



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“METODOLOGÍA PARA LA APLICACIÓN DE
ESTUDIOS ELECTROMAGNÉTICOS Y
ELÉCTRICOS EN LA EXPLORACIÓN
HIDROGEOLÓGICA.”**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

JESÚS RODRÍGUEZ RASILLA

D I R E C T O R D E T E S I S

ING. FRANCISCO ALEJANDRO ARROYO CARRASCO



CIUDAD UNIVERSITARIA

2009

AGRADECIMIENTOS.

A Dios quien nos ha permitido realizar y observar este trabajo.

A mi madre Micaela Rasilla, por darme la vida, su amor, su apoyo y sus bendiciones.

A mi padre Antonio Rodríguez, por darme el ejemplo de que camino no seguir.

A mi hermano Iván, por sus consejos, amor, enseñanzas y apoyo incondicional.

Agradezco a esta prestigiada máxima casa de estudios Universidad Nacional Autónoma de México ser parte de esta gran familia que se ha formado y desarrollado en ella.

A la Facultad de Ingeniería, cuna de conocimientos que me dio las bases para mi crecimiento personal y profesional.

A cada una de las personas que conforman este jurado, por sus observaciones y conocimientos proporcionados para el desarrollo de este trabajo.

Especialmente al Ing. Francisco Alejandro Arroyo, por su paciencia, ánimo, conocimientos, sugerencias e interés en la realización de esta tesis y quien dirigió el mismo. Así como el gran apoyo antes, durante y después de este trabajo quien puedo decir que es una gran persona y de quien estaré profundamente agradecido.

Al Doctor Andrés Tejero Andrade, por su apoyo, conocimientos brindados en mi formación profesional e interés en este trabajo.

A la Doctora Claudia Arango Galván por su dedicación en la revisión de este trabajo y sugerencias que enriquecieron esta tesis.

Al Ing. José Antonio Hernández Espriu por sus acertados comentarios y sugerencias para mejorar esta tesis.

Al Ing. Héctor Luis Macías González por sus apreciadas enseñanzas en el aula, y especial colaboración en sus observaciones en este trabajo.

Quiero agradecer al Ing. José Antonio Gutiérrez Zenteno quien me brindo el apoyo suficiente, conocimientos en campo, dándome la oportunidad, responsabilidad y confianza de formar parte de su compañía.

A los Ingenieros Gerardo Cifuentes Nava y Esteban Hernández; por su valiosa amistad y orientación en esta trayectoria profesional; sin lugar a dudas excelentes personas. De quien estaré agradecido por su apoyo.

Un agradecimiento especial al Maestro en Ingeniería Carlos Rasso Zamora, quien me ha dado la gran oportunidad de colaborar a su lado, quien me ha dado grandes enseñanzas y sobre todo por mostrar su apoyo y preocupación por mi crecimiento profesional y personal. Sin lugar a dudas estoy muy agradecido.

A cada uno de mis familiares que me apoyaron en mi carrera profesional con ánimos, consejos y recursos; especialmente a la familia Ferra Rasilla, Silva Morales, Morales Romo, Heredia Cortés quienes han estado a lo largo de este crecimiento.

Especial agradecimiento al señor Bernabé Rasilla Ventura (Q.E.D.) quien desde niño formo gran parte de mi vida con sus sabias palabras.

A mis amigos por todo el apoyo incondicional: Aldo Aguilar, Azael Aguilar, Israel Campos, Luis Abreu, Ismael Vera, César Caballero, Juan Márquez, Alejandro Pérez, Magaly Rizo y todos aquellos que formaron parte de mi trayectoria profesional y que no han sido mencionados; muy agradecido por su valiosa amistad.

“Para triunfar en la vida es indispensable el buen humor y no tomar las cosas demasiado en serio”.

ÍNDICE.

ÍNDICE.	- 1 -
ÍNDICE DE FIGURAS.	- 4 -
CAPÍTULO 1.	- 7 -
INTRODUCCIÓN.	- 7 -
CAPÍTULO 2.	- 14 -
CONCEPTOS DE LA TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA.	- 14 -
2.1 Conceptos fundamentales de los métodos electromagnéticos.	- 14 -
2.1.1 Ecuaciones de Maxwell	- 14 -
2.1.2 Ecuación de onda.	- 16 -
2.1.3 Condiciones de frontera.	- 17 -
2.1.4 Soluciones de la ecuación de onda.	- 18 -
2.2 Métodos electromagnéticos.	- 19 -
2.2.1 Generalidades del sondeo transitorio electromagnético en el dominio del tiempo (TEM).	- 19 -
2.2.2 Respuesta transitoria y resistividad aparente.	- 23 -
2.3 Fuentes de error y generación de ruido en los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.	- 27 -
2.3.1 Efectos más comunes que afectan la respuesta en los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo en el arreglo loop coincidente.	- 30 -
2.4 Conceptos fundamentales de los métodos eléctricos.	- 37 -
2.4.1 Ecuaciones generales.	- 37 -
2.4.2 Método eléctrico.	- 37 -
2.4.3 Dispositivo y arreglo electródico.	- 37 -
2.4.4 Resistividad eléctrica en el sondeo eléctrico vertical arreglo Schlumberger.	- 38 -
2.4.5 La técnica del sondeo eléctrico vertical y la profundidad de penetración.....	- 40 -
CAPÍTULO 3.	- 42 -
METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN DE INFORMACIÓN DE LOS SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO (TEM) Y SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV).	- 42 -
3.1 Sistema de medición para los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM).	- 42 -
3.2 Metodología para la adquisición de los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) en el dominio del tiempo.	- 44 -

3.3 Sistema de medición y características técnicas para los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) de acuerdo al levantamiento de loop coincidente. - 46 -

3.4 Sistema de medición y características técnicas para los sondeos eléctricos verticales (SEV). - 47 -

3.5 Metodología para la adquisición de los sondeos eléctricos verticales (SEV). - 48 -

CAPÍTULO 4.- 51 -

PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO (TEM) Y SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV).....- 51 -

4.1 Procesamiento e interpretación de sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo de acuerdo al arreglo de loop coincidente. - 51 -

4.1.1 Modelo suavizado.- 56 -

4.1.2 Modelo unidimensional- 56 -

4.2 Procesamiento e interpretación de sondeos eléctricos verticales de acuerdo al levantamiento con el arreglo multielectrónico Schlumberger. - 57 -

4.2.1 Modelo unidimensional- 58 -

CAPITULO 5.- 59 -

EJEMPLO DE APLICACIÓN.....- 59 -

5.1 Generalidades. - 59 -

5.2 Clasificación de los acuíferos y unidades geohidrológicas. - 63 -

5.3 Objetivo en la aplicación de los métodos eléctricos (SEV) y métodos electromagnéticos (TEM).- 65 -

5.4 Localización. - 67 -

5.5 Vías de comunicación. - 69 -

5.6 Ubicación de acuíferos en el área de estudio. - 70 -

5.7 Metodología y actividades de campo. - 71 -

5.7.1 Reconocimiento geológico.- 71 -

5.7.2 Exploración geofísica.- 71 -

5.7.3 Distribución de los SEV'S y TEM'S.- 71 -

5.7.4 Sondeo eléctrico vertical.- 72 -

5.7.5 Sondeo transitorio electromagnético en el dominio del tiempo.- 72 -

5.8 Geología. - 73 -

5.8.1 Fisiografía.- 73 -

5.8.2 Estratigrafía.....- 74 -

5.8.3 Geología estructural.....- 77 -

5.8.4 Geología del subsuelo.....- 78 -

5.9 Geofísica. - 82 -

5.9.1 Sondeos eléctricos verticales.....- 82 -

5.9.2 Sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.....	- 91 -
5.10 Integración y correlación de métodos de exploración geofísica aplicada a la exploración hidrogeológica.	- 97 -
5.12 Hidrogeología.	- 100 -
CAPITULO 6.....	- 103 -
PLANTEAMIENTO DE LA METODOLOGÍA CONJUNTA ENTRE LOS SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO (TEM) Y SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV).....	- 103 -
6.1 Ventajas y desventajas.	- 107 -
CAPITULO 7.....	- 109 -
CONCLUSIONES.....	- 109 -
BIBLIOGRAFÍA.....	- 111 -

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1.1. Métodos geofísicos aplicados a la exploración del subsuelo respecto a la técnica contra costo, caso México.....Pág. 8

Figura 2.1. Fenómeno presente en el método electromagnético transitorio...Pág. 20

Figura 2.2. Generación del campo magnético y las corrientes de Eddie.....Pág. 21

Figura 2.3. Forma de la corriente inyectada en la bobina transmisora.....Pág.21

Figura 2.4. Arreglo geométrico loop coincidente fuente-receptor.....Pág. 22

Figura 2.5. Respuesta del decaimiento del campo electromagnético (Ward y Hohmann (1988), Fig. 4.8).....Pág. 25

Figura 2.6. Influencia de ruidos y errores comunes en los sondeos electromagnéticos transitorios.....Pág. 27

Figura 2.7. Influencia de ruidos y errores comunes en los Sondeos Electromagnéticos Transitorios a) Efecto ocasionado en la señal por líneas de corriente eléctrica de alta tensión y b) Efecto ocasionado por tuberías en el subsuelo en ambas gráficas se muestra el efecto con y sin la presencia de dicho ruido en la señal. (Danielsen (2003), Fig 4 y Fig 5).....Pág.29

Figura 2.8. Diagrama esquemático del movimiento de iones en un volumen de roca polarizable en un TEM. (Flis, Newmann & Hohmann, (1989), Fig 3).....Pág. 30

Figura. 2.9. Comportamiento de cuerpos polarizables y no polarizables. (Flis, Newman & Hohmann (1989), Fig. 7).....Pág. 31

Figura. 2.10. Contornos que ejemplifican la diferencia en porcentaje de un mismo campo eléctrico de un espacio no polarizable a uno polarizable a diferentes tiempos de grabado de la señal. a) Tiempos cortos y b) Tiempos largos. (Flis, Newman & Hohmann (1989), Fig.4).....Pág. 32

Figura. 2.11. Esquema de ejemplificación A) Perfil geológico, B) y C) Perfiles geoelectricos. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 4).....Pág. 33

Figura. 2.12. Esquema de variación y efectos ocurridos en un modelo de dos capas para el sondeo 1 por: a) Espesor de la primera capa y b) Variación de la resistividad de la segunda capa. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 5, Fig. 6).
.....Pág. 34

Figura. 2.13. Sección geológica y corte geoelectrico ejemplo de aplicación. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 15).....Pág. 35

Figura. 2.14. Efectos en la curvas de sondeos transitorios electromagnéticos a) Espesor de la primera capa, b) Espesor del acuífero y c) Resistividad del acuífero. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 16, Fig. 17 y Fig. 18).....Pág. 36

Figura 2.15. Sondeo eléctrico vertical.....Pág. 38

Figura 2.16. Arreglo electródico para el sondeo eléctrico vertical modalidad Schlumberger.....	Pág. 39
Figura 2.17. Profundidad de investigación.....	Pág. 40
Figura 3.1. Fenómeno presente en el método electromagnético transitorio envío y recepción de la señal.....	Pág. 43
Figura 3.2. Diagrama de flujo de la adquisición de datos TEM.....	Pág. 45
Figura 3.3. Diagrama de flujo de la adquisición de datos SEV.....	Pág. 49
Figura 4.1. Diagrama de flujo del procesamiento de datos adquiridos en el sondeo electromagnético transitorio en el dominio del tiempo.....	Pág. 52
Figura 4.2 a). Proceso de modelado y suavizado de capas a partir de la inversión tipo Occam en los datos adquiridos por los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.....	Pág. 54
Figura 4.3. Diagrama de flujo del procesamiento de datos adquiridos por el sondeo eléctrico vertical.....	Pág. 57
Figura 5.1. Capas del subsuelo que influyen en la conductividad hidráulica..	Pág. 60
Figura 5.2. Clasificación de acuíferos a) Acuífero libre b) Acuífero confinado y c) Acuífero semi-confinado.....	Pág. 64
Figura 5.3. Diagrama de flujo de la exploración de agua subterránea.....	Pág. 66
Figura 5.4. Localización del área de estudio (Google Earth).....	Pág. 67
Figura 5.5. Mapa cartográfico (Google Earth).....	Pág. 68
Figura 5.6. Localización del área de estudio. Tomado del plano INEGI a escala 1:250,000.....	Pág. 69
Figura 5.7. Regiones administrativas de acuíferos. Límites obtenidos de CNA (Google Earth).....	Pág. 70
Figura 5.8. Fisiografía (tomado de INEGI).....	Pág. 73
Figura 5.9. Plano geológico y columna estratigráfica.....	Pág. 77
Figura 5.10. Tasa de avance de perforación profundidad vs tiempo, ROP y registro eléctrico.....	Pág. 79
Figura 5.11. Sección geológica esquemática.....	Pág. 81
Figura 5.12. Seudosección de isorresistividad aparente A.....	Pág. 83
Figura 5.13. Seudosección de isorresistividad aparente B.....	Pág. 83

Figura 5.14. Seudosección de isorresistividad aparente C.....	Pág. 84
Figura 5.15. Corte geoelectrico No. 1.....	Pág. 86
Figura 5.16. Corte geoelectrico No. 2.....	Pág. 88
Figura 5.17. Corte geoelectrico No. 3.....	Pág. 90
Figura 5.18. Perfil de isorresistividad real No.1.....	Pág. 91
Figura 5.19. Perfil de isorresistividad real No.2.....	Pág. 92
Figura 5.20. Corte geoelectrico TEM No. 1.....	Pág. 94
Figura 5.21. Corte geoelectrico TEM No. 2.....	Pág. 96
Figura 5.22. Correlación de información geofísica.....	Pág. 97
Figura 5.23. Información recopilada y comparada entre una arreglo SEV AB/2 1500 m y diferentes áreas de arreglos de loops.....	Pág. 99
Figura 5.24. Sección geológica esquemática No. 1.....	Pág. 101
Figura 5.25. Sección geológica esquemática No. 2.....	Pág. 102
Figura 6.1. Triángulo de alcance hidrogeológico.....	Pág. 104
Figura 6.2 Metodología general para la aplicación de métodos geofísicos conjuntos.	Pág. 105
Figura 6.3 Selección y aplicación de metodologías en la exploración hidrogeológica.	Pág. 106

Capítulo 1.

Introducción.

La identificación de cuerpos y la distribución de estructuras inmersas en el subsuelo se realizan a través de mediciones directas (por geología en perforaciones) o indirectas (geofísica), éstas últimas obtienen una propiedad física que permite establecer una continuidad o discontinuidad del medio geológico. Los métodos geofísicos son una herramienta indirecta indispensable, de apoyo a los métodos directos, para la detección de unidades y estructuras geológicas.

Para el caso de la hidrogeología, específicamente en la localización de fuentes de abastecimiento de agua, los métodos indirectos son un apoyo imprescindible para establecer la factibilidad de encontrar agua en el subsuelo y delimitar la geometría de acuíferos.

La búsqueda de agua en el siglo XXI es una actividad prioritaria y de seguridad nacional, ya que este elemento es la base de vida y sustento del desarrollo económico de la sociedad. Para el caso de México, al encontrarse la mayoría de sus poblaciones en elevaciones sobre el nivel del mar superiores a los 1,000 metros y en zonas desérticas y semidesérticas, el agua subterránea es la única fuente de abastecimiento confiable, tanto en cantidad como en calidad, sin embargo, si no se lleva su control, en los próximos 10 años se presentarán graves conflictos sociales.

Existen diversos métodos geofísicos, los cuales identifican u obtienen diferentes propiedades físicas o parámetros del subsuelo. Dependiendo del detalle que se quiera obtener y sobre todo del objetivo y alcance del estudio, existe una amplia gama, entre los que destacan los sísmicos, potenciales naturales y potenciales inducidos.

A nivel mundial existen más de 100 tipos de equipos geofísicos probados que se pueden aplicar en el área de la hidrogeología y medio ambiente.

Para el caso de México, en el siguiente diagrama, **Figura 1.1** se muestran los diferentes tipos de métodos geofísicos que más se aplican, los resultados que se esperan de ellos y su costo estimado comparativo. Cabe destacar que se utiliza un sin número de equipos que no cumplen ni cubren los requisitos y especificaciones técnicas para los objetivos planteados.

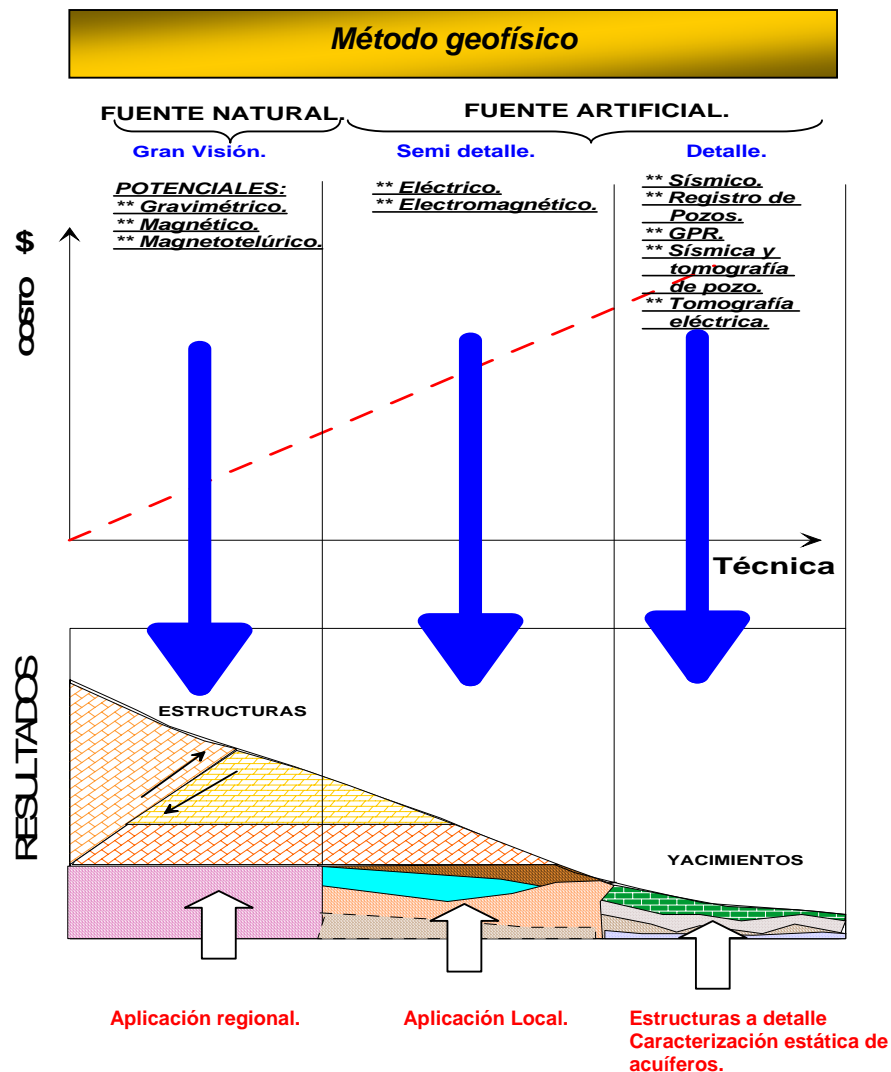


Figura 1.1. Métodos geofísicos aplicados a la exploración del subsuelo respecto a la técnica contra costo, caso México.

- El método **gravimétrico**, se basa en el estudio la variación de la componente vertical del campo gravitatorio terrestre. Mide las variaciones de la atracción de la gravedad sobre una masa de prueba, el equipo más utilizado es el Scintrex CG-5. Las diferencias de la atracción de la gravedad se deben a diferentes causas, entre las que se encuentran el lugar geográfico donde se realiza la medición, la altitud, los efectos externos a la tierra y los cambios en la densidad de los materiales que constituyen el subsuelo. Este último punto es el más atractivo para los trabajos de exploración ya que con base en dicho método la finalidad que persigue es la de localizar masas de mayor o menor densidad que el medio que las rodea. Se realizan mediciones relativas, es decir, se miden las variaciones laterales de la atracción gravitatoria sobre la masa de prueba de un lugar al otro, respecto a una estación base (valor absoluto). Es útil para la

definición de profundidades de cuencas geológicas (con control de pozos) y fallas que controlan el movimiento del agua subterránea. En México el Servicio Geológico Mexicano, antes Consejo de Recursos Minerales, cuenta con una importante base de datos.

- El método **magnético** se basa en las propiedades magnéticas de los materiales en especial la susceptibilidad magnética; dicha propiedad propicia el fenómeno de magnetización inducida, presente en ciertos materiales. El análisis de los datos se efectúa mediante la detección de anomalías magnéticas de carácter polar o dipolar una vez configurados. En el procesamiento de los datos se deben tomar en consideración dos tipos de magnetización, el campo magnético de la tierra actual que induce un campo en el cuerpo, que es directamente proporcional a la susceptibilidad magnética de ese cuerpo en particular, y la magnetización remanente que es independiente del campo magnético actual y fue adquirida en el momento de la formación de la roca. Otro aspecto importante, cuando se realiza el levantamiento magnético, es la componente del campo magnético que se mide. Los equipos de medición sólo son capaces de medir una de ellas, es decir, la componente en la dirección vertical, la componente en una dirección horizontal o la componente del campo total. El campo total es la suma del campo magnético terrestre, el campo inducido, el campo remanente y los ruidos existentes en el sitio de medición. Existen varias compañías que construyen magnetómetros, entre las que destacan Geometrics, Scintrex y GEM. La utilidad del método en la exploración hidrogeológica es en zonas donde el agua ocurre en rocas fracturadas. Puede utilizarse para identificar paleocanales en áreas donde hay un fuerte contraste entre el contenido de materiales ferrosos en los canales y los sedimentos que los rodean. Los sensores de intensidad magnética total no tienen la capacidad de identificar la presencia de agua o salinidad, más bien identifican la presencia de hematita, goetita o magnetita. De igual forma el Servicio Geológico Mexicano cuenta con una importante base de datos.
- Los métodos **sísmicos** no son de fuente natural como los dos anteriores, se basa en el cambio de propiedades acústicas de los materiales, que provocan reflexión, refracción o difracción de las ondas acústicas. El método de exploración sísmica permite obtener información de las características geológico estructural del subsuelo, mediante el uso de diversos sensores (geófonos), colocados en diferentes posiciones del terreno, los cuales registran vibraciones artificiales del terreno. La caracterización estructural (geométrica) del subsuelo, es posible debido a que la energía ondulatoria generada se transmite en el terreno y la perturbación elástica se refleja, refracta y difracta cuando la onda incide en la frontera entre materiales con propiedades elásticas (físicas) contrastantes. Su mayor utilización es para la exploración de hidrocarburos, en la hidrogeología es muy limitada por la logística operacional y el uso de explosivos, sin embargo, pueden ser de mucha utilidad para la modelación de acuíferos. Para investigaciones someras se ocupa más la técnica de refracción, donde se quiere obtener el espesor de los aluviones o bien identificar la profundidad de un cuerpo de alta velocidad debajo de un cuerpo de baja velocidad.

- Los métodos **eléctricos** exploran los potenciales eléctricos ya sea naturales o generados por otra fuente distinta a la tierra, con la finalidad de obtener imágenes del subsuelo, a partir de la propiedad física de la conductividad o la resistividad. El método se basa en la generación de una corriente eléctrica que se inyecta al subsuelo registrándose una diferencia de potencial debido a la corriente inyectada. En la actualidad este método cuenta con una serie de arreglos y técnicas que se han desarrollado de acuerdo al objetivo de interés así como el alcance de los mismos. La exploración con este método permite determinar cambios de resistividad en direcciones horizontales (laterales) y verticales (a profundidad) del medio según la técnica y arreglo aplicado. Para el caso de México, la técnica más utilizada es la de sondeo eléctrico vertical, con la que se obtienen variaciones horizontales –a profundidad- de la resistividad en el subsuelo, es muy resolutivo y económico, aunque presenta algunos problemas en cuanto a su logística operacional. También se utiliza el perfilaje eléctrico, en situaciones donde se desea conocer la continuidad lateral de una capa o unidad geológica. Hoy en día se intenta ampliar más la gama de técnicas como la de imagen eléctrica, con la cual se obtiene una fotografía del comportamiento eléctrico del subsuelo, resistividad o conductividad, que permite identificar con alto grado de detalle las anomalías asociadas a fallas, cambios litológicos en cuanto a litología –arcillosidad- de los cuerpos que pueden ser susceptibles de contener agua. Los equipos más utilizados para esta técnica varían en precisión, precio y alcance; se ocupan equipos sofisticados como Scintrex (IPC7, IPC3, IPR8, IPR10, IPR12), IRIS INSTRUMENTS en su serie de equipos Syscal (Kid, Junior, R1, R1 plus, R2, Pro) y otros de manufactura casera, estos últimos han demeritado la credibilidad de la geofísica en el campo de la hidrogeología. Con respecto a las nuevas técnicas relacionadas con la imagen eléctrica, existe una gran variedad de empresas, equipos y software especializado para dos y tres dimensiones, entre las que destacan Geometrics, Terraohm Instruments, Veris Technologies Mobile Sensor Platform, MUCEP, Iris Instruments Corim, Abem, AGI Swing Swift Instrument, Iris Instruments Syscal Pro, Zonge, Radic Research, Radic Research, DMT'S Resecs y Oyo, los cuales construyen una gran diversidad de equipos dependiendo del objetivo que se pretende.

- El método **electromagnético**, se basa en la propagación de campos electromagnéticos (transitorios o continuos) en el subsuelo se aplica en la determinación de las propiedades físicas de resistividad o conductividad. Mediante la medición de una o varias componentes de los campos magnéticos o eléctricos generados ya sea por una fuente natural como las corrientes debidas a los campos electromagnéticos existentes en la atmósfera ocasionado por la actividad de ésta o por la actividad solar; o bien por la intervención de una fuente artificial respecto a un arreglo dipolar. Sobre este método existen dos tipos de técnicas y herramientas que se pueden aplicar en el dominio del tiempo y frecuencia.

Los métodos en el dominio del tiempo, llamados TEM (transitorios electromagnéticos) son buenos y eficientes a profundidad (no mayor a los 2,000 m, dependiendo de la intensidad de corriente generada); a poca profundidad presentan problemas. Requieren de una gran bobina transmisora y otra cercana o bien de una sola bobina en la que su función sea mutua de transmisión-recepción. Fueron utilizados por muchos años en la exploración de

minerales. El primer equipo de este tipo utilizado en México es el Sirotem, hoy en día discontinuado del mercado. Los equipos que se utilizan para esta técnica son Zonge, Geonics en varias versiones, Patem, Terratem, Protem y Smartem, entre otros. Para el caso de este trabajo de tesis, se verá la variación que presenta este método al cambiar el área de las bobinas transmisoras-receptoras en un mismo sitio. Hoy en día el equipo que se utiliza en México es el Terratem, construido por la Universidad Monash y comercializado por la empresa Alpha Geoscience; a nivel mundial se espera que con este instrumento también funcione como un transreceptor eléctrico y sea una herramienta multipropósito.

Los métodos en el dominio de la frecuencia, llamados FEM o FDEM, generan anillos de corriente electromagnética inducidos que se disipan en la tierra. Las variaciones de profundidad pueden identificarse por la variación de la separación de las bobinas y de su orientación, la altura del instrumento sobre el terreno y la frecuencia de operación. Los instrumentos transmiten un campo magnético sinusoidal variante en el tiempo. El muestreo de los remanentes de volumen depende únicamente de la geometría y de la frecuencia del campo. Un problema que se presenta con este tipo de equipos es su calibración en la parte de la operación. Los equipos que se utilizan para esta técnica son de las marcas Geonics (el que tiene la mayor variedad), DualEM, Iris Instruments, Apex max-min, L&R|Instruments, Geophex, GR Instruments y Scintrex.

- Registros geofísicos de pozos con esta técnica se puede obtener información a detalle sobre los parámetros hidráulicos de la roca; así como un mayor control en la información litológica del medio de estudio, este método se aplica en agujero abierto, o ademado y con un fluido de interfase entre la roca y la herramienta; aunque también se aplica en agujero entubado pero con otros fines que podrán ser aplicados al campo de la hidrogeología. Se pueden obtener varias propiedades físicas de la roca dependiendo del tipo de sonda que se introduzca. En el área de la hidrogeología las herramientas más útiles son las de resistividad, resistencia, temperatura, potencial natural, rayos gamma y acústica (sónico). Las herramientas que tienen como fuente la radiactividad no es usual que se ocupen por las consecuencias que se pueden tener en algún accidente de que la fuente radiactiva se quede en el pozo y en consecuencia contaminar el acuífero. Los equipos más comerciales son Mountsopris, Century, Geovista, Colog y Robertson geologing.

En México los registros se utilizan para el diseño definitivo del pozo exploratorio e inferir qué intervalo de roca aportará agua. Otra rama de los registros de pozos son las cámaras de video que son instrumentos ópticos que se usan para identificar problemas ya sea en agujero abierto o bien cerrado; en los pozos ademados se utiliza para evaluar incrustaciones, corrosión, suciedad, intervalos con invasión de arenas y roturas en la tubería de ademe e incluso también para verificar con precisión si alguna herramienta o alguna pieza de la bomba se extravió dentro del pozo; con la finalidad de realizar reparaciones y mantenimiento de mismo pozo, las empresas que comercializan este tipo de equipos o bien brindan el servicio son Advanced Logic Technology, MC Wheeler & Sons, Geovision TM en su variedad de herramientas como Geovision TM, Geovision Micro TM, Geovisión Junior y Alt obi 40 optical televiewer, Dowhole Video Services, Well Vu Inspection Cameras . Para el caso de agujero abierto, se requiere que el pozo esté limpio y se usan para identificar zonas con fracturas y condiciones estructurales.

Para la prospección de agua, los métodos de semidetalle son los más socorridos por su operación, costo y resultados que se obtienen. Si bien los métodos de gran visión y los de detalle han sido utilizados; como por ejemplo, la gravimetría en la prospección hidrogeológica se emplea como un método de reconocimiento general para definir los límites de cuencas y acuíferos (profundidad de las formaciones impermeables, extensión de la formación acuífera, naturaleza y estructura de las formaciones del subsuelo), es útil para determinar la geometría de la roca basal de las cuencas hidrogeológicas. El método magnetométrico puede proporcionar información sobre el basamento y su profundidad particularmente para entornos cristalinos y metamórficos; así también para la exploración de estructuras locales y regionales relacionadas con el flujo de agua o el acuífero. De igual manera ambos métodos ayudan a estudiar la geología regional y estructural de la zona de interés.

En el caso de la sísmica de refracción o reflexión dentro del campo de la hidrogeología, su objetivo consiste en establecer la forma de las estructuras geológicas que influyen o determinan el comportamiento de los acuíferos, su forma, distribución y tamaño proporcionando como producto final una imagen casi continua de la morfología del subsuelo; pero resulta que en el caso de los métodos a detalle requieren de una mayor adquisición e interpretación de los datos adquiridos en campo. Los métodos de detalle son los más efectivos pero su costo resulta ser elevado.

Los métodos más aplicados en la prospección del agua por sus características en cuanto a su técnica y costo son los métodos eléctricos y electromagnéticos (semidetalle). Para este trabajo sólo se hará mención de dos métodos de semidetalle que al aplicarse en un estudio hidrogeológico permiten obtener una mayor resolución y visión de las condiciones existentes en el subsuelo, se puede decir que son complementarios; el método eléctrico en su modalidad SEV (Sondeo Eléctrico Vertical) y el método electromagnético en la modalidad TEM (Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo) quienes estarán enfocados a determinar la distribución de la propiedad física, **resistividad** o **conductividad** eléctrica.

Las técnicas convencionales de corriente continua, específicamente la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) en sus diferentes arreglos, ha sido utilizada por muchos años a una gran variedad de aplicaciones con resultados favorables en los campos de la arqueogeofísica, obras civiles, geotermia y exploración minera; en exploración hidrogeológica principalmente es muy socorrida debido al alcance de investigación que proporciona. La aplicación de esta técnica en el campo de la hidrogeología ayuda a determinar la geometría del acuífero (profundidad de formaciones impermeables y estructura del subsuelo), extensión lateral, propiedades de las formaciones, salinidad del agua y plumas de contaminación principalmente. Aunque las técnicas electromagnéticas en los últimos años, las han llevado también a una gran variedad de aplicaciones geofísicas-geotécnicas, abarcando y ampliando las mismas áreas de los métodos de corriente continua; debido a que el alcance de investigación suele ser muy eficiente/efectiva así como la rapidez en el procesamiento de los datos de campo.

En el área hidrogeológica estos métodos son los más usados por las razones antes expuestas, sin embargo, con el crecimiento poblacional las necesidades de contar con agua y su uso indiscriminado; además de los cambios que ha sufrido el ciclo hidrológico debido a la contaminación, han ocasionado que los niveles del agua en el subsuelo se encuentren a mayor profundidad, situación por la cual requiere de una mayor profundidad de investigación, mayor cantidad de datos e información; lo que plantea la necesidad de hacer uso de técnicas o métodos combinados para poder

definir mejor las condiciones del subsuelo; además de que la combinación de técnicas proporcionan y aumentan la calidad y seguridad en la información recogida en la aplicación de ambos métodos. Los métodos eléctricos y electromagnéticos tienen sus ventajas y desventajas, si se combinan pueden apoyar para delinear mejor las características del subsuelo.

Capítulo 2.

Conceptos de la teoría electromagnética.

2.1 Conceptos fundamentales de los métodos electromagnéticos.

El desarrollo teórico de los métodos electromagnéticos, implica conocer conceptos fundamentales en cuanto a las ecuaciones que relacionan al campo eléctrico y magnético.

Las relaciones entre el campo eléctrico y el campo magnético se encuentran establecidas en su forma más general a través de las ecuaciones de Maxwell.

2.1.1 Ecuaciones de Maxwell.

El campo electromagnético está compuesto por las siguientes funciones vectoriales:

e: intensidad del campo eléctrico [V/m]

h: intensidad del campo magnético [A/m]

b: inducción magnética [Tesla] o [Wb/m²]

d: desplazamiento dieléctrico [C/m²]

j: densidad de corriente eléctrica [A/m²]

En el dominio del tiempo estas funciones y todos los fenómenos electromagnéticos obedecen las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times e = -\frac{\partial b}{\partial t} \dots \dots \dots (2.1) \text{ Ley de Faraday.}$$

$$\nabla \times h = j + \frac{\partial d}{\partial t} \dots \dots \dots (2.2) \text{ Ley de Ampere.}$$

$$\nabla \cdot d = \rho \dots \dots \dots (2.3) \text{ Ley de Gauss para campos eléctricos donde } \rho \text{ es la densidad de carga eléctrica [C/m}^3\text{].}$$

$$\nabla \cdot b = 0 \dots \dots \dots (2.4) \text{ Ley de Gauss para campos magnéticos.}$$

El tratamiento a seguir para comprender el fenómeno electromagnético en el dominio del tiempo es a través del uso de las relaciones constitutivas que involucran las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia, y aplicando la transformada de Fourier. Dichas ecuaciones constitutivas están desarrolladas (Ward y Hohmann, 1988) como:

$$D = \varepsilon(\omega, E, r, t, T, P, \dots) \cdot E \dots \dots \dots (2.5)$$

$$B = \mu(\omega, H, r, t, T, P, \dots) \cdot H \dots \dots \dots (2.6)$$

$$J = \sigma(\omega, E, r, t, T, P, \dots) \cdot E \dots \dots \dots (2.7)$$

Donde ε, μ, σ son tensores:

ε : permitividad o constante dieléctrica

μ : permeabilidad magnética

σ : conductividad eléctrica.

Nótese que ε, μ, σ están en función de la frecuencia, intensidad del campo eléctrico o magnético, posición, tiempo, temperatura y presión.

En la solución de los problemas electromagnéticos se toma en consideración lo siguiente (Ward y Hohmann, 1988):

- Todos los medios son homogéneos, lineales e isótropos y poseen características eléctricas que son independientes de la temperatura, tiempo y presión.
- La permeabilidad magnética se asume a la del espacio libre $\mu = \mu_0$

Aplicando la transformada de Fourier a las leyes de Ampere y Faraday (Ecs. 2.1 y 2.2) y usando las ecuaciones de campo de Maxwell en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmann, 1988) se tiene:

$$\nabla \times E + \hat{z}H = 0 \dots \dots \dots (2.8)$$

$$\nabla \times H - \hat{y}E = 0 \dots \dots \dots (2.9)$$

Donde $\hat{z} = i\mu\omega$ y $\hat{y} = \sigma + i\varepsilon\omega$ son la impedancia y la admitancia (Harrington, 1961) respectivamente.

2.1.2 Ecuación de onda.

Las ecuaciones de onda a partir de las ecuaciones de Maxwell, demuestran como los campos eléctrico y magnético se propagan en el interior de la tierra. Aplicando el rotacional a las ecuaciones 2.1 y 2.2 (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) + \nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \right) = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.10)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{h}) - \nabla \times \left(\frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \right) = \nabla \times \mathbf{j} \dots \dots \dots (2.11)$$

Tomando en consideración las relaciones constitutivas en el dominio del tiempo, un medio no dispersivo, donde ϵ, μ, σ son independientes del tiempo se tiene:

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e} \dots \dots \dots (2.12)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \dots \dots \dots (2.13)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e} \dots \dots \dots (2.14)$$

Usando estas simplificaciones, las leyes de Ampere y de Faraday y asumiendo que \mathbf{e} y \mathbf{h} son continuas por intervalos y poseen primera y segunda derivada, las ecuaciones 2.10 y 2.11 se reducen a:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} + \mu \epsilon \left(\frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} \right) + \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.15)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{h} + \mu \epsilon \left(\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} \right) + \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.16)$$

Considerando la propiedad del rotacional $\nabla \times \nabla \times \mathfrak{S} = \nabla \nabla \cdot \mathfrak{S} - \nabla^2 \mathfrak{S}$ y que $\nabla \cdot \mathbf{e} = 0$ y $\nabla \cdot \mathbf{h} = 0$ (continuidad del campo eléctrico y magnético) en un medio homogéneo, las ecuaciones 2.15 y 2.16 se reducen a las ecuaciones de onda para los campos eléctrico y magnético en el dominio del tiempo:

$$\nabla^2 \mathbf{e} - \mu \epsilon \left(\frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} \right) - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.17)$$

$$\nabla^2 \mathbf{h} - \mu \epsilon \left(\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} \right) - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.18)$$

Para determinar la ecuación de onda en el dominio de la frecuencia se aplica la transformada de Fourier, con respecto al tiempo, a las ecuaciones 2.17 y 2.18. Las ecuaciones son conocidas como las ecuaciones de Helmholtz:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \mathbf{E} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.19)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \mathbf{H} = \mathbf{0} \dots \dots \dots (2.20)$$

Ward y Hohmann definen al número de onda, k como $k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$. Las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción para materiales de la tierra y para frecuencias más bajas que 10^5 Hz, significa que $\mu\epsilon\omega^2 \ll i\mu\sigma\omega$ por lo tanto $k^2 \approx -i\mu\sigma\omega$, lo cual implica decir que estamos en el dominio del modelo cuasi-estacionario; tomando en consideración lo anterior las ecuaciones 2.17 y 2.18 se reducen a:

$$\nabla^2 e - \mu\sigma \frac{\partial e}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (2.21)$$

$$\nabla^2 h - \mu\sigma \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (2.22)$$

En el dominio de la frecuencia se tiene:

$$\nabla^2 E - i\mu\sigma\omega E = 0 \dots\dots\dots (2.23)$$

$$\nabla^2 H - i\mu\sigma\omega H = 0 \dots\dots\dots (2.24)$$

Estas ecuaciones explican el desarrollo del fenómeno electromagnético a través de las ecuaciones de Maxwell tanto en el dominio del tiempo y de la frecuencia.

2.1.3 Condiciones de frontera.

Las condiciones de frontera son derivadas a partir de las ecuaciones de Maxwell (Ward y Hohmann, 1988) explica lo siguiente:

- La componente normal del campo magnético, B_n es continua a través de la interfase de separación del medio 1 al medio 2.

$$B_{n1} = B_{n2} \dots\dots\dots (2.25)$$

- La componente normal del desplazamiento dieléctrico D_n es continua a través de la interfase debido a la acumulación en la densidad de carga superficial ρ_n :

$$D_{n1} - D_{n2} = \rho_s \dots\dots\dots (2.26)$$

- La componente tangencial del campo eléctrico E_t es continua a través de la interfase:

$$E_{t1} = E_{t2} \dots\dots\dots (2.27)$$

- La componente tangencial del campo magnético H_t es continua a través de la interfase si no hay corriente superficial:

$$H_{t1} = H_{t2} \dots\dots\dots (2.28)$$

- La componente normal de la densidad de corriente J_n es continua a través de la interfase:

$$J_{n1} = J_{n2} \dots\dots\dots (2.29)$$

2.1.4 Soluciones de la ecuación de onda.

Dadas las ecuaciones de onda que muestran la característica de ser ecuaciones diferenciales lineales, homogéneas y de segundo orden, la solución dada por Ward y Hohmann, propone dos soluciones. La primera solución considera, una onda plana con una dependencia sinusoidal en el tiempo; es decir, que tenga una variación armónica $e^{i\omega t}$:

$$e = e_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + e_0^- e^{-i(kz + \omega t)} \dots \dots \dots (2.30)$$

$$h = h_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + h_0^- e^{-i(kz + \omega t)} \dots \dots \dots (2.31)$$

Donde k es un número complejo $k = \alpha - i\beta$; α, β son números reales y e_0^\pm y h_0^\pm son las amplitudes de las ondas propagadas respectivas a los campos eléctrico y magnético en un tiempo $t = 0$ y el signo + ó - implica la dirección de propagación.

Dado que las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento (fenómeno cuasi-estático) α, β están determinadas por:

$$\alpha = \beta = \left(\frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (2.32)$$

Sustituyendo la ecuación 2.32 en el valor de k y este a su vez en las ecuaciones 2.30 y 2.31, y considerando que las ondas de propagación son en z^+ se tiene:

$$e = e_0^+ e^{-i[(\alpha - i\beta)z - \omega t]}$$

$$e = e_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \dots \dots \dots (2.33)$$

$$h = h_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \dots \dots \dots (2.34)$$

Analizando las dos ecuaciones anteriores y como β está definido como un número real, se observa que $e^{-\beta z}$ disminuye al aumentar z . Esto muestra que la amplitud de una onda electromagnética se atenúa en una relación de $1/e$; a esta distancia se le conoce como skin depth δ (penetración nominal):

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{\frac{1}{2}} = 503 \left(\frac{1}{f \sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (2.35)$$

donde:

- δ = penetración nominal [m].
- σ = conductividad [S/m].
- μ = permeabilidad magnética (del vacío) [H/m].
- f = frecuencia [1/s].

La ecuación anterior es de gran importancia ya que en el análisis de la misma se puede observar que el skin depth, disminuye al aumentar la frecuencia o la conductividad; además de observar que ambos campos se atenúan a esta distancia. La importancia de

determinar el skin depth, radica en que podemos analizar a partir de ella los cambios de la resistencia de un conductor.

La otra solución consiste en aplicar la transformada de Fourier a las ecuaciones 2.30 y 2.31 (Ward y Hohmann) pero que para nuestro caso no será mencionada.

2.2 Métodos electromagnéticos.

En general los métodos electromagnéticos se dividen en dos grupos; el primero se desarrolla en el dominio de la frecuencia (FDEM), donde la característica esencial de este método radica en que la corriente generada en el transmisor varía sinusoidalmente en el tiempo mediante una frecuencia fija; mientras que el segundo se desarrolla en el dominio del tiempo (TEM), donde la corriente enviada por el transmisor es una señal periódica de tipo escalón de la cual se tiene un control.

Los métodos electromagnéticos transitorios en el tiempo son técnicas geofísicas basadas en los principios físicos de inducción y detección del decaimiento del campo eléctrico secundario originado a partir del campo magnético inducido por la intensidad de un campo eléctrico primario dentro de los estratos geológicos. En la cual la respuesta del medio (la tierra) depende de la conductividad eléctrica, permeabilidad magnética y de la intensidad en que la señal se transmite.

En general los métodos electromagnéticos transitorios en el tiempo utilizan el fenómeno conocido como inducción que a continuación se describe:

Siempre que exista un campo eléctrico que varíe con el tiempo, se origina un campo magnético que se modifica proporcionalmente al campo eléctrico que lo está generando.

Cuando existe un medio conductor en las cercanías, el campo magnético hace que se generen corrientes eléctricas dentro de este medio, que también varían en forma análoga al campo generador.

Estas corrientes, a su vez, generan otro campo electromagnético, llamándolo campo magnético secundario que también varía en forma análoga al campo generador.

2.2.1 Generalidades del sondeo transitorio electromagnético en el dominio del tiempo (TEM).

El método consiste en realizar mediciones de la amplitud de la señal transmitida respecto al tiempo; este método se basa principalmente en los fenómenos de relajación o transición desarrollados en el terreno cuando se elimina o anula un campo artificialmente inducido.

El método consiste en hacer circular una corriente constante (fuente controlada) por la bobina que es la unidad transmisora durante un tiempo determinado la cual genera un campo magnético primario y después se corta abruptamente (turn off); dicho corte rápido de la corriente ocasiona la interrupción del campo magnético primario, lo que produce, para satisfacer la Ley de Faraday, la inducción electromagnética de corrientes eléctricas en el subsuelo **Figura 2.1:**

$$\nabla \times e = - \frac{\partial b}{\partial t} \dots \dots \dots (2.1) \text{ Ley de Faraday, donde } e \text{ es el campo eléctrico y } b \text{ es la inducción magnética.}$$

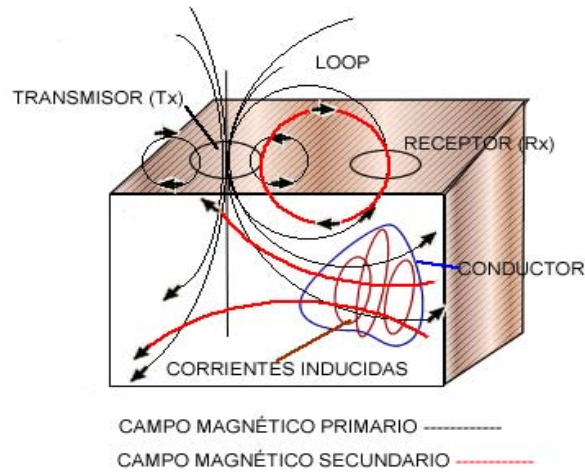


Figura 2.1. Fenómeno presente en el método electromagnético transitorio.

Estas corrientes que fluyen en trayectorias cerradas en el subsuelo se conocen como corrientes de Eddie, **Figura 2.2**, migran a profundidad y lateralmente, su intensidad disminuye al pasar el tiempo, lo que genera a su vez un campo magnético secundario transitorio. Este campo secundario induce un voltaje variable en el receptor. La forma de decaimiento de este voltaje contiene información sobre la resistividad del subsuelo, puesto que la magnitud y distribución de las corrientes inducidas depende de la resistividad del terreno. El carácter migratorio en profundidad de las corrientes se usa como un control de profundidad, es decir, los voltajes de tiempos cortos proveen información de la resistividad somera, mientras que los de tiempos largos proveen información de zonas profundas.

Para la ejecución del método y como se mencionó en párrafos anteriores, la generación de la señal es de tipo escalón y consiste en la circulación de una corriente constante durante un tiempo determinado y a la cual se corta abruptamente; aplicándose posteriormente un tiempo de espera equivalente al utilizado al envío de la corriente la que genera una señal tipo rampa en los extremos; para que posteriormente se vuelve a introducir la misma corriente solo que con una polaridad invertida; con lo cual se consigue la forma deseada de la señal tipo escalón **Figura 2.3.**

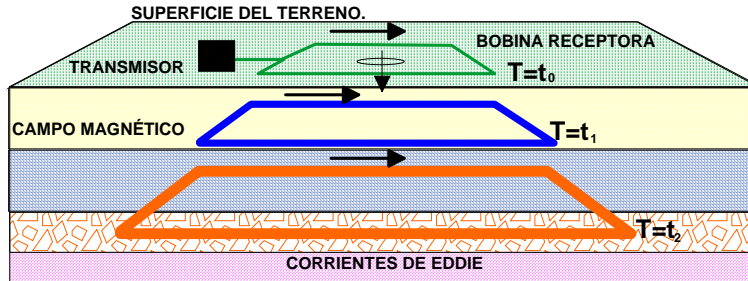


Figura 2.2. Generación del campo magnético y las corrientes de Eddy.

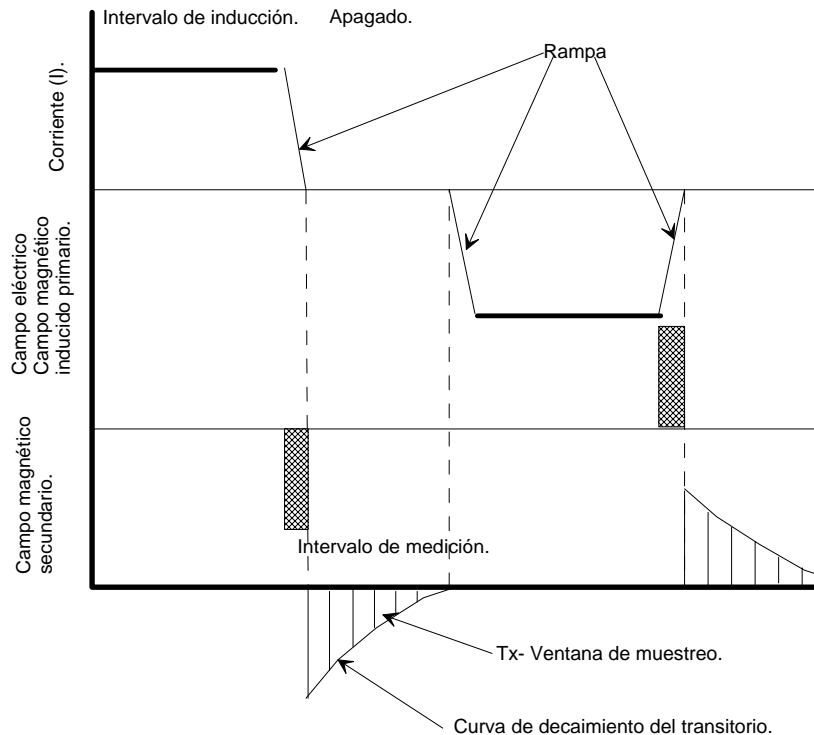


Figura 2.3. Forma de la corriente inyectada en la bobina transmisora.

Esta señal se envía a través de una bobina de una o varias espiras que tiene la función de circuito y un arreglo prefijado, la forma ideal tendría que ser circular pero debido a las dificultades que se presenta al hacer el tendido en campo, se hace en forma rectangular o cuadrangular.

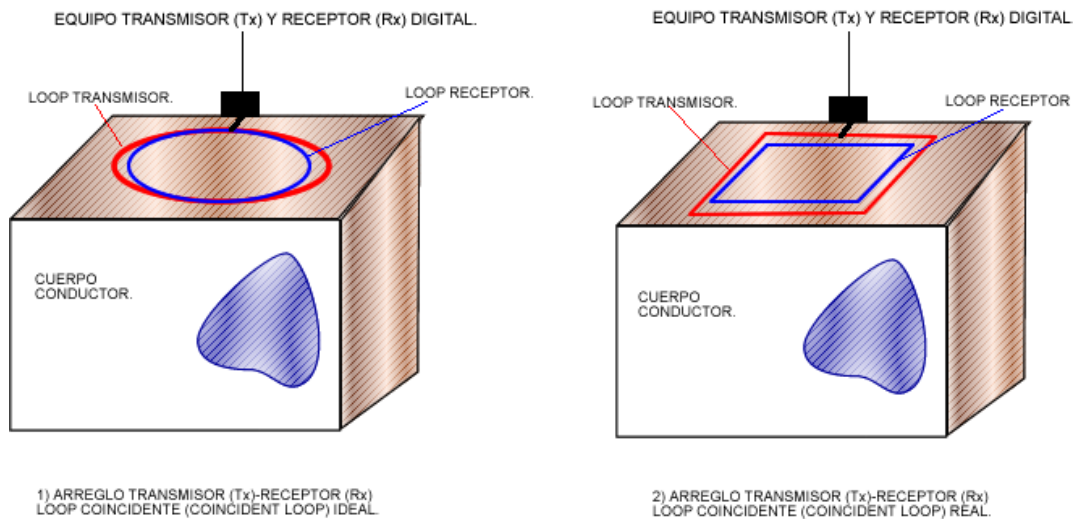


Figura 2.4. Arreglo geométrico loop coincidente fuente-receptor.

Cuando el campo primario del estado estacionario de un circuito transmisor sobre un terreno homogéneo se interrumpe repentinamente, el campo magnético secundario transitorio se representa por un filamento simple de corriente de la misma forma del circuito transmisor, moviéndose hacia abajo y hacia fuera, con velocidad y amplitud decrecientes, semejando un sistema de anillos de humo que tienen como origen el circuito transmisor **Figura 2.2**. La profundidad de penetración (análoga al skin depth de los sondeos en el dominio de la frecuencia); se obtiene a partir de un Z_d para un tiempo t :

$$Z_d = \left(\frac{2t}{\mu\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (2.36)$$

donde μ es la permeabilidad magnética y σ es la conductividad del medio. La profundidad máxima a la cual las medidas pueden ser obtenidas, $Z_{m\acute{a}x}$ se encuentra en función del momento magnético y del nivel de ruido Λ_{ruido} determinada a partir de (Spies, 1989) como:

$$Z_{m\acute{a}x} = \left(\frac{2}{25\pi^3} \right)^{\frac{1}{10}} \left(\frac{M}{\sigma\Lambda_{ruido}} \right)^{\frac{1}{5}} \dots\dots\dots (2.37)$$

Donde:

$M = InA_{loop}$: momento magnético; I es la corriente directa, n número de vueltas de la bobina, A_{loop} área del loop.

La profundidad máxima expresada a partir de la ecuación 2.36, se observa que dichas medidas están influidas por ruido. A partir de la ecuación 2.37 se observa también que la profundidad máxima de penetración disminuye con el aumento de la conductividad o bien por el nivel de ruido obtenido en la adquisición de campo. Así las dos ecuaciones anteriores 2.36 y 2.37 establecen en primer caso que la profundidad de investigación está en función de la longitud del tiempo en que se registra el transitorio y que la máxima profundidad de exploración está controlada por la sección geoelectrica y del ruido "electromagnético" generado en el subsuelo o bien en la superficie.

La profundidad de exploración en el método electromagnético transitorio está determinada por el momento bipolar del transmisor, el tiempo medido en el decaimiento del campo magnético y la orientación, geometría, y espaciamiento de los loops.

2.2.2 Respuesta transitoria y resistividad aparente.

Dado que el sondeo transitorio electromagnético en el dominio del tiempo (TEM) genera una componente del campo electromagnético, (usualmente la componente vertical) sobre la superficie, esta se encuentra definida a partir de Ward y Hohmann como:

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} \left[3 - (3 + 3iak - a^2 k^2) e^{-ika} \right] \dots\dots\dots (2.38)$$

aplicando la transformada de Laplace a la ecuación anterior se tiene:

$$h_z = \frac{I}{2a} \left[\frac{3}{\pi^{1/2} \theta a} e^{-\theta^2 a^2} \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \dots\dots\dots (2.39)$$

$$\theta = \left(\frac{\mu_0 \sigma}{4t} \right)^{\frac{1}{2}}$$

en donde erf se define como una función error y

derivando respecto al tiempo la ecuación anterior:

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \dots \dots \dots (2.40)$$

El comportamiento de la intensidad del campo magnético y de su derivada están descritos por las ecuaciones anteriores, el comportamiento de ambas ecuaciones se muestra en el siguiente esquema; en donde en tiempos cortos θ tenderá a ser pequeño y la intensidad del campo del campo decaerá $t^{3/2}$ y su derivada decaerá $t^{5/2}$
Figura 2.5.

De la **Figura 2.5** sobresalen tres elementos de importancia que deben ser considerados de acuerdo a la respuesta transitoria. Dividir las etapas temprana, intermedia y tardía sólo sirve para entender la física del fenómeno de inducción de corriente, es de interés tomarlo en consideración para verificar la respuesta del terreno:

Etapa temprana (early stage). De acuerdo a la ley de Faraday de inducción, el cambio rápido del campo primario transmitido, inducirá corrientes de Eddie en el conductor vecino; estas corrientes inducidas inicialmente serán confinadas sólo en la superficie del conductor (corrientes superficiales). La magnitud y dirección de estas corrientes serán tales que preserven la componente normal del campo magnético primario pre-existente en la superficie del conductor.

$$b_n(t)_{t=0} = b_{n0}$$

donde b_{n0} es la componente normal del campo magnético primario. Esto es equivalente el campo magnético en el tiempo $t=0$; dentro del conductor permanece sin cambio y entonces no fluyen corrientes inducidas en su interior. En todos los puntos exteriores el campo magnético cambiará abruptamente como una función escalón. En la terminología de los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo esta es la etapa temprana (early stage). La respuesta transitoria en esta etapa es constante en el tiempo.

Etapa intermedia (intermediate stage). Como resultado de la pérdida óhmica, las corrientes de inducción comienzan a dispersarse y entonces se observa una disminución del campo magnético y de esta manera las corrientes de Eddie comienzan a fluir a través del cuerpo conductor. La forma de la respuesta transitoria continuamente varía con el tiempo.

Etapa tardía (late stage). Una vez que el proceso se completa, la configuración de la distribución de las corrientes de inducción se mantiene más o menos invariante en el tiempo, su amplitud comienza a decaer. Dicha respuesta transitoria se conoce como la etapa tardía (late stage).

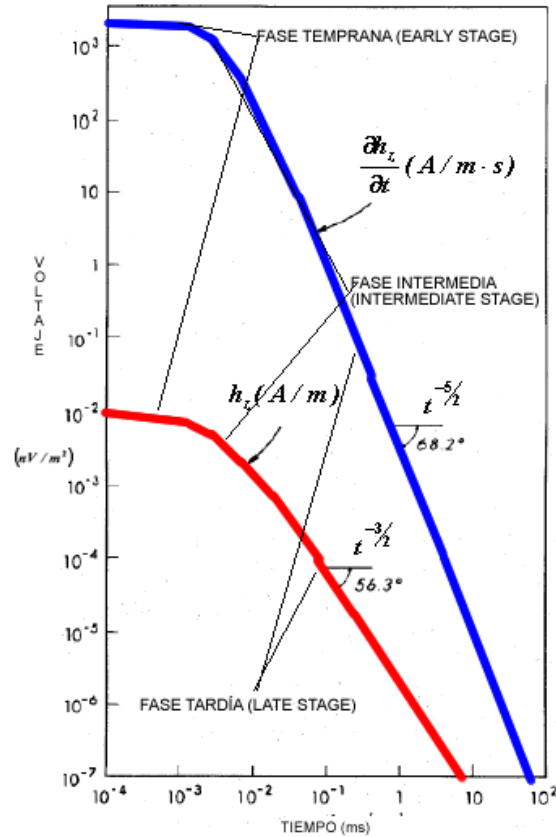


Figura 2.5. Respuesta del decaimiento del campo electromagnético (Ward y Hohmann (1988), Fig. 4.8).

Las ecuaciones anteriores pueden aproximarse como:

$$h_z \approx \frac{I\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{30\pi^{3/2}} t^{-3/2} \dots \dots \dots (2.41)$$

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} \approx -\frac{I\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{20\pi^{3/2}} t^{-5/2} \dots \dots \dots (2.42)$$

Debido a que en los métodos transitorios se presenta el fenómeno de inducción, los equipos registran el decaimiento del campo secundario, por lo tanto no es factible hablar de la intensidad del campo magnético pero si de la inducción magnética b que se encuentra relacionada con la expresión $b = \mu_0 h$, sustituyendo la relación anterior en las ecuaciones 2.41 y 2.42 se tiene:

$$b_z = \frac{\mu_0 I}{2a} \left[\frac{3}{\pi^{1/2} \theta a} e^{-\theta^2 a^2} \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \dots\dots\dots (2.43)$$

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left[3 \text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \dots\dots\dots (2.44)$$

por lo tanto la aproximación de las ecuaciones 2.43 y 2.44 tendremos:

$$b_z \approx \frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^{5/2} a^2}{30\pi^{3/2}} t^{-3/2} \dots\dots\dots (2.45)$$

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} \approx -\frac{I \sigma^{3/2} \mu_0^{5/2} a^2}{20\pi^{3/2}} t^{-5/2} \dots\dots\dots (2.46)$$

En términos generales la resistividad aparente se encuentra determinada mediante la expresión dada por Christensen 1995:

$$\rho_a = \left(\frac{I a^2}{20 \frac{\partial b_z}{\partial t}} \right)^{1/2} \frac{\mu_0^{5/3}}{\pi^{1/3}} t^{-5/3} \dots\dots\dots (2.47)$$

En el caso que nos ocupa la resistividad aparente para el arreglo de loop coincidente (coincident loop) está determinada por:

$$\rho_a = 6.32 \times 10^{-12} a^3 \left[\frac{\Delta V}{I} \right]^{-2/3} t^{-5/3} \dots\dots\dots (2.48)$$

2.3 Fuentes de error y generación de ruido en los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.

En los métodos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo se observa que existen factores que influyen en la adquisición de datos y que es necesario considerar; éstos están clasificados de acuerdo a Spies y Friskneehet y se muestran en el siguiente esquema **Figura 2.6:**

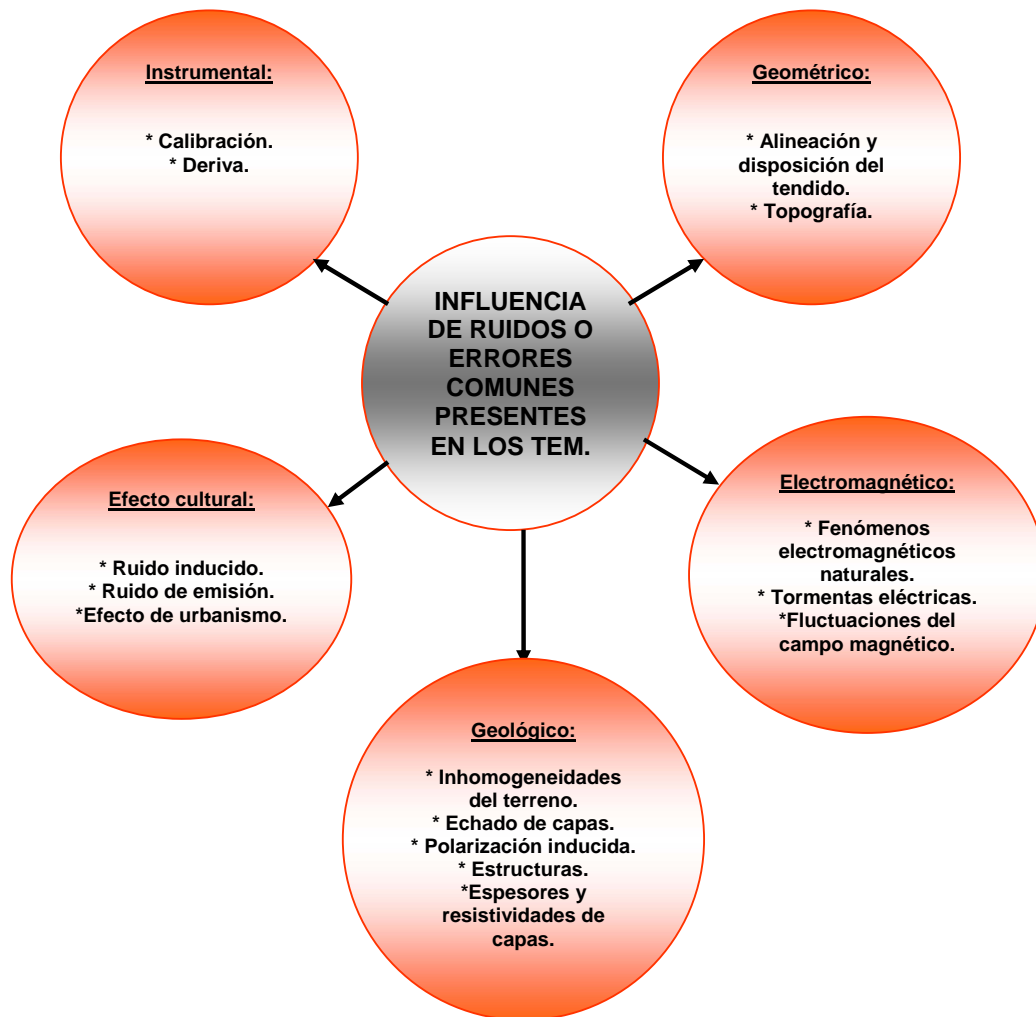


Figura 2.6. Influencia de ruidos y errores comunes en los sondeos electromagnéticos transitorios.

Error instrumental: Este punto abarca dos factores que lo ocasionan, el primero se refiere a la parte de la calibración y consiste en las especificaciones técnicas que el equipo requiera (esto es la calibración instrumental) antes y durante la adquisición de los datos de campo y mediante la aplicación técnica y metodológica del levantamiento, en lo particular a los tiempos en que se requiera la adquisición del mayor número de los datos (Early Time o Late Time). El segundo factor se enfoca a la deriva propia del instrumento generado al realizar varias adquisiciones de datos en campo (inestabilidad propia del instrumento).

Error Geométrico: Este punto abarca dos factores que son necesarios considerar en el análisis técnico que se tratará más adelante, uno de estos factores consiste en la alineación y disposición del tendido entre la fuente-receptor; y que están relacionados de acuerdo al tamaño del loop, el espaciamiento entre la fuente-receptor, así como a la orientación de la fuente-receptor con el objeto de disminuir o atenuar ruido que sea detectado en la elección de la alineación y disposición del tendido. El segundo consiste en la topografía del área de estudio, Spies y Frischknecht consideran que para los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo, debido a la ausencia del campo primario los efectos en la topografía son mucho menos severos que en otras técnicas electromagnéticas y respecto a las técnicas eléctricas.

Ruido Geológico: Este tipo de ruido se relaciona a cambios laterales en la conductividad del medio, así como también por las inhomogeneidades de cuerpos pequeños conductores; ya que el campo eléctrico será directamente distorsionado por las cargas depositadas en los contrastes de conductividad no garantizando la continuidad del flujo de la corriente, asimismo se distorsionará el campo eléctrico siendo este indirectamente distorsionado por la inducción del campo eléctrico a partir de la variable tiempo, variando el campo magnético de las corrientes de Eddy en este caso se presenta, que dichas inhomogeneidades tienen mayor influencia en las mediciones de tiempo temprano (early time) que en las de tiempo tardío (late time), debido a la inestabilidad magnética del medio y depende de la susceptibilidad magnética de los materiales, la anisotropía, efectos de polarización inducida y echado de las capas; así también se presentan otros factores tales como estructuras geológicas y efectos que han de considerarse respecto a los espesores y resistividades de las capas existentes en el medio.

Ruido Electromagnético: Este tipo de ruido lo generan fenómenos electromagnéticos existentes en la tierra, como tormentas magnéticas que se presentan en ciertas zonas con mayor influencia que en otras o también por tormentas eléctricas en la zona y fluctuaciones del campo magnético de la tierra ocasionado por el viento solar y por la misma rotación de la tierra. Este tipo de ruido se considera aleatorio.

Efecto Cultural: Este punto genera dos elementos de gran importancia el primero de ellos consiste el efecto ocasionado por las líneas eléctricas de alta tensión, que será nombrado como ruido inducido. Este efecto puede eliminarse mediante la aplicación de filtros que por lo regular son del tipo pasa bajas, aunque este tipo de ruidos es una limitante para la ejecución de los sondeos electromagnéticos transitorios. El segundo punto está asociado por las señales de radio, señales de radar y señales de comunicación, estos elementos son considerados como ruidos de emisión. Así también se encuentran asociados otros factores en este punto como el efecto que producen

tuberías enterradas, cercas, estructuras metálicas y motores generadores cercanos al tendido.

Ejemplo ilustrativo de señales afectadas adquiridas en Sondeos Electromagnéticos Transitorios **Figura 2.6.**

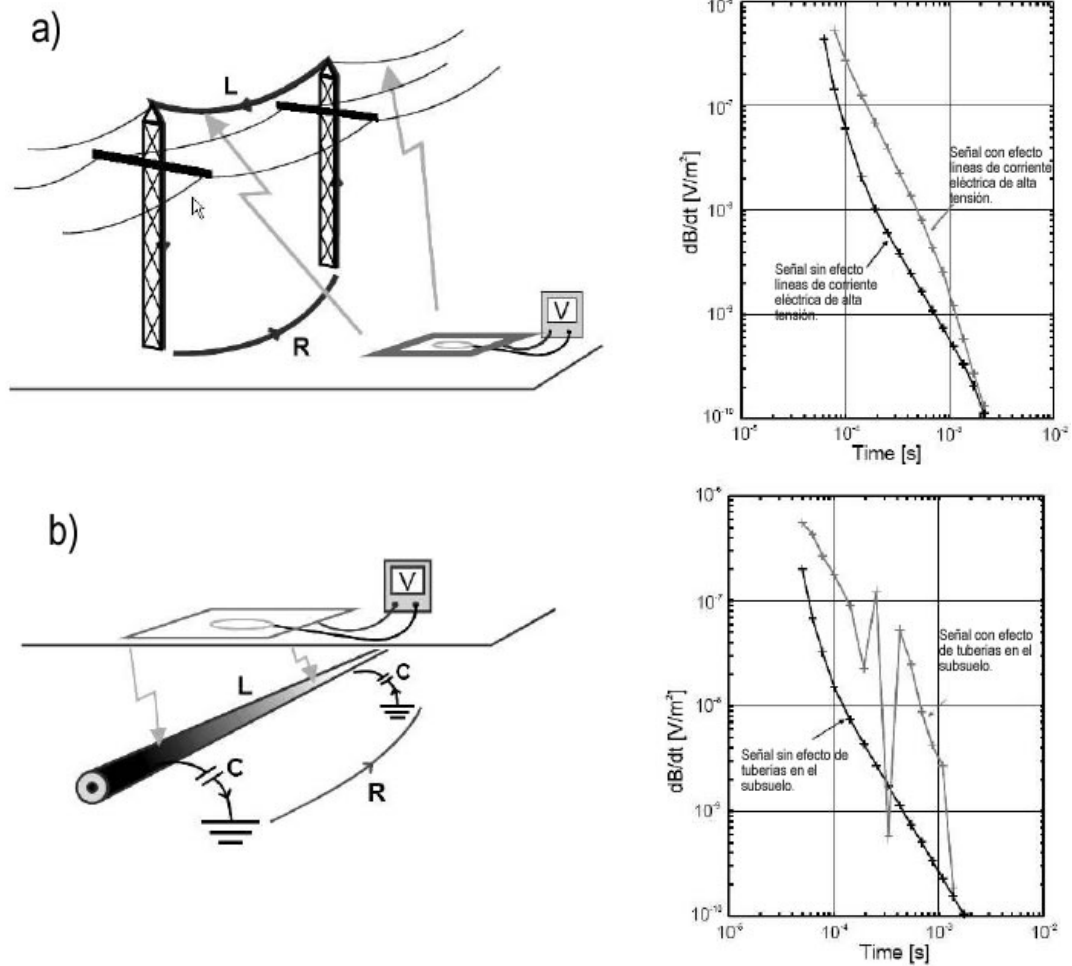


Figura 2.7. Influencia de ruidos y errores comunes en los Sondeos Electromagnéticos Transitorios a) Efecto ocasionado en la señal por líneas de corriente eléctrica de alta tensión y b) Efecto ocasionado por tuberías en el subsuelo en ambas gráficas se muestra el efecto con y sin la presencia de dicho ruido en la señal. (Danielsen (2003), Fig 4 y Fig 5).

2.3.1 Efectos más comunes que afectan la respuesta en los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo en el arreglo loop coincidente.

De acuerdo a lo explicado con anterioridad la profundidad de investigación de los Sondeos Electromagnéticos Transitorios en el dominio del tiempo está en función de la longitud en que la señal transitoria que se graba, del nivel de ruido asociado y el momento magnético.

La señal en el receptor (transitorio); se graba y promedia para reducir el efecto electromagnético de fondo y el ruido instrumental.

El arreglo loop coincidente tiene la peculiaridad de que en algunas ocasiones en la adquisición de datos existan cambios de signo, y que son asumidas muchas veces a efectos geométricos como sucede en otros arreglos pero en este tipo de arreglo es ocasionado por efectos de polarización inducida (M. F. Flis, G.A. Newman & G. H. Oman, 1988).

El mecanismo para explicar dicho comportamiento se debe a que la corriente inyectada se reemplaza por corrientes vorticales inducidas y estas interactúan con los iones de los fluidos filtrados en los espacios porosos de la roca, creando un flujo adicional en alguna dirección de las corrientes vorticales, dichas corrientes se nombran como corrientes de polarización y pueden ser las que suministren cargas adicionales y ser transportadas por el espacio poroso. Cuando las corrientes vorticales decaen lo suficiente, los iones regresan a la posición de equilibrio que existió antes de la inducción de las corrientes vorticales **Figura 2.8.**

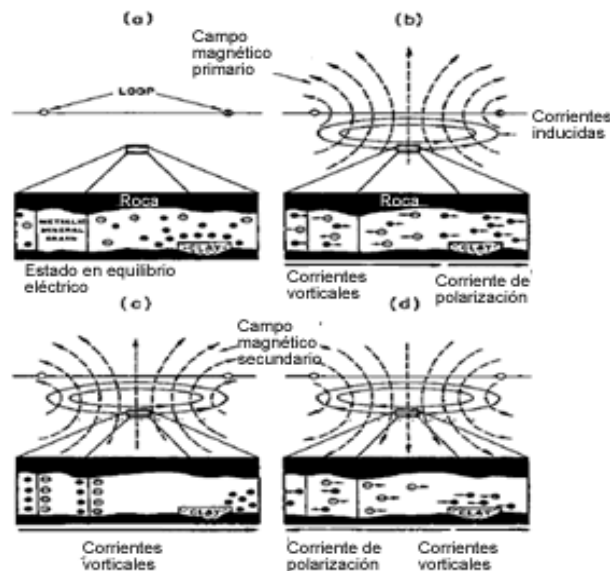


Figura 2.8. Diagrama esquemático del movimiento de iones en un volumen de roca polarizable en un TEM. (Flis, Newmann & Hohmann, (1989), Fig 3).

En la figura anterior se observa los siguientes eventos:

- A) Antes que el transmisor sea apagado (turn off), los iones están en equilibrio eléctrico.
- B) Durante el apagado (turn off) y en consecuencia para un período corto de tiempo los cationes, se muevan en alguna dirección, generando una corriente de polarización inducida.
- C) En cierto tiempo intermedio los iones alcanzan un estado de carga completa y no se crean corrientes de polarización.
- D) En tiempos tardíos, el decaimiento de las corrientes vorticales pueden conservar el estado de carga provocado por el fenómeno anterior, lo cual los iones tienden a regresar a su estado original produciendo corrientes de polarización negativa.

En general la amplitud de la corriente de polarización depende mucho de la cargabilidad del medio.

Los efectos que podrán ocurrir en la adquisición de la respuesta transitoria dependerán de la duración del fenómeno de polarización inducida, ya que podrá ocurrir que las resistividades en el early time serán subestimadas mientras que en el late time serán sobreestimadas.

La identificación de efectos de polarización inducida en el loop coincidente depende mucho si hay cambios de signo o presentan alguna anomalía en el decaimiento observado. Un cambio de signo es obvio, la anomalía respecto al decaimiento puede ser más o menos ambiguo, especialmente cuando la tierra no es estrictamente estratificada, un incremento en el decaimiento respecto al tiempo puede ser un criterio para identificar una aproximación de cambio de signo en el transitorio pero no es suficiente **Figura 2.9**.

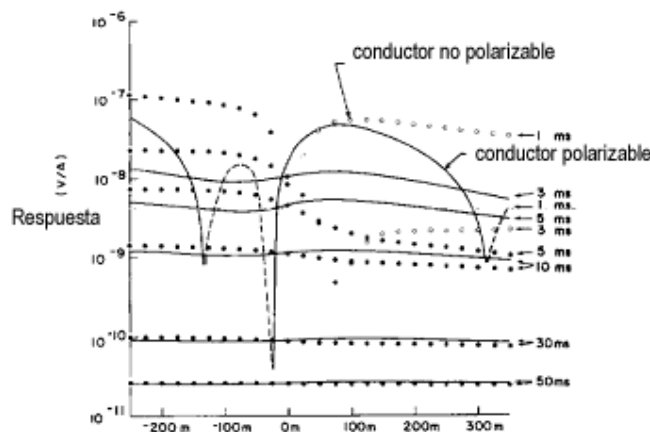


Figura. 2.9. Comportamiento de cuerpos polarizables y no polarizables. (Flis, Newman & Hohmann (1989), Fig. 7).

En la figura anterior se observa que la presencia de polarización en un cuerpo se refleja en los tiempos cortos de adquisición de datos (líneas sólidas y puntos representan valores positivos y líneas cortadas y puntos abiertos valores negativos).

Cuando se compara el caso de un cuerpo polarizado y un no polarizado con base a una respuesta determinada por el arreglo de loop coincidente, la respuesta del conductor polarizable aumenta y se atenúa en el early time, contrario en el decaimiento en el late time **Figura 2. 10.**

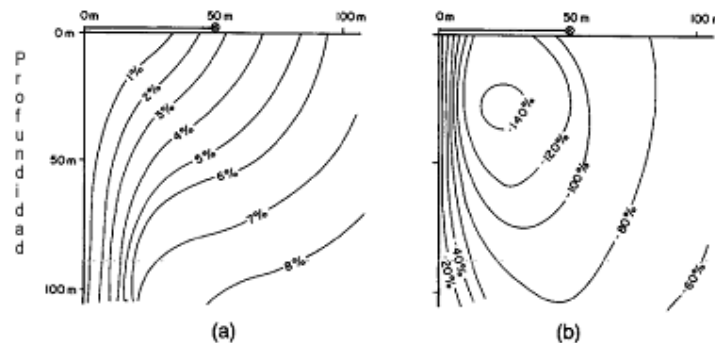


Figura. 2.10. Contornos que ejemplifican la diferencia en porcentaje de un mismo campo eléctrico de un espacio no polarizable a uno polarizable a diferentes tiempos de grabado de la señal. a) Tiempos cortos y b) Tiempos largos. (Flis, Newman & Hohmann (1989), Fig.4).

Así uno de los elementos de interés al realizar las interpretaciones de acuerdo a las etapas descritas en el transitorio consiste en asumir la resistividad aparente siguiendo el comportamiento de la etapa tardía (David V. Fitterman & Mark Stewart, 1985), indican en su trabajo que el efecto ocasionado por el espesor de capa, en donde la resistividad aparente de la primera capa aproxima la resistividad real de esta, siempre y cuando la primera capa sea suficientemente mayor su espesor con respecto al radio del loop transmisor. También desarrollan los problemas existentes en la detección de capas superficiales y de objetivos de interés de acuerdo a las amplitudes y a la posición adquirida en la señal por los contrastes en la etapa tardía y temprana reflejándose dichos cambios en cuanto a su espesor y de resistividad del medio que presenta comportamientos como los mostrados en los siguientes diagramas; lo cual se observa que en la etapa temprana no hay datos confiables para la interpretación de capas someras; así el equipo dificulta la detección de objetos poco profundos, por tanto la estimación de estas resistividades y espesores no son muy exactas lo cual para este fin será necesario correlacionarlos con algún otro método geofísico.

Esta situación se observa a partir de los siguientes casos que ejemplifican las situaciones que son comunes encontrar en campo al momento de llevar a cabo la interpretación **Figura 2.11.**

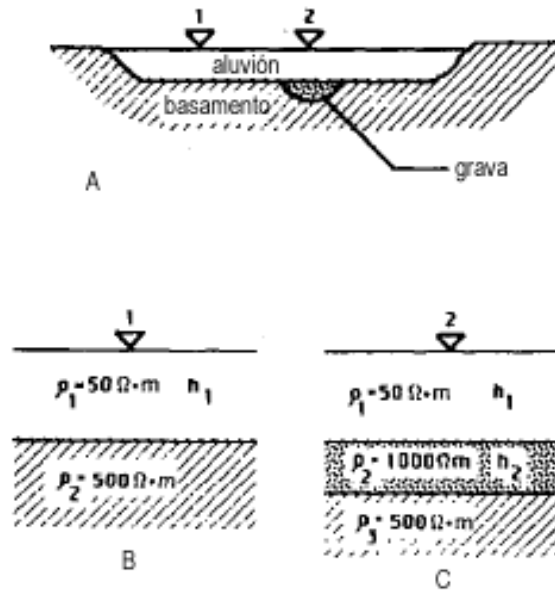


Figura. 2.11. Esquema de ejemplificación A) Perfil geológico, B) y C) Perfiles geoelectricos. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 4).

Una vez adquiridos y procesados los datos en campo para cada sondeo establecido en el diagrama se muestran en los siguientes diagramas los efectos a considerar en un modelo para dos capas:

Efectos por la variación de espesor: En la **Figura 2.12 a)** observamos que al variar el espesor de la primera capa observamos que es detectada al aumentar el espesor pero llega a un punto donde será subestimada la resistividad aparente de la segunda capa; contrario a que el espesor disminuya considerablemente tal efecto ocasionaría una sobre-estimación de la resistividad aparente para la primera capa pero no alcanzará a reflejar la presencia de esta primera capa.

Efectos por la variación de resistividad: En la **Figura 2.12 b)** observamos las tendencias que de las curvas así como los efectos que se tendrían presentes en este caso solo se ve afectada la delineación de la primera capa en caso de que por debajo de ella exista una capa de menor resistividad.

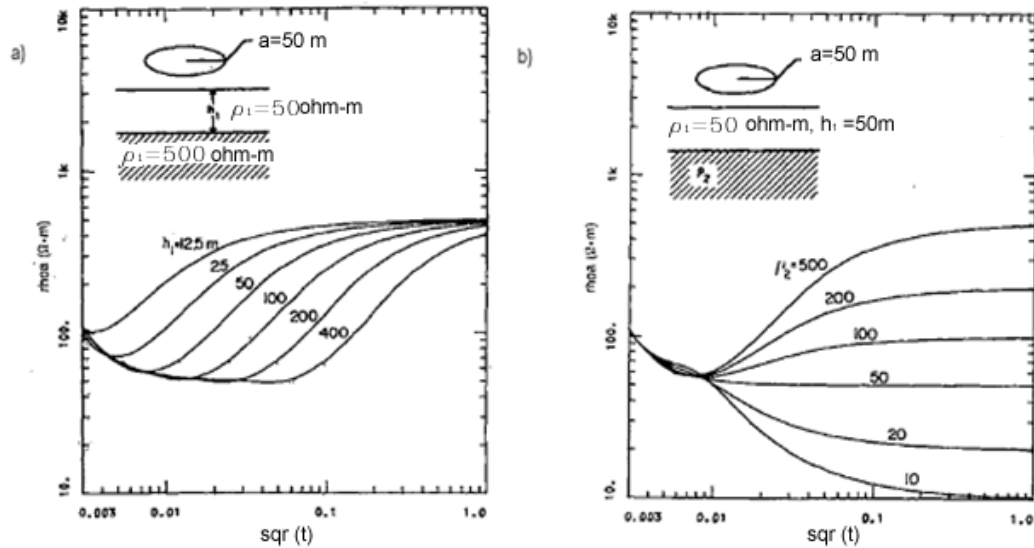


Figura. 2.12. Esquema de variación y efectos ocurridos en un modelo de dos capas para el sondeo 1 por: a) Espesor de la primera capa y b) Variación de la resistividad de la segunda capa. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 5, Fig. 6).

Otros puntos de interés en que se encuentran dentro del procesamiento de datos consiste en que cuando tenemos la primera capa lo suficientemente gruesa, la resistividad aparente se aproximará a la resistividad real de dicha capa, para el caso contrario; cuando la primera capa es delgada, la resistividad aparente se aproximará al valor real de la resistividad para la segunda capa.

En el siguiente ejemplo podremos ver los efectos aplicados a un caso real respecto a los efectos de espesor y resistividad de las capas que intervienen en el problema.

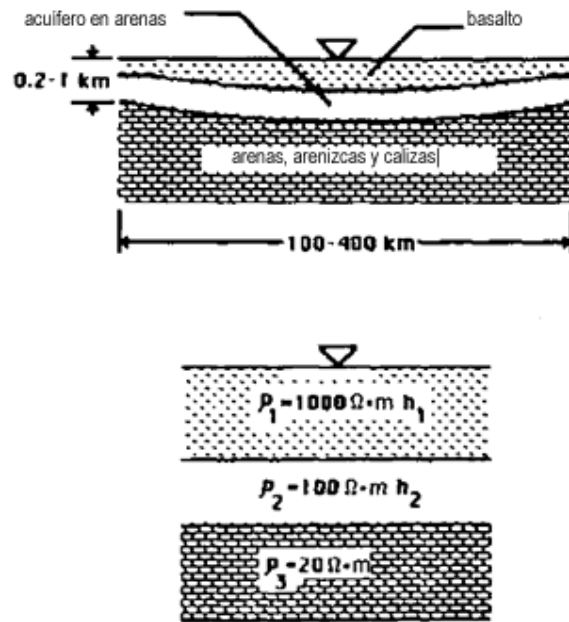


Figura. 2.13. Sección geológica y corte geoelectrico ejemplo de aplicación. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 15).

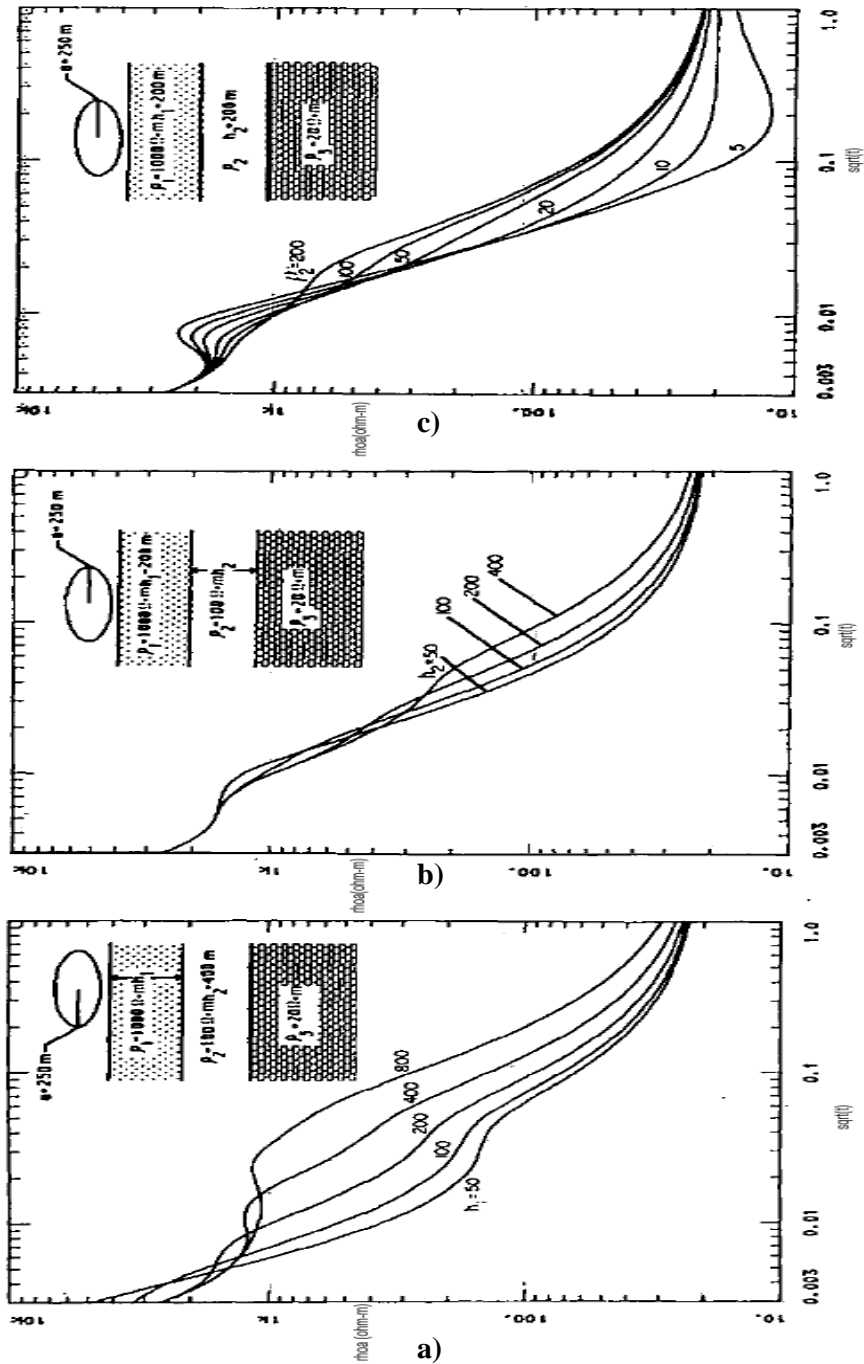


Figura. 2.14. Efectos en la curvas de sondeos transitorios electromagnéticos a) Espesor de la primera capa, b) Espesor del acuífero y c) Resistividad del acuífero. (Fitterman & Stewart, (1986), Fig. 16, Fig. 17 y Fig. 18).

2.4 Conceptos fundamentales de los métodos eléctricos.

El desarrollo teórico de los métodos eléctricos de corriente continua resulta ser un poco más sencillo en comparación con la teoría de los métodos electromagnéticos; ambos métodos, se encuentran desarrollados bajo la misma teoría, las ecuaciones de Maxwell. Debido a que este método utiliza una generación de corriente eléctrica, que se aplica al subsuelo; lo cual implica conocer los fenómenos físicos que intervienen en el método.

Con base en esta teoría se pueden definir las relaciones causa-efecto generadas a partir de la inyección de la corriente, provocando un cambio en los potenciales ocasionados por la corriente que se inyecta.

2.4.1 Ecuaciones generales.

Tomando en consideración las ecuaciones de Maxwell (Capítulo 2), donde la teoría electromagnética para su análisis en los métodos eléctricos, se hace la consideración de que el fenómeno físico sea tratado como un campo estacionario, es decir se anulan las derivadas temporales (Orellana, 1982):

$$\nabla \times e = 0 \dots \dots \dots (2.49)$$

$$\nabla \times h = j \dots \dots \dots (2.50)$$

La ecuación 2.49 es de gran interés debido que a partir de ésta, sobresalen las condiciones de frontera del método eléctrico, y es la que se utiliza para el análisis físico-matemático lo cual no se trata en este trabajo.

2.4.2 Método eléctrico.

En la aplicación del método eléctrico en la exploración hidrogeológica, es común aplicar la técnica del sondeo eléctrico vertical debido a las ventajas que proporciona. El método tiene su origen en el año de 1920 y se debe a los trabajos de los hermanos Schlumberger.

2.4.3 Dispositivo y arreglo electródico.

El dispositivo electródico consta de cuatro electrodos; dos de ellos nombrados como electrodos de corriente A y B, por los cuales entra y sale la corriente y los otros dos M y N llamados electrodos de potencial en los cuales se mide la diferencia de potencial creada por los electrodos A y B. Estos van unidos a un generador eléctrico provisto de un amperímetro mientras que los electrodos de potencial, análogamente van unidos a un voltímetro capaz de medir la diferencia de potencial entre ellos. Así está configuración por separado recibe el nombre de transmisor para el primer caso y de receptor para el segundo.

Para el caso de los arreglos electródicos existe una variedad de arreglos enfocados cada uno al objetivo de búsqueda y de aplicación deseada. El principal y a tratar en este trabajo en la aplicación en la exploración hidrogeológica es el sondeo eléctrico vertical modalidad Schlumberger. Este arreglo consta de cuatro electrodos colocados en forma simétrica a partir de un centro denominado punto de atribución o centro de

sondeo. Dicho arreglo considera como regla de campo que los electrodos de potencial M y N estén colocados a una distancia del punto de atribución menor a cinco veces la separación AB **Figura 2.15**.

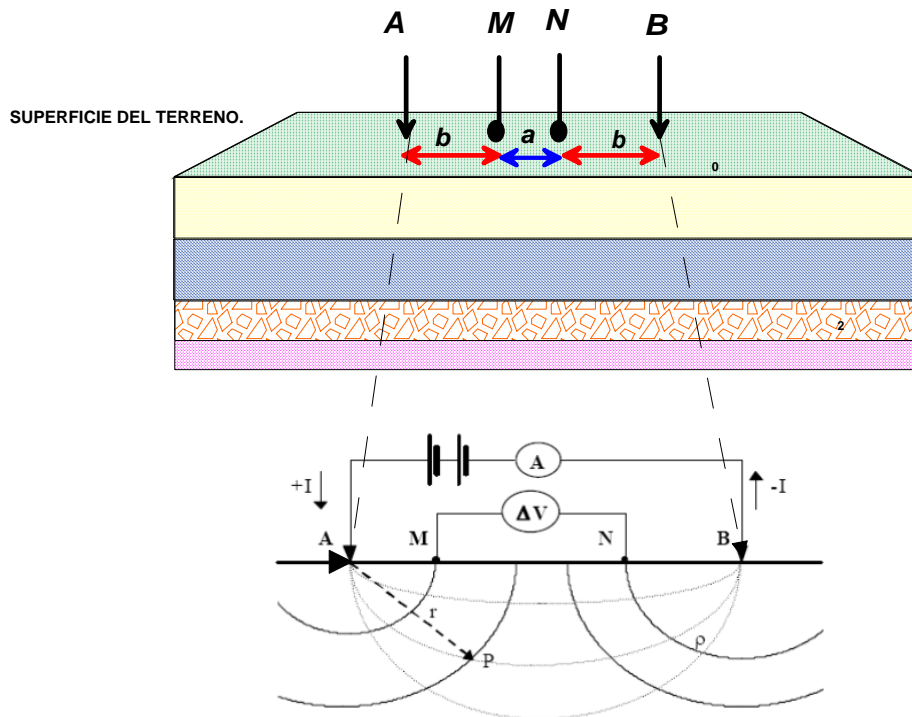


Figura 2.15. Sondeo eléctrico vertical.

2.4.4 Resistividad eléctrica en el sondeo eléctrico vertical arreglo Schlumberger.

La **Figura 2.15** muestra el principio de medición de la resistividad en el subsuelo; como se explicó anteriormente consiste de dos características importantes, la emisión de una corriente eléctrica y la medición de la diferencia de potencial generada a partir de la inyección de corriente en el subsuelo.

En este caso, la circulación de corriente y las diferencias de potencial que se producen están perfectamente definidas por la teoría electromagnética mediante la Ley de Ohm (Orellana, 1982, Keller y Freichnecht 1966, Koefoed 1979). El tratamiento de Orellana considera un medio homogéneo de resistividad ρ , donde la diferencia de potencial ΔV se establece por la siguiente ecuación:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \dots\dots\dots(2.51)$$

y AM, AN, BM, BN son las distancias respectivas de los electrodos que se muestran en la **Figura 2.15** e I es la corriente enviada al medio.

Despejando ρ de la ecuación 2.51 y definiendo a $2\pi\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)^{-1}$ como un factor geométrico K, la resistividad del medio está dada a partir de la ecuación 2.51 como:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (2.52)$$

Dicha resistividad ρ es independiente de la posición de los electrodos de inyección y detección de corriente cuando estos se intercambian. Esta propiedad se conoce como *principio de reciprocidad*, que se cumple también para medios heterogéneos (Orellana 1982).

Las ecuaciones anteriores 2.51 y 2.52 se basan en la consideración de que el medio es homogéneo, lineal e isótropo, cuando el medio no es homogéneo, la ecuación 2.51 proporciona la resistividad aparente ρ_a , y su valor depende del factor geométrico, así como de las resistividades de los diferentes materiales en el medio.

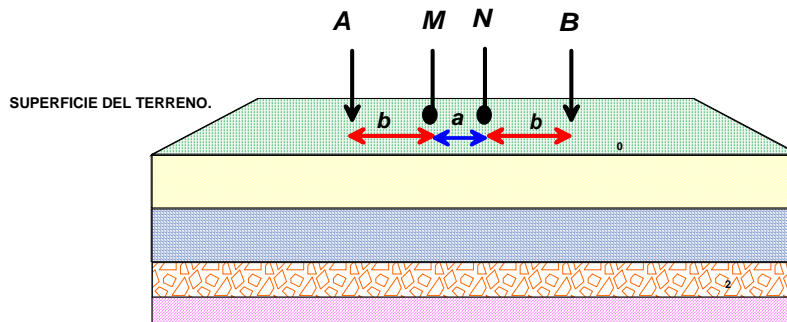


Figura 2.16. Arreglo eléctrico para el sondeo eléctrico vertical modalidad Schlumberger.

En donde el factor geométrico para este arreglo se determina por:

$$K = \pi \frac{b(b+a)}{a} \dots\dots\dots (2.53)$$

Se define a $L = b + \frac{a}{2}$ como un factor geométrico y se expresa como:

$$K = \pi \left(\frac{L^2}{a} - \frac{a}{4} \right) \dots\dots\dots (2.54)$$

Si la distancia a que separa a los electrodos M y N tiende a cero el factor geométrico queda:

$$K = \pi \left(\frac{L^2}{a} \right) \dots \dots \dots (2.55)$$

que tiende a infinito. Sin embargo, la resistividad aparente es finita ya que ΔV en la ecuación 2.51 decrece al mismo tiempo que a . Por tanto se tiene:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} \pi \frac{L^2}{a} \frac{\Delta V}{I} = \pi \frac{L^2}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a} = \pi \frac{L^2}{I} E \dots \dots \dots (2.56)$$

Donde E es el campo eléctrico. La idea del arreglo electrodico Schlumberger, en el sondeo eléctrico vertical (SEV), consiste en utilizar una distancia MN muy corta **Figura 2. 16**. Pero hay que tener en claro que el potencial ΔV disminuye linealmente con la separación a y es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia L ; asimismo la separación de a debe ser $AB > 5$, en ocasiones no suele aplicarse dicha regla con rigurosidad debido a que muchas veces por estrategia de campo y en la prospección hidrogeológica no es de gran interés conocer lo más somero del subsuelo, pero si es conveniente realizarlo para llevar a cabo una mejor descripción a profundidad de los materiales compuestos en el medio y sobre todo conocer la tendencia de la curva en los primeros metros. Además de la precisión de las mediciones geoelectricas de campo está muy limitada por heterogeneidades irrelevantes del terreno que se le conoce como ruido geológico que más adelante se hablará.

2.4.5 La técnica del sondeo eléctrico vertical y la profundidad de penetración.

La finalidad del sondeo eléctrico vertical consiste en averiguar la distribución vertical en profundidad **Figura 2.17** de las resistividades aparentes bajo el punto de atribución a partir de las medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza principalmente para detectar y establecer los límites de capas horizontales del suelo estratificado. En la exploración hidrogeológica, no está de más aclarar que en los métodos eléctricos el parámetro que miden es la resistividad de las rocas del subsuelo y no directamente la presencia de agua en ellas.

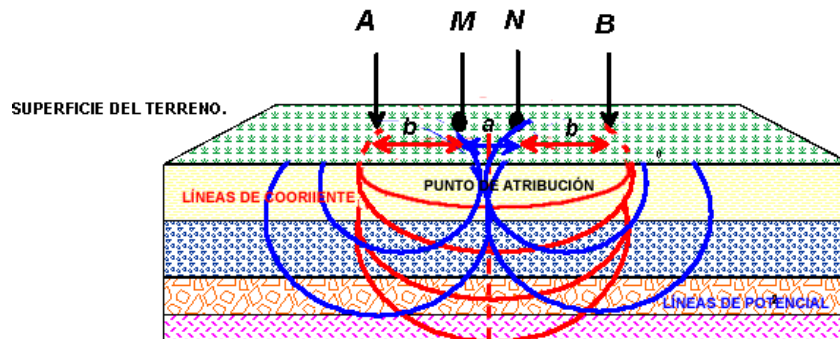


Figura 2.17. Profundidad de investigación.

La profundidad de penetración de la corriente eléctrica depende de tres factores fundamentales: la separación de los electrodos de corriente A y B, la resistividad del medio y de la cantidad de corriente que pueda ser enviada para romper la resistencia de contacto en medios inmersos en el subsuelo sobre todo para capas muy resistivas.

Si la distancia entre los electrodos AB aumenta, la corriente circula a mayor profundidad pero su densidad disminuye. Para un medio isotrópico y homogéneo el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad AB/2 y el 70.6% por encima de la profundidad AB (Orellana, 1982). Resulta complicado poder definir una profundidad de penetración específica a la que pueda tener alcance el sondeo eléctrico vertical ya que la densidad de corriente tiende a disminuir de forma gradual y lentamente.

Hay que tomar en consideración que la profundidad de penetración no es la misma que la profundidad de investigación; ya que el efecto que pueda ocasionar una capa en los potenciales no depende de la densidad de corriente que la atraviesa. Roy y Apparo (1972) definen la profundidad de investigación característica como la profundidad a la que una capa delgada de terreno (paralela a la superficie) contribuye con participación máxima a la señal total medida en la superficie del terreno, la profundidad de investigación se determina por la posición de los electrodos de potencial y de corriente, y no sólo con la penetración o distribución de la corriente. La profundidad de penetración propuesta por algunos autores para un medio homogéneo, para el sondeo eléctrico vertical arreglo Schlumberger, es $0.125 L$, Edwards (1977) donde L es la distancia máxima de los electrodos de corriente A, B. Y por lo que respecta a la profundidad de penetración, esta va a estar en función de la estructura y composición del terreno así como de las posiciones de los electrodos de corriente.

La representación de valores de este sondeo se muestra en una gráfica logarítmica donde las ordenadas corresponderán a $\rho_a (\Omega \cdot m)$ y a las abscisas la distancia de separación de los electrodos AB/2 (m). En el desarrollo de este sondeo, el efecto de las heterogeneidades irrelevantes es menor pues sólo se mueve el par de electrodos de corriente; los de potencial comienzan a moverse una vez que la señal registrada se encuentre en un rango mínimo lo cual dificulta la observación de los datos, si el equipo receptor tiene una resolución analógica o bien ésta pueda ser muy pequeña en equipos digitales.

Los métodos eléctricos presentan algunas limitaciones que afectan a la resolución y determinación se pueden determinar a partir de este; como está fundamentado en la medición del potencial esto es cuando se presentan grandes volúmenes de material conductor o bien cuando la resistencia de contacto es muy alta.

Capítulo 3.

Metodología de adquisición de información de los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo (TEM) y sondeos eléctricos verticales (SEV).

3.1 Sistema de medición para los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM).

Dependiendo del objetivo de la investigación geoelectrica se propondrá el tipo de arreglo de bobinas, así como del equipo que se cuente. Actualmente existe una gran variedad de arreglos transmisor (Tx)-receptor (Rx) y de equipos comerciales que manejan diferentes tipos de corriente en el transmisor (Tx).

En general el equipo utilizado en la técnica de los sondeos electromagnéticos transitorios, consiste de una bobina transmisora (Tx), acoplada a un sistema electrónico capaz de realizar el muestreo del campo secundario en los intervalos de tiempo en que el transmisor no se encuentra emitiendo corriente, dicha función de muestreo comienza inmediatamente después de que la corriente se corta en el transmisor y mide la forma en que decae el campo secundario (respuesta transitoria) **Figura 3.1**. Esta curva contiene los datos de la distribución de resistividades del subsuelo; para interpretarla hay que convertirla a otra, con el criterio de resistividad aparente.

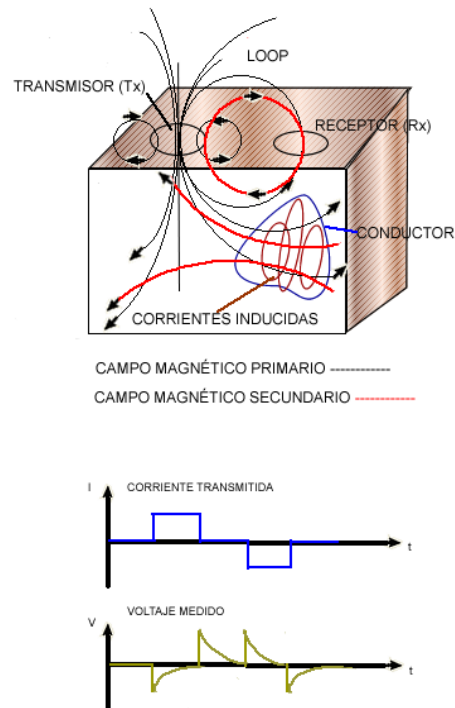


Figura 3.1. Fenómeno presente en el método electromagnético transitorio envío y recepción de la señal.

El método del sondeo electromagnético transitorio en el dominio del tiempo (TEM) es una técnica de exploración geofísica que se usa para determinar la conductividad eléctrica del subsuelo. Se aplica en el reconocimiento y delimitación de las estructuras geológicas de interés hidrogeológico con la finalidad de detectar la posible continuidad, a profundidad, de una unidad hidrogeológica.

3.2 Metodología para la adquisición de los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) en el dominio del tiempo.

Para la adquisición de los datos en campo, previamente, se necesita conocer las condiciones geológicas y llevar el siguiente procedimiento **Figura 3.2**.

La ubicación hidrogeológica-geográfica; consiste en dónde realizar la aplicación del método; debe ubicarse de acuerdo a las consideraciones tanto de la exploración hidrogeológica como de las limitantes proporcionadas por el equipo ya que como se mencionó en el apartado (capítulo 2 apartado 2.3) este método se encuentra afectado por fuentes de ruido, y a partir de este punto es donde se tiene que dar la mejor ubicación de los sondeos a ejecutar. El análisis técnico se encuentra ligado a los parámetros de operación del equipo a utilizar y de las especificaciones técnicas en la operación y ejecución de los sondeos electromagnéticos transitorios. Asimismo hay que tomar en consideración al momento de la ejecución de un sondeo electromagnético transitorio, cuál es el objetivo de interés; ya que en este punto se comparten ventajas y desventajas de acuerdo al detalle de la resolución, es decir que interesa conocerse del medio, información a profundidad o información somera. En la exploración hidrogeológica es necesario conocer todas las estructuras posibles, ya que con base en su conocimiento se puede delimitar y correlacionar la información adquirida con otros métodos geofísicos permitiendo mejorar la calidad de la información.

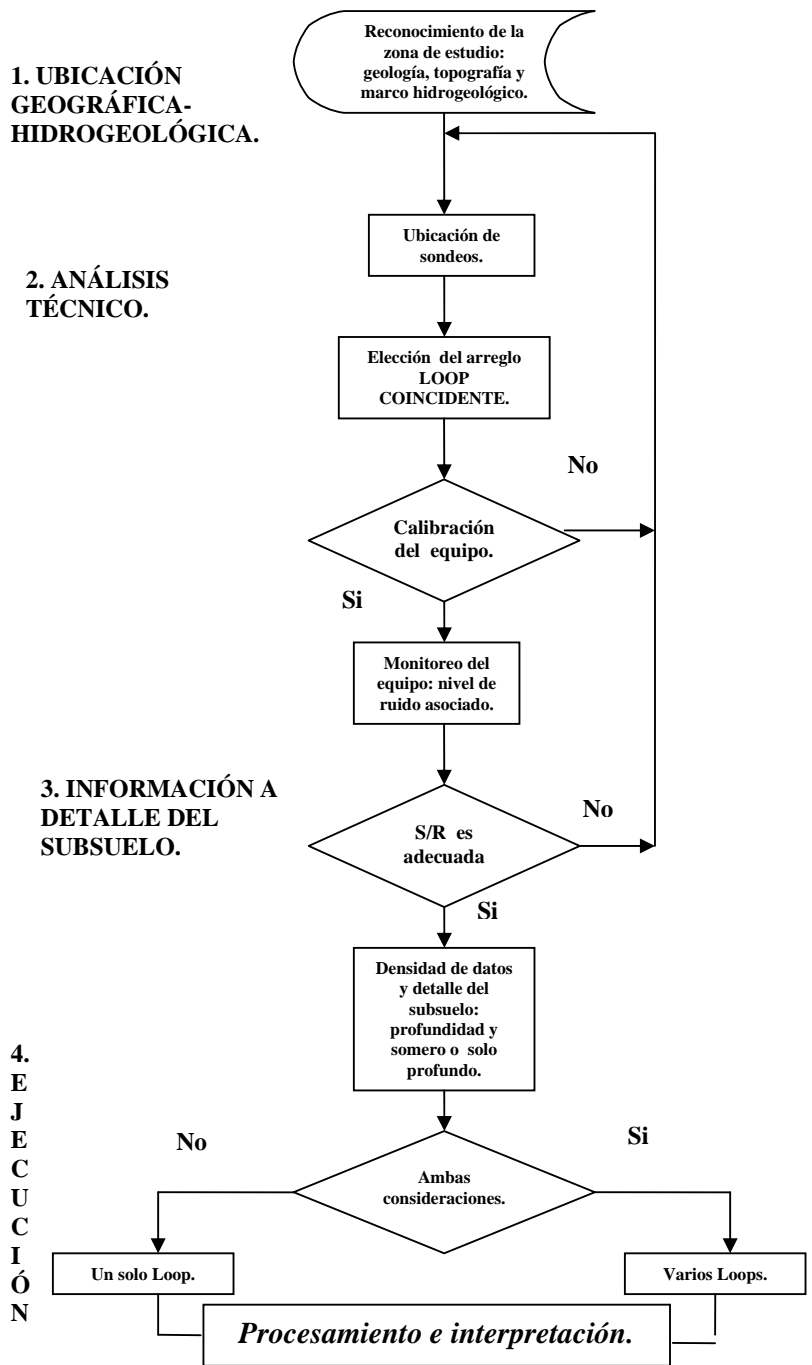


Figura 3.2. Diagrama de flujo de la adquisición de datos TEM.

3.3 Sistema de medición y características técnicas para los sondeos electromagnéticos transitorios (TEM) de acuerdo al levantamiento de loop coincidente.

En la adquisición de los datos de campo en este trabajo se emplean los parámetros instrumentales del equipo SIROTEM MK3. La corriente en este equipo se caracteriza por ser de tipo trapezoidal, bipolar y periódica. Las mediciones se hacen después de que el loop transmisor se apaga. Al apagarse el sistema la señal en sus extremos se comporta como una señal tipo rampa de una duración aproximada de 140 μ s para un loop transmisor de 100 m. La información captada en el receptor Rx, graba el decaimiento del voltaje de acuerdo a la elección de un cierto número de ventanas con base en el registro de la información recopilada por el equipo, donde se promedian los voltajes adquiridos por el equipo para obtener una mejor respuesta del terreno. El carácter migratorio de la señal en profundidad, equivale a voltajes de tiempos cortos que proveen información de la resistividad somera, mientras que los tiempos largos le dan información de resistividad a mayor profundidad.

De acuerdo al registro de la información, la respuesta adquirida depende del tamaño y del número de loops así como la conductividad del medio quienes definen la visualización descriptiva y detallada del medio, marcando diferencias considerables de acuerdo al interés determinado en la aplicación del método.

Las pruebas iniciales se basan a partir de los siguientes puntos de acuerdo al arreglo de loop coincidente que implica variar los siguientes parámetros:

- Pruebas de resistencia del circuito transmisor-receptor.
- Análisis de la intensidad de la corriente circulante.
- Análisis de ruido y respuesta del equipo a diferentes frecuencias.
- Análisis de la penetración de la señal al suelo (profundidad de penetración y de investigación).
- Análisis de la repetibilidad de la respuesta medida por el equipo.
- Apilamiento de la señal con promedios de 256, 512, 1024 y 2048 muestras.

Dichas pruebas, para nuestro caso, se realizaron cerca de la ubicación de dos pozos uno ya perforado y otro en etapa de perforación de tal manera que el análisis de las pruebas anteriores fuera representativo de las condiciones generales esperadas.

El procesamiento de los registros se efectuó en las siguientes etapas; para cada sondeo fueron:

- Transferencia de los registros a la computadora.
- Edición de las curvas registradas con cada ganancia para obtener una curva final de nv/amp contra tiempo (curva de decaimiento).
- Conversión de la curva de decaimiento a resistividad aparente contra tiempo.
- Cálculo del modelo estratigráfico.
- Cálculo del modelo suavizado (inversión de Occam).
- Transferencia de las curvas y de los modelos generados, formación de la base de datos.
- Elaboración de las plantas y secciones de isorresistividad.

Cabe señalar que uno de los objetivos de este trabajo es analizar cada una de las señales de acuerdo al tamaño del loop coincidente ejecutado en campo contra los sondeos eléctricos verticales más cercanos como un control en la profundidad, así mismo cabe mencionar que algunos de los pasos anteriores la información proporcionada por el método electromagnético fueron efectuados en campo, lo cual implicó trabajar sobre los datos adquiridos de campo ya procesados en su primera etapa. En el siguiente capítulo se muestra el procedimiento realizado para el procesamiento de los datos.

3.4 Sistema de medición y características técnicas para los sondeos eléctricos verticales (SEV).

Para el presente trabajo, el equipo de medición utilizado para obtener las lecturas fue un transmisor modelo IPC-7/2.5 KW y un receptor modelo IPR-10 de marca canadiense SCINTREX.

El transmisor ofrece voltajes de salida conmutados desde poco menos de 200 volts, hasta un poco más de 1,200 volts, en intervalos de tiempo de 2, 4 y 8 seg. La corriente mínima de lectura es de 100 mA y la máxima de poco menos de 10 A.

El receptor tiene una impedancia de entrada de 3 mega-ohms, con filtro de 60 Hz y un rango de medición desde 30 micro-volts a 30 volts en doce rangos. Corrige automáticamente el potencial natural, aunque es necesario auxiliarlo en el rango de corrección.

El motor generador es de 8.0 HP de la marca Briggs and Stratton y genera una señal de 110 volts a 400 Hz; esta energía se hace continua por intervalos en el transmisor.

Los electrodos de corriente son de cobre, miden aproximadamente de 1 m de longitud y con un diámetro de 1/2 pulgada; mismas características para los electrodos de potencial.

El cable conductor es TW16 con cubierta de PVC o bien puede utilizarse para este equipo cualquier cable conductor de hilos o filos. Los carretes empleados son de aluminio y aislados eléctricamente del cable conductor.

3.5 Metodología para la adquisición de los sondeos eléctricos verticales (SEV).

Para la adquisición de datos en campo mediante este método de exploración geofísica se deben llevar a cabo una serie de condiciones similares a lo propuesto en la adquisición de datos mostrado en el diagrama de flujo elaborado para los sondeos electromagnéticos transitorios y que se presenta en el siguiente diagrama **Figura 3.3** para sondeos eléctricos verticales.

Como puede observarse, en el diagrama de flujo propuesto el método es más directo en cuanto a su proceso de ejecución. Se observa que tres puntos de éste son similares a los que se presentaron en el diagrama de flujo de los Sondeos Electromagnéticos Transitorios; debe ponerse especial interés en observar y establecer la resistencia de contacto adecuada, así como el envío y recepción de la señal (corriente-voltaje). También, respecto al detalle del subsuelo se observa que la técnica del sondeo eléctrico vertical modalidad Schlumberger proporciona información de la variación vertical de la resistividad tanto en parte somera como en profunda de acuerdo a la extensión del tendido.

1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA-HIDROGEOLÓGICA

Reconocimiento de la zona de estudio: geología, topografía y marco hidrogeológico.

Ubicación de sondeos.

2. ANÁLISIS TÉCNICO.

Elección del arreglo multielectrónico Schlumberger. Separación progresiva de los electrodos.

Monitoreo del equipo, calibración y conexiones adecuadas del dispositivo multielectrónico.

3. INFORMACIÓN A DETALLE DEL SUBSUELO.

Resistencia de contacto con el medio.

4. EJECUCIÓN

Envío adecuado de corriente y lecturas apropiadas de voltaje.

No

Si

Detalle del subsuelo, alcance propuesto y calculado; con base en la separación de electrodos.

Procesamiento e interpretación.

Figura 3.3. Diagrama de flujo de la adquisición de datos SEV.

De acuerdo al registro de la información, la respuesta adquirida depende como se explica en el capítulo anterior, de la abertura de los electrodos, de los empalmes y muestras repetitivas de la adquisición de datos, así como la conductividad del medio

quienes definen la visualización descriptiva y detallada del medio, marcando diferencias considerables de acuerdo al interés determinado en la aplicación del método.

Las pruebas iniciales se basan a partir de los siguientes puntos de acuerdo al sondeo eléctrico vertical modalidad Schlumberger que implica variar los siguientes parámetros:

- Pruebas de resistencia del circuito transmisor-receptor.
- Análisis de la intensidad de la corriente circulante.
- Análisis de ruido y respuesta así como de conexión de cables al equipo.
- Análisis de la penetración de la señal al suelo (profundidad de penetración y de investigación).
- Análisis de la repetibilidad y grado de empalmes de la respuesta medida por el equipo.

Dichas pruebas para nuestro caso se realizaron cerca de la ubicación de dos pozos uno ya perforado y otro en etapa de perforación de tal manera que el análisis de las pruebas anteriores fuera representativo de las condiciones generales esperadas.

El procesado de los registros se efectuó en las siguientes etapas; para cada sondeo fueron:

- Transferencia de los registros a la computadora.
- Edición de las curvas registradas de acuerdo a la diferencia de potencial, factor geométrico, corriente emitida y resistividad aparente.
- Conversión de la curva de abertura $AB/2$ contra resistividad aparente.
- Cálculo del modelo estratigráfico.
- Cálculo del modelo suavizado (inversión de Maquard).
- Transferencia de las curvas y de los modelos generados, formación de la base de datos.
- Elaboración de las plantas y secciones de isorresistividad.

En el siguiente capítulo se muestra el procedimiento realizado para el procesamiento de los datos.

Capítulo 4.

Procesamiento e interpretación de sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo (TEM) y sondeos eléctricos verticales (SEV).

4.1 Procesamiento e interpretación de sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo de acuerdo al arreglo de loop coincidente.

La etapa de procesado comienza a partir de la adquisición de datos en campo con un control adecuado de aspectos técnicos del modo de operación del equipo en la adquisición de datos; un análisis previo de señales no deseadas (ruidos) que se pueden encontrar asociados en la adquisición de datos, asimismo tomar en consideración la información recopilada previamente y de interés relacionado al objetivo de la exploración hidrogeológica, tales como; registros geofísicos de pozos, cortes litológicos y sondeos realizados con anterioridad, si es que existen cerca de la zona. El siguiente diagrama muestra el procesamiento de los TEM **Figura 4.1.** el procesamiento de los datos consiste en aplicar una serie de parámetros que hay que tomar muy en cuenta de acuerdo al equipo utilizado en campo, así como una serie de herramientas matemáticas que proveen una excelente señal tanto en contenido como en calidad de la misma de tal forma que se esté seguro que dicha información contenga realmente la respuesta del terreno al ser excitado por una fuente de este tipo.

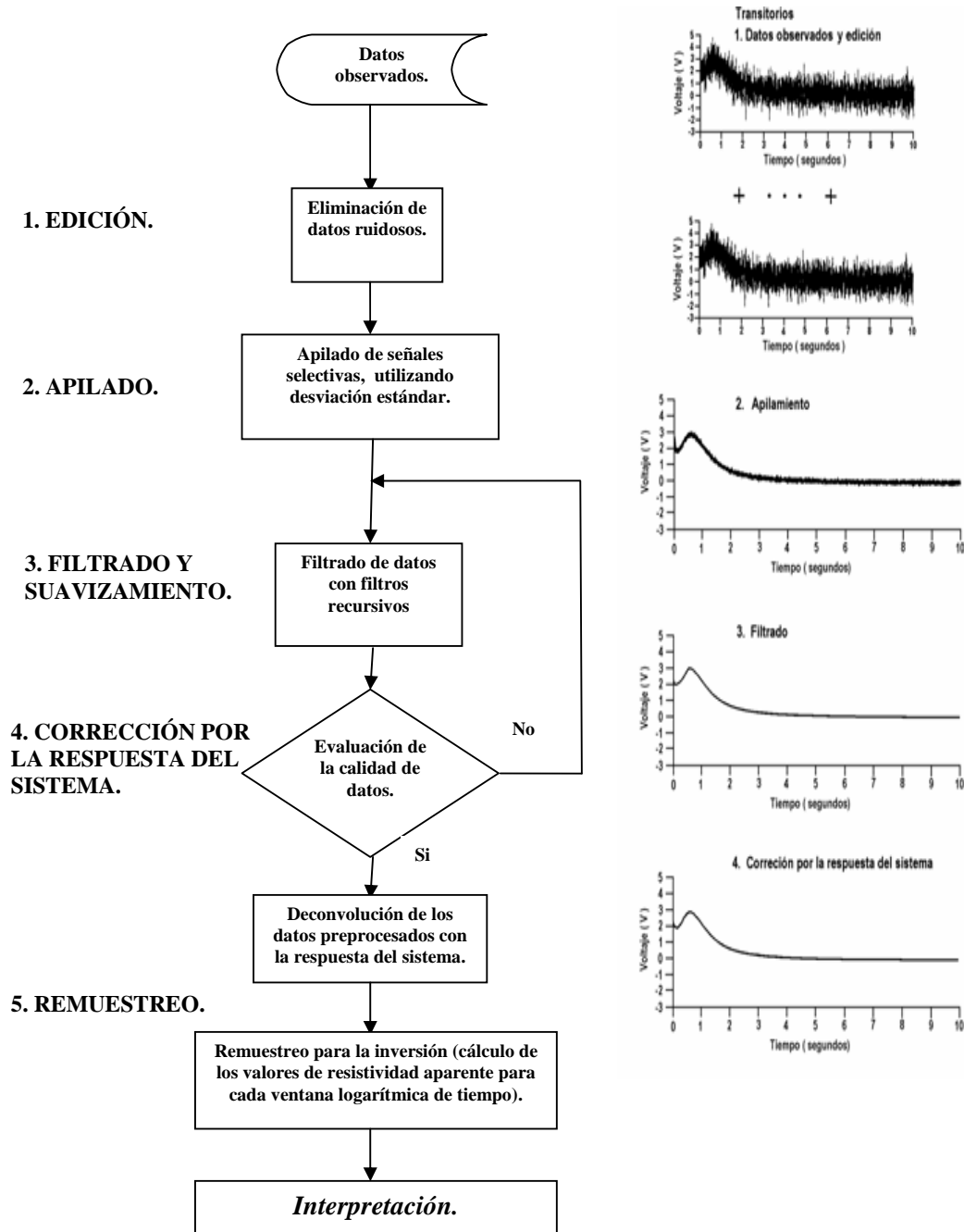


Figura 4.1. Diagrama de flujo del procesamiento de datos adquiridos en el sondeo electromagnético transitorio en el dominio del tiempo.

Los paquetes de cómputo que más se aplican son el TEMIX o TEMIX XL de la compañía Interpex, los cuales se pueden aplicar en forma unidimensional o bidimensional. Consiste en generar una base de datos a través de dichos softwares para que sea llevado a una plataforma que brinde una mejor resolución y sea reinterpretada en un segundo proceso mediante el software de Winglink de la compañía Geosistem; o bien generar una base de datos de tal forma que se puedan manipular de acuerdo a modelos matemáticos de interpolación o extrapolación para la creación de un perfil geoelectrico como el caso del software Golden Software Surfer.

Los pasos básicos para el procesamiento de una serie de datos electromagnéticos consiste en:

1. Introducir los datos adquiridos en campo de los sondeos manualmente o bien a través de la lectura de los mismos mediante una base de datos generada por el equipo a partir de la creación de un archivo ASCII.
2. Revisar y editar los datos que sean requeridos. Particularmente revisar el tamaño del loop, la localización del loop, coordenadas de los sondeos, valores y número de sondeos por localización.
3. Salvar la base de datos correctamente (en TEMIX hay que salvar la base de datos a partir de un archivo con extensión .TEX).
4. Interpretación de los datos usando el proceso de interacción en tiempo real siguiendo las opciones de modelado e inversión correspondiente.
5. Aplicar el modelo de inversión para obtener la mejor estimación (en TEMIX realizarlo a través de un 10 a 30% de error, el cual se genera a partir del modelo matemático de inversión y que determina el ajuste del modelo real).
6. Reemplazar los datos interpretados en un archivo binario.
7. Observar los datos, el modelo calculado, y los modelos equivalentes a priori a la impresión de las gráficas.
8. Graficar los datos observados de acuerdo al modelo o modelos equivalentes.

El análisis de la información consiste en obtener para cada levantamiento un modelo unidimensional, partiendo de la curva de resistividad aparente, la cual se procesa en una primera etapa mediante el modelado por capas planas, siguiendo el método clásico de prueba y error, en el que se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de las curvas y los tiempos en los que ocurren las inflexiones. Una segunda etapa en el proceso de la curva de resistividad aparente es la de aplicar una regresión tipo Occam con lo cual se logra obtener un modelo multicapas (hasta 19 capas) para integrar secciones y simular un comportamiento bidimensional de la sección. A continuación se ilustra cada proceso **Figura 4.2 a** y en la **Figura 4. 2 b** (proceso de modelo de capas o suavizado con el modelo de Occam) se presenta la forma en que se obtiene la información procesada.

METODOLOGÍA PARA LA APLICACIÓN DE ESTUDIOS ELECTROMAGNÉTICOS Y ELÉCTRICOS EN LA EXPLORACIÓN HIDROGEOLÓGICA.

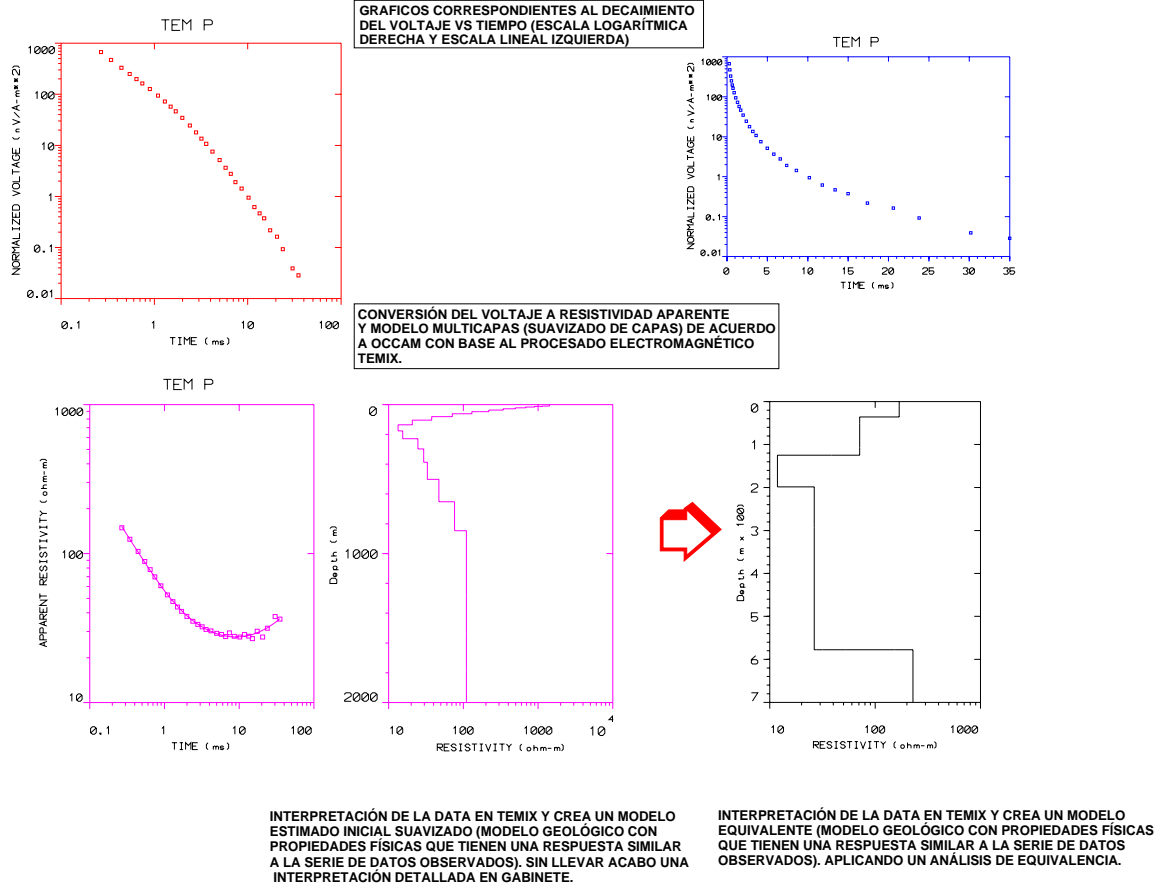
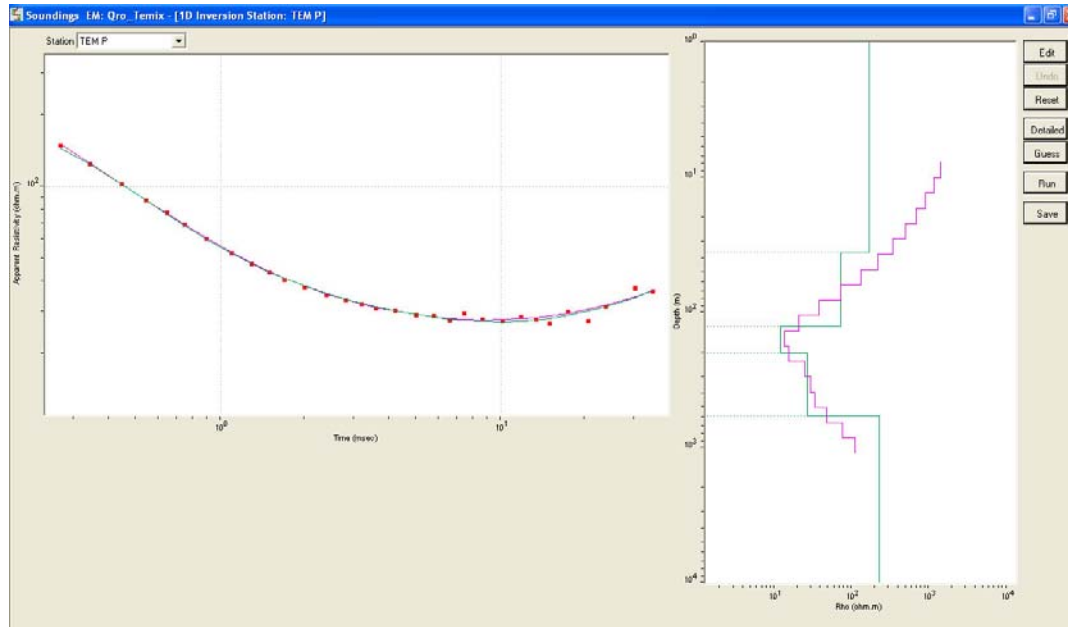


Figura 4.2 a). Proceso de modelado y suavizado de capas a partir de la inversión tipo Occam en los datos adquiridos por los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.



1D Model Parameters

Model Parameters

Total # of layers (max = 8)

#	Fixed	Resistivity	Fixed	Thickness
1	<input type="checkbox"/>	169.39	<input type="checkbox"/>	35.64
2	<input type="checkbox"/>	71.34	<input type="checkbox"/>	89.27
3	<input type="checkbox"/>	11.82	<input type="checkbox"/>	73.63
4	<input type="checkbox"/>	26.39	<input type="checkbox"/>	379.28
5	<input type="checkbox"/>	228.19		

Inversion Parameters

Max R.M.S. (%)

Max # of iterations

Figura 4.2 b. Proceso de modelado y suavizado de capas a partir de la inversión tipo Occam en los datos adquiridos por los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.

Ambos técnicas de interpretación muestran particularidades específicas de acuerdo al interés del intérprete y a la información recopilada tanto en la pre-aplicación y post-aplicación del método con base en el objetivo de estudio.

Lo visualizado en el procesamiento de los datos es que en el modelo de Occam existen parámetros que pueden influenciar la inversión, como el número de capas delgadas ya que el modelo de Occam tiende a incrementar el espesor de la capa, por lo que la profundidad máxima estará influenciada por el punto anterior.

Si se cuenta con disponibilidad de información de pozos o de otro método geofísico, la inversión de capas puede ser más recomendable ya que con base en esto se tendría la facilidad de "amarrar" los datos que permitan fijar dicha estructura geológica con la propiedad física o bien el parámetro interpretativo que ayude a una mejor interpretación.

En general, lo que se sugiere es invertir con el modelo de Occam, poniendo énfasis en los cambios bruscos de resistividad de Occam para tratar de definir el modelo inicial de la inversión con capas.

4.1.1 Modelo suavizado.

El procesado de los datos electromagnéticos consiste en obtener los modelos suavizados mediante una regresión tipo Occam, en la que se proponen dos resistividades: inicial y final, basadas en los datos de campo.

El algoritmo requiere de un número de capas inicial, un valor de ajuste al que se quiere llegar y un número máximo de iteraciones, estos tres últimos parámetros no intervienen en la obtención del modelo suavizado, por lo que éste sólo depende de los valores de resistividad de campo y en el uso de la regresión *Ridge*, para encontrar un modelo que cumpla con el error marcado en el ajuste o con el mínimo error posible.

4.1.2 Modelo unidimensional

Otro proceso de interés es el modelo unidimensional o modelado por capas, éste se realiza siguiendo el método clásico de prueba y error, en el cual se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de la curva de campo, las pendientes de la curva y los tiempos a los que ocurren las inflexiones.

Una vez que se ha obtenido un ajuste aceptable, el modelo generado se somete a una regresión automática con las técnicas de Ridge y de Marquardt con algoritmos de aproximación de tipo Anderson para obtener, por inversión, el mejor ajuste bajo el criterio del error cuadrático medio mínimo.

Los modelos obtenidos, pueden someterse a un nuevo proceso para obtener una serie de modelos equivalentes que cumplan con el mismo error de ajuste. Dichos modelos equivalentes posibilitan establecer el intervalo de variación de los espesores y resistividades en cada capa del modelo original con fines de correlación electroestratigráfica.

4.2 Procesamiento e interpretación de sondeos eléctricos verticales de acuerdo al levantamiento con el arreglo multielectródico Schlumberger.

El procesamiento de los sondeos eléctricos verticales consiste, una vez que son adquiridos los datos en campo, en llevar un control adecuado de los mismos. El siguiente diagrama **Figura 4.3** muestra el procesamiento de los SEV.

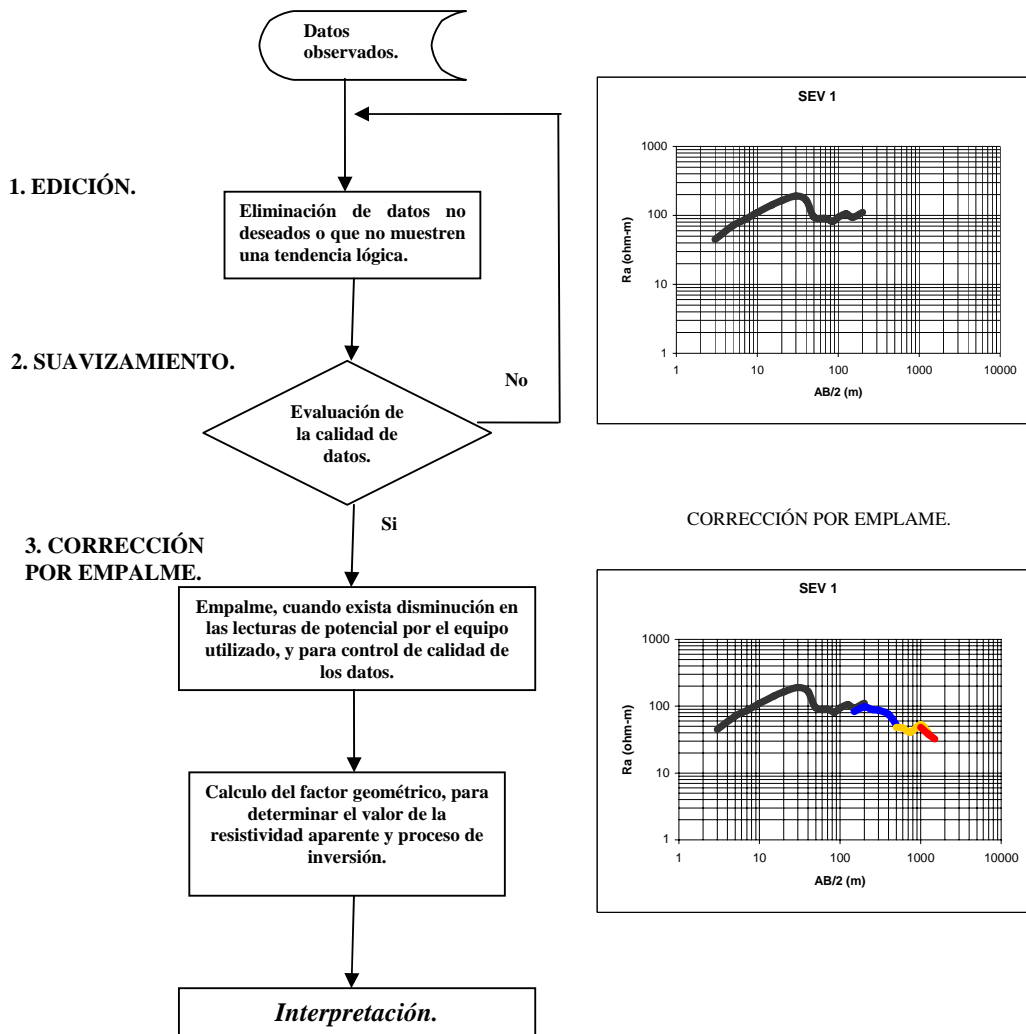


Figura 4.3. Diagrama de flujo del procesamiento de datos adquiridos por el sondeo eléctrico vertical.

El análisis de la información consiste en obtener para cada levantamiento un modelo unidimensional, partiendo de la curva de resistividad aparente, la cual se procesa en una primera etapa mediante una interpretación cualitativa, que con base en un arreglo matricial entre la separación de los sondeos y la resistividad aparente se genera una seudosección de isorresistividades aparentes, de acuerdo a la interpolación de dichos datos. Se asume que el subsuelo consiste en capas horizontales e isotropas. Para estos casos, la resistividad del subsuelo cambia únicamente con la profundidad, pero no cambia con la dirección horizontal. El segundo proceso se realiza mediante el modelado por capas planas mediante el apoyo del software Resixplus de la compañía Interpex, siguiendo el método clásico de prueba y error, en el que se propone el valor tanto de resistividad como de espesor, tratando de reconstruir la curva de campo y sobre todo ajustarse al comportamiento de los valores de resistividad en la seudosección de isorresistividades aparentes.

4.2.1 Modelo unidimensional.

Es el proceso más desarrollado, también conocido como modelado por capas, éste se realiza siguiendo el método clásico de prueba y error, en el cual como anteriormente se mencionó se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de la curva de campo, las pendientes de la curva y al espaciamiento de $AB/2$ que se hayan establecido.

Una vez que se obtiene un ajuste aceptable, el modelo generado se somete a una regresión automática para mejorar, por inversión, el ajuste bajo el criterio del error cuadrático medio mínimo.

Los modelos obtenidos, se someten a un nuevo proceso para obtener una serie de modelos equivalentes que cumplan con el mismo error de ajuste. Dichos modelos equivalentes posibilitan establecer el intervalo de variación de los espesores y resistividades en cada capa del modelo original con fines de correlación electrostratigráfica.

Capítulo 5.

Ejemplo de aplicación.

5.1 Generalidades.

Las propiedades físicas que definen a un material de acuerdo con su comportamiento eléctrico son: la constante dieléctrica, la permeabilidad magnética y la resistividad/conductividad; hablando propiamente de la resistividad/conductividad, es la propiedad que miden los métodos de exploración eléctricos y electromagnéticos, y su interés es la observación de estos valores para determinar la distribución que presentan estas propiedades en el subsuelo. Dado que en este estudio se emplearon ambos métodos, además de correlacionarse con un registro geofísico en el sitio donde se realizó el sondeo electromagnético en el dominio de tiempo prueba y el sondeo eléctrico vertical prueba.

Principalmente el fenómeno presentado en la aplicación de dichos métodos consiste en la conducción de corriente eléctrica en el medio, ya sea generado por un campo magnético o eléctrico, tal fenómeno de conducción eléctrica se presenta por dos razones principales: la primera y menos importante hidrogeológicamente, es la presencia de minerales de tipo metálico, que hacen que la roca se comporte como un conductor, cuya conductividad aumentará al incrementarse el contenido de éstos y su interconexión. La segunda causa, la más interesante desde el punto de vista hidrogeológico, es la presencia de fluidos (agua) en los poros de las rocas.

Dado que en ambos métodos se determina la resistividad y se tiene especial interés en conocer su distribución en el medio, con el objeto de determinar estructuras geológicas que puedan contener fluidos, la creación de mapas georresistivos aclara la continuidad de una estructura geológica debido a la conservación promedio de la resistividad en toda una unidad de roca.

Retomando el segundo punto de interés hidrogeológico, de acuerdo al fenómeno de conducción eléctrica y a la propiedad física de interés que es la resistividad, cuando existe agua relleno de poros, fisuras y fracturas de las rocas, la resistividad global de éstas se modifica dependiendo en los siguientes parámetros:

- La porosidad de la roca.
- La resistividad de la roca con y sin la presencia de agua.
- La salinidad del agua contenida en la roca.
- El grado de saturación.
- La tortuosidad (relación entre la longitud de los poros y la longitud de la roca en estudio).

Tomando en cuenta los factores anteriores, se determina que la resistividad en el subsuelo es altamente variable, aún en un mismo tipo de roca; no obstante se puede definir un intervalo característico y un rango de valor de resistividad para un tipo específico de roca y para una región de interés.

Heterogeneidad y anisotropía de la conductividad hidráulica.

Los materiales del subsuelo siempre tienen una distribución compleja e irregular **Figura 5. 1**, que influyen en la conductividad hidráulica, ésta indica la capacidad que tiene un acuífero para conducir el agua bajo gradientes hidráulicos.



Figura 5.1. Capas del subsuelo que influyen en la conductividad hidráulica.

Una de las principales razones por la cual en un medio poroso fluya agua, fue analizado por el ingeniero H. Darcy quien observó el paso de agua a través de varios materiales dentro de un conducto de longitud y área de sección transversal específica. De aquí se deriva la Ley de Darcy y nos dice que el volumen de agua que fluye por unidad de tiempo es proporcional al área y a las diferencias de alturas (entrada y salida) e inversamente proporcional a la longitud recorrida, se expresa de la siguiente manera:

$$Q = \frac{KA(h_1 - h_2)}{L} = \frac{KA\Delta h}{L}$$

Q= volumen de agua que fluye por unidad de tiempo [L³/t]

Δ= diferencia entre niveles de agua [L]

L= longitud lineal del recorrido del flujo [L]

A= sección transversal del área [L²]

K= conductividad hidráulica [L/T]

Es decir:

La ley de Darcy indica que: "la velocidad del flujo es proporcional al gradiente hidráulico"

Es decir: $U = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl}$

El signo negativo indica que el agua fluye en la dirección de la pérdida de altura.

Una de las limitaciones que presenta dicha ley es que K no es propia y característica del medio poroso, sino que también depende del fluido. (San Román, 2008).

La permeabilidad de Darcy (K) depende tanto de las propiedades del fluido como del medio y se puede expresar de la siguiente manera:

$$K = \frac{k_0 \rho g}{\mu} \dots\dots\dots \text{Ec. 5.1.}$$

Donde:

$$g = \text{aceleración de la gravedad} \left[\frac{L}{T^2} \right]$$

k_0 = permeabilidad del medio (permeabilidad intrínseca, depende solo del medio poroso) $[L^2]$

$$\rho = \text{densidad del fluido} \left[\frac{M}{L^3} \right]$$

$$\mu = \text{viscosidad del fluido} \left[\frac{M}{LT} \right]$$

Para el análisis de aguas subterráneas se asume que la permeabilidad de Darcy (K), o conductividad hidráulica es una característica del medio poroso.

A veces se describen las distribuciones de conductividad hidráulica K utilizando los términos heterogeneidad, homogéneo, isotropía y anisotropía.

En un material heterogéneo el valor de K varía espacialmente, mientras que en un material homogéneo K es independiente de la localidad.

La anisotropía implica que el valor de K en una localidad depende de la dirección.

En un material isotrópico $K_x = K_y = K_z$, aunque en los materiales geológicos no hay un medio homogéneo e isotrópico perfecto, a menudo se asume que ellos son, con fines de cálculo.

Así se pueden clasificar los acuíferos de acuerdo a dicha descripción de conductividad.

Acuífero isotrópico: Se llama así cuando la conductividad hidráulica K de un punto en un acuífero es la misma para cualquier dirección.

Acuífero Anisotrópico: En este caso, la conductividad hidráulica K , de un punto en un acuífero varía con la dirección.

Acuífero Homogéneo: Un medio, en este caso un acuífero es homogéneo si la propiedad o las propiedades son las mismas en cada uno de sus puntos.

Acuífero heterogéneo: Si la propiedad varía con la posición el acuífero es heterogéneo.

Existen otras propiedades que se presentan y que son necesarias conocer de acuerdo al estudio hidrogeológico son:

Transmisividad (T): Es una propiedad que indica la facilidad de un acuífero para dejar pasar el agua a través de todo su espesor saturado:

$$T = Kb \dots\dots\dots\text{Ec. 5.2.}$$

K= conductividad hidráulica.

b= espesor del acuífero.

Carga hidráulica (h): Es la fuerza por unidad de área ejercida por una columna de líquido a una altura determinada.

Coefficiente de almacenamiento (S): En un acuífero confinado se define como la variación en el volumen de agua por unidad de área. Es una cantidad adicional:

$$S = \frac{\Delta V}{A\Delta h} \dots\dots\dots\text{Ec. 5.3.}$$

Donde

ΔV = variación del volumen de agua.

Δh = variación de la carga hidráulica.

A= unidad horizontal de área.

El rendimiento específico (S_y) de un acuífero es la relación entre la cantidad de agua que pueda drenar libremente el material y el volumen total de la formación, resultando siempre menor que la porosidad total, y asociado al concepto de porosidad eficaz (sección total por el cual puede circular el agua). Por ejemplo un acuífero de textura fina tendrá un rendimiento específico pequeño, mientras que un acuífero de textura gruesa tendrá uno mayor, ya que es capaz de producir una mayor cantidad de agua almacenada. La retención específica (S_r) es la parte de la porosidad total de un acuífero que no puede ser fácilmente extraída.

5.2 Clasificación de los acuíferos y unidades geohidrológicas.

De acuerdo con Custodio y Llamas (1983), los acuíferos pueden clasificarse de dos formas; la primera toma en cuenta la estructura de las rocas con su porosidad, y la segunda agrupa los acuíferos de acuerdo con la presión hidrostática del agua contenida en los mismos. En la primera se agrupan seis tipos de acuíferos:

- Depósitos sedimentarios de granulometría homogénea y gran permeabilidad.
- Depósitos sedimentarios de granulometría heterogénea y escasa permeabilidad.
- Depósitos sedimentarios de granulometría heterogénea y permeabilidad media.
- Depósitos sedimentarios de granulometría homogénea, cuya permeabilidad ha disminuido por cementación de sus intersticios con materiales minerales.
- Roca con huecos originados por disolución.
- Roca con huecos originados por fracturamientos.

En la segunda clasificación hay sólo tres tipos de acuíferos **Figura 5. 2:**

- Acuíferos cautivos o confinados: Está acotado por arriba y por abajo mediante capas geológicas impermeables.
- Acuíferos libres, no confinados o freáticos: Se llama así al que está conectado directamente con la superficie y por abajo tiene una capa impermeable.
- Acuíferos semiconfinados: Esta acotado ya sea sólo por arriba o por abajo mediante una capa geológica impermeable.

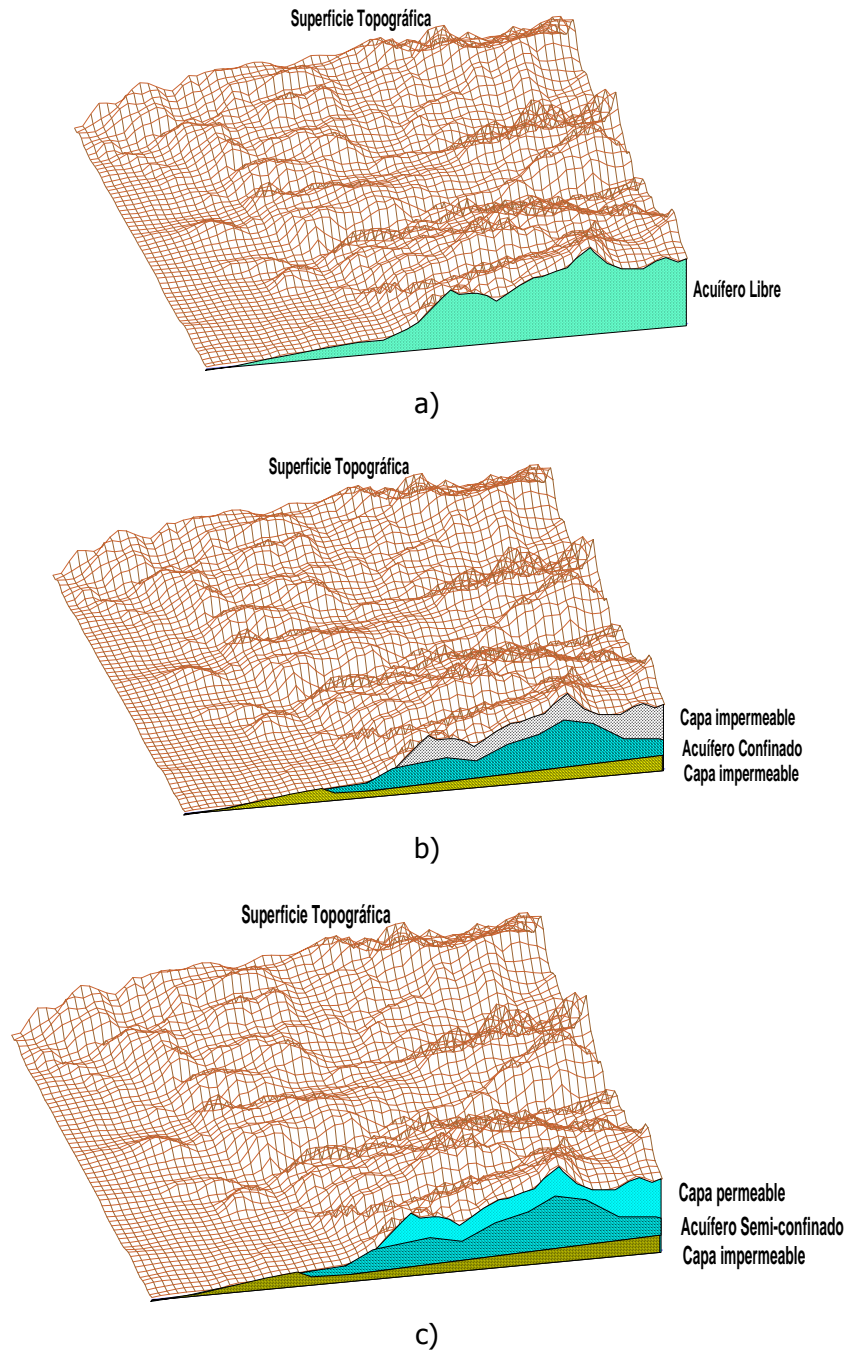


Figura 5.2. Clasificación de acuíferos a) Acuifero libre b) Acuifero confinado y c) Acuifero semi-confinado.

Las unidades geohidrológicas se encuentran definidas por:

- Acuífero: Formación geológica que contiene agua que ocupa en los intersticios de la roca y que se transmite de un punto a otro en cantidades suficientes para permitir su desarrollo económico.
- Acuitardo: Formación geológica que permite el flujo de agua verticalmente hacia arriba y circula con dificultad.
- Acuicludo: Formación geológica que contiene agua pero que no la transmite con la rapidez suficiente para proveer un abastecimiento significativo a un pozo o un manantial.
- Acuífugo: Formación geológica que no tiene intersticios interconectados y no pueden retener o transmitir agua.

Cada uno de estos acuíferos de acuerdo a las estructuras geológicas existentes, presenta características eléctricas diferentes que dependen principalmente de la resistividad de la roca que contiene el acuífero, la cantidad de sales disueltas en el agua y de la permeabilidad; por lo tanto se espera que exista un cambio en sentido vertical en el valor de la resistividad entre la zona saturada y la no saturada de la roca que contenga el acuífero, y es de esperarse también que exista un contraste de resistividad entre los diferentes tipos de roca en el área de estudio.

El contraste que existe entre las resistividades de los diferentes tipos de roca y el existente entre las zonas del acuífero, y las que no contienen agua dependen de muchos factores que sólo se pueden evaluar si se conoce el marco geológico en el que se trabaja y sus características hidrogeológicas.

5.3 Objetivo en la aplicación de los métodos eléctricos (SEV) y métodos electromagnéticos (TEM).

El objetivo principal de la aplicación de estudios electromagnéticos y eléctricos, consistió en determinar la factibilidad hidrogeológica y determinar las estructuras geológicas presentes en una zona ubicada al oriente de la ciudad de, Querétaro de Arteaga, asimismo de comparar los resultados emitidos en la ejecución de ambos métodos geofísicos para ver las variaciones que presentan cada uno de ellos.

Lo que se espera determinar en dicho estudio es poder establecer la profundidad del acuífero; esto con base en la geología presente en la zona; y clasificar dicho acuífero.

A continuación se presenta un diagrama de flujo que ilustra la secuencia para la ejecución de un proyecto de exploración hidrogeológica **Figura 5.3**



Figura 5.3. Diagrama de flujo de la exploración de agua subterránea.

5.4 Localización.

La zona de estudio se localiza a 6 Km al oriente de la ciudad de Querétaro de Arteaga, entre las coordenadas 100 ° 20' Longitud Oeste y 20° 40' Latitud Norte.

Las principales localidades que se encuentran en la zona son: El Penal, El Refugio, El Pozo y El Conejo. **Figura 5.4**

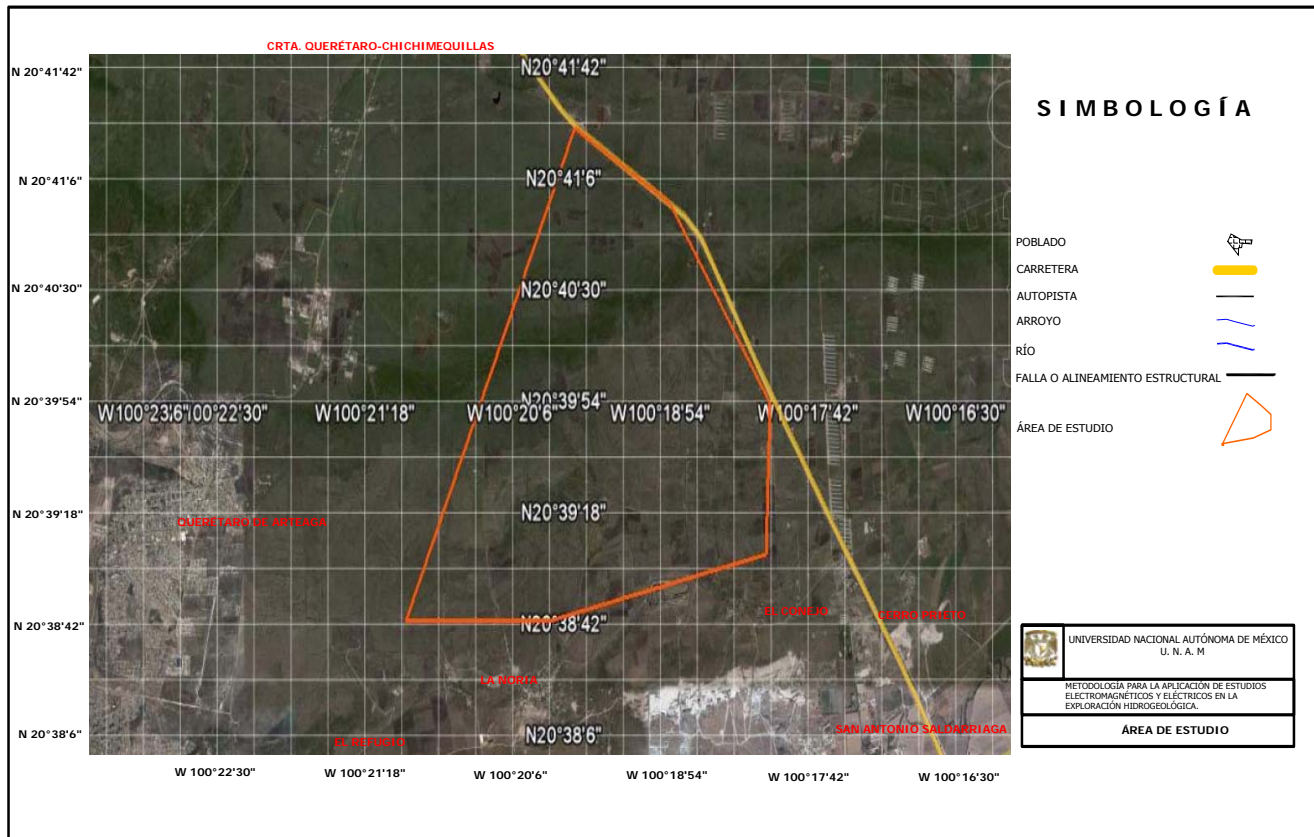


Figura 5.4. Localización del área de estudio (Google Earth).

En la cartografía de INEGI, la zona se encuentra en las hojas Querétaro de Arteaga F-14-C-65 y Ajuchitlán F-14-C-65, escala 1:50,000. (Mapa de INEGI): **Figura 5.5.**

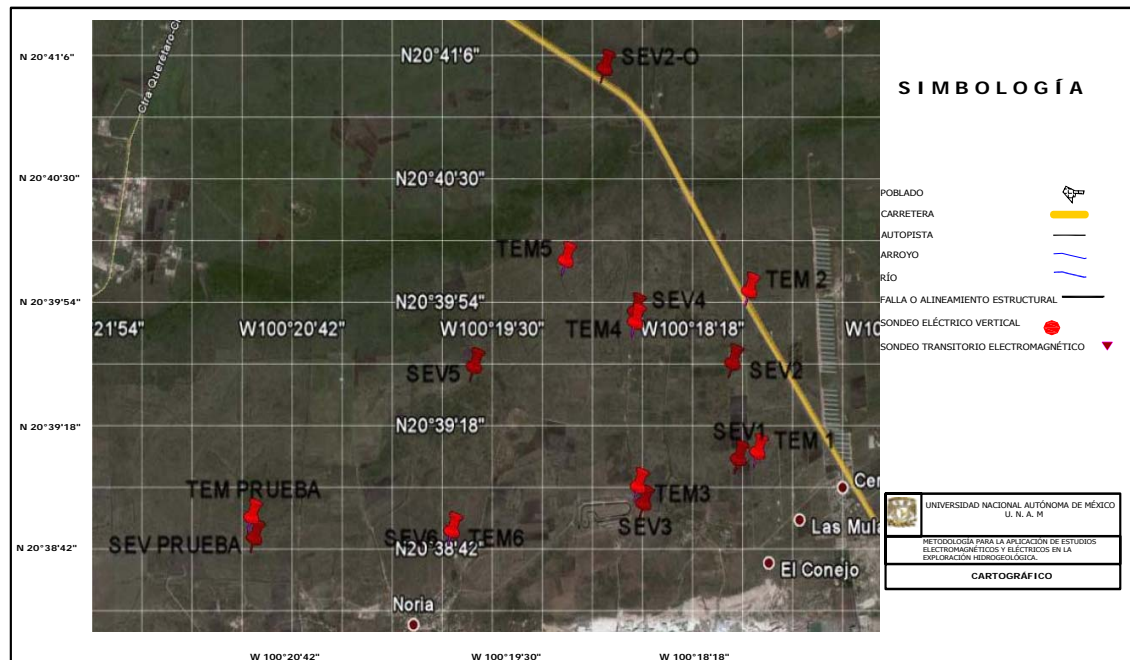
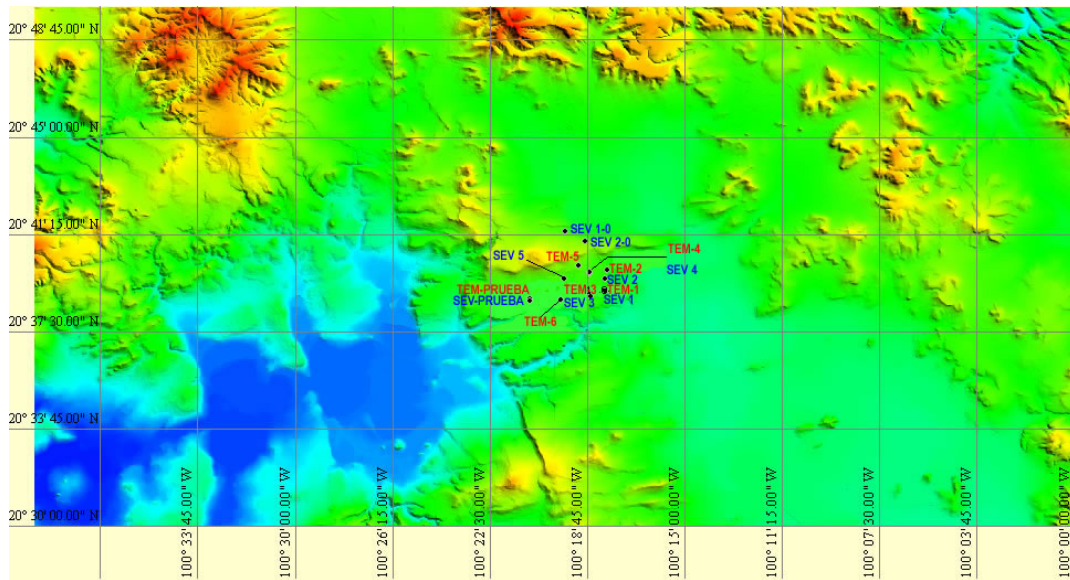


Figura 5.5. Mapa cartográfico (Google Earth).

5.5 Vías de comunicación.

El área de estudio se encuentra bien comunicada, está prácticamente en la zona conurbada de la ciudad de Querétaro de Arteaga, aunque por el momento para llegar a ella es a través de caminos de terracería. En su límite oriente pasa la autopista de cuota México-San Luis Potosí, al norponiente la carretera estatal Peñuelas- San José El Alto al oeste y Querétaro-San Antonio Saldarriaga a este.

La vía de comunicación más accesible a la zona de estudio es a través de la carretera que lleva al antiguo aeropuerto de la ciudad de Querétaro de Arteaga, tomando posteriormente una vía empedrada que lleva hacia la comunidad El Refugio. Esta misma vía comunica también con la comunidad El Pozo, donde se efectuaron los Sondeos Eléctricos Verticales y los Sondeos Electromagnéticos Transitorios. **Figura 5.6**

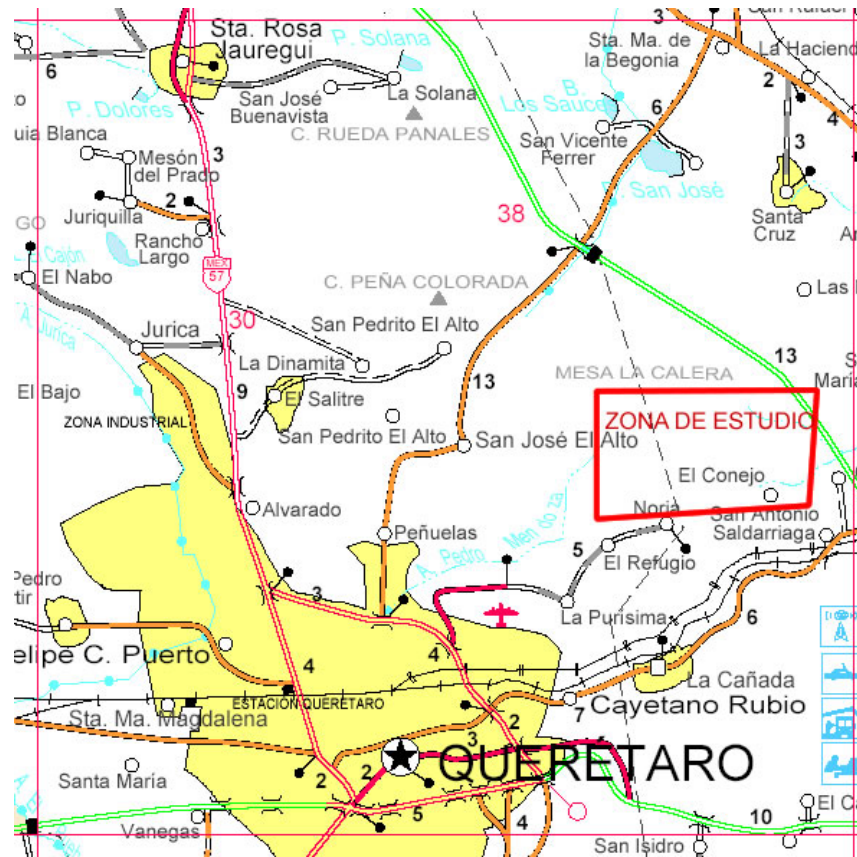


Figura 5.6. Localización del área de estudio. Tomado del plano INEGI a escala 1:250,000

5.6 Ubicación de acuíferos en el área de estudio.

La Comisión Nacional del Agua define 11 acuíferos en el estado de Querétaro de Arteaga, de los cuales tres inciden en el área de estudio, Querétaro de Arteaga, Amascala y San Juan del Río. Todos presentan sobre explotación en diferentes grados, siendo el de Querétaro de Arteaga el más explotado, mayor al 70%. En la **Figura 5.7** se presenta la ubicación de los acuíferos con respecto al área de estudio. Se puede ver que está en la confluencia de los tres.

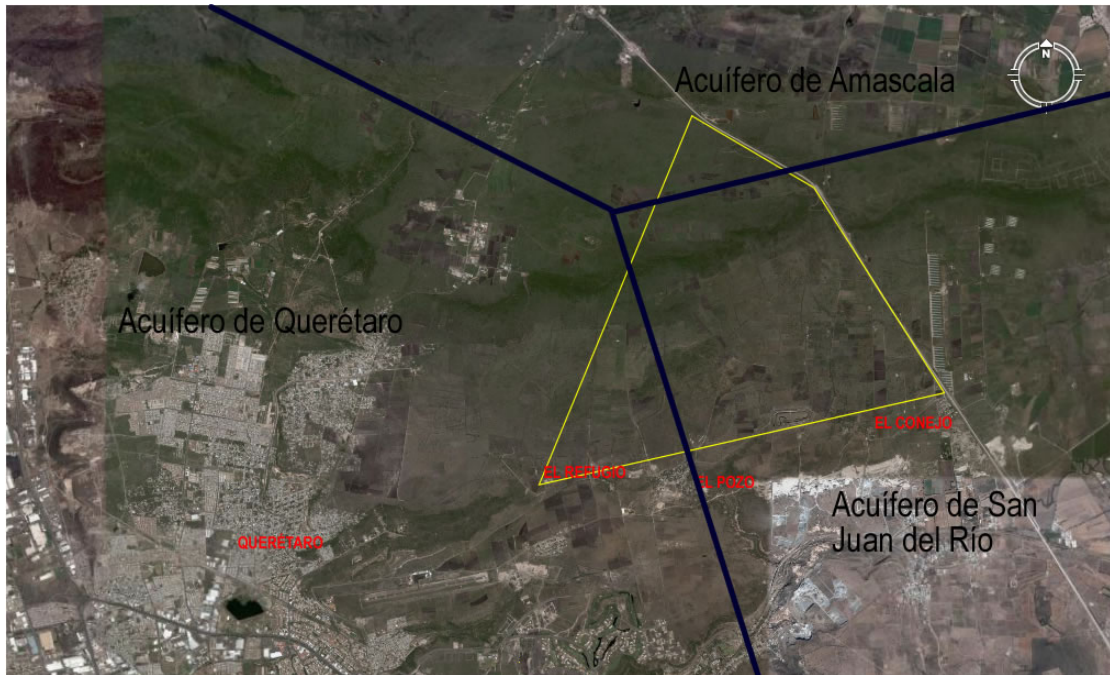


Figura 5.7. Regiones administrativas de acuíferos. Límites obtenidos de CNA (Google Earth).

5.7 Metodología y actividades de campo.

5.7.1 Reconocimiento geológico.

Se realizó una visita a la zona para identificar las condiciones topográficas y geológicas existentes en la zona, específicamente para ubicar los sondeos geofísicos, así como identificar los contactos geológicos y captaciones de agua subterránea.

5.7.2 Exploración geofísica.

La campaña de exploración geofísica se conformó por 9 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y 7 Sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM) ubicados de acuerdo a las necesidades del conocimiento del subsuelo.

Para su localización se ocupó un geoposicionador de la marca Garmin modelo 12XL.

5.7.3 Distribución de los SEV'S y TEM'S.

La distribución de ambos sondeos se fijó de acuerdo al siguiente criterio.

1. Ubicación de sitios para sondeos prueba en áreas, donde se tuviera información geológica a profundidad; en nuestro caso se ubico cerca de un pozo perforado.
2. Distribución equidistante en la zona de estudio con el objetivo de correlacionar la información adquirida en cada uno de los puntos de sondeo con base en la interpolación de datos para visualizar la continuidad del medio.
3. Ubicación en zonas donde no existieran factores o señales no deseadas (ruido), que afectarán la adquisición de los datos; tales como líneas de alta tensión que afectan grandemente a los sondeos electromagnéticos transitorios o limitaran la extensión de los tendidos en el sondeo eléctrico vertical.
4. La profundidad de investigación esperada con los arreglos electródicos y de bobinas se espera que sea superior a los 400 m.

5.7.4 Sondeo eléctrico vertical.

El arreglo utilizado fue tipo Schlumberger con aberturas AB/2 de 3, 5, 7, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 70, 85, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 750, 1000, 1250, 1500 m, para los electrodos de corriente y de 2, 10, 20, 40 y 80 m para las aberturas de MN.

Para la ejecución de cada sondeo se utilizó la técnica del carrete móvil.

Ubicado el punto del sondeo, se procedió a determinar el centro del mismo, colocando una barra de acero que sirvió también para tensar los cables de corriente eléctrica. Durante la obtención de los datos se cuidó la correcta eliminación del potencial espontáneo natural en los electrodos de potencial para cada medición. Una vez eliminado este efecto se procedió a realizar la inyección de la corriente eléctrica y medir el voltaje, calcular la resistividad y colocar el valor obtenido en papel bilogarítmico. Lo anterior se realizó con el objeto de cuidar el comportamiento y calidad de las curvas de campo. En caso de tener duda o existir una anomalía en el valor calculado se repitió la lectura. Una particularidad que se hizo en este trabajo fue la de colocar desde un inicio los electrodos de potencial, con el propósito de eliminar el potencial natural.

Un aspecto que se tomó muy en cuenta fue el cuidar la relación $AB > 5MN$, para cumplir con el requerimiento teórico del arreglo, exceptuando la primera lectura. En caso de que la diferencia de potencial fuera menor a la unidad se procedió a realizar el empalme correspondiente, es decir, tomar lecturas dobles de resistividad aparente, de cuando menos dos semiaberturas de los electrodos de corriente, para dos aberturas de electrodos de potencial.

5.7.5 Sondeo transitorio electromagnético en el dominio del tiempo.

El arreglo utilizado fue el de loop coincidente, de acuerdo al loop aplicado se realizó con las siguientes dimensiones respectivas de 20x20, 50x50, 100x100, 150x150 y 300x300 m para el sondeo prueba y para los sondeos posteriores sólo se utilizó el tamaño del loop de 300x300 m.

Durante la obtención de los datos se cuidó la intensidad de corriente circulante, se analizó el ruido y respuesta del equipo a diferentes ganancias, así como de la penetración de la señal del subsuelo y el apilamiento de la señal con promedios de 256, 512, 1024 y 2048 muestras, de tal manera que dichos elementos fueran representativos de las condiciones generales del sitio.

5.8 Geología.

5.8.1 Fisiografía.

De acuerdo a la información de INEGI el área de estudio se localiza dentro de la provincia fisiográfica denominada la Faja Volcánica Transmexicana, perteneciente a la subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro de Arteaga e Hidalgo, la topografía presente son llanuras de piso rocoso con lomeríos. **Figura 5.8.**

Las principales elevaciones dentro del área corresponden al Cerro El Penal con una elevación de 2200 msnm, la Mesa La Calera de (2050 msnm). Hacia el oriente se presenta el valle de San Juan del Río con una elevación promedio de 1900 msnm. Hacia el sur se manifiestan cañadas con orientación preferencia W-E, entre la que destaca La Cañada en la zona de Saldarriaga.

El terreno a estudiar se ubica en la Mesa La Calera, 150 m por encima del nivel del valle.



Figura 5.8. Fisiografía (tomado de INEGI).

5.8.2 Estratigrafía.

La geología presente en la zona de estudio abarca diferentes unidades litológicas que en conjunto abarcan edades que van del terciario al reciente.

A continuación se describen cada una de ellas desde la más antigua a la más joven. **Figura 5.8.**

Andesita (To A).

Aunque esta unidad no aflora en el área de estudio, debe encontrarse a profundidad. Esta unidad contiene plagioclasa calco-sódica, anfíboles, con textura porfídica de matriz microcristalina, puede estar fracturada, tiene una matriz dura, densa y masiva. Esta unidad se identifica en San José El Alto, San Pedro El Alto y El Salitre, localizada al norte del sitio estudiado. Puede presentar alteraciones de tipo hidrotermal, manifestándose como una arcilla de color verde a una profundidad de 200 m en la zona de San José Buenavista, sin ningún potencial hidráulico. Se considera como la unidad más antigua del Oligoceno.

Ignimbritas (Tmi Ig).

Se manifiesta cerca de los poblados de El Conejo, San Antonio y en cortes litológicos de pozos en el valle de San Juan del Río.

Esta unidad está caracterizada por derrames de litología variada que van de corrientes piroclásticas, tobas soldadas con abundantes fragmentos de cuarzo en una matriz criptocristalina o vítrea, con estratificación variada. Se identifica claramente al sur de la zona en los bancos de material que existen, cercanos a la Cañada. Esta unidad puede considerarse como posible unidad portadora de agua.

Basalto Lajeado (Tmm BL).

Esta unidad está caracterizada de un basalto de color negro de textura afanítica a porfídica con planos de fracturamiento algunas veces oxidados con tonalidad café, duro y macizo muy denso, presenta además fracturamiento secundario por efectos de descompresión tensional, produciendo lajeamiento en diferentes direcciones y independientes de su fracturamiento original.

Petrográficamente se clasifica como un basalto andesítico, y en ocasiones como basalto de olivino. Sin ningún potencial hidráulico.

Su espesor aproximado va de 2 a 20 m, aunque en ocasiones no se ha llegado a encontrar su parte basal.

Se identifican algunos afloramientos al nororiente de los poblados Cerro Prieto, El Conejo y San Antonio.

Tobas limo arenosas (Tom T).

Esta unidad está caracterizada por depósitos tobáceos constituidos por limos arenosos café claro a oscuro, amarillentos en estratos horizontales de diferentes espesores, que forman grandes planicies fácilmente erosionables. Se manifiestan al oriente de la autopista a San Luis Potosí. Esta unidad refleja condiciones favorables para considerarse como unidad con potencial hidráulico.

Basalto (Tmt B).

Esta unidad es el último de los eventos ocurridos de actividad en la zona. Algunas de las coladas pertenecientes a esta unidad se encuentran intercaladas con los depósitos aluviales del Valle de Querétaro de Arteaga.

Su mayor manifestación está representada por el Cerro El Penal. Unidad sin potencial hidráulico.

Brecha volcánica (Tp Bv).

Esta unidad se ubica, en los frentes de las corrientes de lávicas, en algunos centros eruptivos y conos cineríticos y escoriáceos o estrato volcanes localizados en diversos lugares de la zona, tratándose de eventos volcánicos recientes.

Su textura varía desde toba brechoide de tezontle típico, de coloraciones gris negro a rojiza, causada por alteración deutérica y actividad fumarólica sobre los minerales de hierro de la matriz, peculiarmente presenta una oxidación limolítica y hematítica.

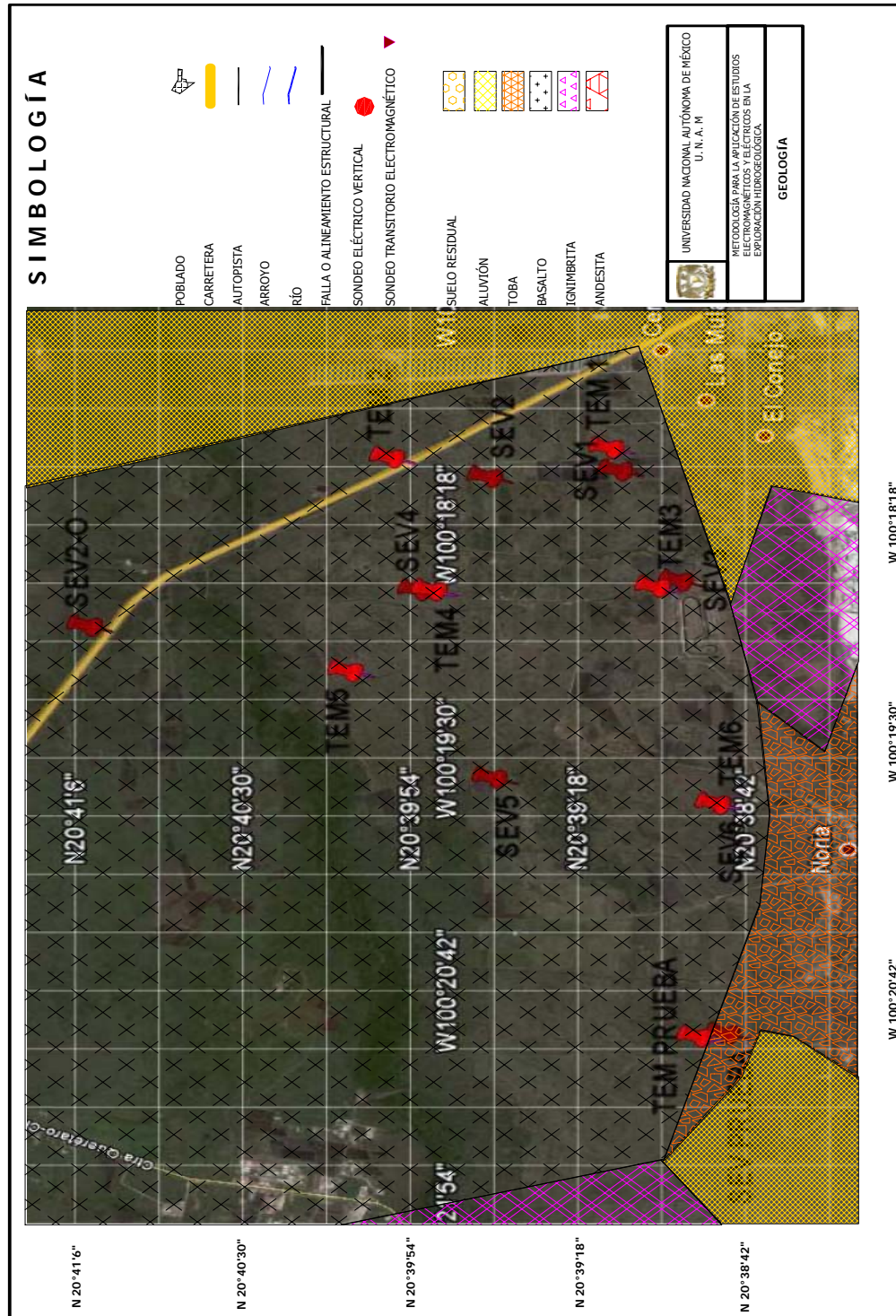
Dentro de estas brechas se han detectado la acumulación de sílice cristalino y lechoso, con superficies botroidales de carbonatos que han rellenado cavidades y planos de fracturas. Unidad sin potencial hidráulico.

Se identifica al norte de la Cañada.

Aluvión y/o Suelo Residual (Q Al).

Constituye valles de todos tamaños que forman grandes planicies, su litología de esta unidad está constituida por gravas y boleos en matriz arcillosa, limosa y arenosa, con espesores de unos centímetros hasta unos metros. Se identifica al oriente de la zona de estudio propiamente en la parte baja correspondiente al valle de San Juan del Río.

El suelo residual es tierra de cultivo sobre casi todo tipo de rocas, con mayor abundancia sobre terrenos basálticos que permite la infiltración del agua de lluvia a estratos inferiores. Se encuentra prácticamente en la zona de estudio, con espesores de unos centímetros a unos cuantos metros. Unidad sin potencial hidráulico.



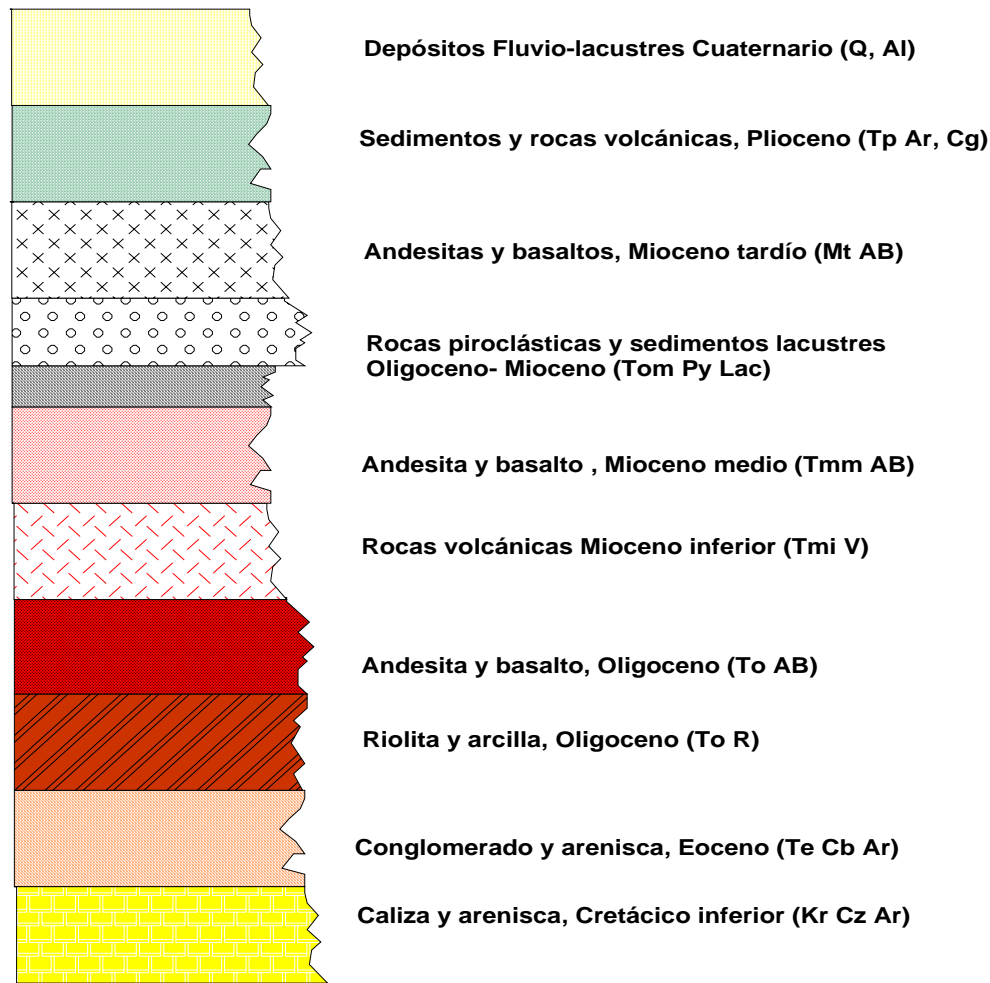


Figura 5.9. Plano geológico y columna estratigráfica.

5.8.3 Geología estructural.

El esquema estructural se presenta por procesos distensivos, en donde la distribución de las diferentes unidades litológicas está controlada por el dominio de varios sistemas de fracturamiento, específicamente por la falla Querétaro de Arteaga ubicada a 10 km al oeste de la zona de estudio, un sistema de fallas transversales representadas por las Fallas Menchaca, Cañada y un sistema de fracturamiento con una orientación preferencial SW-NW.

Además cabe resaltar que los afloramientos de roca del área se encuentran afectadas por un sin número de patrones de fracturamientos tanto vertical y horizontal, imprimiéndole así características de permeabilidad favorables a las rocas.

En la zona de estudio se identifica un cambio brusco topográfico entre el la zona de valle y el Cerro El Penal, el cual puede estar asociado a una falla.

5.8.4 Geología del subsuelo.

En la zona de estudio se contó con la información de 2 cortes litológicos de los pozos Refugio II y El Campanario.

Con el propósito de conocer las condiciones litológicas en el subsuelo y su distribución, se elaboró una sección geológica con dirección preferencial N-S. Se apoyó con información de los registros de velocidad de penetración de la perforación y el registro geofísico de pozo.

El corte litológico y penetración del Pozo El Refugio II indica:

INTERVALO	DESCRIPCIÓN	Penetración promedio
0-15	Material aluvial caracterizado por boleos empacados en toba arcillo arenosa.	300 min/m
15-50	Basalto esponjoso a vesicular fracturado.	60 min/m
50 – 60	Basalto lajeado.	30 min/m
60 – 110	Conglomerado empacado en arenas y grava, predomina arenas.	40 min/m
110 – 125	Conglomerado empacado en arenas y grava.	135 min/m
125 – 145	Aglomerado volcánico basáltico.	35 min/m
145 – 150	Toba arcillosa.	35 min/m
150 – 410	Secuencias alternadas de arenas, conglomerados basálticos empacados en arenas y gravas.	40 min/m aunque en el intervalo de 175m es de 110 min/m podría referirse a un lente de conglomerado.
410 – 480	Secuencias de aglomerado volcánico y brecha compuesto principalmente por andesitas.	70 min/m
480 – 500	Conglomerado riolítico en matriz arenosa y gravilla con pirita diseminada.	90 min/m

Esta identificación de materiales, se realizó a partir de la recolección de muestras en pozo durante la perforación y del análisis petrográfico de las mismas; se puede corroborar a partir de las zonas de acuerdo a la tasa de penetración del trabajo de la barrena, donde se determina en un análisis cualitativo que a partir de las zonas de baja penetración indican litologías suaves y deleznable a comparación de tasas de penetración altas que indican litologías duras y compactas. Dicha corroboración se puede visualizar a partir del siguiente gráfico. **Figura 5.10.**

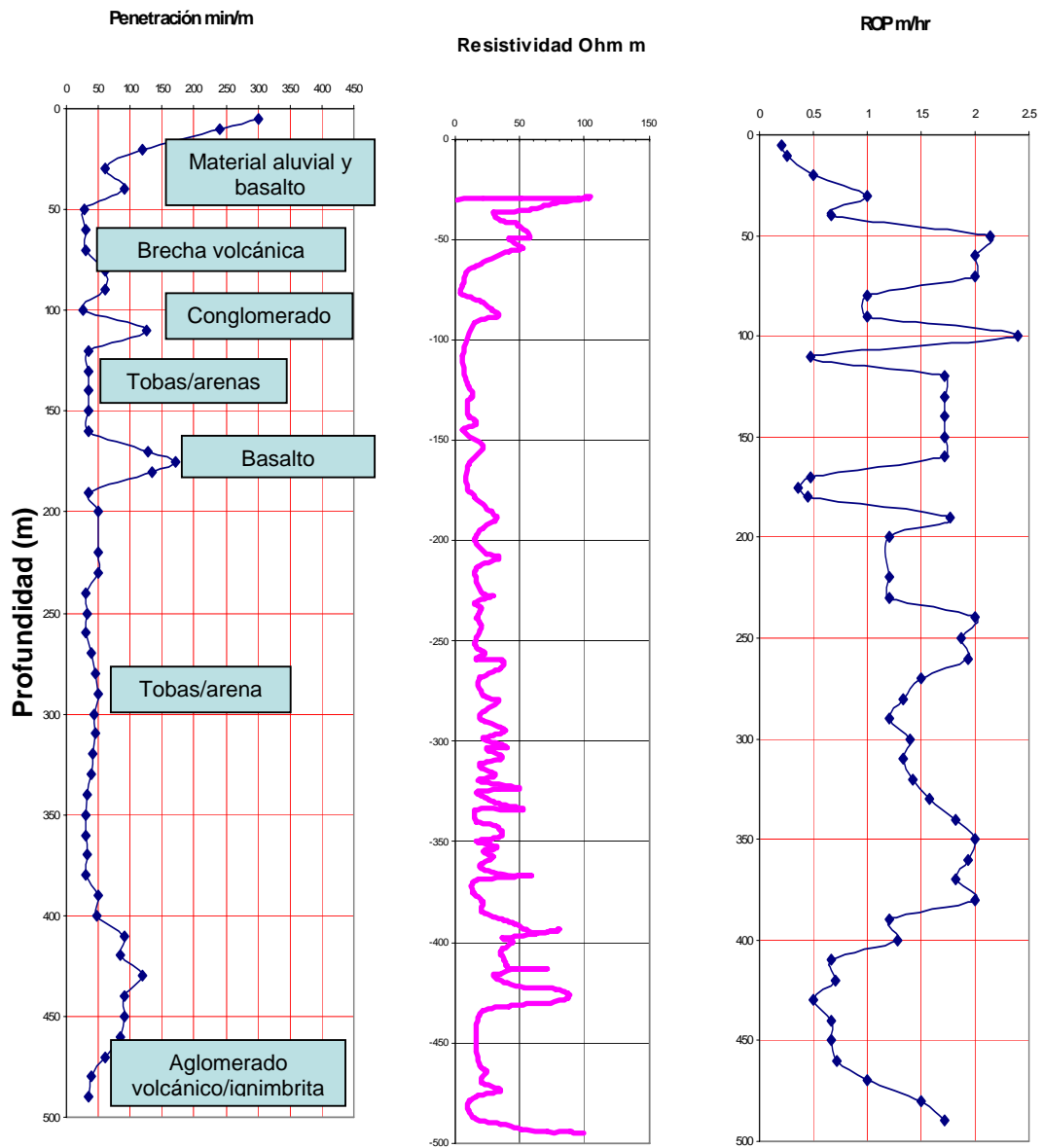


Figura 5.10. Tasa de avance de perforación profundidad vs tiempo, ROP y registro eléctrico.

Por lo que respecta al pozo El Campanario, sólo se contó con información del corte litológico.

INTERVALO	DESCRIPCIÓN
0-50	Material tipo toba pumítica.
50-65	Basalto masivo poco fracturado.
65 – 70	Tobas vitrocristalinas .
70 – 80	Tobas limo-arenosas.
80 – 235	Andesita basáltica fracturada.
235 – 275	Toba brechoide.
275 – 450	Andesita basáltica de compacta a fracturada y de poca alteración a mayor en algunos intervalos principalmente los más profundos.

Con base en esta información se elaboró una sección geológica esquemática que se correlacionó los materiales descritos por dichos cortes. Hay que resaltar que la distancia ubicada entre dichos pozos es de aproximadamente 4 Km. **Figura 5.11.**

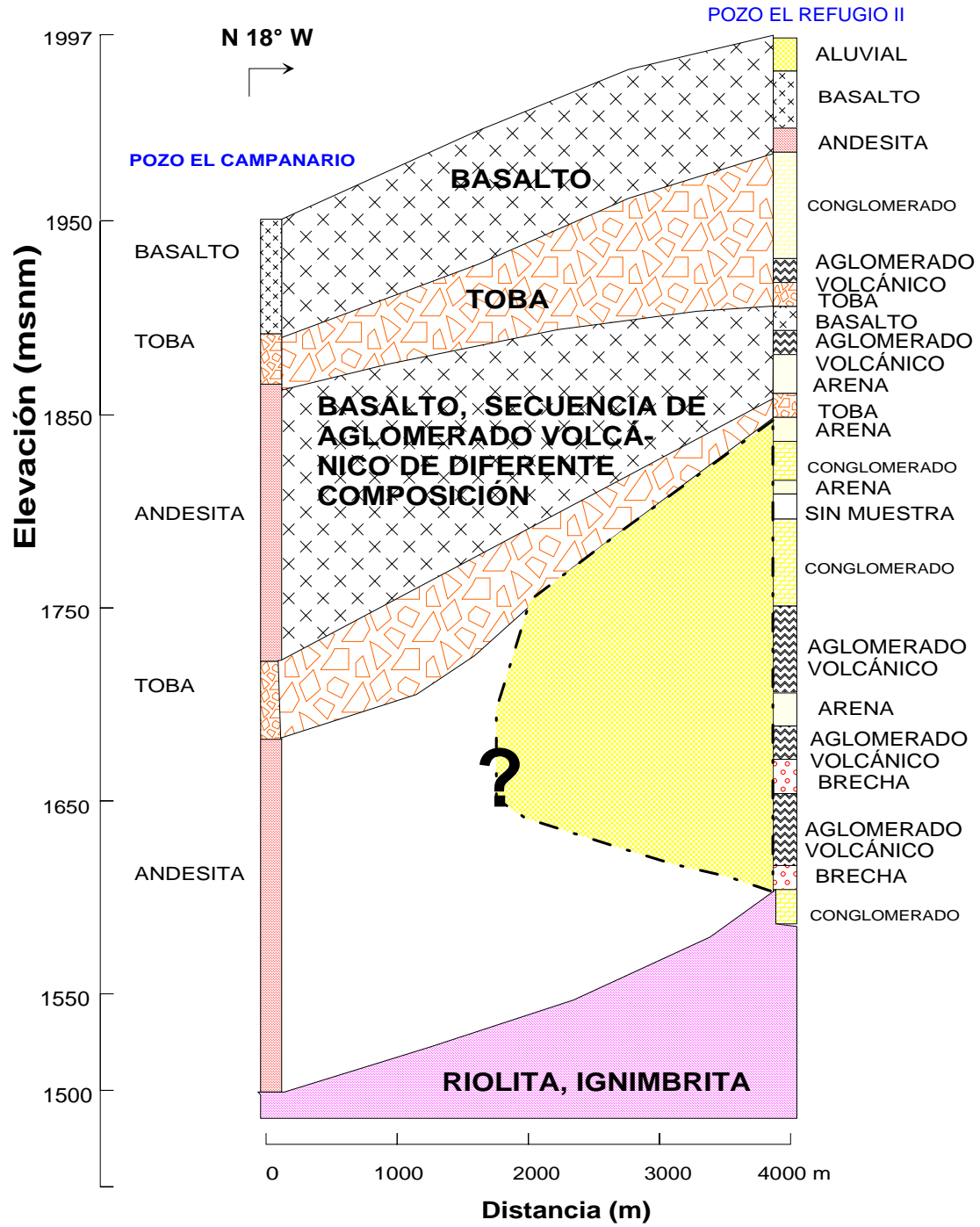


Figura 5.11. Sección geológica esquemática.

Se lograron definir 7 unidades geológicas en la cuales 2 de ellas serán consideradas con potencial hidráulico (la unidad Tom T y Tmi Ig), que habrá que delinear con la exploración geofísica e identificar el espesor y continuidad de los contactos identificados por el corte litológico.

Dichas unidades litológicas representativas corresponden a: basalto e intercalaciones de arenas, aglomerados volcánicos, de diferente composición y la segunda unidad es de esperarse riolita o ignimbrita, o bien la andesita, siendo la unidad de intercalaciones de arenas y conglomerados como la unidad más favorable para encontrar agua que se encuentra por arriba de dicha unidad; sin embargo una posible unidad que pueda contener agua será la ignimbrita siempre y cuando apareciese esta contrario si se encontrase riolita o andesita. Por lo cual se enfocó el estudio de exploración geofísica a profundidades mayores de los 300 m para conocer el comportamiento eléctrico del subsuelo y correlacionarlo con la columna geológica descrita.

5.9 Geofísica.

La etapa del procesamiento e interpretación de los sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo fueron efectuados en dos etapas: la primera consistió en correlacionar la información adquirida y procesada unidimensional con base en el registro geofísico de resistividad del pozo El Refugio II con la finalidad de determinar la respuesta de ambos métodos y efectuar la calibración; la segunda etapa consistió en correlacionar toda la información adquirida por ambos métodos con la finalidad de realizar perfiles geoelectricos correspondientes y determinar el comportamiento del subsuelo.

5.9.1 Sondeos eléctricos verticales.

De acuerdo al objetivo y a la metodología desarrollada se elaboraron tres secciones geoelectricas dos con una dirección preferencial SW-NE y una con dirección preferencial NW-SE la interpretación de los datos adquiridos se realizó en primera instancia a una interpretación cualitativa de estos, con base en el comportamiento de los valores de resistividad aparente de cada uno de los sondeos que conforman los perfiles determinados. En las siguientes **Figura 5.12**, **Figura 5.13**, y **Figura 5.14** se visualiza el comportamiento de las resistividades aparentes en la zona de estudio. Configuradas a partir de líneas de isoresistividades aparentes.

SEUDO SECCIÓN DE ISORRESISTIVIDADES APARENTE

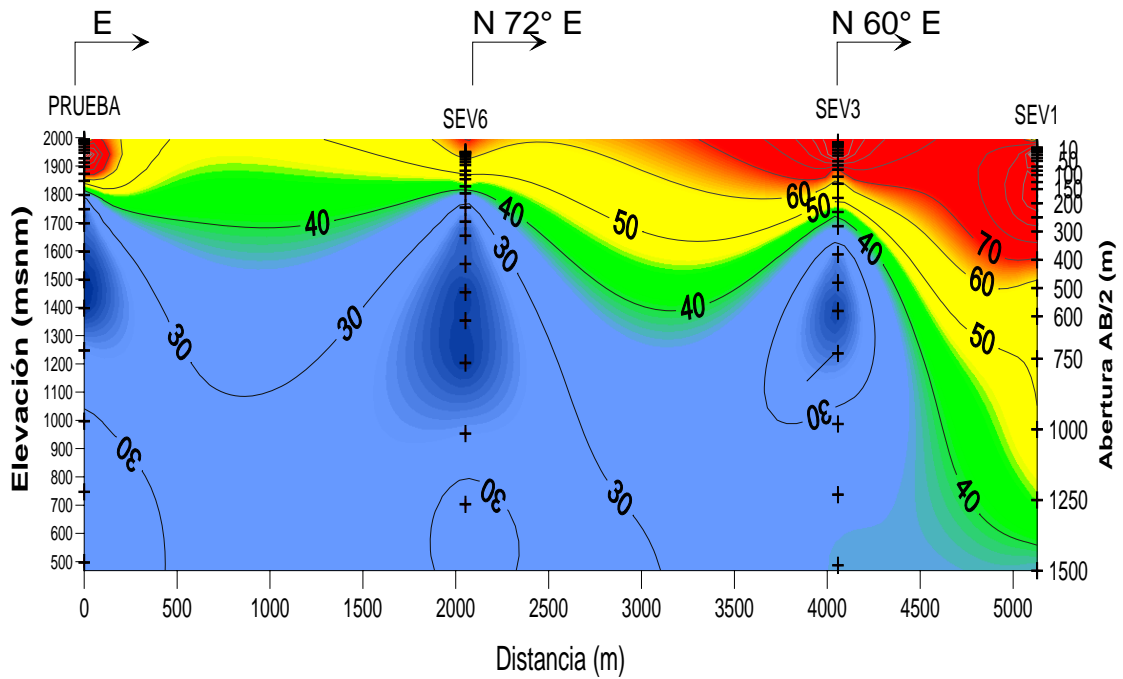


Figura 5.12. Seudosección de isorresistividad aparente A.

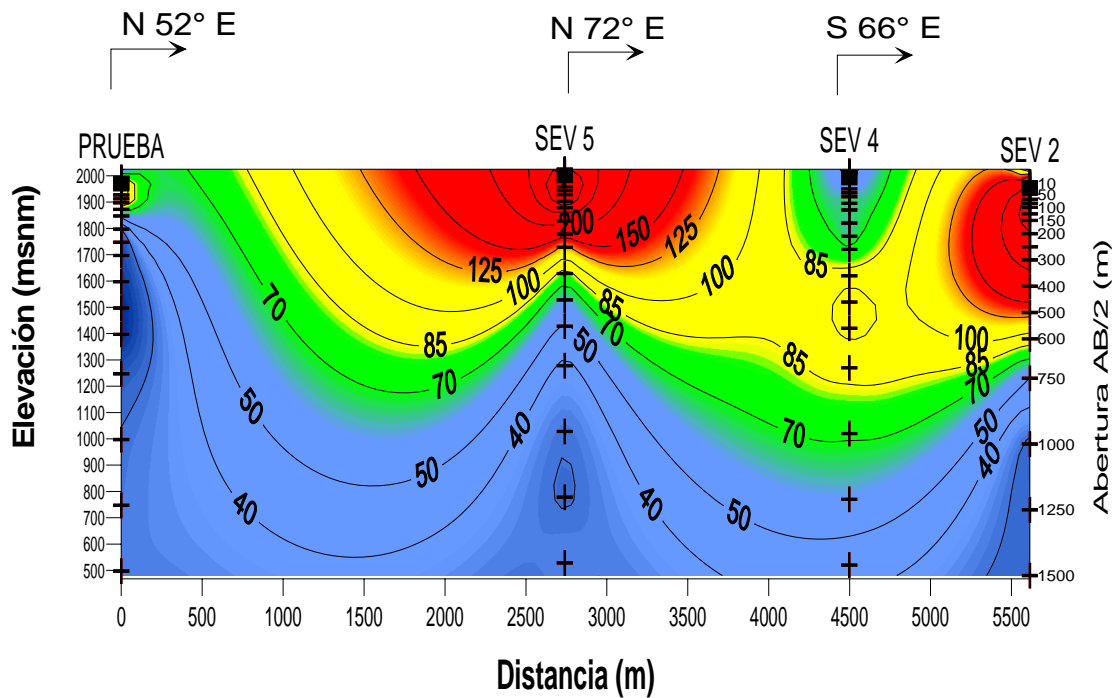


Figura 5.13. Seudosección de isorresistividad aparente B.

SEUDOSECCIÓN DE ISORRESISTIVIDADES APARENTE

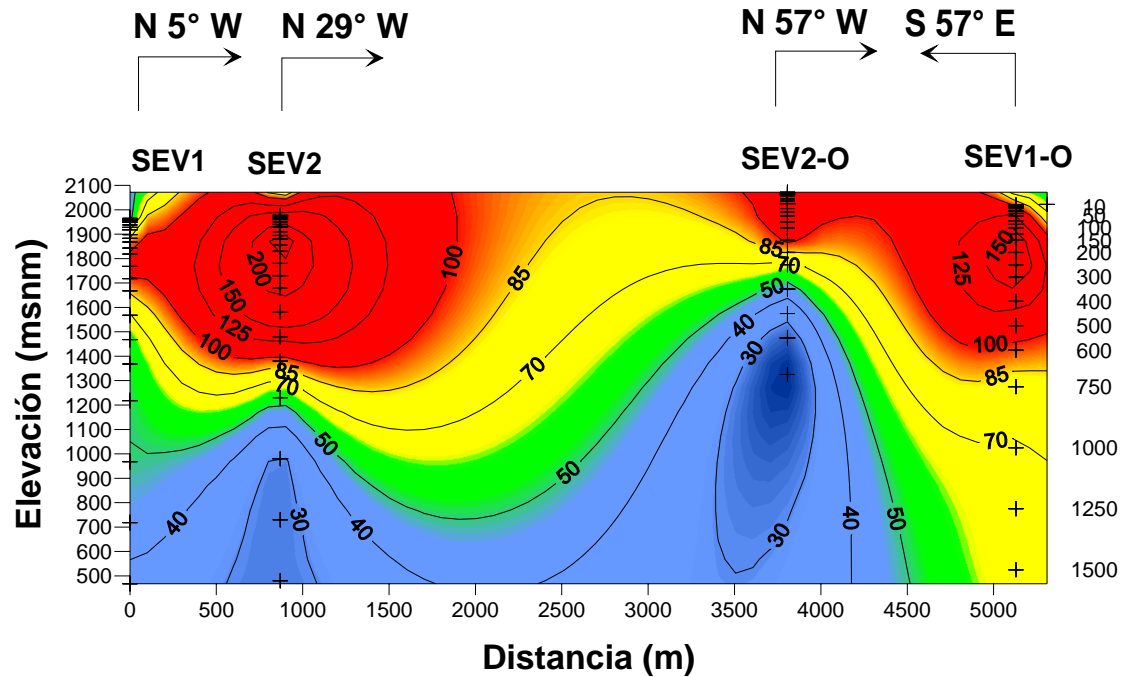


Figura 5.14. Seudosección de isorresistividad aparente C.

La interpretación de estas secciones indica que a profundidad se encuentran los valores de menor resistividad. Estos habrán de correlacionarse con los eventos geológicos que se ubican en la zona, de igual manera con los valores de alta resistividad que se encuentran superficialmente.

Una vez analizadas y conformadas las seudosecciones de isorresistividades aparentes, se procede a realizar la interpretación cuantitativa de cada una de las curvas obtenidas en campo. Para la interpretación se utilizó como herramienta interpretativa el software Resixplus de la compañía Interpex mediante el procedimiento descrito en el apartado 4.2.

Asimismo se elaboraron 5 tablas de acuerdo a los valores de resistividad y espesor de las unidades determinadas a partir de la interacción con el software, correspondiente a los sondeos que conforman los perfiles realizados, para la interpretación y generación de cortes geoelectricos.

Del análisis de las curvas se obtiene que el modelo geoelectrico del subsuelo de la zona de estudio está conformada por 4 capas Figuras 5.15, 5.16 y 5.17.

De esta primera interpretación, la unidad geoelectrica que pueden presentar interés hidrogeológico es la C, sin embargo, habrá que analizar el comportamiento

hidrogeológico de la zona, observándose a su vez que las capas tienen una tendencia a ser irregulares a la superficie del terreno.

Por lo que respecta a las unidades A y B, se identifica que hacia la parte oriente de la zona de estudio se presentan los mayores espesores de alta resistividad, con un espesor de hasta 200 m, mientras que en la parte poniente los espesores de estas tres unidades son del orden de los 20 m. Aunque el objetivo con este método era identificar las capas a profundidad, se identifica que el contacto a la última unidad se identifica el contraste de baja a alta resistividad por debajo de los 400 m.

<u>Unidad</u>	<u>Espesor (m)</u>	<u>Resistividad (ohm-m)</u>	<u>Descripción</u>
A	4.58 m Espesor mínimo de capa. 7.25 m Espesor máximo de capa.	42 a 2003	Unidad de resistividad media de espesor variable y continuo en todo el perfil. Su mayor espesor se localiza bajo el sondeo 1. Se identifica como capa superficial. El valor alto de resistividad se acredita a material ígneo en superficie en donde el electrodo tuvo contacto. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Q, Al).
B	14.5 m Espesor mínimo de capa. 169.84m Espesor máximo de capa.	310-465	Unidad de alta resistividad con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo 2 y continuo en todo el perfil. Se observa que debajo de los sondeos 3 y 6 muestra valores de resistividad medios debido a que se presenta un cuerpo conductor (roca conductora). Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tmt, B).
C	72 m Espesor promedio.	61 prom.	Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tp Bv), aparece en forma de lente donde predomina la unidad (Tp, B).
D	15.88m Espesor de mínimo de capa. 40.88m Espesor máximo de capa.	12-18	Unidad de resistividad baja, de espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo prueba y continuo en todo el perfil. Principalmente esta capa es de interés hidrogeológico debido a la recuperación de muestras en este intervalo en el pozo correlacionado Refugio II. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tom, T).
E	INF	50-76	Unidad de resistividad media. Se identifica como última capa. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tmm, BL).

Tabla 1. Unidades geoelectricas Perfil No. 1.

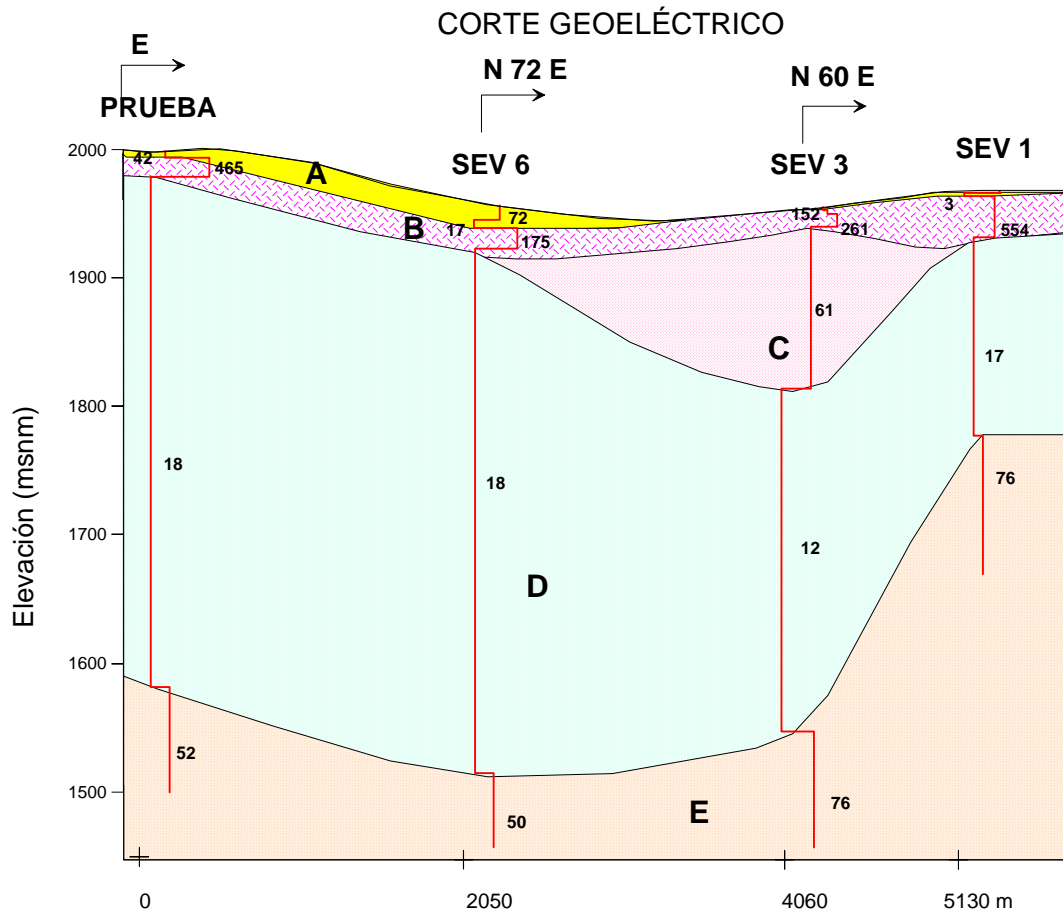


Figura 5.15. Corte geoelectrico No. 1.

<u>Unidad</u>	<u>Espesor (m)</u>	<u>Resistividad (ohm-m)</u>	<u>Descripción</u>
A	3.82 m Espesor mínimo de capa. 17.18 m Espesor máximo de capa.	9-66	Unidad de resistividad media de espesor variable y continuo. Su mayor espesor se localiza bajo el sondeo 2. Se identifica como capa superficial. Sobre el sondeo 5 se observa que el valor de la resistividad alta es debido a la existencia de material ígneo compacto en superficie donde el electrodo tuvo contacto. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Q, Al).
C	14.5 m Espesor mínimo de capa. 196.18 m Espesor máximo de capa.	310-465	Unidad de alta resistividad con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo 2 y continuo en todo el perfil. Así mismo al igual que el perfil 1 se observa un cuerpo conductor (roca conductora), registrándose en el sondeo 4. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Tmt, B).
C	50 m Espesor promedio.	64 prom.	Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Tp Bv), aparece en forma de lente donde predomina la unidad (Tp, B).
D	221.75 m Espesor mínimo de capa. 397.33 m Espesor máximo de capa.	9-32	Unidad de resistividad media a baja con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado por el sondeo prueba y continuo en todo el perfil. Unidad de interés hidrogeológico debido a las muestras recuperadas en dichos intervalos del pozo correlacionado Refugio II. Unidad estratigráfica (Tom,T).
E	INF	49-59	Unidad de resistividad media. Se identifica como última capa. Unidad estratigráfica (Tmm, BL)

Tabla 2. Unidades geoelectricas Perfil No. 2.

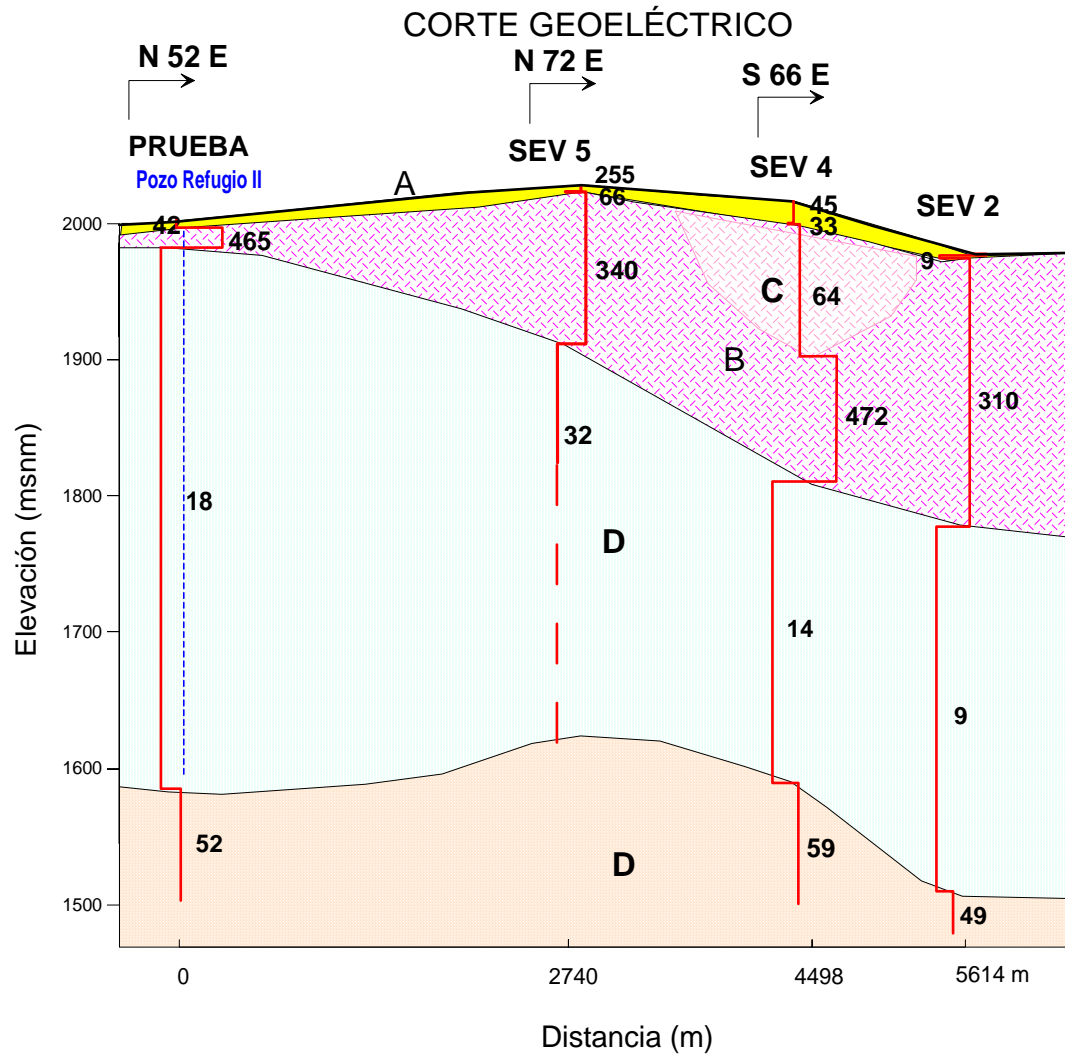


Figura 5.16. Corte geoelectrico No. 2.

Unidad	Espesor (m)	Resistividad (ohm-m)	Descripción
A	4.58 m Espesor mínimo de capa. 6.49 m Espesor máximo de capa.	9-53	Unidad de resistividad baja a media de espesor variable y continuo. Su mayor espesor se localiza bajo el sondeo 1. Se identifica como capa superficial. Sobre el sondeo 1, 2 y 1-0 se observa que el valor de la resistividad es alto debido a la existencia de material ígneo compacto cerca de superficie donde el electrodo tuvo contacto. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Q, Al).
B	91.99 m Espesor mínimo de capa. 201.14 m Espesor máximo de capa.	120-264	Unidad de alta resistividad con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo 2 y continuo en todo el perfil. Unidad estratigráfica (Tmt, B).
C	AUSENTE	AUSENTE	AUSENTE
D	111.83 m Espesor mínimo de capa. 271.75 m Espesor máximo de capa.	9-17	Unidad de resistividad media a baja con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado por el sondeo 2 y continuo en todo el perfil. Unidad de interés hidrogeológico debido a las muestras recuperadas en dichos intervalos del pozo correlacionado Refugio II. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Tom, T).
E	INF	49-86	Unidad de resistividad media. Se identifica como última capa. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigráfica (Tmm, BL).

Tabla 3. Unidades geoelectricas Perfil No. 3.

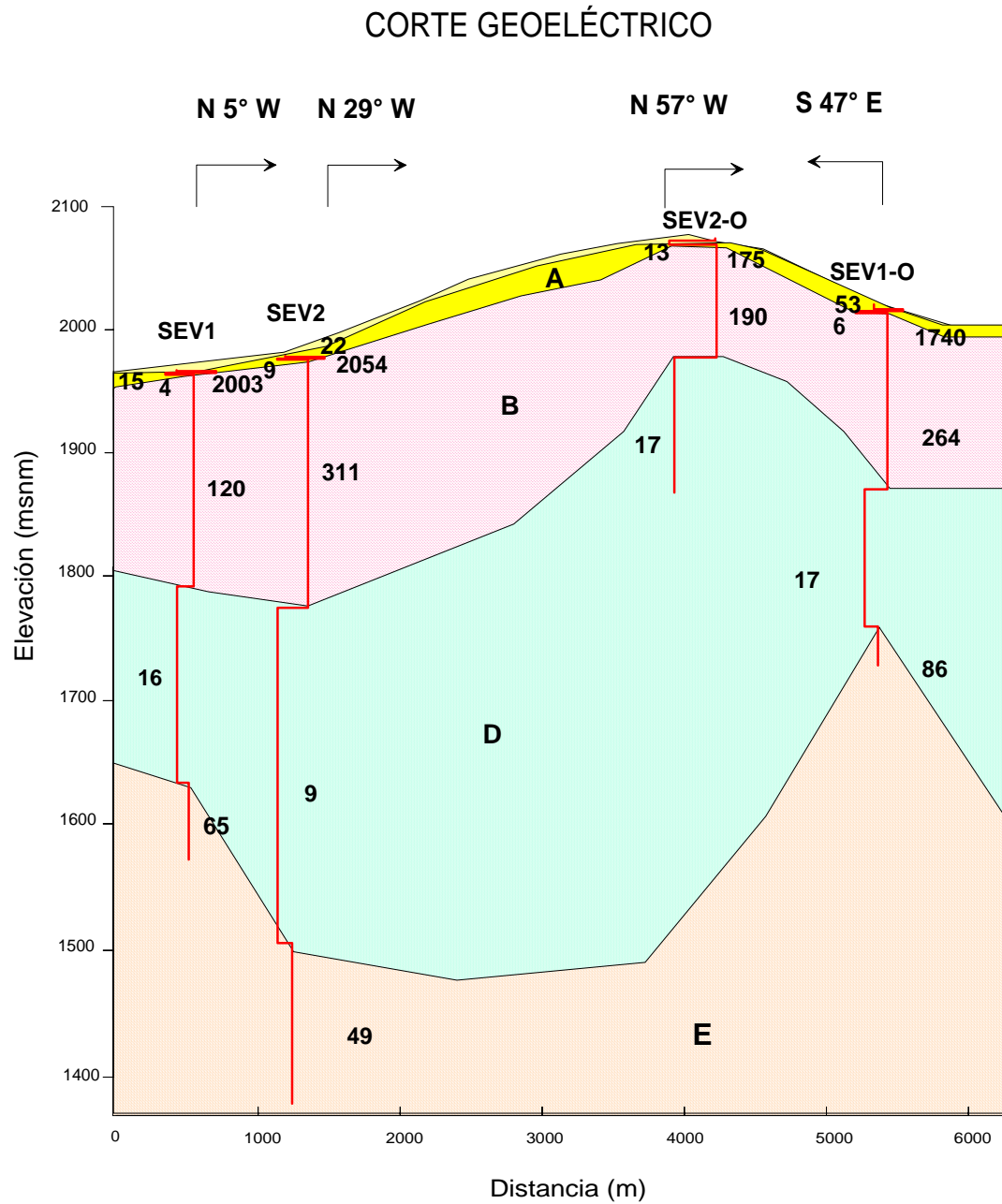


Figura 5.17. Corte geoelectrico No. 3.

5.9.2 Sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo.

A partir de los datos obtenidos en campo, mediante el sondeo transitorio electromagnético en cada sitio de estudio, se obtuvieron los modelos suavizados mediante una regresión tipo Occam, en la que se proponen dos resistividades: inicial y final basadas en los datos de campo.

Por otra parte, los datos fueron procesados por el modelado por capas y unidimensional, propuesto en el apartado 4.1, con ayuda del Software WINLINK de la compañía GEOSOFT que permite la interacción con la computadora en un proceso conocido como interpretación iterativa.

Con base en los resultados obtenidos de los TEM's se elaboraron dos secciones de resistividad mostrados en las **Figura 5.18 y 5.19** con sus respectivos perfiles de isorresistividades que permitió definir la geometría del subsuelo interpolando los valores adquiridos a partir del corte seleccionado.

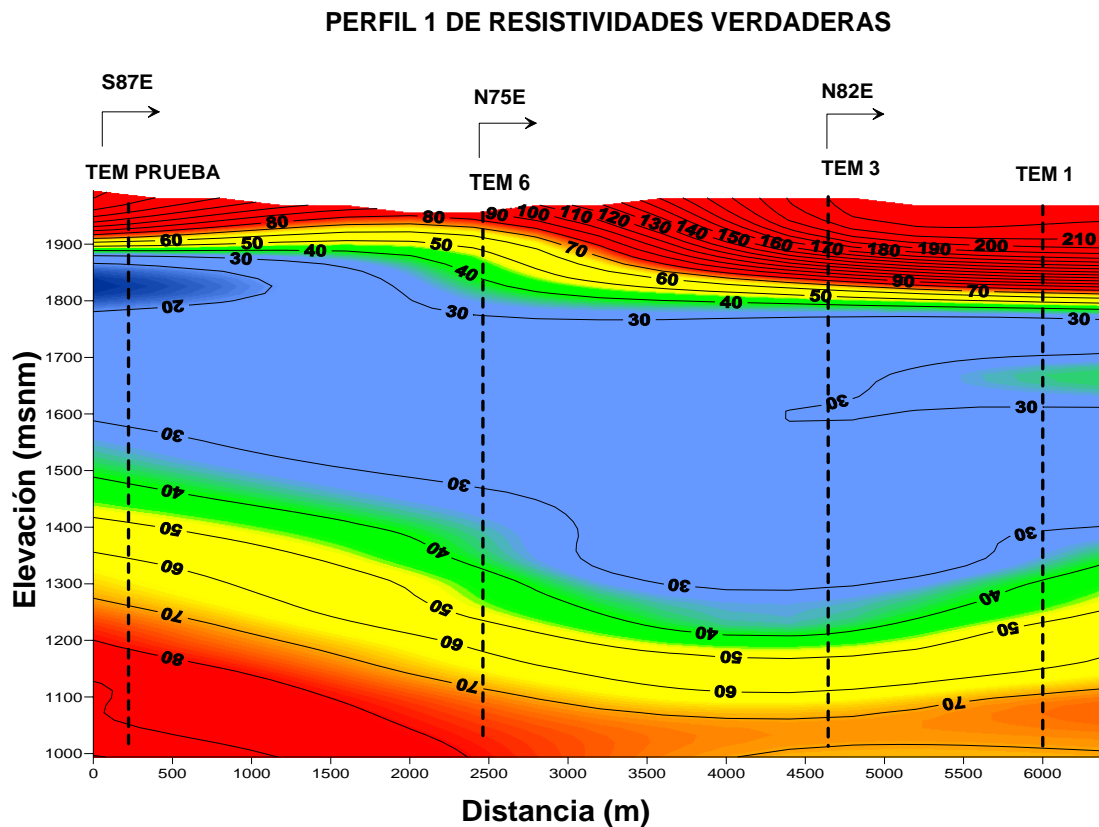


Figura 5.18. Perfil de isorresistividad real No.1.

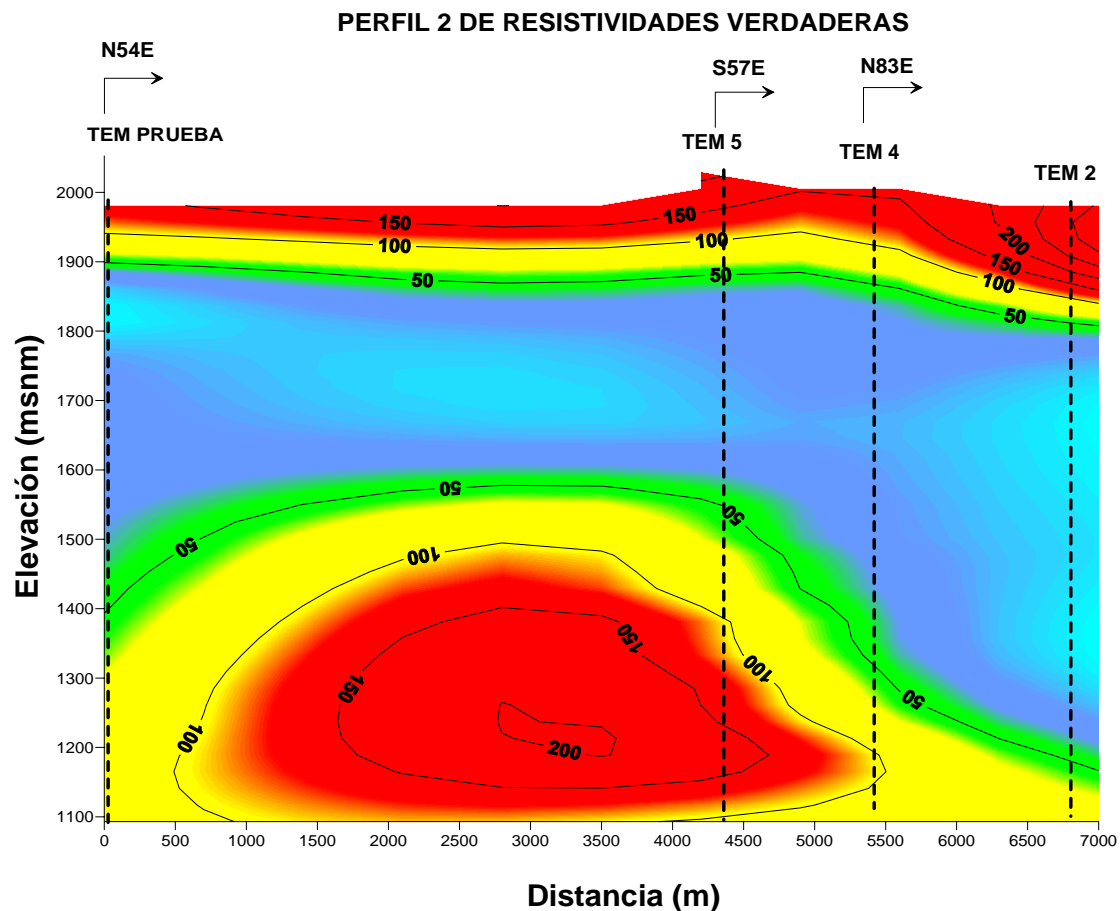


Figura 5.19. Perfil de isorresistividad real No.2.

Del análisis de las curvas se obtiene que el modelo eléctrico del subsuelo de la zona de estudio, está conformado por 5 capas a partir de los cortes eléctricos elaborados.

Las Tablas 4 y 5 presentan los valores de las unidades que han sido determinadas a partir de los correspondientes sondeos que conforman los perfiles realizados, así como los valores representativos de resistividad y espesor.

Del análisis de las curvas se obtiene que el modelo eléctrico del subsuelo de la zona de estudio está conformada por 4 capas Figura 5.20 realizado por los sondeos prueba, No. 6, No. 3 y No. 1. Y de 4 capas Figura 5.21 realizado por los sondeos prueba, No. 5, No. 4 y No. 2.

Unidad	Espesor (m)	Resistividad (ohm-m)	Descripción
A	11 m Espesor mínimo de capa. 24.84 m Espesor máximo de capa.	1390	Unidad de resistividad alta de espesor variable y continuo. Su mayor espesor se localiza bajo el sondeo prueba. Se identifica como capa superficial. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Q, Al).
B	59.48 m Espesor mínimo de capa. 182.35 m Espesor máximo de capa.	117-173	Unidad de alta resistividad con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo 3 y continuo en todo el perfil. Se observa que el valor de la resistividad bajo registrado en el sondeo 6 debido a que se encuentra un cuerpo conductor (roca conductora). Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tmt, B).
C	90 m Espesor promedio.	60 prom.	Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tp Bv), aparece en forma de lente donde predomina la unidad (Tp, B).
D	264.71 m Espesor mínimo de capa. 428.75 m Espesor máximo de capa.	20-30	Unidad de resistividad media a baja con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado por el sondeo prueba y continuo en todo el perfil. Unidad de interés hidrogeológico debido a las muestras recuperadas en dichos intervalos del pozo correlacionado Refugio II. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tom, T).
E	INF	32-90	Unidad de resistividad media. Se identifica como última capa. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tmm, BL).

Tabla 4. Unidades geoelectricas (TEM) No. 1.

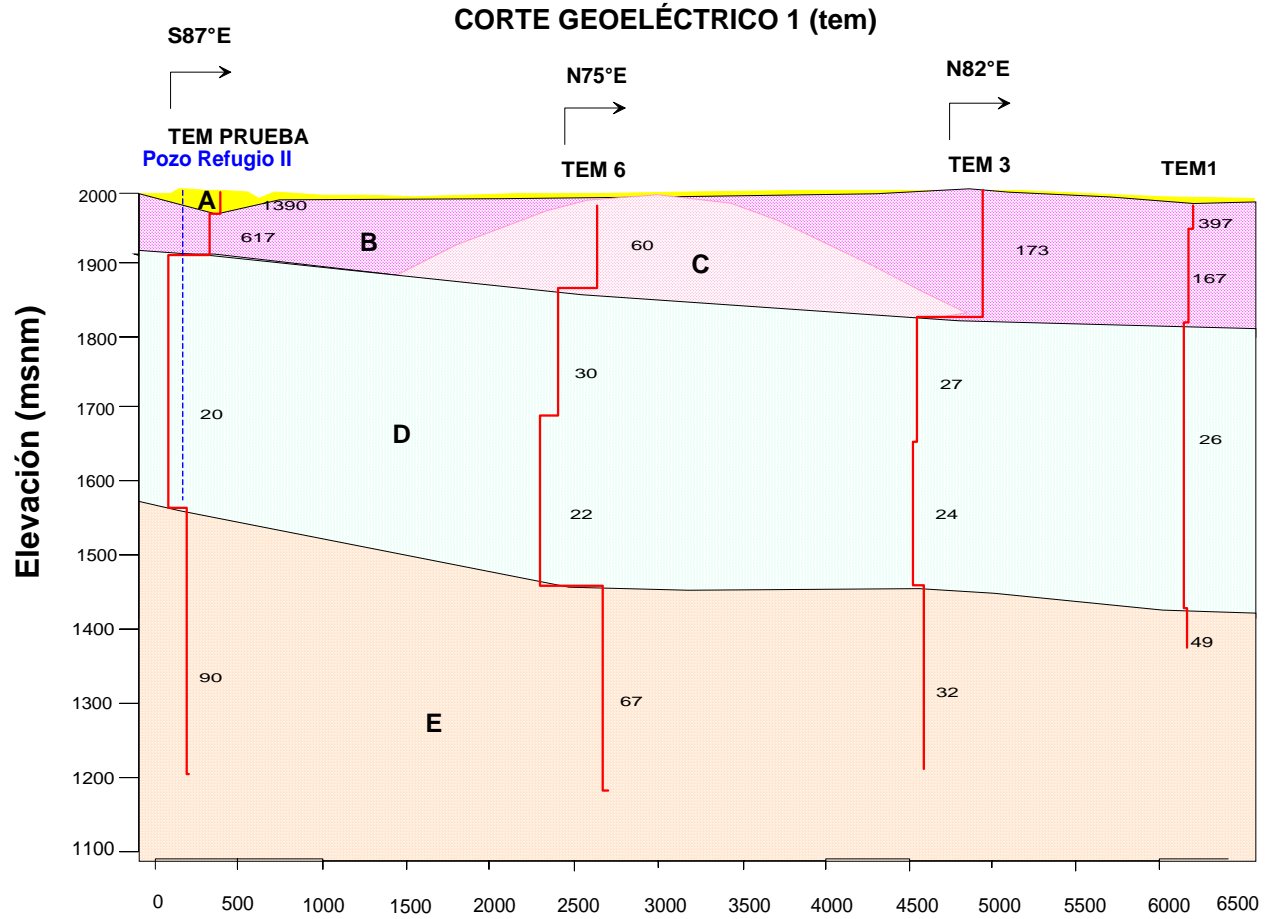


Figura 5.20. Corte geoelectrico TEM No. 1.

<u>Unidad</u>	<u>Espesor (m)</u>	<u>Resistividad (ohm-m)</u>	<u>Descripción</u>
A	15 m Espesor mínimo de capa. 32.68 m Espesor máximo de capa.	1390	Unidad de resistividad alta de espesor variable y continuo. Su mayor espesor se localiza bajo el sondeo prueba. Se identifica como capa superficial. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Q, Al).
B	59.9 m Espesor mínimo de capa. 177.12 m Espesor máximo de capa.	170-617	Unidad de alta resistividad con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado en el sondeo 2 y continuo en todo el perfil. Se observa que el valor de la resistividad bajo registrado entre los sondeos 5 y 4 debido a que se encuentra un cuerpo conductor. Esta unidad geoelectrica se correlaciona co la unidad estratigrafica (Tmt, B).
C	22 m Espesor promedio.	49 prom.	Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tp Bv), aparece en forma de lente donde predomina la unidad (Tp, B).
D	226.79 m Espesor mínimo de capa. 361.44 m Espesor máximo de capa.	15-25	Unidad de resistividad baja con espesor variable presentándose su mayor espesor registrado por el sondeo prueba y continuo en todo el perfil. Unidad de interés hidrogeológico debido a las muestras recuperadas en dichos intervalos del pozo correlacionado Refugio II. Esta unidad geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tom, T).
E	INF	33-90	Unidad de resistividad media. Se identifica como última capa. Esta unida geoelectrica se correlaciona con la unidad estratigrafica (Tmm, BL).

Tabla 5. Unidades geoelectricas (TEM) No. 2.

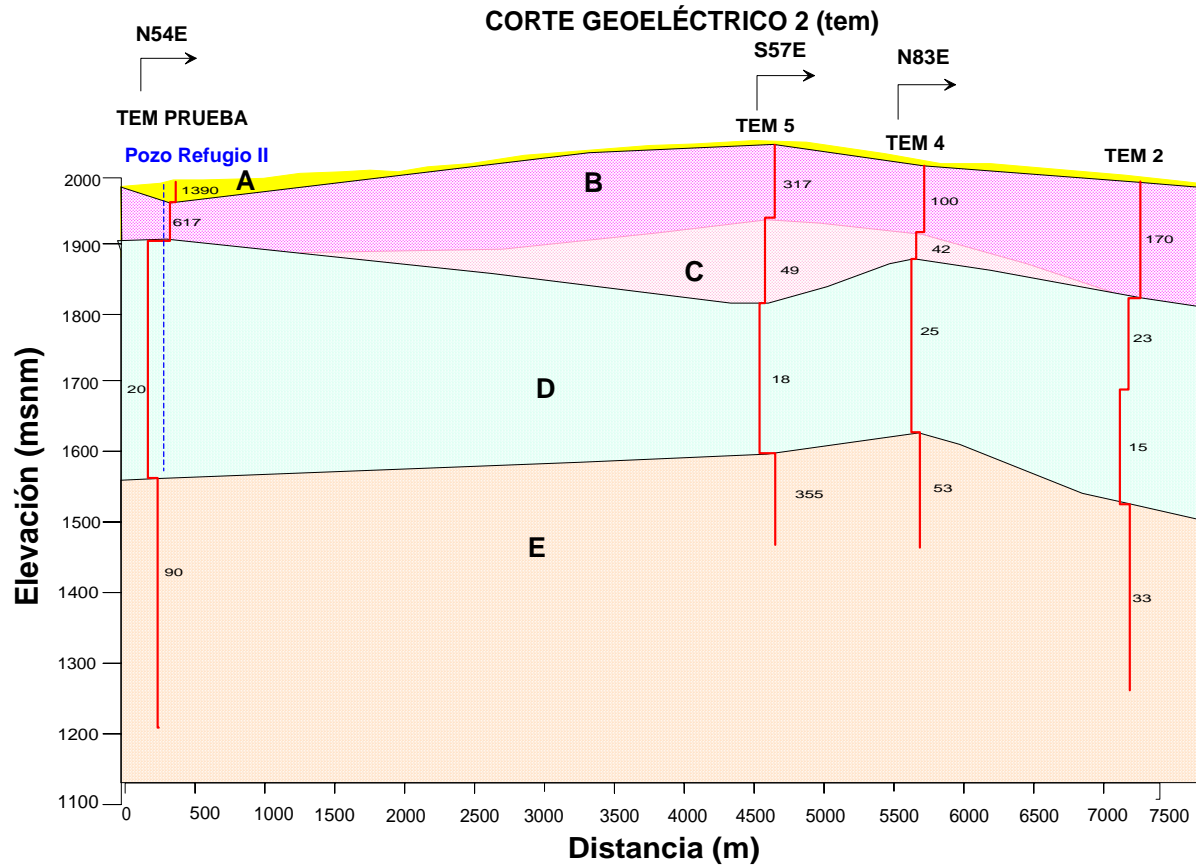


Figura 5.21. Corte geoelectrico TEM No. 2.

5.10 Integración y correlación de métodos de exploración geofísica aplicada a la exploración hidrogeológica.

De acuerdo a la interpretación por capas de cada uno de los métodos aplicados en el área de estudio y teniendo en consideración el registro eléctrico de un pozo cercano al sondeo eléctrico vertical prueba y al sondeo electromagnético prueba, con base en la interpretación unidimensional por "capas" de ambos métodos, se realizó una comparación con respecto al registro eléctrico del pozo mostrado en la Figura 5.22.

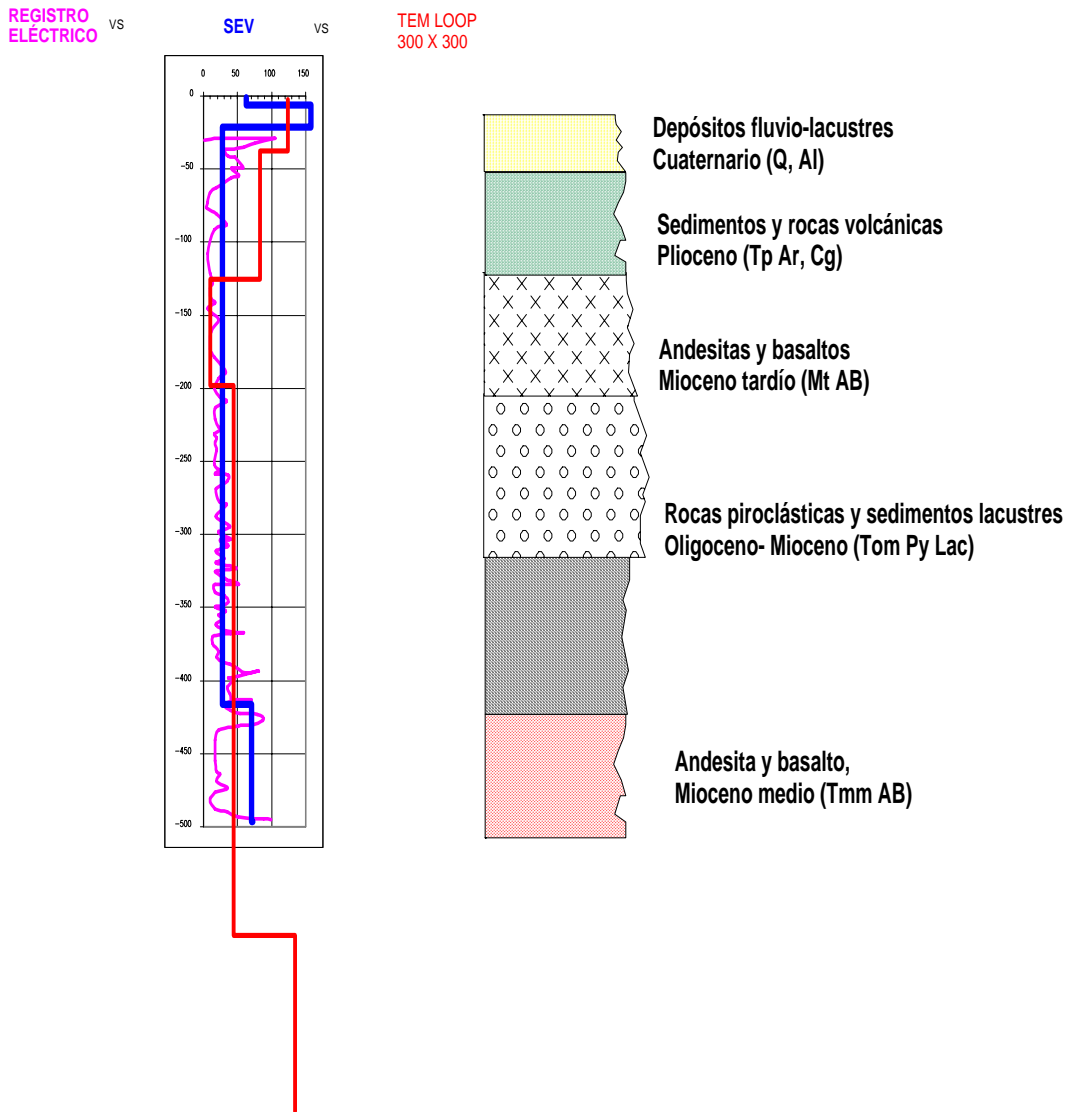


Figura 5.22. Correlación de información geofísica.

En dicha figura se muestran dos puntos muy relevantes en cuanto a la resolución y problemáticas que tuvieron ambos métodos (eléctrico y electromagnético) con respecto al registro eléctrico que si bien este mide el 95% de exactitud correspondiente a la propiedad de resistividad de la roca y los parámetros físicos según arreglo de la sonda.

Las partes más interesantes que se observan es cerca de la superficie entre los 50 m y 100 m donde se caracteriza una baja importante de resistividad determinando la existencia de un cuerpo conductor lo cual fue registrado por el sondeo eléctrico vertical en comparación con el sondeo transitorio electromagnético que no mostró el comportamiento de dicho cambio en la resistividad de la roca; el segundo punto característico es en la zona profunda, donde se observa que el valor de la resistividad determinada a partir del sondeo eléctrico vertical no profundizó (profundidad de investigación) lo suficiente, no registrando los valores de resistividad determinadas en el registro eléctrico de cable, contrario a lo determinado por el sondeo transitorio electromagnético que si profundizó (profundidad de investigación) y además presento información en los valores adquiridos similares al registro eléctrico por cable.

Dada la comparación anterior, se realizó otro análisis particular entre el método electromagnético y el método eléctrico. De acuerdo al tamaño del loop coincidente ejecutado en campo contra los sondeos eléctricos verticales más cercanos como un control en la profundidad muestran sus resultados en la siguiente **Figura 5.23**.

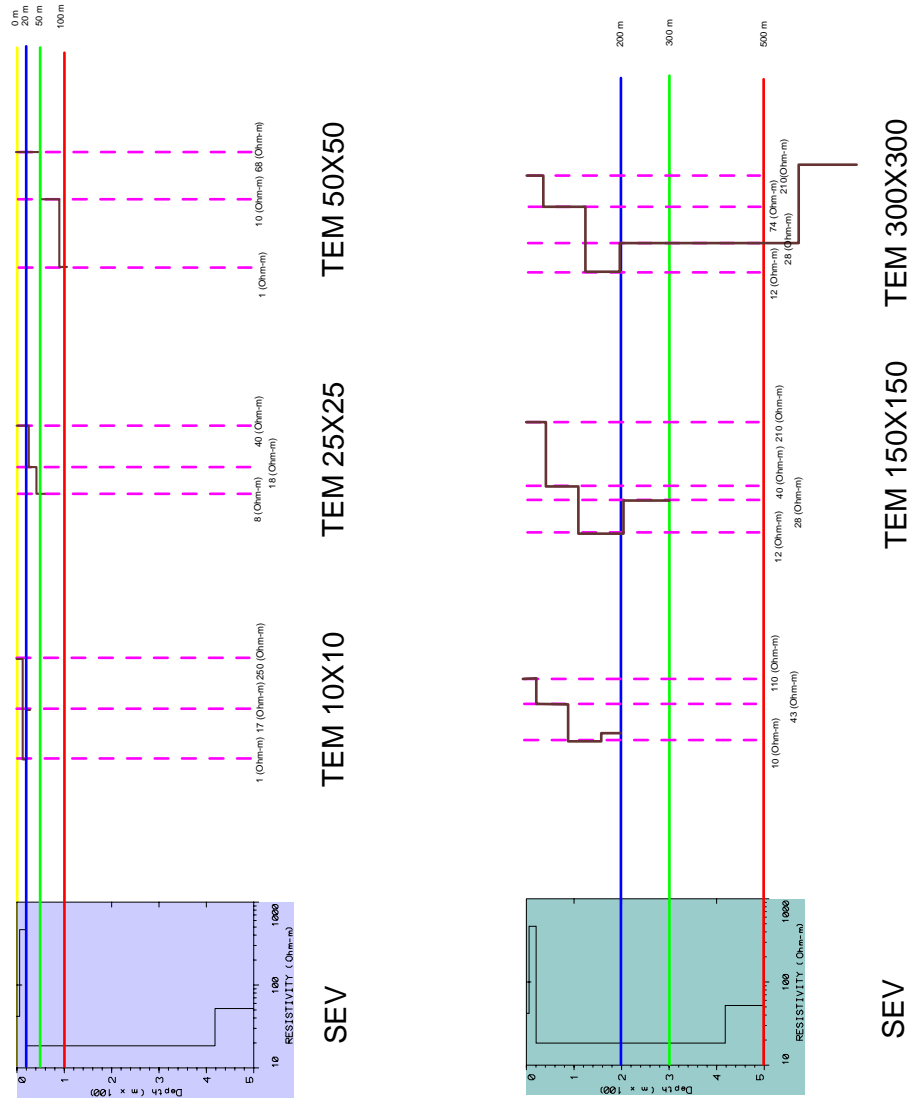


Figura 5.23. Información recopilada y comparada entre una arreglo SEV AB/2 1500 m y diferentes áreas de arreglos de loops.

5.12 Hidrogeología.

De acuerdo a la información del censo de pozos más cercanos a la zona de estudio y presentada en la siguiente tabla **Tabla 6**.

<u>POZO</u>	<u>UTM (ESTE)</u>	<u>UTM (NORTE)</u>	<u>LONGITUD GEOGRÁFICA (OESTE)</u>	<u>LATITUD GEOGRÁFICA (NORTE)</u>	<u>NIVEL ESTÁTICO</u>
1706	359040	2280600	100° 21' 10"	20° 37' 09"	179.8 m
2024	361502	2282150	100° 19' 45"	20° 38' 01"	90 m
473	366684	2283730	100° 16' 46"	20° 38' 53"	76.3 m
1880	364850	2285710	100° 17' 50"	20° 39' 57"	167 m
684	357355	2284130	100° 22' 09"	20° 39' 03"	95 m
756	360150	2290700	100° 20' 35"	20° 42' 38"	59 m
1136-A	361500	2290240	100° 19' 48"	20° 42' 24"	54 m
2091					
CHICHIMEQUILLAS I	360350	2291200	100° 20' 28"	20° 42' 55"	70.45 m
2092					
CHICHIMEQUILLAS II	360400	2291533	100° 20' 26"	20° 43' 5"	77.01 m
2093					
CHICHIMEQUILLAS II	360920	2292700	100° 20' 9"	20° 43' 43"	54.48 m

Tabla 6. Pozos cercanos al área de estudio.

De acuerdo a dicha información se muestran las siguientes dos secciones geológicas **Figura 5.24** y **Figura 5.25** esquemáticas con base a los sondeos realizados en el área de estudio.

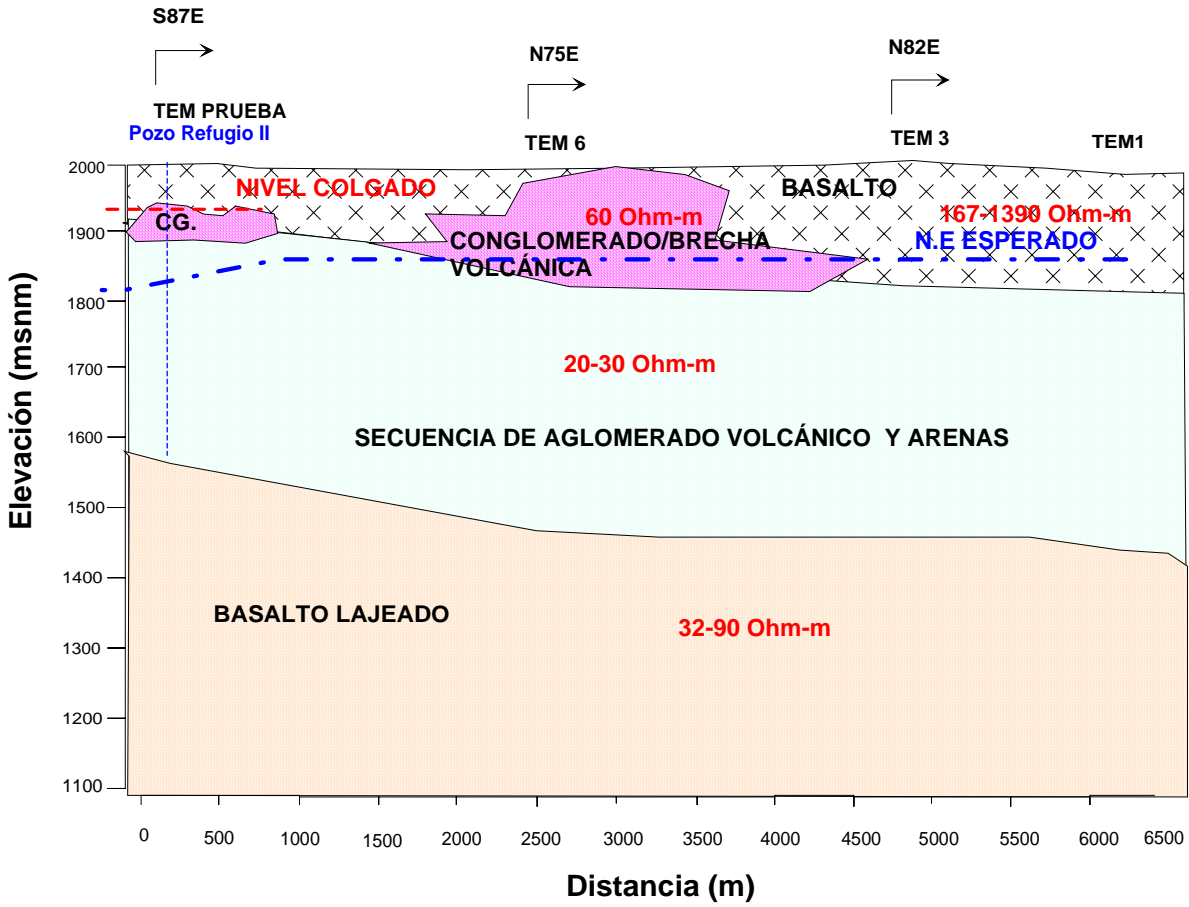


Figura 5.24. Sección geológica esquemática No. 1.

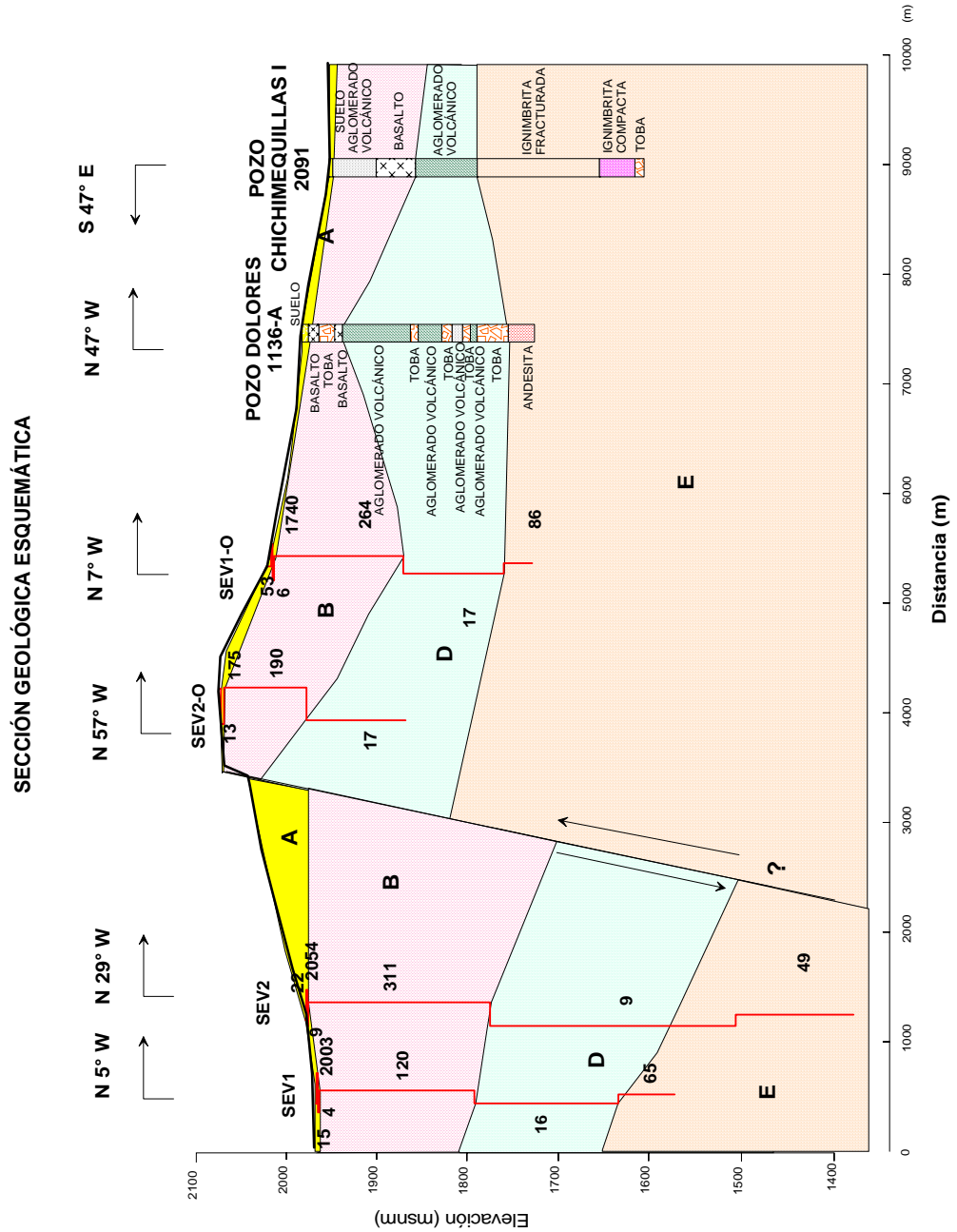


Figura 5.25. Sección geológica esquemática No. 2

Capítulo 6.

Planteamiento de la metodología conjunta entre los sondeos electromagnéticos transitorios en el dominio del tiempo (TEM) y sondeos eléctricos verticales (SEV)

En este capítulo tiene por objeto determinar la metodología conjunta de los dos métodos geofísicos aplicados en la exploración hidrogeológica, con la finalidad de determinar las ventajas que resulta en combinarlos en la exploración de recursos naturales y en la investigación; sobre todo en la caracterización de acuíferos explotables que cumplan con un desarrollo potencial adecuado. Se presentarán brevemente las ventajas y desventajas que presentan dichos métodos.

La necesidad e importancia de aplicar ambos métodos en la exploración hidrogeológica consistió primordialmente en que con su aplicación se obtendría una buena correlación entre ambos métodos; así como una mayor cantidad de información que permitiera describir el medio en estudio.

Ya que la aplicación de métodos geofísicos es pieza fundamental para la búsqueda de recursos naturales; en lo particular en la exploración hidrogeológica forman parte primordial a lo que denominamos triángulo de alcance hidrogeológico, ya que dicho método en su aplicación ayuda a estimar en forma indirecta la conductividad de los materiales y así poder realizar una correlación geoelectrica, para identificar las unidades geológicas de un área determinada acuerdo a las siguientes objetivos particulares que se persigue en cada una de las etapas o fases del triángulo de alcance hidrogeológico **Figura 6.1:**

Caracterización geológica: Apoya a la descripción y evaluación de las rocas en el subsuelo tales como espesor de estratos, detección de características estructurales como fallas y estructuras geológicas.

Determinación de una zona probable y posible contenedora de agua: Se ubica dicha zona a partir de la interpretación y correlación de datos geológicos y geofísicos.

Caracterización del acuífero: Se puede determinar la profundidad y continuidad de la unidad contenedora de agua.

Perforación y explotación de acuífero: Una vez cerciorado que los elementos anteriores se hayan cumplido; el siguiente paso consistirá en realizar el diseño de un pozo que ayude tanto a explorar a través de las muestras recuperables del mismo y como producto final explotar el acuífero caracterizado.

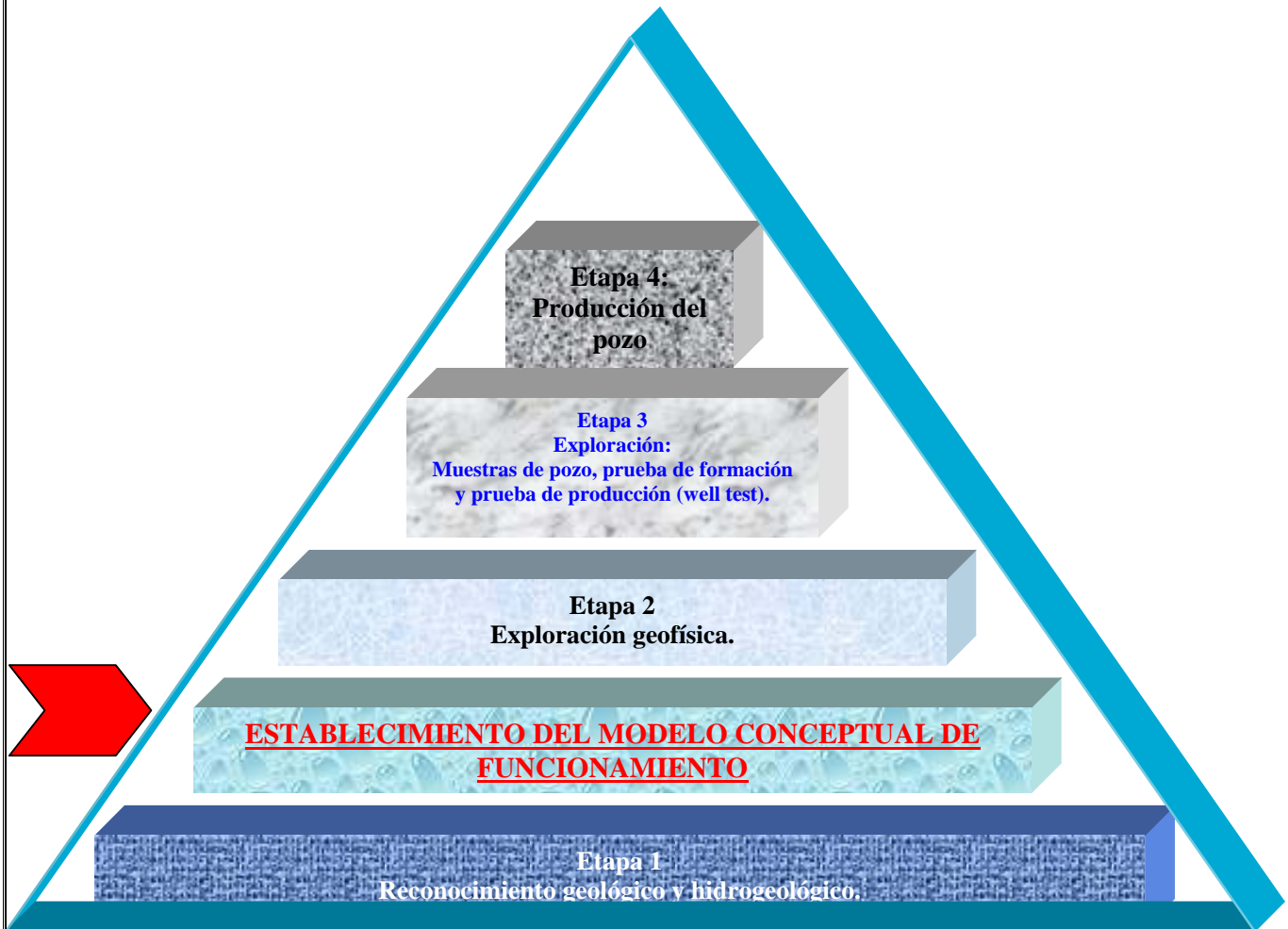


Figura 6.1. Triángulo de alcance hidrogeológico.

Este triángulo de alcance hidrogeológico considera como base fundamental correlacionar toda la información posible para obtener los objetivos que se hayan planteado con anterioridad.

Cabe aclarar que el conocimiento geológico es el que determina la orientación de la interpretación de la exploración geofísica aplicada a partir de dos métodos geofísicos.

La aplicación de ambos métodos depende del funcionamiento, y los resultados de las siguientes características: modo de la ejecución de la técnica, estructura geológica y forma de adquisición e interpretados los datos de campo.

Para el planteamiento de una metodología conjunta para la aplicación de métodos geofísicos distintos, en este trabajo se pone a consideración una serie de elementos que apoyan para designar los parámetros adecuados en la adquisición de datos en campo. Estos factores se muestran en el siguiente esquema **Figura 6.2:**

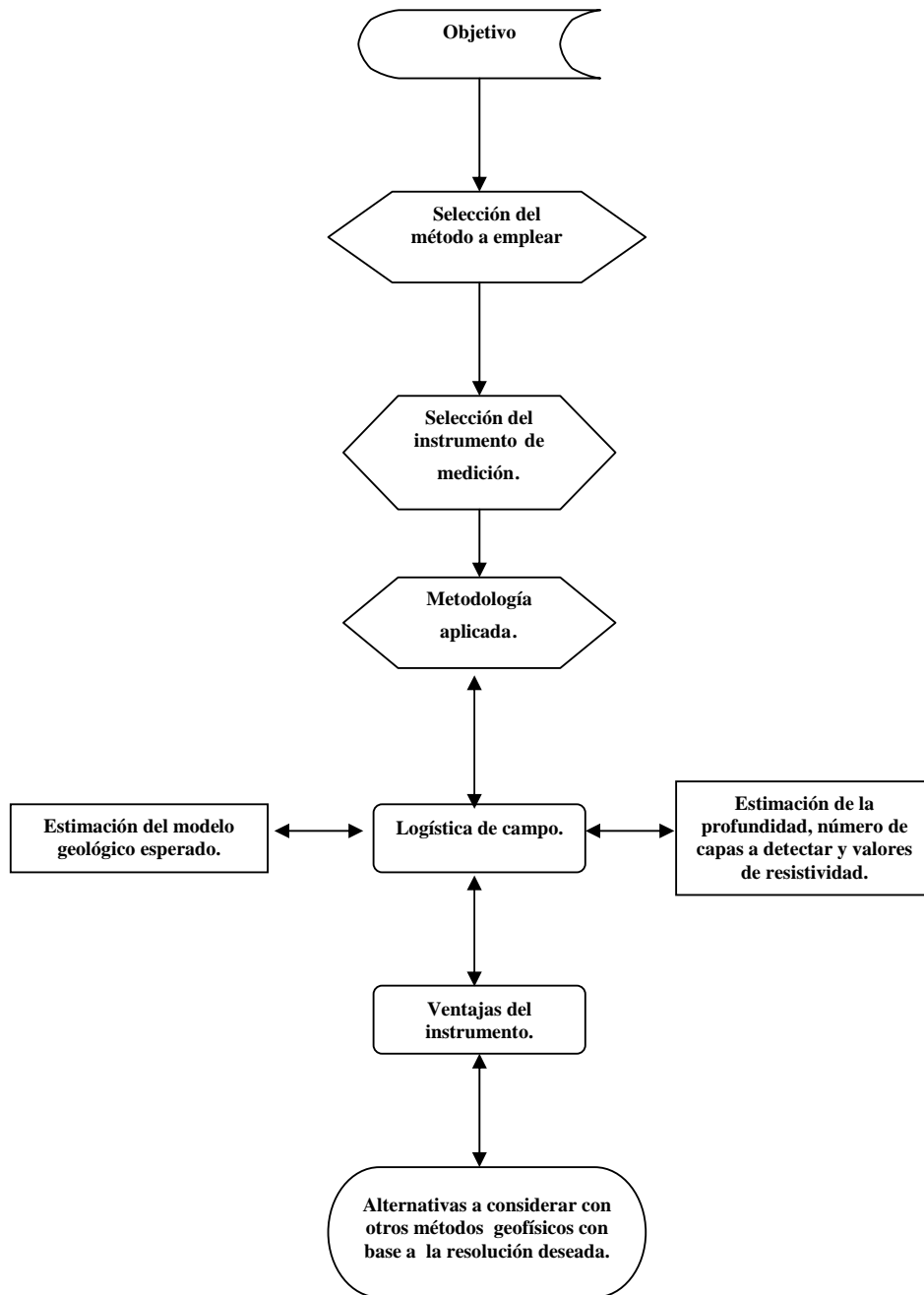


Figura 6.2 Metodología general para la aplicación de métodos geofísicos conjuntos.

Para la campaña de exploración geofísica en el campo de la exploración hidrogeológica se tomaron en consideración los siguientes parámetros **Figura 6.3** para el levantamiento geofísico que en nuestro caso se inicializó a partir de los Sondeos Eléctricos Verticales.

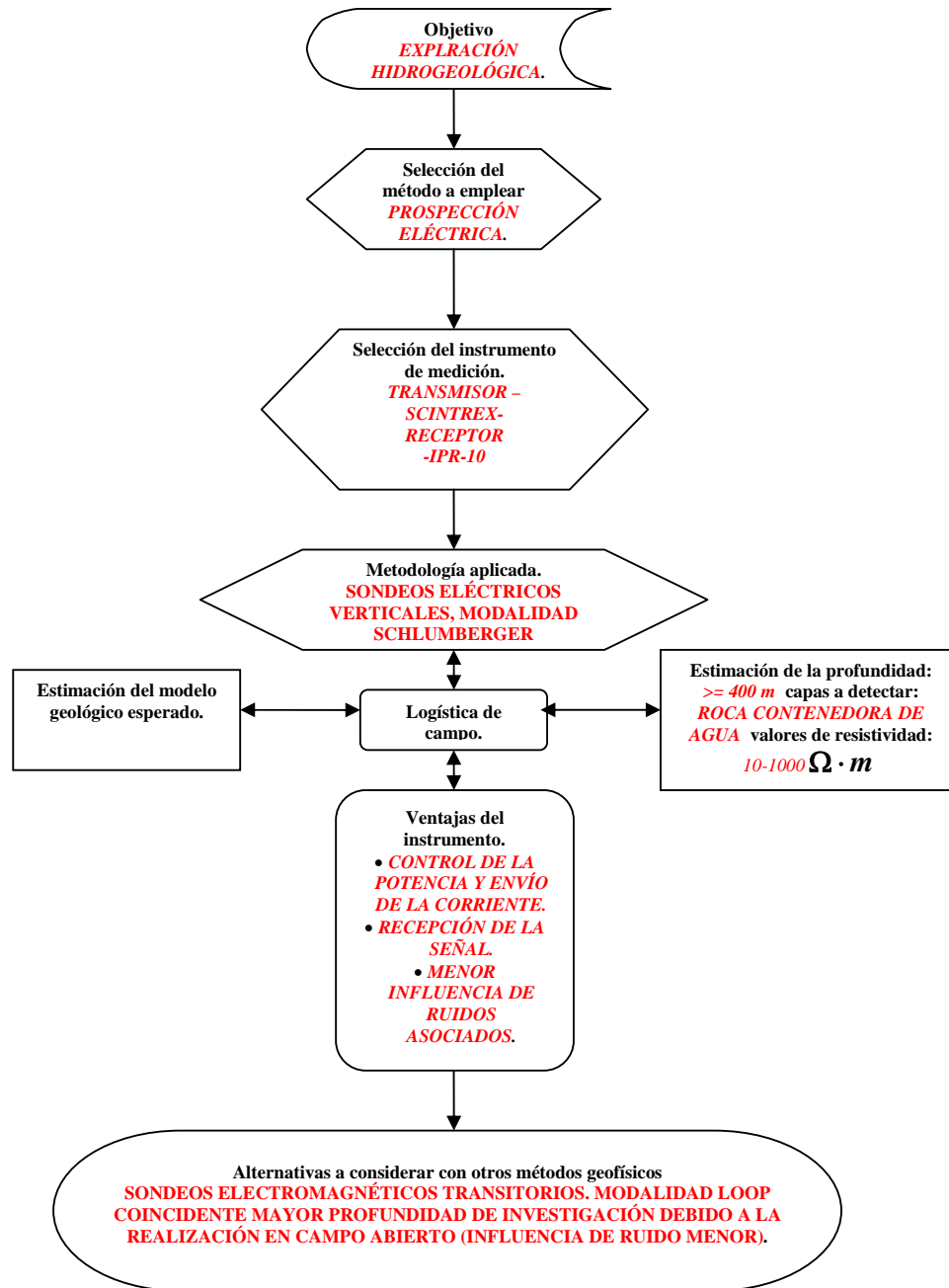


Figura 6.3 Selección y aplicación de metodologías en la exploración hidrogeológica.

6.1 Ventajas y desventajas.

En la exploración hidrogeológica en general en México los métodos eléctricos son los más comunes debido a que su uso es generalizado, su bajo costo, rápida interpretación y por los buenos resultados que se obtienen al ser aplicados. A comparación con los métodos electromagnéticos, éstos no han sido utilizados extensamente como los métodos eléctricos para estudios hidrogeológicos debido a que el equipo es más caro y los métodos de interpretación son más complicados debido principalmente a la falta de conocimiento de los mismos; a pesar que su logística de campo resulta ser muy efectiva. Estos métodos (los electromagnéticos) son más idóneos para problemas de exploración en materiales conductores que en materiales resistivos. Esto es debido a que la fuerza electromotriz generada en el principio de inducción electromagnética del método; para el caso de materiales conductores resulta que se generen corrientes que decaen en razón proporcional a la conductividad del material. Por lo tanto las corrientes inducidas en pobres conductores (materiales poco resistivos) decaen rápidamente, la corriente en buenos conductores decaen lentamente y en muy pobres conductores (altamente resistivos) no tendrán o sostendrán corrientes inducidas medibles.

El método transitorio electromagnético es excelente para mapear objetivos conductores tales como intrusiones salinas a acuíferos; en teoría la profundidad de exploración para el método transitorio electromagnético está en función del tiempo y no depende del tamaño o separación del loop, por lo que este método a diferencia del Sondeo Eléctrico Vertical es que este último es geométrico y el Sondeo Electromagnético Transitorio es paramétrico. En la práctica, sin embargo, tomando en consideración la influencia de ruido se requiere de momentos transmisores largos para producir suficiente señales largas y sondear a profundidad. Lo cual implica además conocer las condiciones de campo, así como las condiciones necesarias para determinar el tamaño del loop y la corriente requerida.

Podemos encontrar ventajas y desventajas puntuales del método electromagnético respecto al método eléctrico; principalmente se observan las siguientes (J McNeill J. D, 1994):

- Mejora la velocidad de operación.
- Mejora la resolución lateral.
- Mejora la resolución de la equivalencia eléctrica conductora.
- No se presentan problemas al inyectar corriente dentro de capas resistivas del medio.
- Profundiza más de acuerdo al desarrollo logístico y medio geológico donde es aplicado; principalmente si el medio es conductor.

En cuanto a las desventajas citadas por el mismo autor encontramos las siguientes:

- No funciona muy bien en material muy resistivo.
- La interpretación tridimensional es de bajo desarrollo.
- Dichos sondeos suelen ser costosos y de gran complejidad al momento de llevar a cabo tanto su adquisición como interpretación.

Así los métodos resistivos son sensibles a capas conductoras como resistivas mientras que los métodos electromagnéticos son buenos para establecer parámetros en capas conductoras, pero son insensibles a capas resistivas. En este estudio se compararon las interpretaciones realizadas de acuerdo a la correlación con un registro geofísico de pozo (Registro de resistividad) cercano a los Sondeos Eléctricos Verticales Prueba y a los Sondeos Electromagnéticos Transitorios prueba.

Capítulo 7.

Conclusiones.

En la prospección geofísica, en cualquiera de sus métodos y aplicaciones, es conveniente establecer cierto tipo de normas con base en el conjunto de pasos y características que llevan a la aplicación de un método geofísico o a la combinación de métodos, enfocado a un objetivo específico. Estos pueden ser como se explicó en los diagramas mostrados en este trabajo; resaltando los siguientes puntos: la determinación del objetivo, selección del método óptimo, campo de aplicación, alcances, limitaciones y equipo. En dicha aplicación de los métodos deberá ser necesario en la exploración hidrogeológica antes de llevar su ejecución, la recopilación y análisis de información existente, así como trabajo de campo (reconocimiento geológico e hidrogeológico) que permitirá establecer un modelo conceptual de funcionamiento el cual ayudará a desarrollar actividades de prospección geofísica.

Cada una de las actividades debe estar bien definida, de tal forma que no exista duda en los pasos a seguir, los alcances y limitaciones de los métodos que se apliquen; así como de los resultados que se pueden obtener con los datos en un área determinada.

Así mismo tomar en cuenta los requerimientos de precisión de las mediciones, la densidad de muestreo, tipo de correcciones, procesado, interpretación y presentación de resultados.

El objetivo de este trabajo fue de tratar ciertos sondeos eléctricos verticales, que fueron realizados a la proximidad de los sondeos transitorios electromagnéticos en el dominio del tiempo y en particular en los sondeos prueba donde se realizaron cerca del pozo Refugio II donde se tomó el registro de resistividad y se tuvo la tasa de penetración del mismo para obtener una interpretación que conjugue los dos métodos mencionados SEV's y TEM's y que estime la mejor correlación con los datos geológicos disponibles.

Los resultados obtenidos son muy significativos ya que en general concuerdan con la información geológica a excepciones donde se muestran los problemas y diferencias que presentan ambos métodos correspondientemente de acuerdo a uno de los pozos ubicados y sobre la línea del perfil realizado con la información correspondiente.

La interpretación de los sondeos eléctricos verticales se hizo con la ayuda de los programas RESIX PLUS con el cual se realizó la inversión correspondiente de los datos, mientras que los sondeos transitorios electromagnéticos fueron interpretados y efectuada la inversión con el programa TEMIX; ya en un segundo proceso para realizar las imágenes eléctricas correspondientes se utilizó el programa SURFER para los SEV y el WINGLINK para los TEM. En este punto habrá que tomar el método más adecuado de interpolación que se ajuste a la densidad de datos adquiridos en campo ya que podrán realizar interpolaciones inadecuadas.

Se realizaron una serie de perfiles con el fin de correlacionar los datos eléctricos con los electromagnéticos y así poder mostrar una sección geológica interpretativa.

Entre las principales observaciones a las que se llegó con la utilización de estos métodos se encuentran:

- Los sondeos electromagnéticos permiten poner en evidencia los niveles conductores, mientras que las capas resistentes y espesas son mejor definidas por los sondeos eléctricos.
- La interpretación combinada permite mejorar la interpretación y reducir los problemas de equivalencia, así los terrenos resistentes para los cuales la resolución del método TEM es reducida son bien identificados por los sondeos eléctricos. Lo cual ha quedado reflejado en nuestro caso que ambos métodos son complementarios y pueden ser correlacionados de acuerdo a la respuesta que se procesada e interpreta; así como también se obtuvo un modelo muy cercano a la litología puesta en evidencia por las perforaciones realizadas en la zona.
- Como la aplicación de ambos métodos fue con interés hidrogeológico el modelo geofísico correspondiente consiste en un modelo de 3 capas con una pequeña intercalación de otra existente, donde el nivel piezométrico oscila entre los 180 metros de profundidad, lo que corresponde con los datos del pozo Refugio II.
- Desde el punto de vista hidrogeológico dicho acuífero corresponde a un acuífero confinado, ya que se encuentra delimitado por dos capas impermeables tanto arriba de este como por debajo de acuerdo a la descripción geológica.
- Como uno de los objetivos de la exploración hidrogeológica consiste en la búsqueda de acuíferos potencialmente explotables se puede considerar dicho acuífero como un acuífero productivo por la zona en que se encuentra de acuerdo a la elevación sobre la superficie, aunque sería costoso de acuerdo a la profundidad propuesta y al material consolidado que implicaría una disminución en la tasa de penetración de la barrena.

BIBLIOGRAFÍA.

- Allen**, D. 2004, "2004 ANCID/Sustainable irrigation travel fellowship".
- Custodio**, E., Llamas M. R., 1983 Hidrología subterránea, Vol. 2, Omega.
- CEA-GUYSA**, 1991-1992, Estudio integral del Valle de Querétaro y sus alrededores para el manejo automatizado de los recursos hidráulicos subterráneos.
- Danielsen**, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., and Sørensen, K. I., 2003, The application of the Transient Electromagnetic method in hydrogeophysical surveys, Journal of Applied Geophysics.
- Fitterman**, D.V., and Stewart, M.T., 1986, Transient electromagnetic for groundwater, GE, 51, 995-1005
- Fitterman**, D.V., 1987, Examples of transient sounding for groundwater exploration in sedimentary aquifers, Groundwater, 25, 685-692
- Frischknecht**, F.C., and Raab, P.V., 1984, Time-domain electromagnetic soundings at the Nevada test site, Nevada, GE, 49, 981-992
- Flis**, F.M., Newman, A.G and Hohmann G.W., 1989, Induced-polarization effects in the domain-time electromagnetic measurements, GE, 54, 514-522
- Flores**, C., and Velasco N., 1998, A comparative analysis between transient electromagnetic soundings and resistivity soundings in the Tres Virgenes geothermal zone Mexico, GI, Vol 47, 3, 183-199
- Flores**, L. C., La exactitud de del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios, GEOS, Vol 20, 2, 70-88
- GEONICS LIMITED**, 1993, Manual PROTEM 47
- GUYSA**, 1995, Estudio Geohidrológico San Juan del Río.
- GUYSA**, 2003, Estudio de Factibilidad Hidrogeológica en el Rancho La Grieguita, Mpio de El Marqués, Oro.
- Hayt**, W JR., 1991, Teoría electromagnética, McGraw-Hill
- Kaufman**, A.A., and Keller, G.V., 1983, Frequency and transient soundings, Elsevier
- Kafri**, U., and Goldman, M., 2004, The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity, JAG, 57, 167-178
- Macnae**, J.C., Lamontage Y., West G. F. 1984, Noise processing techniques for time-domain EM systems, GE, 49, 934-948
- McNeill**, J.D., 1994, Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding, Technical Note TN-27, 1-15

Nabighian, M.N., and Macnae, J.C., 1991, Time domain electromagnetic prospecting methods, in EMAG, v.2, Applications, Part A, Nabighian (ed.), 427-479

Newman, G.A., Hohmann, G.W., and Anderson, W.L., 1986, Transient electromagnetic response of a three- dimensional body in a layered earth, GE, 51, 1608-1627

Orellana, S. E., 1982, Prospección geoeléctrica en corriente continua, PARANINFO, 2DA E,

Resixp Manual, Interpex

Spies, B.R., and Frischknecht, F.C., 1991, Electromagnetic sounding, in Electromagnetic methods in applied geophysics, v.2, Applications, Part A, by Nabighian, M.N., (ed.), 285-386

Spies, B.R., 1989, Depth of investigation in electromagnetic sounding methods, GE, 54, 872-888

Temix Manual, Interpex

Zonge Engineering And Research Organization INC, 1992, Introduction to tem (Practical geophysics II Northwest Mining Association)