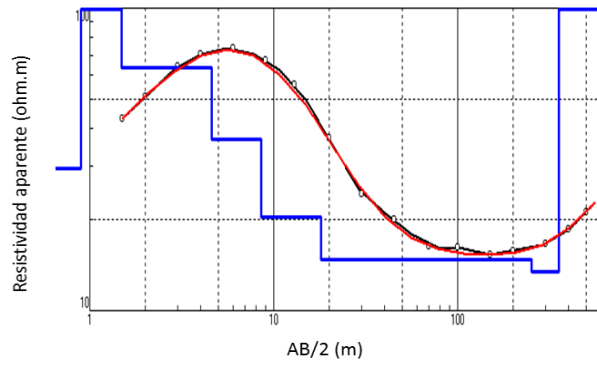
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	42.7	1.04	1.04
2	297	1.18	2.22
3	11.6	3.8	6.02
4	36.6	0.683	6.7
5	60.3	8.66	15.4
6	10	15.4	30.8
7	20.9	111	142
8	25		



SEV 10		
X	Y	Tipo de curva
307812	2458586	KQHKH

Error = 2.22%

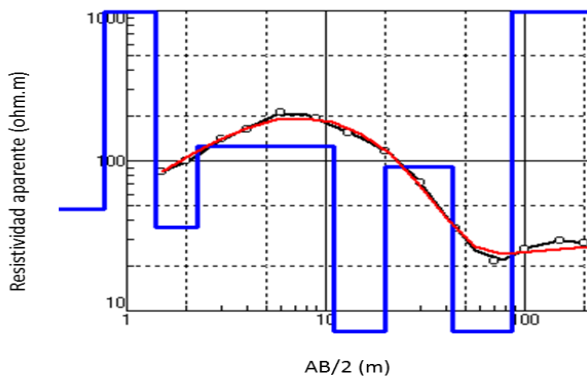
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	31	0.75	0.75
2	39.6	1.13	1.88
3	18.8	9.26	11.1
4	10.4	17.1	28.2
5	28.3	39.3	67.5
6	6.54	15.1	82.6
7	5.87	64.6	147
8	46.3		



SEV 11		
X	Y	Tipo de curva
307612	2458689	KQQQH

Error = 2.06%

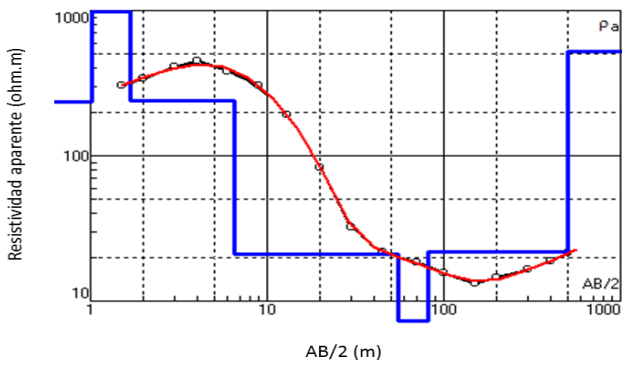
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	29.6	0.892	0.892
2	320	0.6	1.49
3	63.3	3.11	4.6
4	36.8	3.95	8.55
5	20.4	9.53	18.1
6	14.8	233	251
7	13.4	103	354



SEV 12		
X	Y	Tipo de curva
307512	2458764	KHKHKH

Error = 8%

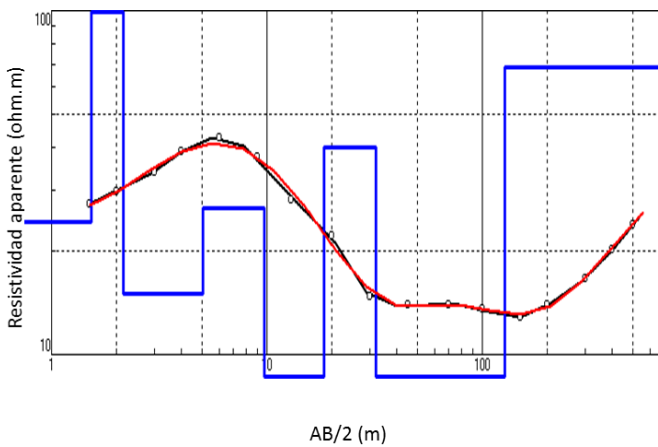
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	47.2	0.774	0.774
2	1823	0.628	1.4
3	35.7	0.868	2.27
4	125	8.74	11
5	4.75	8.98	20
6	90.7	23.3	43.3
7	5.32	43.2	86.5
8	2454	283	369



SEV 13		
X	Y	Tipo de curva
307249	2458962	KQQHA

Error = 2.11%

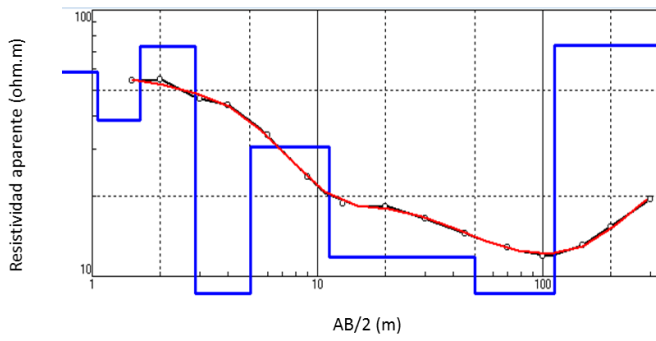
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	234	1.02	1.02
2	1819	0.663	1.68
3	238	4.81	6.49
4	20.9	49.1	55.6
5	4.39	26.2	81.8
6	21.9	418	500
7	522		



SEV 14		
X	Y	Tipo de curva
306892	2459093	KHKHKH

Error = 2.36%

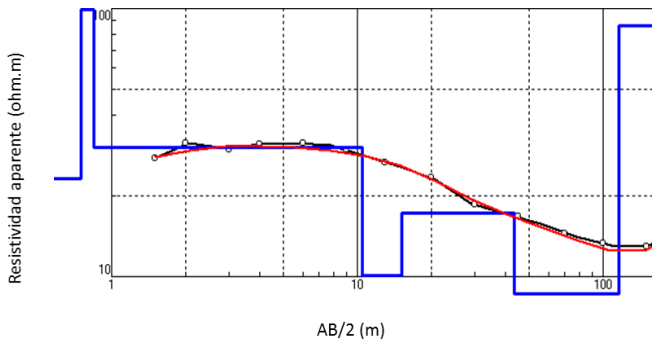
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	24.2	1.5	1.5
2	275	0.6	2.2
3	15	2.8	5.05
4	26.5	4.7	9.7
5	5.33	8.8	18.5
6	39.9	14	113
7	7.66	95	128
8	68.3		



SEV 15		
X	Y	Tipo de curva
308477	2458289	HKHKQH

Error = 1.63%

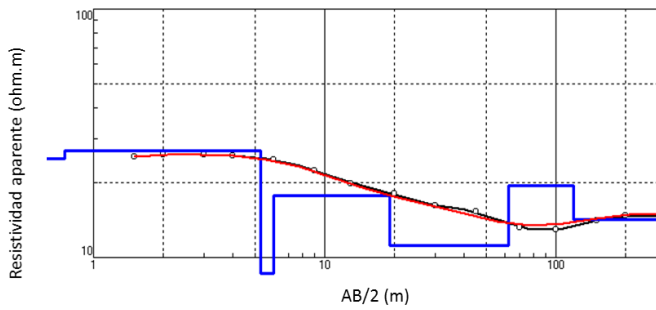
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	58.3	1.05	1.05
2	38.4	0.585	1.64
3	73.4	1.24	2.88
4	6.52	2.16	5.05
5	30.5	6.25	11.3
6	11.8	38.9	50.2
7	7.94	62.6	113
8	73.7		



SEV 16		
X	Y	Tipo de curva
308257	2458250	KQKH

Error = 2.85%

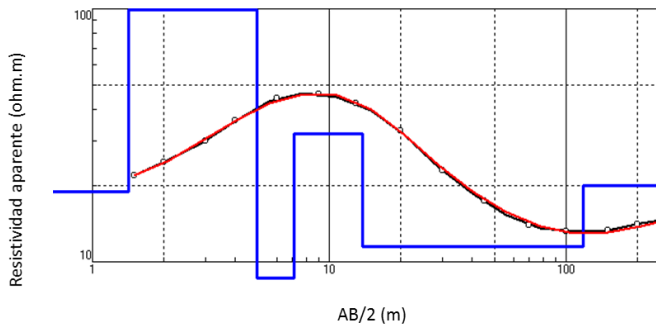
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	23.3	0.75	0.75
2	118	0.0936	0.8436
3	30.3	9.63	10.47
4	10.1	4.69	15.16
5	17.3	28.2	43.36
6	6.97	72.6	116
7	86.2		



SEV 17		
X	Y	Tipo de curva
308020	2458268	KHKHK

Error = 2.19%

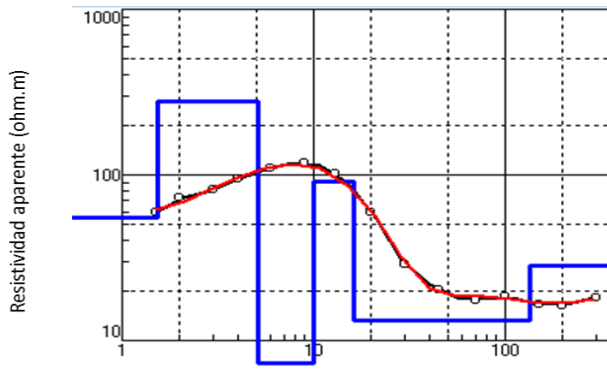
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	24.9	0.75	0.75
2	26.9	4.53	5.28
3	5.9	0.735	6.02
4	17.7	13.1	19.1
5	11.2	43.3	62.4
6	19.5	56.8	119
7	14.2		



SEV 18		
X	Y	Tipo de curva
207559	2458208	KHKH

Error = 1.5%

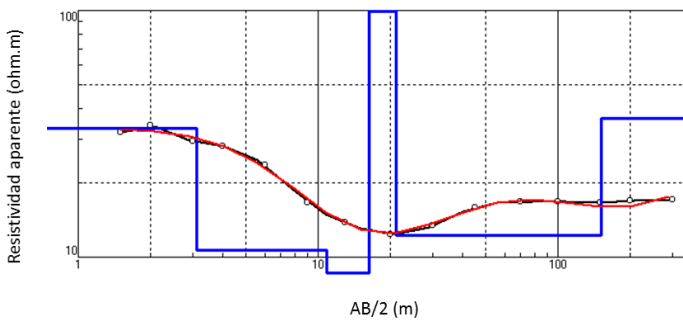
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	18.9	1.42	1.42
2	109	3.55	4.96
3	4.95	2.11	7.08
4	32	6.75	13.8
5	11.5	104	118
6	20		



SEV 19		
X	Y	Tipo de curva
207471	2458222	KHKH

Error = 3.12%

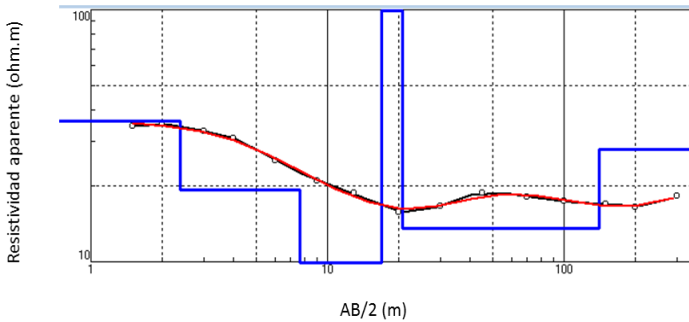
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	55	1.53	1.53
2	278	3.62	5.15
3	3.52	4.86	10
4	91	6.27	16.3
5	13.3	118	134
6	28.3		



SEV 20		
X	Y	Tipo de curva
207213	2458153	QHKH

Error = 2.29%

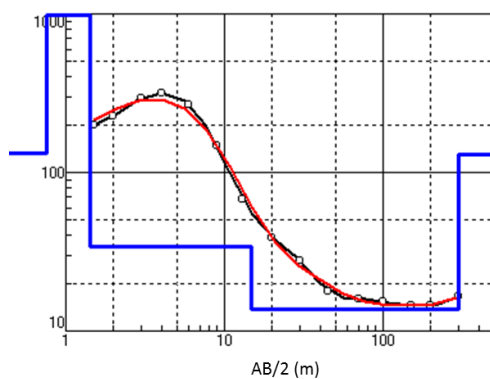
N	Rho	Espesor	Profundidad
1	33.3	3.12	3.12
2	10.7	7.73	10.9
3	6.54	5.54	16.4
4	114	4.74	21.1
5	12.3	95.9	117
6	24.8		



SEV 21		
X	Y	Tipo de curva
206980	2458100	QHKH

Error = 1.88%

N	Rho	Espesor	Profundidad
1	36	2.38	2.38
2	19.2	5.25	7.64
3	9.92	9.29	16.9
4	117	3.83	20.8
5	13.5	121	141
6	28		



SEV 22		
X	Y	Tipo de curva
206727	2458052	KQHA

Error = 6%

N	Rho	Espesor	Profundidad
1	133	0.75	0.75
2	1827	0.6	1.4
3	34.1	13.5	14.7
4	13.7	285	300
5	130		

Anexo 2. Tabla de resultados de los elementos trazas de las muestras de agua.

X	Y	Pozo	Al	B	Ba	Ca	Cd	Cu	Fe	K	Li	Mg	Mn	Na	P	Pb	S	Si	Sr	Zn
307324	2460134	1	-	0.08	0.09	74.41	-	-	-	27.38	<0.05	9.5	<0.05	4.95	-	1.71	17.94	41.73	0.4	-
306301	2459568	2	-	<0.05	0.07	99.45	-	<0.05	-	40.04	<0.05	14.05	<0.05	5.63	-	-	43.43	39.01	0.71	-
306543	2459467	3	-	<0.05	0.09	86.12	-	-	-	35.43	<0.05	11.9	<0.05	4.88	-	-	36.1	40.05	0.58	0.33
306885	2459329	4	-	0.08	0.14	81.96	-	<0.05	-	34.04	<0.05	10.75	<0.05	4.77	-	-	23.18	42.15	0.54	-
307247	2459354	5	-	<0.05	0.12	75.03	-	-	-	30.73	<0.05	9.71	<0.05	4.37	-	-	17.82	42.48	0.45	-
307318	2459273	6	-	0.08	0.11	77.66	-	<0.05	-	31.22	<0.05	10.2	<0.05	4.74	-	-	19.61	42.23	0.48	-
307716	2459199	7	-	0.14	<0.05	86.76	-	-	-	33.35	<0.05	9.74	<0.05	11.37	-	-	25.73	46.69	0.35	-
307673	2458865	8	0.11	0.18	<0.05	51.62	<0.05	-	0.09	36.75	0.11	7	0.24	9.85	3.27	-	29.16	36.16	0.08	0.13
307486	2458880	9	-	<0.05	<0.05	77.83	-	-	-	23.53	<0.05	11.02	<0.05	9.2	-	-	45.95	0.6	-	-
307069	2458522	10	-	0.07	0.1	100.65	-	-	-	34.7	<0.05	14.45	<0.05	6.34	-	-	30.02	42.07	0.73	-
307442	2458219	11	-	0.09	<0.05	105.13	-	-	-	31.2	<0.05	13.06	<0.05	12.19	-	-	45.48	52.06	0.29	-
307789	2458364	12	-	0.1	0.13	122.41	-	-	-	32.97	<0.05	12.68	<0.05	11.78	-	-	35.38	46.84	0.5	-
308397	2458661	13	-	<0.05	<0.05	137.91	-	<0.05	-	25.18	<0.05	15.31	<0.05	15.19	-	-	40.85	0.95	-	-
308868	2458127	14	-	0.17	<0.05	121.79	-	-	-	27.54	<0.05	8.36	<0.05	17.77	-	-	41.2	41.37	0.25	-
308318	2457834	15	-	0.08	<0.05	118.58	-	-	-	31.13	<0.05	11.24	<0.05	12.71	-	-	36.16	43.12	0.51	-
307718	2457388	16	-	0.19	0.07	110.38	-	<0.05	-	31.45	<0.05	9.79	<0.05	16.11	-	-	34.52	42.81	0.32	-
307570	2457737	Rio Santiago	<0.05	<0.05	<0.05	45.75	-	-	0.09	38.07	<0.05	6.84	0.2	10.27	3.68	-	-	34.62	0.1	0.33
307667	2457737	Tenerio	<0.05	0.16	<0.05	44.71	-	-	0.1	24.58	<0.05	4.79	<0.05	16.23	3.62	-	-	25.7	<0.05	-
307630	2457865	Union	<0.05	0.16	<0.05	44.73	-	-	0.09	24.42	<0.05	4.87	<0.05	16.2	3.15	-	-	25.54	<0.05	-