



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**“CARACTERIZACIÓN DE UN SITIO CON TOMOGRAFÍA DE
RESISTIVIDAD ELÉCTRICA PARA LA IMPLEMENTACIÓN DE UN
ACUÍFERO EXPERIMENTAL”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:
SERGIO JOSÉ GARCÍA PÉREZ

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN

CIUDAD UNIVERSITARIA, 2015





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

RESUMEN.....	VIII
1 INTRODUCCIÓN.....	1
2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	4
2.1 CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS Y SUS APLICACIONES.....	5
2.1.1 CONCEPTO DE RESISTIVIDAD.....	6
2.2 TEORÍA BÁSICA DE LA RESISTIVIDAD.....	7
2.2.1 ECUACIONES DE MAXWELL.....	8
2.2.2 LEY DE OHM.....	8
2.2.3 RESISTIVIDAD APARENTE.....	11
2.2.4 FACTOR GEOMÉTRICO.....	12
2.2.5 ARREGLO DIPOLO-DIPOLO.....	13
2.2.6 FUNCIÓN DE SENSIBILIDAD.....	14
2.2.7 PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN.....	15
2.3 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.....	17
2.4 TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN.....	18
2.4.1 PROBLEMA DIRECTO.....	19
2.4.2 PROBLEMA INVERSO.....	19
3 CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	22
3.1 LOCALIZACIÓN.....	23
3.2 MARCO HIDROLÓGICO.....	26
3.2.1 ACUÍFERO DE HUAJUAPAN DE LEÓN.....	30
3.3 GEOLOGÍA REGIONAL.....	32
3.4 GEOLOGÍA DEL SITIO DE INTERÉS.....	38
3.4.1 GEOMORFOLOGÍA.....	41
3.4.2 RECURSOS HÍDRICOS DISPONIBLES EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	44
4 IMPLEMENTACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.....	47
4.1 IMPLEMENTACIÓN EN CAMPO.....	48

4.1.1 DISEÑO DE LÍNEAS DE TRE.....	49
4.1.2 EQUIPO UTILIZADO.....	50
4.2 ADQUISICIÓN DE DATOS.....	52
4.3 INVERSIÓN DE DATOS.....	53
5 MODELADO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	56
5.1 RESULTADOS DEL MODELADO 2D.....	57
5.1.1 ANÁLISIS DE LOS MODELOS 2D.....	62
5.2 MODELO PSEUDO 3D.....	64
5.2.1 ANÁLISIS DEL MODELO PSEUDO 3D.....	65
5.3 INTEGRACIÓN DE RESULTADOS.....	66
5.3.1 ESTIMACIÓN DE VOLUMEN.....	68
6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	70
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1.1.- Asentamientos humanos y ubicación física de localidades de Santiago Chazumba (Municipio de Santiago Chazumba, 2010).....	24
Tabla 3.2.1.- Cuenca del río Balsas: Resumen del balance hidráulico, volúmenes en Mm ³ /año (INECC,2007).....	28
Tabla 3.2.2.-Hidrología municipal (Municipio de Santiago Chazumba, 2010).....	29
Tabla 3.4.1.- Coordenadas de localización de Norias cercanas al terreno de estudio.....	44
Tabla 4.1.1.-Coordenadas de localización de cada perfil.....	48
Tabla 5.1.1.-Clasificación y asociación de capas geoelectricas.....	62
Tabla 5.3.1-Integración y asociación de unidades.....	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1.1.- Esquema de clasificación de métodos de prospección eléctrica (Orellana, 1982).....	5
Figura 2.1.2.- Tipos de conductividades (Orellana, 1982).....	7
Figura 2.1.3.- Resistividades de algunos minerales y rocas (Orellana, 1982).....	7
Figura 2.2.1.- Circuito eléctrico cerrado (Orellana, 1982).....	8
Figura 2.2.2.- Electrodo puntual y propagación de corriente en el subsuelo (Telford <i>et al.</i> , 1990).....	10
Figura 2.2.3.- Potencial medido en el subsuelo con un par de electrodos(Telford <i>et al.</i> , 1990.....	10
Figura 2.2.4.- Ejemplo de medio heterogéneo (Orellana, 1982).....	11
Figura 2.2.5.- Arreglos comúnmente utilizados en estudios de resistividad y sus factores geométricos (Loke, 2004).....	13
Figura 2.2.6.- Dos arreglos diferentes para una medición dipolo-dipolo (Loke, 2004).....	14
Figura 2.2.7.- Secciones de sensibilidad para el arreglo dipolo-dipolo (Loke, 2004).....	15
Figura 2.3.1.- Ejemplo de apertura de arreglos para profundizar niveles de estudio con TRE (Loke, 2004)...	18
Figura 3.1.1.- Mapa de localización del Estado de Oaxaca con acercamiento al municipio de Santiago Chazumba en el cual se encuentra la zona de estudio.....	23
Figura 3.1.2.- Mapa de localización del poblado de San Isidro Río Limón y poblados cercanos importantes (Google Earth, 2015).....	24
Figura 3.1.3.-Localización del terreno de estudio dentro del poblado de San Isidro Río Limón (Google Earth, 2015).....	25
Figura 3.1.4.-Localización y delimitación del terreno de estudio con coordenadas (Google Earth, 2015).....	25
Figura 3.2.1.- Regiones hidrológico-administrativas (CONAGUA, 2012).....	26
Figura 3.2.2.- Cuenca del río Balsas dividida en subcuencas (DOF, 2010).....	27
Figura 3.2.3.- Regiones y cuencas hidrológicas del Estado de Oaxaca, resaltando la región de estudio RH18 (INEGI, 2010).....	28
Figura 3.2.4.- Corrientes de agua Santiago Chazumba (INEGI,2007).....	29
Figura 3.2.5.-División de acuíferos del país (CONAGUA, 2012).....	30
Figura 3.2.8.-Localización del acuífero Huajuapán de León (CONAGUA, 2014).....	31
Figura 3.3.1.-Mapa geológico del acuífero de Huajuapán de León (CONAGUA, 2014).....	32
Figura 3.3.2.-Sección geológica esquemática del acuífero de Huajuapán de León (CONAGUA, 2014).....	33
Figura 3.3.3.- Formación Tecomate aflorando entre los poblados de San Isidro Río Limón y Santo Domingo Tianguistengo.....	34
Figura 3.3.4.- Porciones de la unidad del Gabro de Santo domingo aflorando en zonas aledañas al terreno de	

estudio.....	34
Figura 3.3.5.- Columna estratigráfica regional de la zona de San Juan Ixcaquixtla (Ortega-Guerrero, 1989).....	36
Figura 3.3.6.- Mapa geológico de la zona de San Isidro Río Limón y sus alrededores.....	37
Figura 3.4.1.- Material aluvial depositado en el canal del Río Limón, se observa una composición de cantos rodados y gravas gruesas.....	38
Figura 3.4.2.- Material aluvial presente en el canal del Río Limón, se observa la diferencia de gravas finas y arenas gruesas del lado izquierdo y cantos rodados y gravas gruesas del lado derecho.....	39
Figura 3.4.3.- Unidad de granito fracturado y alterado aflorando en el margen del Río Limón, en el margen apuesto al terreno de estudio.....	40
Figura 3.4.4.- Unidad de granito fracturado y alterado observada en campo.....	40
Figura 3.4.5.- Columna estratigráfica del sitio.....	41
Figura 3.4.6.-Esquema de la geometría de una terraza aluvial (Gutiérrez Elorza, 2008).....	41
Figura 3.4.7.- Terraza aluvial de un costado del terreno, se observa el material aluvial depositado con lentes de material grueso dentro de material más fino.....	42
Figura 3.4.8.-Terrazas apareadas (Gutiérrez Elorza, 2008).....	42
Figura 3.4.9.- Parte más alta del terreno, terraza superior.....	43
Figura 3.4.10.- Parte intermedia del terreno.....	43
Figura 3.4.11.- Parte baja del terreno, terraza más joven.....	43
Figura 3.4.12.- Llano de la terraza más baja del terreno totalmente plano.....	44
Figura 3.4.13.- Norias 1, 2, 3 y 4 localizadas en material aluvial y granito fracturado/meteorizado cerca del terreno de estudio en el poblado de San Isidro Río Limón.....	45
Figura 3.4.14.- Granito fracturando/meteorizado aflorando en la Noria 3.....	46
Figura 4.1.1.- Localización de las líneas en el terreno de estudio para los perfiles de TRE (Google Earth, 2015).....	49
Figura 4.1.2.-Electrodos de aleación de cobre, acero y zinc.....	50
Figura 4.1.3.-Cables multicore utilizados en campo.....	50
Figura 4.1.4.-Detalle de conectores utilizados para la conexión entre el cable multicore con los electrodos.....	50
Figura 4.1.5.-Consola Syscal-Pro Switch.....	51
Figura 4.1.6.- Batería de alimentación.....	51
Figura 4.1.7.- Equipo complementario: marros y cintas métricas, entre otros.....	51
Figura 4.3.1.- Ejemplo de verificación de datos de la línea 1.....	54
Figura 5.1.1.-Modelo de resistividades de la línea 1.....	58
Figura 5.1.2.-Modelo de resistividades de la línea 2.....	59
Figura 5.1.3.-Modelo de resistividades de la línea 3.....	59
Figura 5.1.4.-Modelo de resistividades de la línea 4.....	60
Figura 5.1.5.-Modelos de resistividades con escala y localización.....	61
Figura 5.2.1.-Visualización del Modelo Pseudo 3D con vista en dirección SE.....	64
Figura 5.2.2.-Visualización del Modelo Pseudo 3D con vista en dirección NE.....	65
Figura 5.3.1.-Integración de resultados en la línea 1, capas geoeléctricas e hidrogeológicas.....	67
Figura 5.3.3.-Cubo de resistividades con el volumen estimado del acuífero (UG1/UH1).....	69

Resumen

El presente proyecto explica a detalle el estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) llevado a cabo por el Grupo de Hidrogeología de la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería y el Instituto de Geofísica de la UNAM, con el fin de caracterizar un terreno localizado en la localidad rural de San Isidro Río Limón, Santo Domingo Tianguistengo en el estado de Oaxaca para implementar un Acuífero Experimental a escala de campo.

En la zona de estudio se encuentran aflorando dos unidades geológicas principales; una unidad reciente de material sedimentario no consolidado, clasificada como un aluvión, y una unidad antigua de roca ígnea intrusiva rica en cuarzo y feldespatos, clasificada como un granito, que pertenece a la Formación del Tronco de Totoltepec y cuya edad se sitúa en el Paleozoico.

La implementación del método de TRE en campo, el procesamiento e inversión de datos para generar los modelos 2D de la distribución de resistividades eléctricas en el subsuelo son la base en el estudio realizado. Los resultados muestran correspondencia al comparar la información de resistividad eléctrica con la información geológica de campo. Se detectan dos unidades geoelectricas diferentes, una de resistividad baja-media propia de unidades con saturación de agua asociadas al material aluvial y a granito alterado, así como una unidad de alta resistividad asociada con granito sano.

Finalmente se obtuvieron resultados que indican que sí es viable implementar el Acuífero Experimental en la zona de estudio, respaldados por la configuración propia mostrada por el acuífero granular estudiado, el cual consta de un espesor saturado aproximado de 8 a 30 metros en sus zonas más profundas y un basamento hidrogeológico de granito.

Abstract

This project explains in detail the study of Electrical Resistivity Tomography (ERT) carried out by the Hydrogeology Group of the Division of Earth Sciences, Faculty of Engineering, and the Institute of Geophysics UNAM, in order to assess the feasibility of implement an Experimental Aquifer in a land located in the rural town of San Isidro Río Limón, Santo Domingo Tianguistengo in the state of Oaxaca.

In the study area are outcropping two main geological units; a recent one unit of unconsolidated sedimentary material, classified as alluvial sediments, and an older unit of intrusive igneous rock rich in quartz and feldspar, classified as granite, part of the Tronco de Totoltepec formation of Paleozoic age.

The implementation of the ERT method in field, data processing and inversion to generate the 2D electrical resistivity models of the subsurface are the base of the study. The results show correspondence by comparing the electrical resistivity data with the geology. Two different geoelectrical units were detected, one unit of low-medium resistivities due to water saturation,

associated with alluvial material and weathered granite, and a high resistivity unit associated with non-weathered granite.

Finally, results indicate that it is feasible to implement the Experimental Aquifer in the study area. Geophysical results show the aquifer configuration, which consists of a saturated layer of approximately 8-30 m deep and a hydrogeological basement related to non-weathered granite.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.-INTRODUCCIÓN

El agua subterránea en México es un recurso vital para el desarrollo del país. De acuerdo con las estadísticas de la Comisión Nacional del Agua los acuíferos son la única fuente permanente de agua en la regiones áridas del país, que aproximadamente ocupan el 50% del territorio nacional; suministran cerca del 52% del volumen de agua que demandan las ciudades, donde se concentran unos 60 millones de habitantes; aportan el agua para el riego de unos 20 000 km², la tercera parte de la superficie de riego a nivel nacional; satisfacen gran parte de las demandas de agua de los desarrollos industriales, y son la principal fuente de abastecimiento de la población rural (CONAGUA, 2014a).

Alrededor de 100 de los 653 acuíferos definidos a nivel nacional, están sometidos a explotación intensiva debido a que la extracción de agua ha rebasado por mucho su recarga. La sobreexplotación ha generado diversos efectos perjudiciales: el agotamiento de manantiales, la desaparición de lagos y humedales, la merma del gasto base de ríos, la eliminación de vegetación nativa y pérdida de ecosistemas, la disminución del rendimiento de los pozos, el incremento de los costos de extracción, el asentamiento y agrietamiento del terreno, la contaminación del agua subterránea y la intrusión salina en acuíferos costeros, entre otros (CONAGUA, 2014a).

Adicional a lo anterior, el crecimiento demográfico y el desarrollo de los sectores productivos siguen generando demandas crecientes de agua. Consecuentemente, en varias de las principales cuencas, los efectos de la sobreexplotación progresan, a pesar de las acciones emprendidas para frenarla; el uso competitivo del agua subterránea ha provocado enfrentamientos físicos, legales o virtuales entre individuos, sectores, poblaciones y aún entidades políticas (CONAGUA, 2014a).

A todo esto se suma la seria amenaza del impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos. Los pronósticos indican que este fenómeno global provocará: la disminución de la precipitación pluvial y el incremento de la temperatura en varias regiones de México, decremento del escurrimiento superficial y de la recarga de los mantos acuíferos; la ocurrencia de sequías más severas, prolongadas y frecuentes, y el ascenso del nivel del mar, con la consiguiente disminución de la disponibilidad de agua dulce en los acuíferos costeros (CONAGUA, 2014a).

Para hacer frente a la situación antes descrita es necesario un proceso de modernización en la gestión de los recursos del país, así como una mejora en la enseñanza de la hidrogeología en México. Debido a esto, surge el interés por parte del grupo de Hidrogeología de la División de Ciencias de la Tierra de la UNAM, para implementar un acuífero experimental a nivel de campo. El acuífero experimental consistiría en adaptar, a escala de campo, un sector reducido de un acuífero en un sitio de interés con la instalación de diversos pozos de monitoreo y bombeo de última generación; todo esto, con el objetivo de facilitar y mejorar la enseñanza de nuevas técnicas para el aprendizaje en el diseño, ejecución e interpretación de pruebas hidráulicas en acuíferos (PHA), enfocada a los estudiantes de Ciencias de la Tierra.

Dado que un acuífero experimental a nivel de campo necesita ser implementado en un sitio con características hidrogeológicas aptas, es necesario realizar una evaluación preliminar del sitio de interés. Es en esta etapa en donde la prospección geofísica se muestra como una herramienta útil para realizar la evaluación preliminar de la zona de estudio, a fin de definir si es factible o no implementar el acuífero experimental en la zona. Lo anterior, debido a que un estudio geofísico puede aportar la información del subsuelo necesaria para la solución de problemas y toma de decisiones (Orellana, 1982), en este caso relacionado con agua subterránea.

El método geofísico que se aborda a detalle en el presente proyecto es el de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), el cual fue utilizado para conocer la distribución de resistividades en el subsuelo y delimitar geoméricamente una porción del Acuífero de Huajuapán de León, en el terreno de interés. El mencionado terreno se encuentra localizado en el poblado de San Isidro Río Limón, Tianguistengo en el estado de Oaxaca. El acuífero de Huajuapán de León definido con clave 2014 en el Sistema de Información Geográfica para el Manejo de Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA pertenece a la región hidrológico-administrativa IV de la cuenca del Río Balsas (CONAGUA, 2014b).

La razón por la cual se optó por este método como el más apropiado radica en que ha demostrado ser muy efectivo y popular en investigaciones subsuperficiales someras que tienen conexión con agua subterránea (Barker y Moore, 1998). Además es un método eléctrico que dadas las características de la zona de estudio puede realizarse de forma práctica sin necesidad de perforar ni hacer cambios drásticos en el terreno dada su naturaleza no invasiva.

Así, los objetivos de este trabajo quedan descritos de la siguiente manera:

-Objetivo general: Determinar la geometría, límites y dimensiones aproximadas de la porción del acuífero de Huajuapán de León estudiada en el terreno de San Isidro Río Limón, Tianguistengo, Oaxaca para evaluar la factibilidad de implementar un acuífero experimental en la zona.

-Objetivo específico: Mediante el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica conocer la distribución de resistividad eléctrica en el subsuelo para identificar unidades geoelectricas que se puedan asociar a las unidades hidrogeológicas que integran el acuífero.

CAPÍTULO II

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS Y SUS APLICACIONES

2.1.1 CONCEPTO DE RESISTIVIDAD

2.2 TEORÍA BÁSICA DE LA RESISTIVIDAD

2.2.1 ECUACIONES DE MAXWELL

2.2.2 LEY DE OHM

2.2.3 RESISTIVIDAD APARENTE

2.2.4 FACTOR GEOMÉTRICO

2.2.5 ARREGLO DIPOLO-DIPOLO

2.2.6 FUNCIÓN DE SENSIBILIDAD

2.2.7 PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN

2.3 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

2.4 TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN

2.4.1 PROBLEMA DIRECTO

2.4.2 PROBLEMA INVERSO

2.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Según la clasificación de Orellana (1982) dentro de la diversidad de técnicas prospectivas en geofísica destacan cuatro áreas principales, que suelen denominarse los *Métodos mayores*. Se trata del método gravimétrico, el magnético, el eléctrico y el sísmico. En los métodos gravimétrico y magnético, se estudian las variaciones que determinadas estructuras o cuerpos producen sobre campos preexistentes, que son el campo de la gravedad terrestre y el geomagnético, mientras que en el eléctrico y el sísmico se crea de manera artificial el campo físico que se va a estudiar, lo que presenta una gran ventaja a la hora de darle las características más adecuadas para el fin propuesto.

2.1.-Clasificación de los métodos eléctricos y sus aplicaciones

Los métodos de prospección eléctrica, también denominados geoelectrónicos estudian, por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética (Figura 2.1.1). Existen tres magnitudes electromagnéticas principales que pueden utilizarse para identificar cuerpos situados en el subsuelo. Estas magnitudes son la permeabilidad magnética μ , la permitividad ξ y la resistividad ρ (Orellana, 1982).

Un criterio muy importante para la clasificación de los métodos de prospección eléctrica es según el campo electromagnético que en ellos se estudia, ya que pueden ser de origen natural o producirlos artificialmente. También interesa conocer si en un método determinado el campo electromagnético es constante (corriente continua) o varía en el transcurso del tiempo (métodos de campo variable). Es común, aunque inadecuado, llamar métodos eléctricos a los primeros y electromagnéticos a los segundos, en rigor, todos son electromagnéticos (Orellana, 1982).



Figura 2.1.1.- Esquema de clasificación de métodos de prospección eléctrica (Orellana, 1982).

La información que los métodos eléctricos proporcionan sobre el subsuelo puede utilizarse con fines variados, por lo que puede ser aplicada en diversas áreas de estudio como en arqueología, exploración de recursos energéticos, obras civiles, entre otras (Orellana, 1982). En el caso de la hidrogeología puede ser una herramienta muy útil para realizar estudios de localización de aguas subterráneas y niveles freáticos.

2.1.1.-Concepto de resistividad

La aplicación de los métodos eléctricos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que las constituyen. Estas propiedades se expresan fundamentalmente por medio de magnitudes físicas como la resistividad eléctrica ρ , la permitividad ξ y la permeabilidad magnética μ .

La magnitud física de interés en el presente proyecto se trata de la resistividad eléctrica, la cual representa la magnitud fundamental de estudio en los métodos de prospección eléctrica de corriente continua.

Se sabe por física elemental que la resistencia R de un conductor alargado y homogéneo de forma cilíndrica o prismática, vale

$$R = \rho \frac{l}{s} \dots 2.1.1$$

Donde l es la arista o generatriz del conductor y s su sección. La magnitud ρ es un coeficiente que depende de la naturaleza y estado físico del cuerpo considerado y que recibe el nombre de resistividad. Sus dimensiones, según se deduce de la forma anterior, será:

$$\rho = R \frac{s}{l} \dots 2.1.2$$

La unidad de resistividad en el SI es el $\Omega \cdot m$

Orellana (1982) describe a la resistividad como una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso por un material determinado.

Sheriff (2002) concibe a la resistividad como la propiedad de un material de resistirse al flujo de corriente eléctrica. También la llama resistencia específica y la menciona como la relación de la intensidad de campo eléctrico con la densidad de corriente.

De igual manera el concepto de resistividad puede verse desde el punto de vista contrario, tomando en cuenta la facilidad al paso de corriente eléctrica a través de un material determinado. A este concepto se le conoce como conductividad, que expresado numéricamente será el inverso o recíproco de la resistividad (Orellana, 1982). La conductividad se expresa con la letra σ de modo que se tiene:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \dots 2.1.3$$

La unidad de conductividad en el SI es el Siemens/metro

Se pueden distinguir dos tipos de conductividad: electrónica y electrolítica (Figura 2.1.2). En los cuerpos con conductividades electrónicas el flujo de corriente es a través de electrones libres, como los metales. En la conducción electrolítica el flujo de corriente es vía el movimiento de los iones en el agua subterránea o líquidos. En estudios ambientales y de ingeniería, la conductividad electrolítica es probablemente el mecanismo más comúnmente utilizado. La conductividad electrónica es importante cuando hay minerales conductores presentes como sulfuros metálicos y grafito en estudios mineros (Loke, 2004).

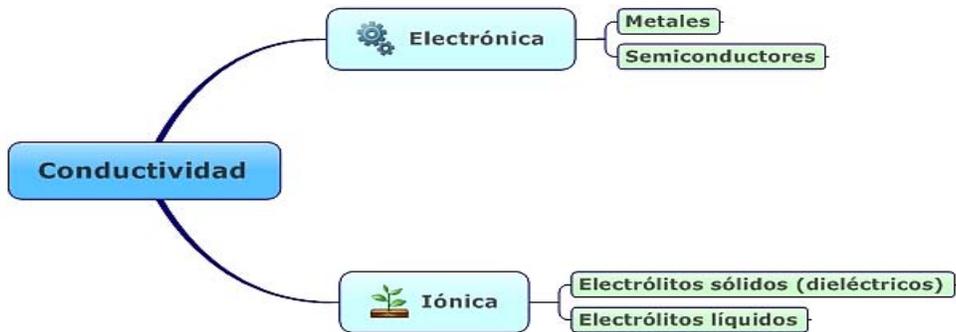


Figura 2.1.2.- Tipos de conductividades (Orellana, 1982)

Cabe mencionar que la resistividad es una de las magnitudes físicas de mayor amplitud de variación. Esto ocurre porque la conductividad puede deberse a diferentes mecanismos, que dependen de la estructura del cuerpo considerado como fracturas, porosidad, contenido de arcillas o concentración de sales disueltas (Loke, 2004). La Tabla 2.1.1 muestra la variación de la resistividad para distintos tipos de rocas y materiales.

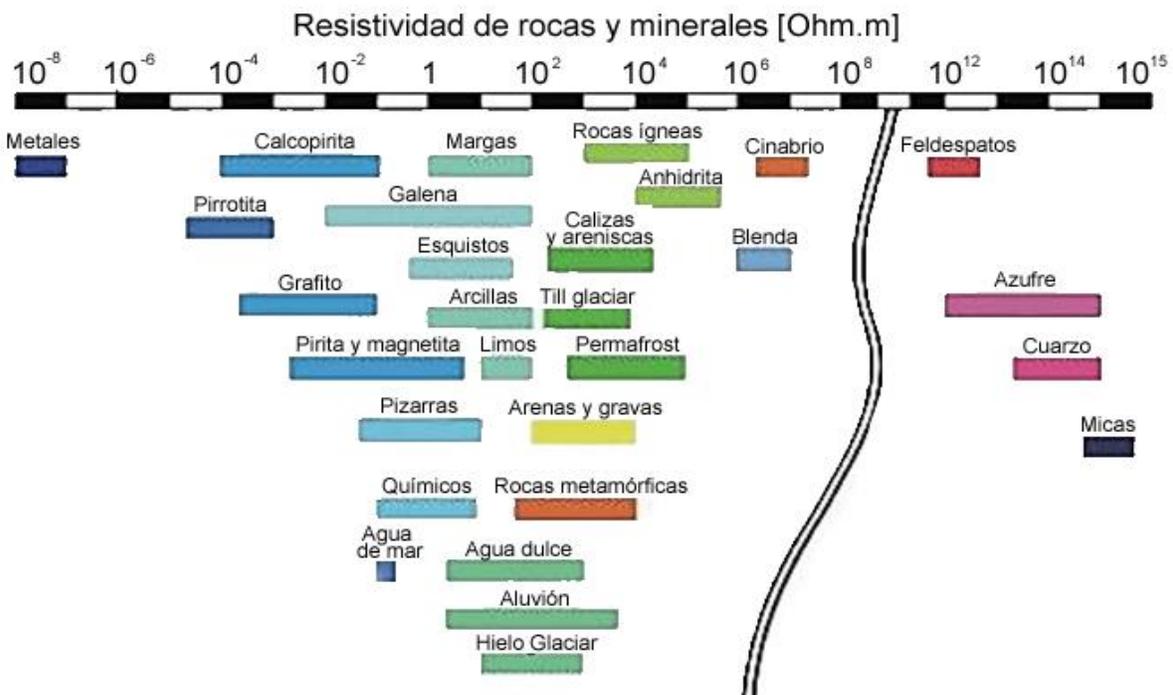


Figura 2.1.3.- Resistividades de algunos minerales y rocas (Orellana, 1982)

Las rocas ígneas y metamórficas suelen tener valores altos de resistividad. La resistividad de estas rocas depende en gran medida de su grado de fracturamiento y el porcentaje de fracturas rellenas con agua en el subsuelo.

Las rocas sedimentarias son usualmente más porosas y concentran un gran contenido de agua, por lo que normalmente presentan valores de resistividad menores comparadas con las rocas ígneas o metamórficas. Sus rangos varían dependiendo de la porosidad y el contenido de sales en el agua.

Los sedimentos no consolidados tienen generalmente valores de resistividad incluso más bajos que las rocas sedimentarias. Dependiendo de la porosidad (asumiendo que todos los poros están saturados y contenido de arcillas).

De acuerdo a lo anterior se puede establecer que algunos de los factores principales que modifican la resistividad de las rocas son los siguientes: composición mineralógica, porosidad, permeabilidad, contenido de sales disueltas en el agua, contenido de arcillas, temperatura y presión.

2.2.-Teoría básica de la resistividad

El propósito de los estudios eléctricos es determinar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo haciendo mediciones en la superficie. Con estas mediciones la resistividad verdadera del subsuelo puede ser estimada, teniendo siempre en cuenta que la resistividad de la tierra puede estar relacionada a varios parámetros (Loke, 2004).

Para establecer un campo eléctrico, se debe disponer de un generador de corriente, conectado por medio de cables, a dos electrodos A y B, mediante barras metálicas clavadas en el suelo denominadas 'electrodos'. Como el tamaño de estos es relativamente pequeño, se puede considerar que los electrodos se reducen a puntos situados en el terreno. Una corriente de intensidad I_A penetra en el subsuelo, y después de recorrerlo, saldrá por B con intensidad I_B volviendo a la pila para cerrar el circuito (Figura 2.2.1). Por lo que se cumple que $I_A + I_B = 0$ para un régimen estacionario (Orellana, 1982).

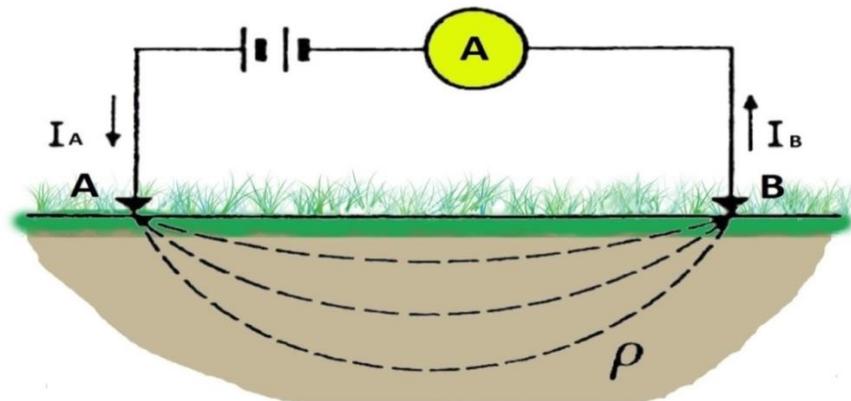


Figura 2.2.1.- Circuito eléctrico cerrado (Orellana, 1982).

Lo que se inyecta en el subsuelo es corriente alterna de baja frecuencia que es implementada como fuente de las señales en los estudios de resistividad de corriente directa en la determinación de distribuciones de resistividades en la superficie (Aizebeokhai, 2010).

2.2.1.-Ecuaciones de Maxwell

Para establecer las leyes del fenómeno considerado anteriormente se parte de las ecuaciones de Maxwell, en específico para este método de la Ley de Faraday:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \dots 2.2.1$$

Donde \vec{E} es el vector de intensidad de campo eléctrico en V/m y \vec{B} es el vector de inducción magnética en Wb/m² o Tesla. Esta ecuación matemática establece que un campo eléctrico existe en la región de un campo magnético variable en el tiempo (Telford *et al.*, 1990). Si se trata de un campo estacionario, habrán de anularse las derivadas temporales y se tiene:

$$\nabla \times E = 0 \quad \dots 2.2.2$$

2.2.2-Ley de Ohm

La ley física fundamental utilizada en los estudios de resistividad es la Ley de Ohm. Para un medio continuo la ecuación en forma vectorial de la Ley de Ohm es la siguiente:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \dots 2.2.3$$

Esta ley es la que gobierna el flujo de corriente a través de la tierra. Donde σ es la conductividad en el medio, J es la densidad de corriente y E es el campo de intensidad eléctrico. Lo que se mide en la práctica es el potencial de campo eléctrico ϕ . La ecuación que relaciona el potencial eléctrico y el campo de intensidad eléctrico está dada por:

$$E = -\nabla \phi \quad \dots 2.2.4$$

Combinando las ecuaciones 2.2.3 y 2.2.4 se tiene:

$$\vec{J} = -\sigma \nabla \phi \quad \dots 2.2.5$$

La relación entre la densidad de corriente J y la corriente I está dada por la siguiente ecuación:

$$\nabla \cdot J = I \delta(\vec{r}) \quad \dots 2.2.6$$

En la mayoría de los estudios, la fuente de corriente se encuentra en forma puntual sobre la superficie. En este caso la fuente de corriente I se localiza a una distancia r de nuestro valor medido. δ es la función delta de Dirac. Sustituyendo el valor de J en la ecuación 2.2.6, ésta puede ser reescrita como:

$$-\nabla \cdot (\sigma \nabla \phi) = I \delta(\vec{r}) \quad \dots 2.2.7$$

Desarrollando términos y por entidades vectoriales tenemos:

$$\nabla \sigma \cdot \nabla \phi + \sigma \nabla^2 \phi = -I \delta(\vec{r}) \quad \dots 2.2.8$$

Esta es la ecuación básica que nos da la distribución del potencial en el subsuelo debido a una fuente puntual de corriente. Un gran número de técnicas han sido utilizadas para resolver esta ecuación. El caso más simple consiste en la asunción de un subsuelo homogéneo y una fuente puntual de corriente en la superficie. En este caso el flujo de corriente fluye radialmente lejos de la

fuelle, y el potencial varía de forma inversa con la distancia desde la fuente de corriente. Las superficies equipotenciales tienen forma de semiesfera, y el flujo de corriente es perpendicular a las superficies equipotenciales (Figura 2.2.2). El potencial en este caso está dado por:

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r} \dots 2.2.9$$

donde r es la distancia de un punto en el medio al electrodo.

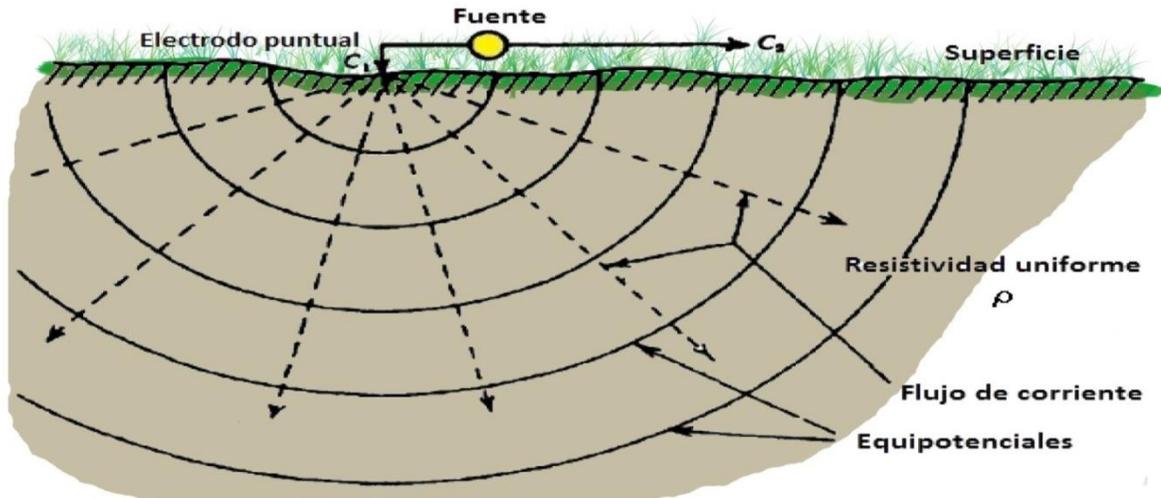


Figura 2.2.2.- Electrodo puntual y propagación de corriente en el subsuelo (Telford et al, 1990).

En la práctica, todos los estudios de resistividad usan al menos dos electrodos de corriente, con una fuente de corriente positiva y una negativa. El valor del potencial en el medio a partir de un par de electrodos está dado por:

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{rC1} - \frac{1}{rC2} \right) \dots 2.2.10$$

donde rC_1 y rC_2 son distancias de un punto hacia el primer y segundo electrodo de corriente como lo muestra la Figura 2.2.3.

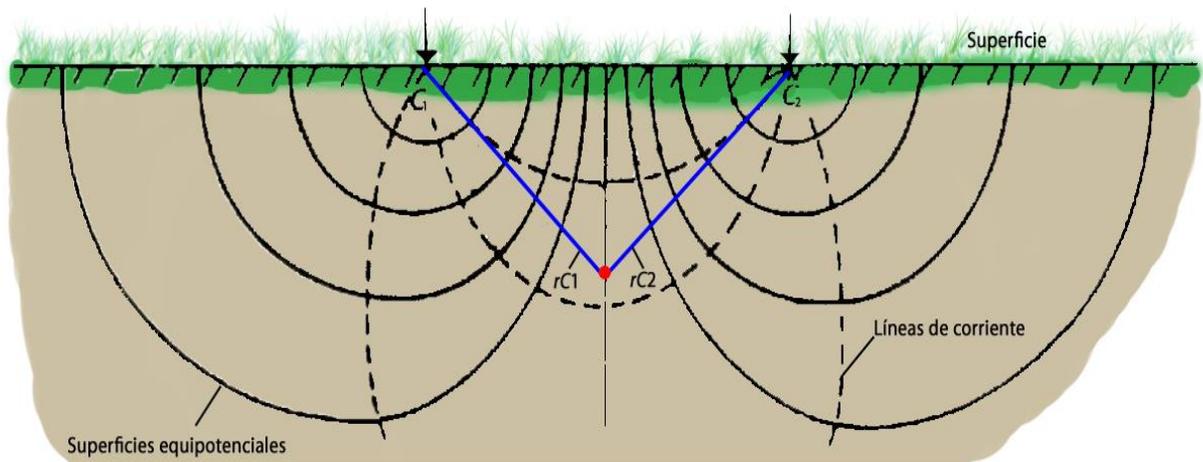


Figura 2.2.3.- Potencial medido en el subsuelo con un par de electrodos (Telford et al., 1990).

2.2.3.-Resistividad aparente

Un concepto de importancia fundamental en la prospección eléctrica, es la resistividad aparente. Considerando un caso en el que se tiene un semiespacio homogéneo de resistividad ρ en cuya superficie se coloca un arreglo de cuatro electrodos $C_1 C_2 P_1 P_2$. El electrodo C_1 está conectado a un generador y el campo eléctrico que produce se estudia por medio de los electrodos P_1 y P_2 que están conectados a un voltímetro para medir la diferencia de potencial entre ellos. Los cuatro electrodos están alineados y el electrodo C_2 cierra el circuito de C_1 . La diferencia de potencial entonces estará dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C_1P_1}} - \frac{1}{r_{C_2P_1}} - \frac{1}{r_{C_1P_2}} + \frac{1}{r_{C_2P_2}} \right) \dots 2.2.11$$

La ecuación anterior representa el potencial medido sobre un semiespacio homogéneo con un arreglo de cuatro electrodos. Sin embargo, los estudios de campo en la práctica son conducidos invariablemente sobre medios no homogéneos (Figura 2.2.4) donde la resistividad del subsuelo tiene una distribución en tres dimensiones.

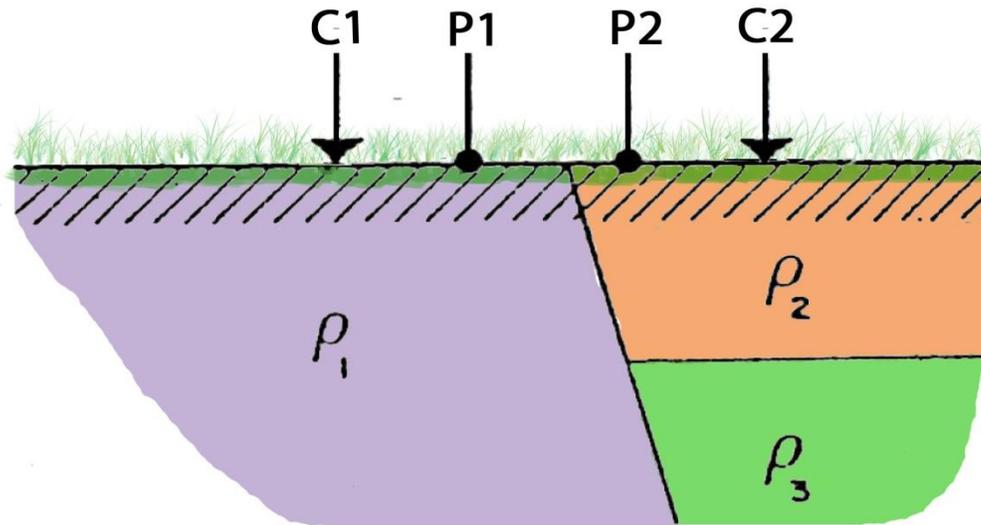


Figura 2.2.4.- Ejemplo de medio heterogéneo (Orellana, 1982).

El valor de resistividad aparente ρ_a puede ser calculado a partir de los valores de corriente I y diferencia de potencial $\Delta\phi$

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta\phi}{I} \right) \dots 2.2.12$$

Si el subsuelo no es homogéneo y se efectúan las mediciones pertinentes de los datos obtenidos de las fórmulas anteriores, resultará una resistividad ficticia ρ_a que en general no será igual a la resistividad verdadera correspondiente a la zona de estudio. Esta resistividad tampoco puede considerarse como promedio ni como media ponderada de las resistividades presentes en el medio, pues puede ocurrir que sea mayor o menor que todas ellas. Esta resistividad ficticia ρ_a que se obtiene aplicando a los datos que se obtienen de un medio heterogéneo, la expresión correspondiente a medios homogéneos, es la resistividad aparente. Esta es la variable experimental que expresa los resultados de las mediciones en la mayoría de los métodos eléctricos y la que se

toma como base para la interpretación. Las dimensiones de la resistividad aparente, en virtud de su definición, son las mismas que para la resistividad, y su unidad será también el $\Omega \cdot m$ (Orellana, 1982).

La relación entre resistividad aparente y la resistividad verdadera es compleja. Para determinar la resistividad verdadera a partir de valores de resistividad aparente se utiliza un proceso de inversión de datos (Loke, 2004).

2.2.4.-Factor geométrico

Un arreglo electródico en general consta de cuatro electrodos; dos de ellos C_1 y C_2 por los que la corriente entra y sale, y los otros dos P_1 y P_2 entre los cuales se mide la diferencia de potencial creada entre C_1 y C_2 . Teniendo así dos circuitos independientes. El primero recibe el nombre de circuito de corriente; el segundo es el circuito de potencial. (Loke, 2004).

En principio los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Estas disposiciones geométricas se denominan arreglos o configuraciones.

En cualquier arreglo, si se conocen las distancias mutuas entre electrodos y se mide la intensidad de corriente I que pasa por los electrodos C_1 y C_2 , así como la diferencia de potencial $\Delta\phi$ entre P_1 y P_2 , podemos calcular la resistividad aparente ρ_a , mediante la ecuación 2.2.12. Donde k es un factor que depende únicamente de la geometría del arreglo denominado *factor geométrico* y cuyas dimensiones son las de longitud.

Si el medio es homogéneo, la ecuación anterior nos dará su resistividad verdadera. En el caso en que los cuatro electrodos estén dispuestos de modo cualquiera sobre una superficie plana, se tendrá:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{r_{C_1P_1}} - \frac{1}{r_{C_2P_1}} - \frac{1}{r_{C_1P_2}} + \frac{1}{r_{C_2P_2}} \right)^{-1} \frac{\Delta\phi}{I} \dots 2.2.13$$

En este caso el factor geométrico es:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{r_{C_1P_1}} - \frac{1}{r_{C_2P_1}} - \frac{1}{r_{C_1P_2}} + \frac{1}{r_{C_2P_2}} \right)^{-1} \dots 2.2.14$$

Existen gran variedad de arreglos utilizados en los estudios de resistividad eléctrica y cada uno de ellos posee un factor geométrico diferente (Figura 2.2.5). Lo cual proporciona ciertas cualidades, ventajas y desventajas a cada tipo de arreglo electródico dependiendo de su geometría.

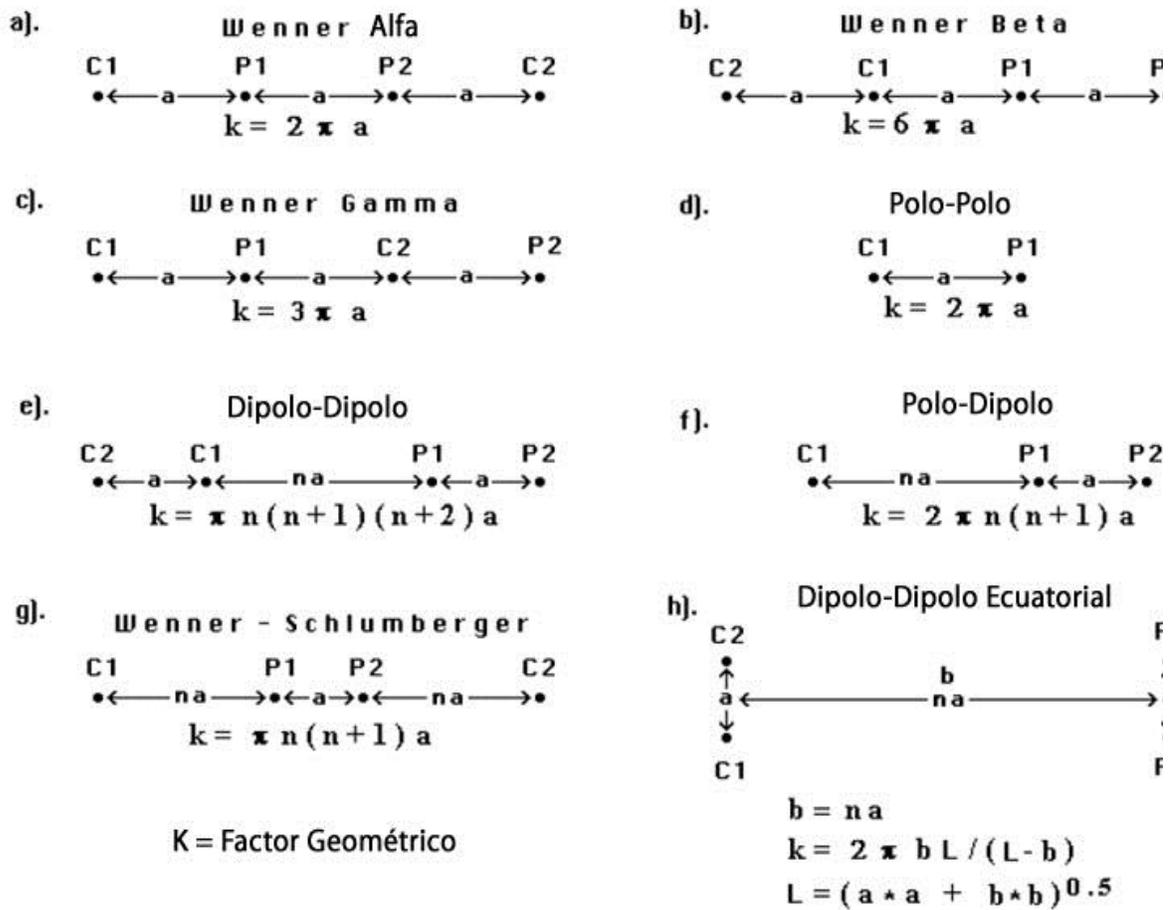


Figura 2.2.5.- Arreglos comúnmente utilizados en estudios de resistividad y sus factores geométricos, donde C_1 y C_2 son los electrodos de corriente, P_1 y P_2 los electrodos de potencial, n y a son factores de longitud de los distintos arreglos y k es el factor geométrico (Loke, 2004).

2.2.5.-Arreglo dipolo-dipolo

En el presente estudio el arreglo implementado fue el dipolo-dipolo, este arreglo ha sido ampliamente utilizado en estudios de resistividad debido a su bajo acoplamiento electromagnético entre los electrodos de corriente y de potencial (Loke, 2004). Debido a que presenta una buena resolución tanto lateral y a poca profundidad fue elegido como el más apto para ser implementado en el proyecto y obtener valores confiables de resistividad.

El arreglo se encuentra conformado por 4 electrodos, dos de potencial y dos de corriente, se caracteriza porque el espaciado entre el par de electrodos de corriente, C_2 - C_1 , se da como "a", que es la misma distancia que entre los electrodos de potencial P_1 - P_2 . Además este arreglo cuenta con otro factor marcado como "n" entre los dos pares de electrodos (Figura 2.2.6).

Para estudios 2D, este arreglo tiene una mejor cobertura de datos horizontales que otros tipos de arreglos. Esto es una ventaja importante cuando el número de nodos disponibles con el sistema multi-electrodos es pequeño. Una posible desventaja de este arreglo es que la intensidad de señal

es muy pequeña para valores grandes del factor "n" y el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor "n" (Loke, 2004). Lo anterior implica que a mayor profundidad se pueden tener mayores problemas en la inyección de corriente.

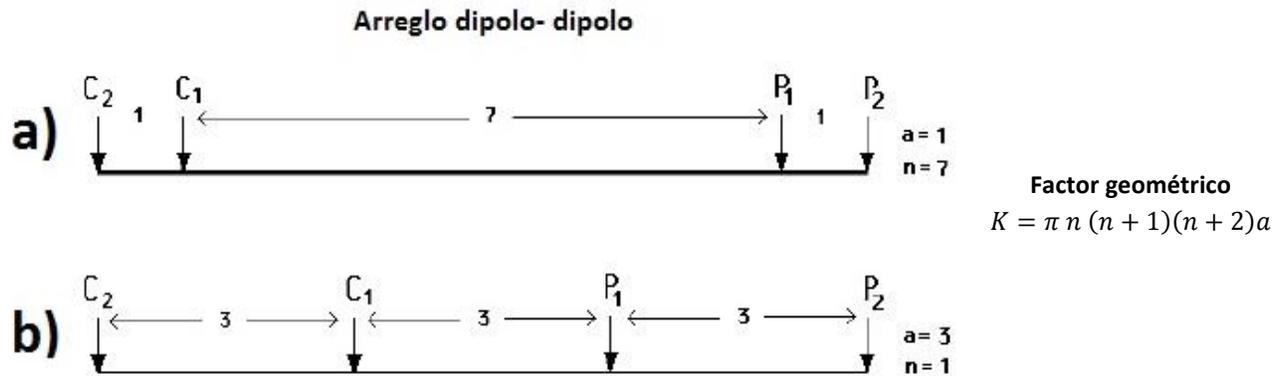


Figura 2.2.6. Dos arreglos diferentes para una medición dipolo-dipolo. Los dos arreglos tienen la misma longitud, pero diferentes factores "a" y "n" que resulta en diferentes intensidades de señal (Loke, 2004).

2.2.6.-Función de Sensibilidad

Loke (2004) define a la función de sensibilidad como "el grado en que el cambio en la resistividad de una sección del subsuelo influirá en el potencial medido por el arreglo." Lo que quiere decir que mientras mayor sea el valor de la función de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo en la medición. Hay que tener en cuenta que para todos los arreglos, los valores más altos de sensibilidad se encuentran cerca de los electrodos.

El arreglo dipolo-dipolo es el más sensible a variaciones de resistividad debajo de los electrodos en cada par dipolar y es muy sensible a variaciones horizontales pero relativamente insensible a variaciones verticales en las resistividades del subsuelo (Aizebeokhai, 2010).

A medida que aumenta el factor "n", los valores altos de sensibilidad se vuelven cada vez más concentrados por debajo de los dipolos C1-C2 y P1-P2, mientras que los valores de sensibilidad debajo del centro del arreglo entre los electrodos C1-P1 disminuyen (Figura 2.2.7) (Loke, 2004).

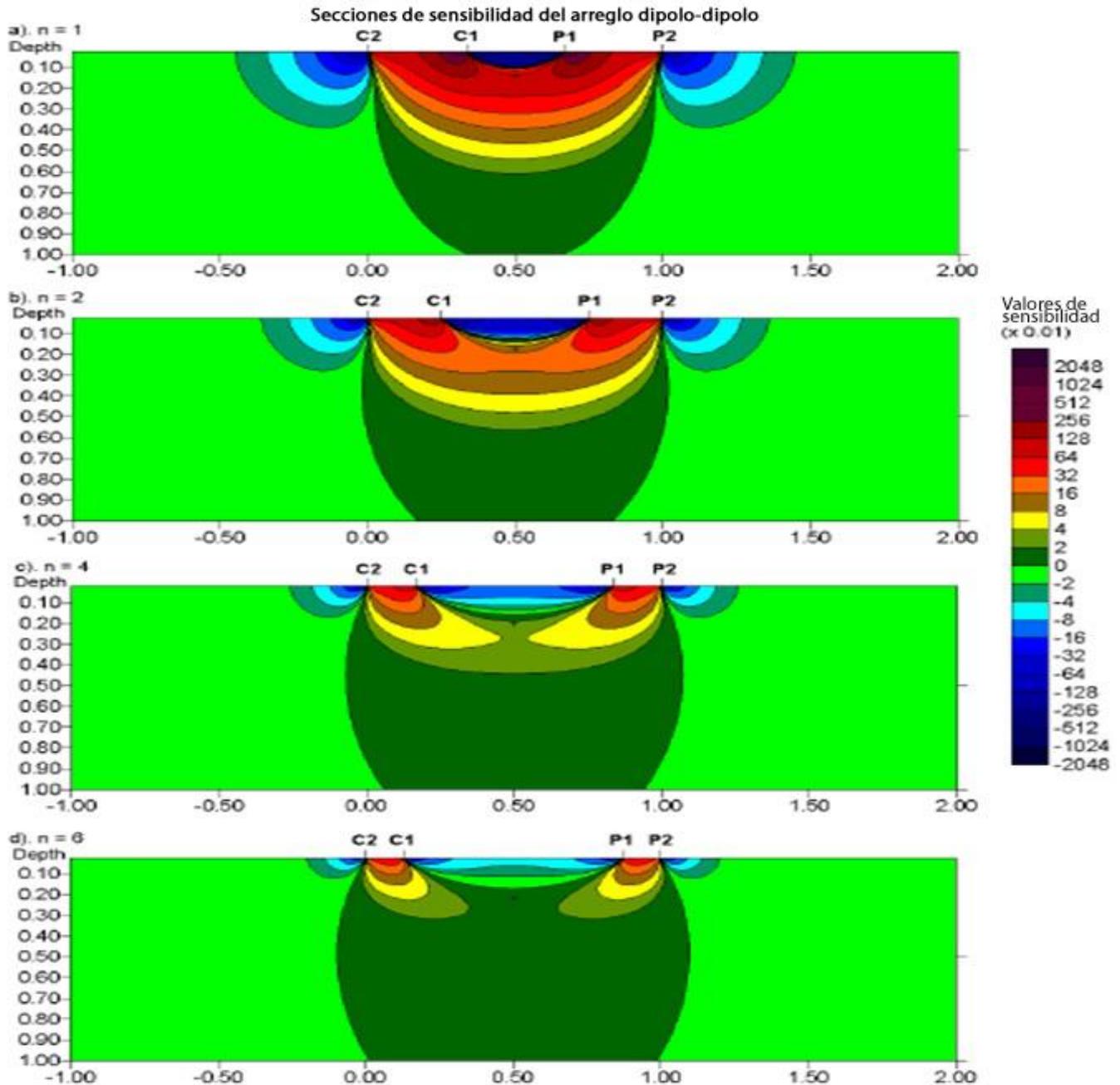


Figura 2.2.7. Secciones de sensibilidad para el arreglo dipolo-dipolo. Secciones con valores de (a) $n=1$, (b) $n=2$, (c) $n=4$, y (d) $n=6$ (Loke, 2004).

2.2.7.-Profundidad de investigación

El concepto de profundidad de investigación en estudios de resistividad fue introducido por Conrad y Marcel Schlumberger en 1932, su uso principal fue en la comparación cualitativa de las respuestas efectivas de diferentes arreglos eléctricos y en el entendimiento general del origen en el subsuelo de las resistencias medidas (Barker, 1989).

De acuerdo con los estudios de Barker, la profundidad de investigación teórica depende del tipo de arreglo utilizado y de la relación que exista entre la separación de los electrodos interiores y la distancia entre los electrodos exteriores, y no solo se relaciona con la profundidad de penetración de la corriente, determinada por la distancia de los electrodos de corriente.

La profundidad de investigación pretende relacionar las mediciones realizadas en superficie con una determinada profundidad, esto hablando teóricamente y basándonos solo en la geometría y para un medio idealizado, es decir isotrópico y homogéneo. Para medios reales en campo la profundidad de investigación no solo depende de estos factores geométricos, si no del también del tipo de roca, contenido de minerales, fracturamiento, saturación de fluidos, etcétera (Barker, 1989).

Evjen (1938) define la profundidad de investigación como aquella profundidad a la que una capa horizontal delgada tiene la máxima contribución de toda la señal medida. Para cada tipo de arreglo se puede determinar una profundidad de investigación.

Roy y Apparao (1971) y Roy (1972) usaron la misma definición sobre medios isotrópicos y homogéneos. Computando curvas para diferentes arreglos convencionales Roy concluyó que las curvas de "Profundidad de investigación característica" (DIC por sus siglas en inglés) alcanzan un máximo que define la profundidad de investigación del arreglo electródico.

Edwards (1977) sugiere que un valor más práctico y útil para la profundidad de investigación puede ser previsto por el valor medio de la profundidad de investigación de la curva DIC de Roy y no el máximo. Edwards se refiere a esta medida de profundidad como "Profundidad de investigación efectiva".

Cualquiera que sea el caso, la profundidad de investigación debe depender necesariamente de la posición relativa tanto de los electrodos de corriente como los de potencial y no está relacionada únicamente a la profundidad de penetración de la corriente determinada por la distancia entre los electrodos de corriente. Por lo tanto, la profundidad de investigación de un arreglo electródico debe ser la profundidad con la cual una medida de resistividad aparente hecha en la superficie puede ser mejor asociada. La profundidad de investigación del arreglo dipolo-dipolo depende de dos cosas, el espaciado electródico a y la distancia n entre los dos dipolos (Aizebeokhai, 2010).

La resolución de los estudios de resistividad eléctrica generalmente decrece con la profundidad y los diseños muy largos son necesarios para obtener profundidades de penetración muy grandes. De igual forma la presencia de una capa muy conductiva en la superficie puede reducir significativamente la profundidad de penetración (Aizebeokhai, 2010).

2.3.-Tomografía de Resistividad Eléctrica

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) y calicatas eléctricas fueron la forma más usual a como los estudios de resistividad eléctrica eran conducidos hasta a principio de los 90. Posteriormente, con computadoras con mayor poder de procesamiento, en combinación con cables multi-electródicos y la adquisición controlada por computadora, más el creciente interés basado en la teoría de inversión geofísica, el progreso natural ha sido hacia las tomografías de resistividad eléctricas o *Resistivity Imaging*. La combinación de los sondeos verticales con las calicatas eléctricas a través del uso de electrodos de adquisición múltiple de datos con los cuales se obtienen valores de resistividad aparente, permite generar imágenes 2D de variaciones verticales y horizontales de la resistividad en la superficie (Greenhalgh, 2008).

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es un método de prospección geoelectrica que analiza los materiales del subsuelo en función de su comportamiento eléctrico, es decir, diferencia cada uno de los mismos en función a su valor de resistividad eléctrica, propiedad de los materiales que indica su grado de oposición a conducir la corriente eléctrica. Las mediciones de resistividad aparente obtenidas de los distintos materiales pueden ser utilizadas para construir secciones geoelectricas verticales que desplieguen la variación de la resistividad tanto vertical como horizontalmente (Barker y Moore, 1998).

El diferente comportamiento geoelectrico del medio permite que se obtengan perfiles 2D e incluso imágenes 3D de la distribución de resistividades del mismo, por lo que se trata de una de las herramientas de carácter no destructivo más eficaz para el análisis y caracterización de discontinuidades del subsuelo. Su rango de estudio puede variar desde algunos metros hasta decenas de metros de profundidad. Esta técnica tiene enormes posibilidades de aplicación en diversos medios geológicos y en distintas problemáticas: contaminación de suelos y de acuíferos, hidrogeología y geotecnia por citar algunos.

La TRE utiliza diferentes arreglos multielectródicos, los cuales se definen a partir del objetivo de estudio; se utilizan dos pares de electrodos, un par que envía y recibe la corriente (C1 y C2) y otro que mide la diferencia de potencial (P1 y P2), para obtener valores de resistividad aparente del subsuelo, con lo cual se va generando una malla de datos por debajo del tendido eléctrico, estos datos son llamados puntos de atribución (Figura 2.3.1). Finalmente se tendrá una distribución de resistividades aparentes (Loke, 2004).

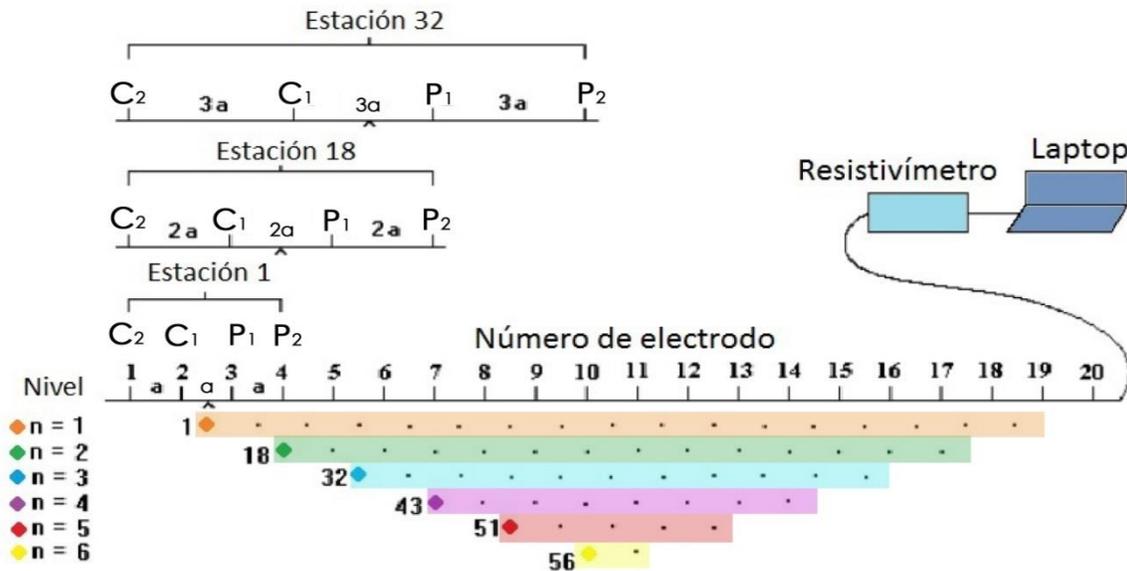


Figura 2.3.1. Ejemplo de apertura de arreglos para profundizar niveles de estudio con TRE (Loke, 2004).

Un gran rango de sistemas automatizados de adquisición de datos multi-electrodos y multi-canal existen hoy en día y permiten una gran flexibilidad en la adquisición de datos de resistividad. El uso de sistemas multi-electrodo y multi-canal en la adquisición de datos de resistividad geoelectrica ha llevado a un incremento dramático en productividad en campo así como un incremento en la calidad y confiabilidad de la información obtenida (Aizebeokhai, 2010).

2.4.-Teoría Básica de Inversión

La teoría de la inversión consiste en un conjunto de técnicas matemáticas que permiten obtener información útil del mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones (Menke, 1989). Lo anterior se puede llevar a cabo debido a que la Tierra se puede considerar como un cuerpo cuyas propiedades pueden ser parametrizadas (Scales y Snieder, 2000).

Los métodos de resistividad eléctrica de corriente continua obtienen información de estructuras conductoras en el subsuelo mediante la inyección de corriente eléctrica desde la superficie y midiendo potencial eléctrico entre diferentes posiciones. Las mediciones realizadas no proveen la información requerida directamente, por lo que las técnicas de inversión han sido desarrolladas para reconstruir la distribución espacial de la conductividad. Por lo tanto con la inversión geofísica, se trata de encontrar un modelo que dé una respuesta similar a los valores reales medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra. Este modelo tiene un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que queremos estimar a partir de los datos observados. Todos los métodos de inversión en esencia tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta debe concordar con los datos medidos (Loke, 2004).

2.4.1.-Problema directo

El problema directo consiste en calcular los datos, a partir de un modelo conocido.

Sheriff (2002) describe al problema directo como el cálculo de los efectos de un determinado modelo, como predecir el potencial eléctrico para una distribución dada de fuentes de corriente de resistividad. La entrada es una imagen del subsuelo, la salida son las observaciones esperadas.

En el caso de los métodos eléctricos con el problema directo se analiza si un modelo de resistividad aparente presenta una respuesta que sea similar o se acerque a la medida en campo.

Existen tres modelos principales para calcular los valores de resistividad aparente: 1).-el método analítico, 2).-el método de elementos de contorno y 3).- los métodos de diferencias finitas y elemento finito.

1.-Los métodos analíticos son probablemente los más exactos ya que consisten desmembrar un todo, descomponiéndolo en sus partes o elementos para observar las causas, la naturaleza y los efectos pero se limitan a geometrías relativamente simples como esferas o cilindros (Loke, 2004).

2.-Los métodos de elementos de contorno son más flexibles pero el número de regiones con valores diferentes de resistividad que se pueden asumir es limitado (Loke, 2004).

3.-En estudios ambientales y de ingeniería, el subsuelo tiene una distribución de resistividad arbitraria, por lo que los métodos de diferencias finitas y elemento finito son usualmente los únicos que permiten esta elección. Estos métodos pueden dividir el subsuelo en miles de celdas con diferentes valores de resistividad (Loke, 2004).

2.4.2.-Problema inverso

El problema inverso consiste en calcular los parámetros de un modelo conocido, a través de datos conocidos.

Sheriff (2002) menciona que el problema inverso es la solución para la distribución espacial que podría producir un conjunto determinado de mediciones. Cuando una distribución de "causas" produce una distribución de valores de medición que dependen de un sistema de parámetros. Por lo tanto, en el problema inverso los valores de resistividad aparente que se obtuvieron en campo constituyen los datos y se requiere obtener la distribución de resistividades del subsuelo que generó esos valores

Se pueden establecer algunos pasos básicos para realizar la inversión de datos:

- 1.-Establecer el modelo directo
- 2.-Resolver el problema inverso
- 3.-Calcular el error de los modelos directo e inverso
- 4.-Actualizar el modelo inicial

En todos los métodos de inversión, el modelo inicial se modifica de manera iterativa para reducir

la diferencia entre los valores de los datos observados y la respuesta del modelo, a esto se le conoce como ajuste. Al tratarse de una solución iterativa se pueden obtener infinidad de modelos por lo que la solución no es única (Loke, 2004).

Existen gran cantidad de métodos de inversión, entre ellos se encuentran el de mínimos cuadrados, máxima entropía o redes neuronales, por mencionar algunos. El método de mínimos cuadrados es uno de los más comúnmente utilizados debido a que permite calcular ciertas características físicas del subsuelo, que son los "parámetros del modelo", a partir de las mediciones de resistividad aparente. La ecuación para este método es la siguiente:

$$(J'J + \lambda F)\Delta q = J'g \quad \dots 2.4.1$$

donde:

J: Matriz de derivadas parciales

J': Matriz traspuesta de J

λ : Factor de amortiguamiento

F: Matriz de suavizado

q: vector del modelo de perturbación de los parámetros del modelo

g: vector de discrepancia entre valores observados y calculados

Los parámetros de modelo son establecidos de acuerdo a la manera en la que se divide el subsuelo en diferentes regiones. Para interpretaciones 2D el subsuelo se subdivide en celdas. Las posiciones de las celdas se fijan y sólo las resistividades de las celdas se pueden variar durante el proceso de inversión. Los parámetros del modelo son las resistividades de cada celda. La diferencia entre los valores de resistividad observados y los calculados de cada celda está dada por el error RMS (*Root Mean Squared* por sus siglas en inglés), el cual es un promedio de los datos desajustados sobre todos los datos. Por lo que nos indica el porcentaje de puntos erróneos en nuestra inversión (Loke, 2004).

El método que se ha utilizado ampliamente en los últimos años para resolver problemas inversos de datos eléctricos 2D, es el método de Suavizado Restringido (*Smoothness-constrained*) ya que ha probado ser robusto y de convergencia rápida (Loke y Barker, 1996).

Como lo muestra la siguiente ecuación este método se basa en el de mínimos cuadrados pero aplica un suavizado restringido directamente en los valores del modelo de resistividades.

$$(J'J + \lambda F)\Delta q = J'g - \lambda Fq \quad \dots 2.4.2$$

Por lo tanto los valores de resistividades o parámetros del modelo, q, cambian de una forma suave. Otro método que modifica la ecuación de mínimos cuadrados y produce muy buenos resultados es la Inversión Robusta, esta cambia diferentes elementos del modelo y los vectores de ajuste de datos tienen las mismas magnitudes (Loke, 2004).

$$(J'J + \lambda F_R) \Delta q_k = J' R_d g - \lambda F_R q_K \dots 2.4.3$$

Este método es también conocido como norma- L_1 o Inversión Robusta o por Bloques, mientras que el método de Suavizado restringido de mínimos cuadrados convencional de la ecuación 2.4.2 es un método de inversión norma- L_2 . El método de inversión norma- L_2 proporciona resultados óptimos en donde la geología del subsuelo exhibe una variación suave. No obstante, en casos donde el subsuelo consiste en cuerpos homogéneos con límites marcados (como un dique ígneo) este método tiende a difuminar los límites (Loke, 2004).

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 LOCALIZACIÓN

3.2 MARCO HIDROLÓGICO

3.2.1 ACUÍFERO DE HUAJUAPAN DE LEÓN

3.3 GEOLOGÍA REGIONAL

3.4 GEOLOGÍA DEL SITIO DE INTERÉS

3.4.1 GEOMORFOLOGÍA

3.4.2 RECURSOS HÍDRICOS DISPONIBLES EN LA ZONA DE ESTUDIO

3.- CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1.-Localización

La zona de estudio se encuentra localizada en el poblado de San Isidro Río Limón, Tianguistengo perteneciente al municipio de Santiago Chazumba, en el estado de Oaxaca (Figura 3.1.1).

El municipio de Santiago Chazumba se encuentra ubicado en la parte noroeste de Oaxaca, en la región montañosa de la Sierra Mixteca, también conocida como el nudo mixteco, perteneciente a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur.

Sus coordenadas de localización son 97°36' y 97°52' de longitud oeste; 18°03' y 18°18' de latitud norte, a una altura entre 1300 hasta 2300 metros sobre el nivel del mar.

Santiago Chazumba limita al norte, oriente y poniente con Estado de Puebla y al sur con los municipios de Cozoltepec, San Pedro y San Pablo Tequixtepec pertenecientes a Oaxaca. Ocupa el 0.37% de la superficie del estado y su distancia aproximada a la capital del estado es de 251 kilómetros.

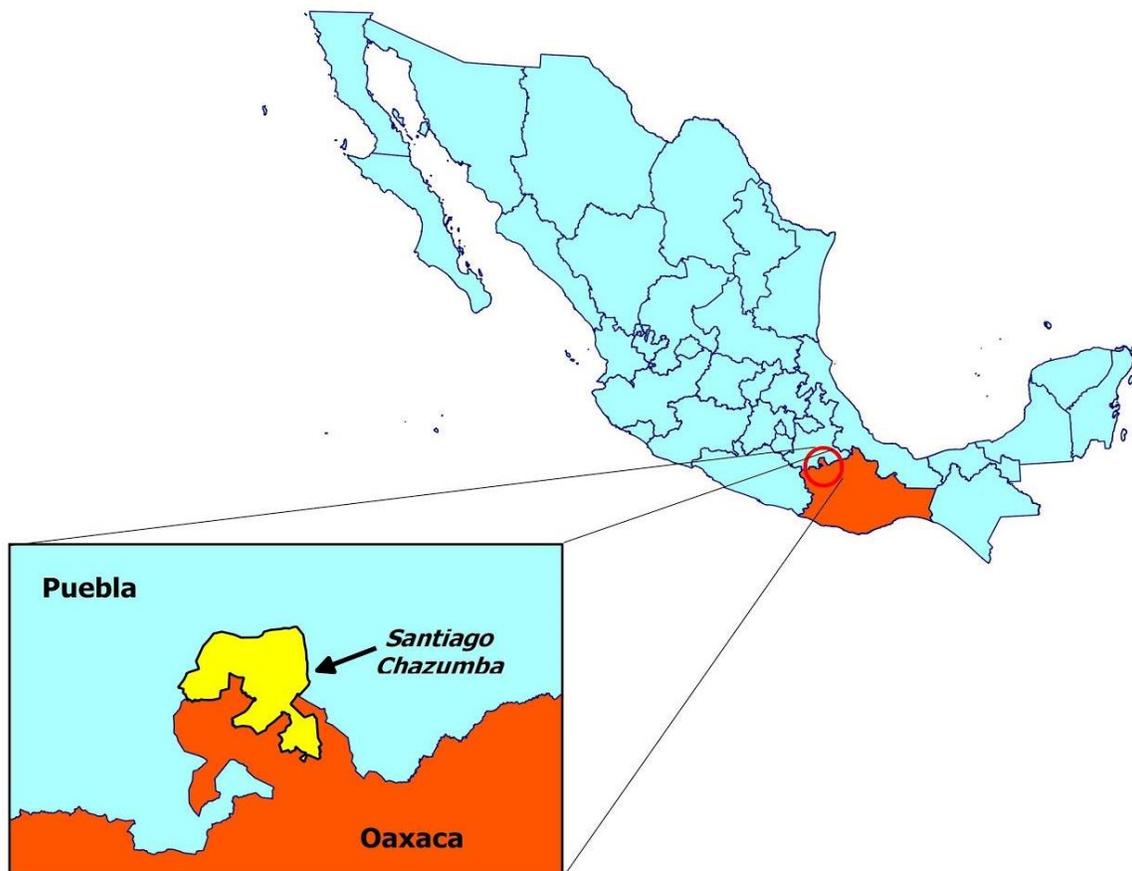


Figura 3.1.1.- Mapa de localización del Estado de Oaxaca con acercamiento al municipio de Santiago Chazumba en el cual se encuentra la zona de estudio.

El municipio de Santiago Chazumba se caracteriza por estar ubicado entre cerros, una gran cantidad de barrancas con escorrentía intermitente, con pequeñas superficies planas de uso agrícola, y también superficies significativas de montañas cubiertas principalmente con cactáceas (*Municipio de Santiago Chazumba, 2010*).

De acuerdo a la descripción oficial, el municipio de Santiago Chazumba, se compone de una localidad urbana o cabecera municipal y 13 localidades rurales (Tabla 3.1.1).

Tabla 3.1.1.- Asentamientos humanos y ubicación física de localidades de Santiago Chazumba (*Municipio de Santiago Chazumba, 2010*).

Localidad	Población	Longitud	Latitud
Santiago Chazumba	1636	97°40'28"	18°31'21"
San Sebastián Frontera	265	97°39'18"	18°14'53"
Olleras de Bustamante	211	97°42'28"	18°13'06"
Santo Domingo Tianguistengo	369	97°47'15"	18°15'10"
El Higo	70	97°43'08"	18°11'50"
Lunatitlan del Progreso	152	97°44'20"	18°10'48"
Santa María Acaquizapan	291	97°43'46"	18°08'33"
Trinidad Huaxtepec	112	97°42'20"	18°09'22"
San José Chichiualetepec	267	97°48'42"	18°11'07"
San Juan Nochixtlán	340	97°39'00"	18°06'28"
Malinaltepec	72	97°38'35"	18°04'32"
Rancho Arco	31	97°37'11"	18°04'21"
Río Limón	88	97°48'03"	18°13'32"
Paredones	55	97°43'56"	18°13'16"
Total	4314		

El poblado de San Isidro Río Limón se ubica al noroeste del municipio de Santiago Chazumba. Se trata de un poblado pequeño con una población que no rebasa los 100 habitantes. Los poblados cercanos a San Isidro Río Limón son al norte Santa Cruz Nuevo, Otlaltepec (Puebla), Santo Domingo Tianguistengo (Oaxaca) y al suroeste Totoltepec (Puebla) (Figura 3.1.2).

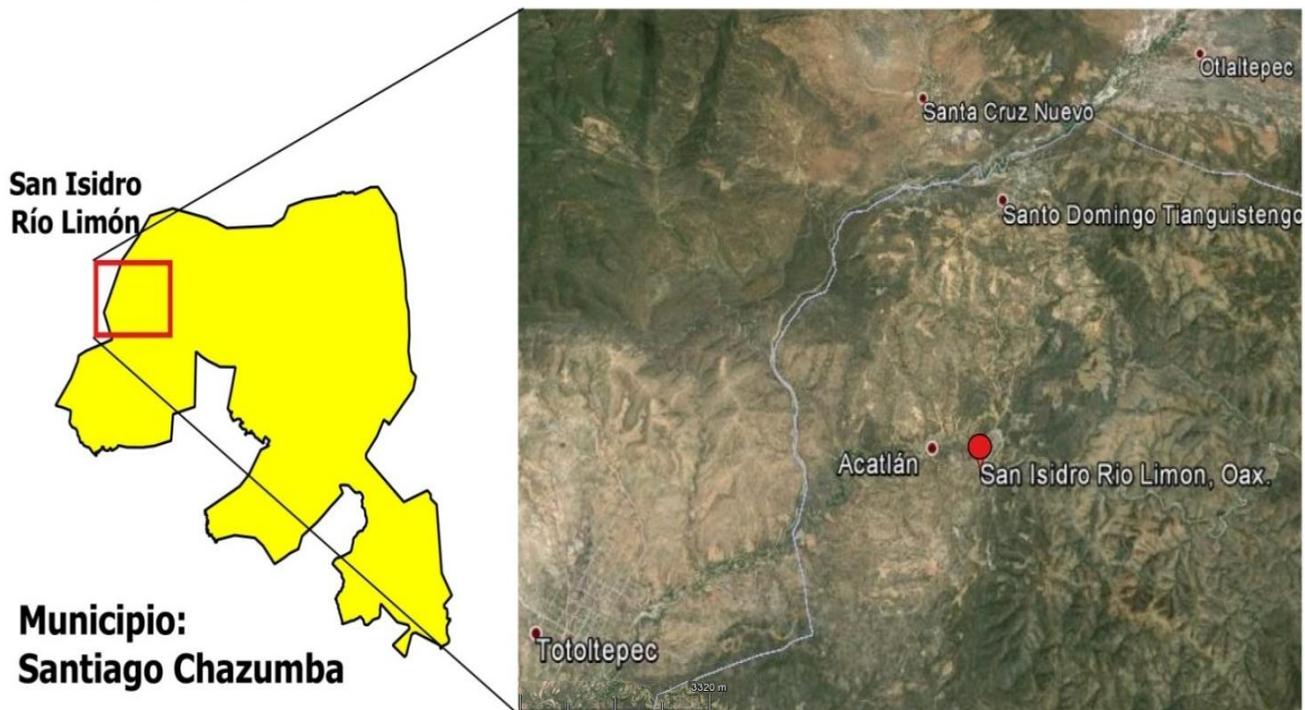


Figura 3.1.2.- Mapa de localización del poblado de San Isidro Río Limón y poblados cercanos importantes (Google Earth, 2015).

Acorde con la Tabla 3.1.1 la localidad rural de San Isidro Río Limón se encuentra localizada en las coordenadas $97^{\circ}48'03''$ de longitud oeste; $18^{\circ}13'32''$ de latitud norte y cuenta con una altitud de 1400 msnm. El terreno de estudio está ubicado al norte del poblado de San Isidro Río Limón (Figura 3.1.3) y tiene un área aproximada de $23\ 000\text{m}^2$; limita en su parte norte con el Río Limón (Figura 3.1.4).



Figura 3.1.3.-Localización del terreno de estudio dentro del poblado de San Isidro Río Limón (Google Earth, 2015).



Figura 3.1.4.-Localización y delimitación del terreno de estudio con coordenadas (Google Earth, 2015).

3.2.-Marco Hidrológico

De acuerdo con los criterios de hidrogeología de la Comisión Nacional del Agua el país se divide en 13 regiones hidrológico-administrativas (Figura 3.2.1), las cuales están conformadas por agrupaciones de cuencas, consideradas las unidades básicas de gestión de los recursos hídricos, a manera de facilitar la administración e integración de la información socioeconómica.

De igual manera se ha publicado en el Diario Oficial de la Federación la disponibilidad media anual de 731 cuencas hidrológicas así como 653 acuíferos en que se divide el país para fines de administración del agua subterránea (Figura 3.2.7) (CONAGUA, 2012).

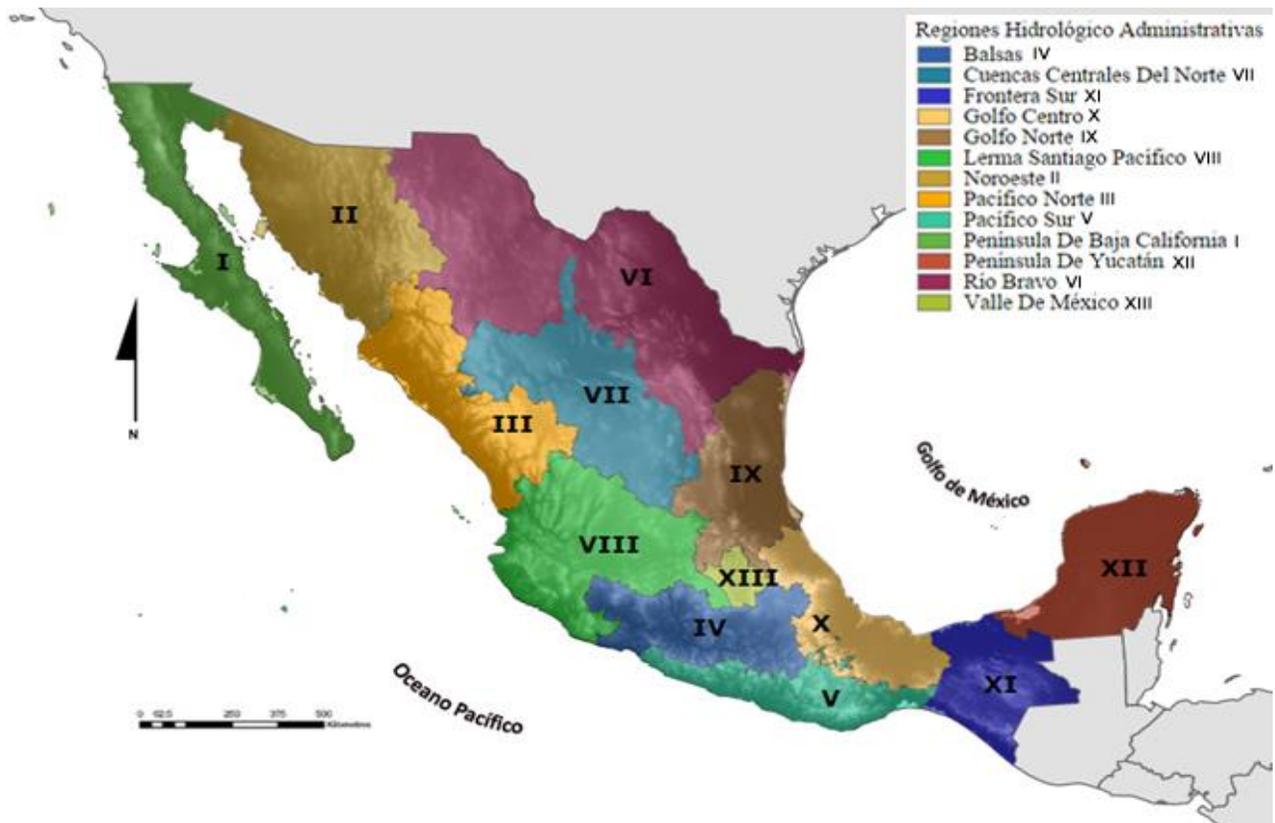


Figura3.2.1.- Regiones hidrológico-administrativas (CONAGUA, 2012).

Las cuencas del país se encuentran organizadas en 37 regiones hidrológicas (RH), que a su vez se agrupan en las 13 regiones hidrológico-administrativas (RHA) mencionadas anteriormente. De acuerdo a CONAGUA, de las 37 regiones hidrológicas en que se encuentra dividido el territorio, el acuífero en estudio pertenece a la Región Hidrológica 18 (RH18) de la Cuenca del Río Balsas, la cual es una de las más importantes del país.

La cuenca del río Balsas comprende el 6% de la masa continental del territorio mexicano y abarca porciones de varias regiones centro-occidente y centro-sur de la República, a través de ocho estados de la República: Estado de México, Tlaxcala, Puebla, Oaxaca, Morelos, Guerrero,

Michoacán y Jalisco. Se encuentra delimitada por dos provincias fisiográficas: la Faja volcánica Transmexicana al norte y La Sierra Madre del Sur al sur; y una subprovincia geológica: la Sierra Norte de Oaxaca al oriente (INECC, 2007).

La precipitación pluvial media anual histórica en la región del Río Balsas es de 991 mm por año, superior a la media anual (1948-2009) del país, que es de 771.8 mm por año. El periodo de lluvias es entre los meses de junio a septiembre. Alrededor del 81% del agua de lluvia se evapotranspira regresando a la atmosfera, cerca del 15% pasa a formar parte de ríos o arroyos, y poco más o menos el 4% se infiltra al subsuelo y recarga los acuíferos (CONAGUA, 2012). En el municipio de Santiago Chazumba en el cual se encuentra el acuífero en estudio se reporta una precipitación anual de 600 a 1000 mm por año (INEGI, 2007).

La cuenca del Río Balsas se divide en tres subregiones hidrológicas principales: Alto Balsas, Medio Balsas y Bajo Balsas. La subcuenca del Río Mixteco comprendida en el Alto Balsas es la de principal interés para el presente proyecto (Figura 3.2.2).



Figura 3.2.2.- Cuenca del río Balsas dividida en subcuencas (DOF, 2010).

En cuanto a los balances geohidrológicos de aguas subterráneas de la cuenca del Río Balsas, muestran una disponibilidad limitada y escasas reservas, que presentan a futuro serias restricciones para satisfacer sus diferentes usos. De la recarga de 3,435.21 Mm³ de sus 40 acuíferos se extraen 2,712.32 Mm³ a través de 10,970 pozos distribuidos en las tres subcuencas, lo que da una diferencia bruta entre recarga y extracción de 722.89 Mm³ (Tabla 3.2.1) (INECC, 2007).

Tabla 3.2.1.- Cuenca del río Balsas: Resumen del balance hidráulico, volúmenes en $Mm^3/año$. *Sólo se refiere a las extracciones para usos consuntivos a los que hay que agregar los no consuntivos, las pérdidas por evaporaciones y las exportaciones (INECC, 2007).

SUBREGIÓN	AGUAS SUPERFICIALES			AGUAS SUBTERRÁNEAS			Suma Disponibilidad
	Escurecimiento	Extracciones-UC	Disponibilidad	Recarga	Extracción	Disponibilidad	
Alto Balsas	6851	2599	494	2,369	2,287	82	576
Medio Balsas	7463	1061	869	572	82	490	1359
Bajo Balsas	9959	3550	1,395	494	343	15 1	1546
Sumas	24,273	7,210*	2757	3,435	2,712	723	3481

El Río Mixteco tiene sus orígenes en la vertiente occidental de la Sierra de Oaxaca, en la Sierra Mixteca, 25 km al suroeste del poblado de Santa María La Asunción Tlaxiaco, Oaxaca, donde se forma con las aportaciones de los ríos Tlaxiaco y Mixtepec y más adelante con las del río Salado, considerado en esta parte como el colector general. Aguas abajo de la confluencia del Atoyac y el Mixteco, el Balsas recibe por su margen derecha las aguas del río Nexcapa (INECC, 2007).

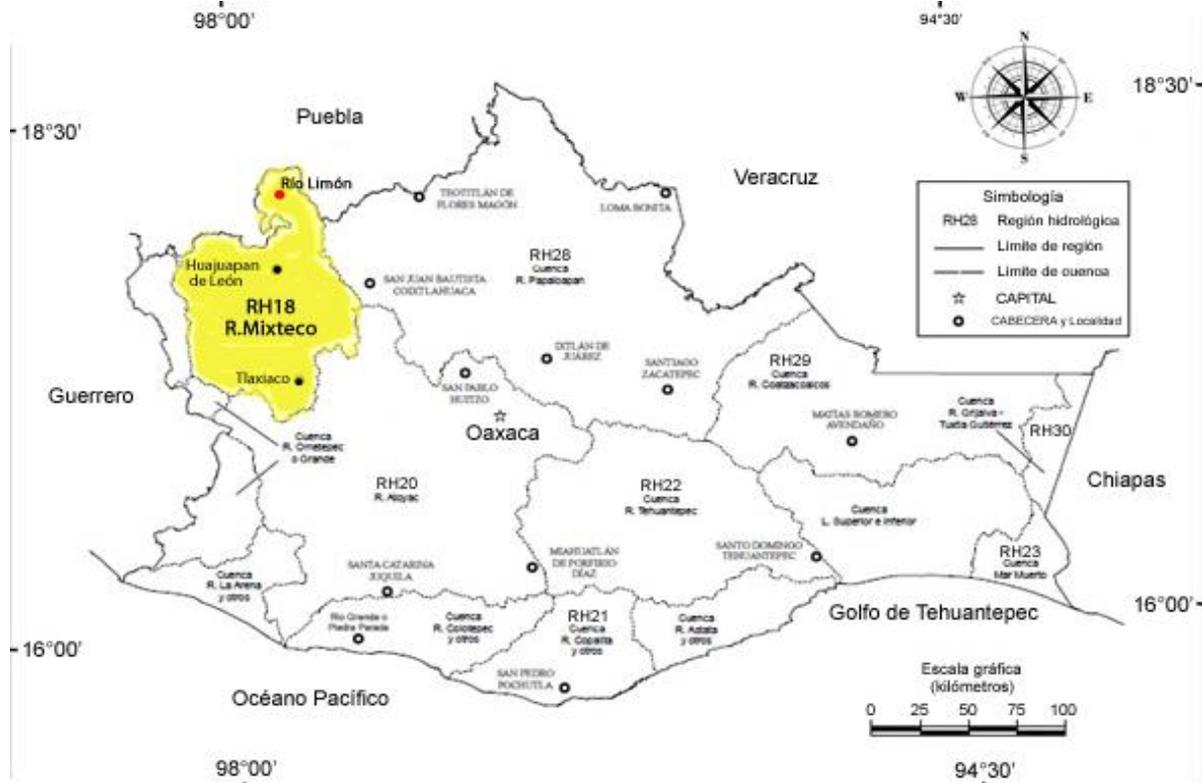


Figura 3.2.3.- Regiones y cuencas hidrológicas del Estado de Oaxaca, resaltando la región de estudio RH18 (INEGI, 2010).

En el municipio de Santiago Chazumba existen corrientes de agua intermitentes y varios arroyos que son caudalosos con el escurrimiento de las aguas en tiempo de lluvia, aunque casi todo el año permanecen secos, entre los principales se encuentran:

Tabla 3.2.2.-Hidrología municipal (Municipio de Santiago Chazumba, 2010).

Localidad	Arroyo o Río
Santiago Chazumba	Manzanas
San Sebastián Frontera	Estancia
Olleras de Bustamante	Manzanas
Santo Domingo Tlanguistengo	Estancia
El Higo	Manzanas
Lunatitlan del Progreso	Grande o Valiente
Santa María Acaquizapan	Seco
Trinidad Huaxtepec	Grande
San José Chichihualtepec	Zapote
San Juan Nochixtlán	Grande
Malinaltepec	Chiquito
Rancho Arco	Grande
Río Limón	Estancia y Limón
Paredones	Estancia

El Río Limón, el cual forma parte de la subcuenca del Río Mixteco corre localmente en la zona de estudio y constituye la principal fuente de drenaje del poblado de San Isidro Río Limón. La Figura 3.2.4 muestra las principales corrientes de agua del municipio.

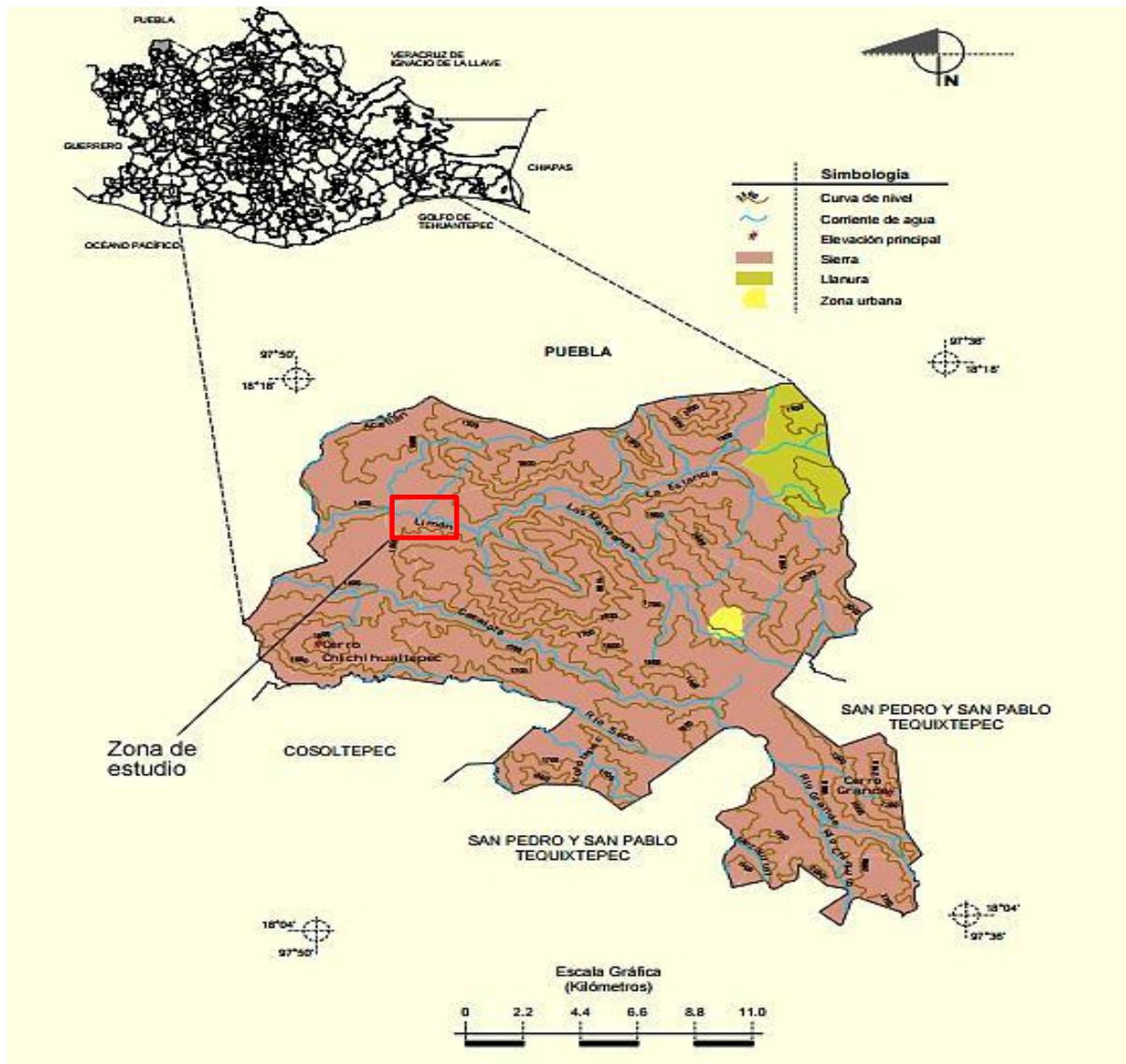


Figura 3.2.4.- Corrientes de agua Santiago Chazumba (INEGI, 2007).

3.2.1.-Acuífero de Huajuapán de León

El acuífero estudiado en la localidad rural de San Isidro Río Limón pertenece al acuífero 'Huajuapán de León', definido con la clave 2014 en el Sistema de Información Geográfica para el Manejo del Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA, que se localiza al noroeste del estado de Oaxaca, entre los paralelos 17° 28' a 18° 22' de latitud N y los meridianos 97° 26' a 97° 56' de longitud W, cubriendo una superficie de 2,686 km². (CONAGUA, 2014b).

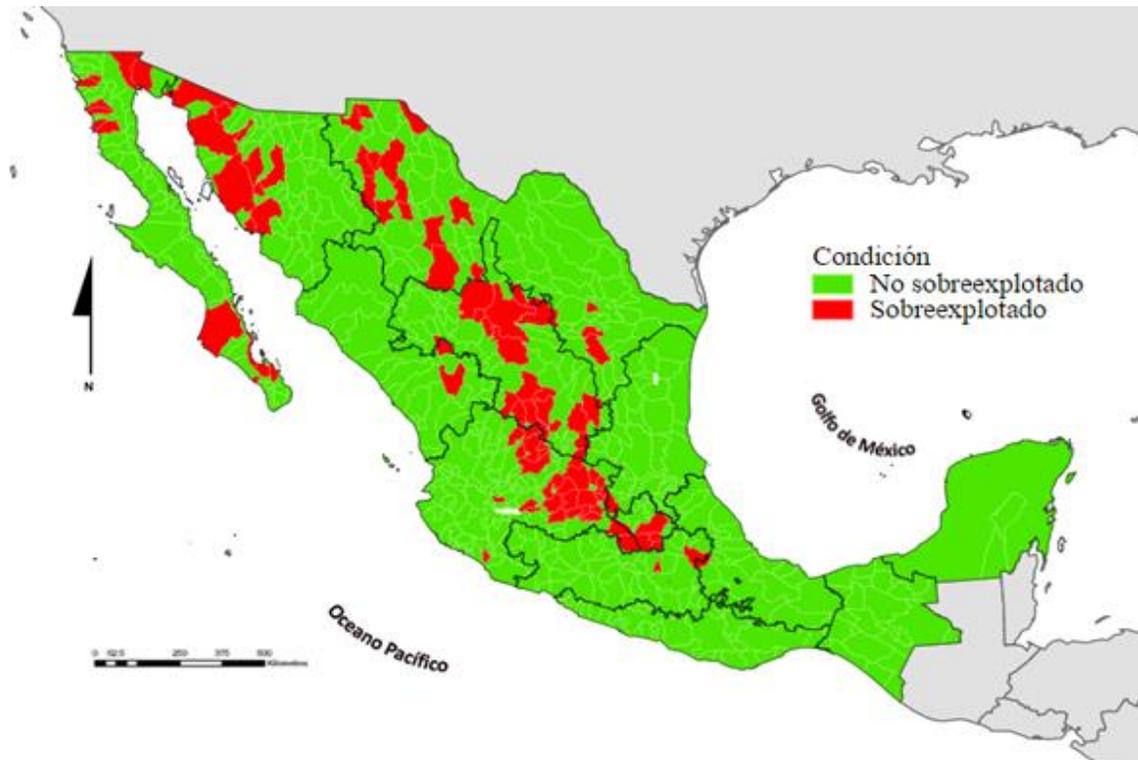


Figura 3.2.5.-División de acuíferos del país (CONAGUA, 2012).

El acuífero de Huajuapán de León limita al norte con los acuíferos Ixcaquixtla y Valle de Tehuacán, pertenecientes al estado de Puebla; al sur con el acuífero Juxtlahuaca, al este con los acuíferos Tamazulapán y Cuicatlán y al oeste con el acuífero Mariscalá, pertenecientes al estado de Oaxaca, como lo muestra la Figura 3.2.8. Pertenecen a la región hidrológico-administrativa IV "Balsas" y es jurisdicción territorial de la Dirección Local de Oaxaca. En la superficie completa que comprende el acuífero no rige ningún decreto de veda para la extracción de agua subterránea, y su principal uso es el doméstico (CONAGUA, 2014b).

De acuerdo con la clasificación del Instituto Nacional de Estadística y Geografía, el territorio que cubre el acuífero es dominado por un solo tipo de clima, el subcálido húmedo con lluvias en verano, que se presentan predominantemente en el mes de junio.

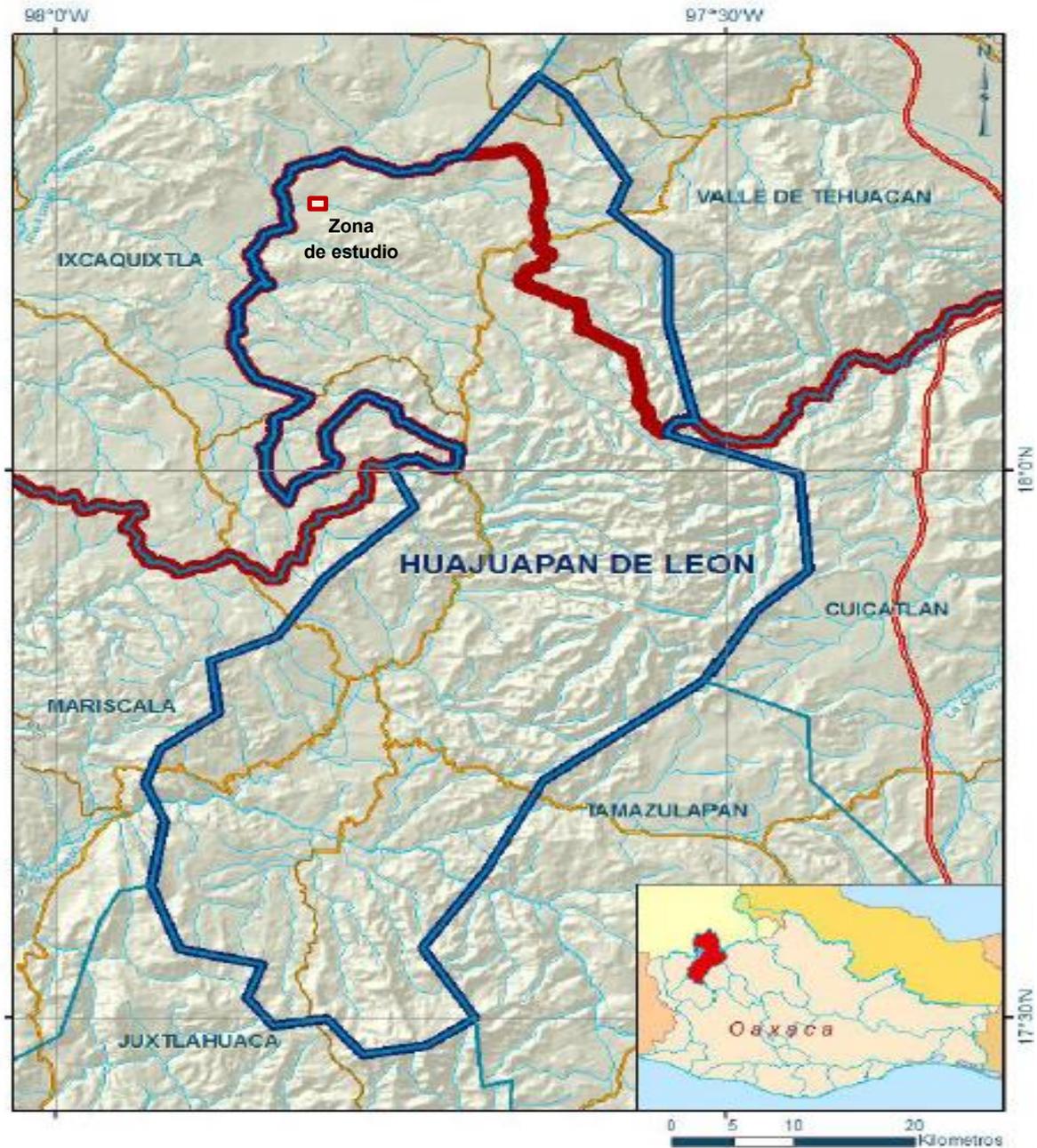


Figura 3.2.8.-Localización del acuífero Huajuapán de León (CONAGUA, 2014b).

Par el acuífero de Huajuapán de León existe un volumen de disponibilidad media de 5'043,220 m³ anuales para otorgar nuevas concesiones por lo que no se encuentra sobreexplotado (CONAGUA, 2014b).

3.3.-Geología Regional

En la región en la que se ubica el acuífero de Huajuapán de León, afloran rocas metamórficas, sedimentarias continentales, sedimentarias de litoral, sedimentarias marinas de plataforma, ígneas extrusivas y en menor proporción, ígneas intrusivas. Las evidencias geológicas, geofísicas e hidrogeológicas permiten definir la existencia de un acuífero tipo libre heterogéneo y anisótropo,

constituido en su porción superior, por arenas finas, arenas gruesas y gravas, cuyo espesor saturado es del orden de 18 metros, el cual tiene un basamento impermeable, formado por rocas metamórficas y granodiorita (Figura 3.3.1) (CONAGUA, 2014b).

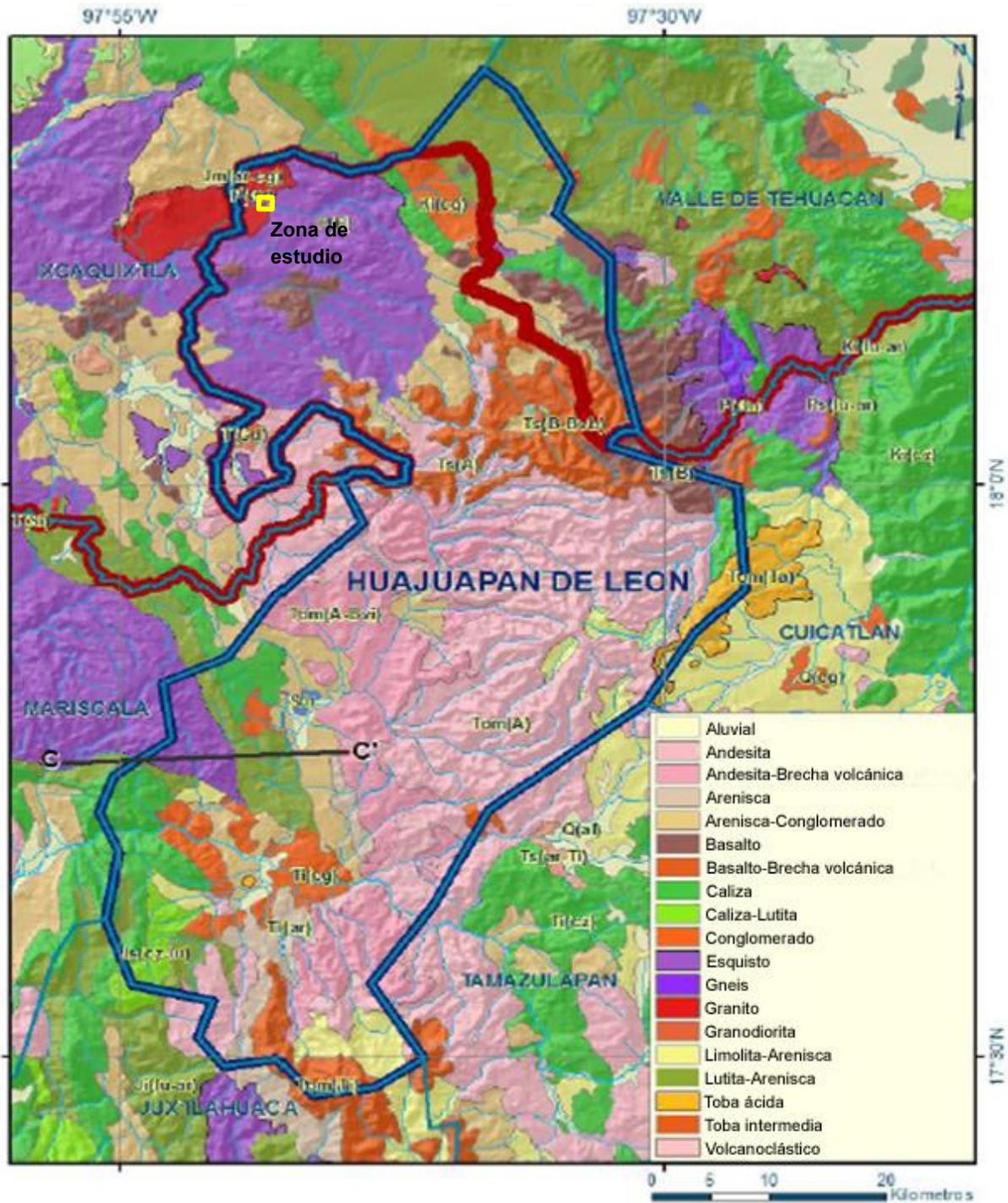


Figura 3.3.1.-Mapa geológico del acuífero de Huajuapán de León (CONAGUA, 2014b).

Las gravas y arenas, alojadas a lo largo de los cauces de ríos y arroyos que drenan el área, así como

las que se encuentran en las márgenes de los mismos, es básicamente a lo que se limita el acuífero. El basamento se encuentra conformado por las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño y el Complejo Acatlán (Figura 3.3.2).



Figura 3.3.2.-Sección geológica esquemática del acuífero de Huajuapán de León (CONAGUA, 2014b).

Para el caso de la porción del acuífero del Huajuapán de León estudiada en el terreno de interés, las evidencias en la zona concuerdan con la descripción anterior en cuanto a la presencia de un acuífero libre constituido en su parte superior por arenas finas, gruesas y gravas alojadas por el río, a excepción de que el basamento impermeable que limita el acuífero no es una roca metamórfica, sino un granito rico en cuarzo y feldespatos que predomina en el área de estudio.

Como se aprecia en el mapa anterior, la geología de la zona norte de Oaxaca es de una amplia complejidad, pues representa diversos episodios de evolución geológica en la República mexicana, como lo muestran las diferentes litologías y edades que la componen. De acuerdo a trabajos previos realizados en la zona de *San Juan Ixcaquixtla*, que abarca la zona de estudio, en los cuales se hacen análisis detallados sobre la geología que constituye el terreno mixteco, se pueden diferenciar las siguientes unidades aflorando en los alrededores la zona de estudio:

-Complejo Acatlán

Se denomina complejo Acatlán al grupo de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias paleozoicas que han sido deformadas y metaforizadas con distintas intensidades; este complejo aflora en el área de la Mixteca de los estados de Puebla, noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero, constituyendo una de las secuencias más antiguas del Terreno Mixteco (Ortega-Guerrero, 1989).

Este complejo ha sido dividido litoestratigráficamente en el Subgrupo Petlalcingo (Acatlán inferior), el cual esencialmente es de origen metasedimentario, sobreyacido por el Subgrupo Acatenco (Acatlán superior) formado por rocas metasedimentarias y metavolcánicas; finalmente la Formación Tecomate del Devónico que cubre en discordancia a los dos subgrupos mencionados también forma parte esta unidad (Cruz Cruz, 2012).

La Formación Tecomate no se encuentra presente en el terreno de estudio pero aflora en las proximidades de la zona, entre San Isidro Río Limón y Santo Domingo Tianguistengo, donde se observa un esquisto verde muscovita y filitas, producto de metamorfismo de baja intensidad (Figura 3.3.3).



Figura 3.3.3.- Formación Tecomate aflorando entre los poblados de San Isidro Río Limón y Santo Domingo Tianguistengo.

-Unidad Gabro de Santo Domingo.

Esta unidad consta de un cuerpo intrusivo de rocas ígneas de composición básica en el cual predomina la composición gabroica. Se encuentra situado en los alrededores de Santo Domingo Tianguistengo. Es de carácter máfico ya que contiene hornblenda, calcita y minerales opacos. Su contacto con el tronco de Totoltepec en algunas localidades es tectónico y en otras localidades se encuentra una aureola de metamorfismo de contacto (Cruz Cruz, 2012). Esta unidad no se encuentra presente en el terreno de estudio pero aflora en las proximidades de la zona, en donde aflora en pequeñas proporciones y se observa siendo intrusionado por el granito del Tronco de Totoltepec el cual predomina en la zona (Figura 3.3.4).



Figura 3.3.4.- Porciones de la unidad del Gabro de Santo domingo aflorando en zonas aledañas al terreno de estudio.

-Tronco de Totoltepec

Unidad de roca ígnea intrusiva tonalítica rica en cuarzo y feldespato. Se encuentra intensamente fracturada sin una orientación preferente (Ortega-Guerrero, 1989). Se le ha calculado una edad aproximada que la ubica en el Devónico-Ordovícico. Este intrusivo está delimitado por el Complejo Acatlán; en algunas zonas se encuentra en contacto con el Gabro de Santo Domingo mediante un contacto discordante con las rocas sedimentarias del Mesozoico (Cruz Cruz, 2012). Aflora principalmente en el poblado de Totoltepec de Guerrero y en San Isidro Río Limón. Esta unidad es la de mayor interés para el presente proyecto pues se trata de la unidad granítica principal que aflora en el terreno de estudio y que constituye el basamento principal de la zona (Figuras 3.4.3 y 3.4.4).

-Unidad Piedra Hueca

Se trata de una secuencia de conglomerado, arenisca, limolita y lutita de color rojo predominantemente que sobreyace discordantemente al Complejo Acatlán y el Tronco de Totoltepec (Ortega-Guerrero, 1989). Se le han asignado edades que van del Jurásico Inferior al Medio. No se presenta en el terreno de estudio.

-Unidad Otlaltepec

Consiste en una secuencia alternada de arenisca, lutita y limolita. Descansa en discordancia angular sobre la Unidad Piedra Hueca y en algunas porciones sobre el Complejo Acatlán y Tronco de Totoltepec. Tiene un gran contenido fosilífero de plantas por lo que se le asigna una edad perteneciente al Jurásico (Ortega-Guerrero, 1989). No se presenta en el terreno de estudio

-Unidad Magdalena

Secuencia de conglomerado, arenisca, lutita y marga. Subyace a la Caliza Coyotepec. Se le asigna una edad aproximada perteneciente a la serie Albiana del periodo Cretácico (Ortega-Guerrero, 1989). No se presenta en el terreno de estudio.

-Caliza Coyotepec

Se trata de una caliza biomicrítica parcialmente dolomitizada, con nódulos y bandas de pedernal negro. Se le asigna una edad perteneciente al Albiano-Cenomaniano del Cretácico en base a los fósiles presentes en esta unidad (Ortega-Guerrero, 1989). No se presenta en el terreno de estudio.

-Unidad Pozo Hondo

Secuencia continental que se encuentra sobrepuesta discordantemente sobre la Caliza Coyotepec. Está formada por un paquete de conglomerado intercalado con estratos de areniscas conglomeráticas. Se le asigna una edad tentativa del Cenozoico temprano perteneciente al Paleógeno (Ortega-Guerrero, 1989). No se presenta en la zona de estudio.

-Formación Agua de Luna

Se encuentra constituida por un paquete de caliza lacustre travertinosa, porosa y de coloración marrón claro en estratos horizontales de 50 a 2m de espesor. Descansa en discordancia angular sobre la unidad Otlaltepec y Complejo Acatlán. Tiene una edad aproximada perteneciente al Pleistoceno (Ortega-Guerrero, 1989). No se presenta en la zona de estudio.

-Aluvión

Unidad representada por planicies de inundación y terrazas aluviales. Consiste esencialmente de caliche debido a la influencia de las elevaciones montañosas de la zona cuyas corrientes bajan de éstas hasta llegar a las planicies donde se deposita el material sedimentario. En el terreno de estudio se encuentra presente un material aluvial no consolidado con estas características, formando terrazas fluviales generadas por el descenso de los niveles erosivos del Río Limón y que descansa directamente sobre el lecho del río.

La Figura 3.3.5 muestra la columna estratigráfica completa de la geología regional registrada en el área de San Juan Ixcaquixtla posicionando las unidades geológicas antes mencionadas y tomando como base los estudios previos realizados en esta área.

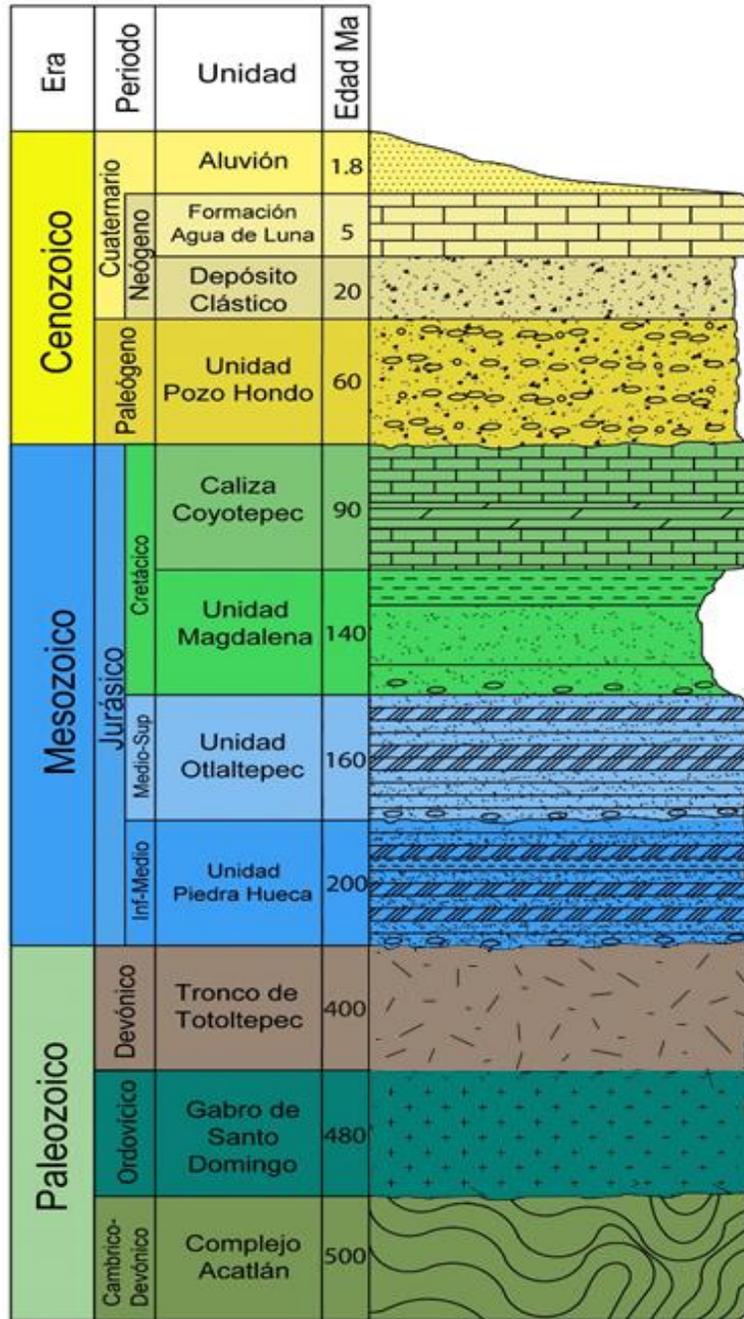


Figura 3.3.5.-Columna estratigráfica regional de la zona de San Juan Ixcaquixtla (Ortega- Guerrero, 1989).

El mapa geológico regional que abarca el poblado de San Isidro y sus alrededores se muestra en la Figura 3.3.6. En este mapa se pueden observar algunas de las diferentes litologías antes descritas que afloran cerca de y en la zona de interés. La digitalización del mapa geológico se realizó con ayuda del Software QGIS, la carta geológico-minera E14-6 del SGM, así como las cartas topográficas E14B84 y E14B74 de INEGI, escala 1:50000.

Mapa Geológico San Isidro Río Limón y alrededores

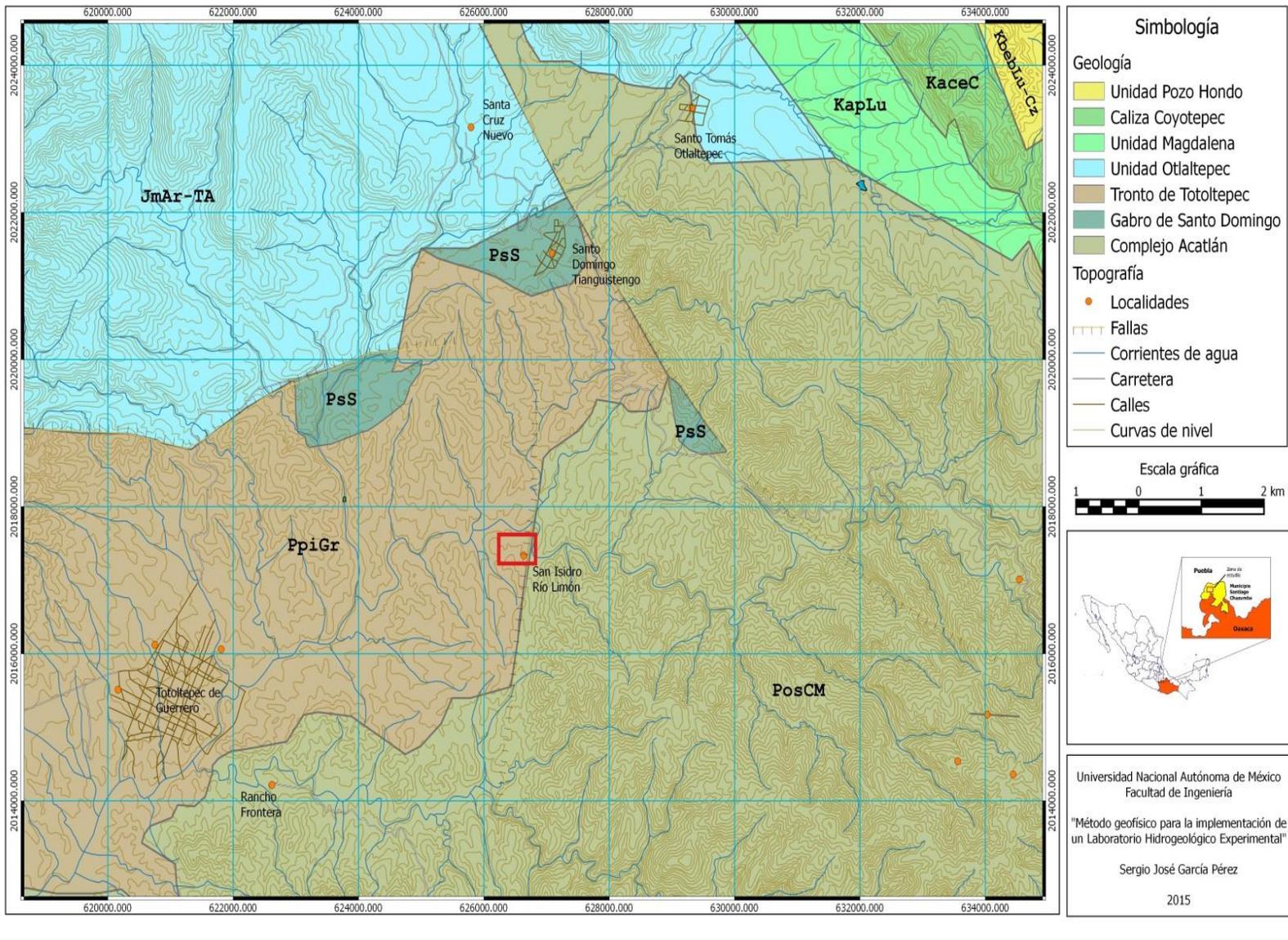


Figura 3.3.6.- Mapa geológico de la zona de San Isidro Río Limón y sus alrededores, elaborado con la carta geológica-minera E14-6 del SGM, y las cartas topográficas E14B84 y E14B74 de INEGI escala 1:50000.

3.4.-Geología del sitio de interés

En el área de interés del poblado de San Isidro Río Limón, afloran rocas con edades que van desde el Paleozoico hasta el Reciente, este conjunto de rocas son el reflejo de diversos procesos y ambientes geológicos a los cuales ha estado sujeta la zona de estudio y sus alrededores.

En el terreno de interés se encuentran presentes únicamente dos unidades geológicas principales, las cuales son necesarias describir para entender el contexto geológico de la zona de estudio y tener la información geológica que respalde el comportamiento que podrían mostrar los datos de resistividad eléctrica adquiridos. A continuación se describe a detalle cada una de estas dos unidades y sus características.

Unidad de material sedimentario no consolidado: Aluvión

Se trata de la unidad más superficial presente en la zona de estudio la cual se puede clasificar como un material aluvial no consolidado. Este material aluvial se encuentra conformado por arenas finas, medias y gruesas; gravas y cantos rodados producto de la erosión fluvial y acarreamiento de material sedimentario desde zonas más altas por parte del cauce del Río Limón que son depositados en las márgenes del río formando terrazas aluviales; en este sentido, el material encontrado es producto de las diferentes etapas erosivas de la terrazas fluviales formadas por el Río Limón.

Debido a que esta unidad contiene material de diferentes tamaños se observan intercalaciones y lentes de material grueso (gravas y cantos rodados) incrustadas en una matriz de material más fino (arenas) y viceversa. Esto habla de los diferentes flujos y etapas erosivas que han estado presentes en el río, así como de la cambiante depositación a la cual está sujeto el material aluvial.

Conocer las características de esta unidad es esencial puesto que la presencia de lentes e intercalaciones de materiales no consolidados de diferentes tamaños podrían reflejar respuestas variadas en los resultados de los estudios de TRE realizados, por lo que es de suma importancia considerar estos aspectos del aluvión al momento de la interpretación geofísica de resultados.

En las Figuras 3.4.1 y 3.4.2 se observa a mayor detalle los tamaños y tipos de materiales presentes en la zona de estudio.



Figura 3.4.1.- Material aluvial depositado en el canal del Río Limón, se observa una composición de cantos rodados y gravas gruesas.



Figura 3.4.2.- Material aluvial presente en el canal del Río Limón, se observa la diferencia de gravas finas y arenas gruesas del lado izquierdo y cantos rodados y gravas gruesas del lado derecho.

Unidad de roca ígnea: Granito intrusivo

La segunda unidad presente en la zona de estudio se trata de una roca ígnea intrusiva. Se clasifica como parte del Tronco de Totoltepec y se describe como un cuerpo batolítico de composición granítica. Los minerales esenciales que componen la unidad son cuarzo y plagioclasas sódicas que le confieren una tonalidad rosácea. Este cuerpo tiene una composición variable y presenta una ligera foliación en dirección E-W (Fries *et al.*, 1970). De acuerdo a las descripciones realizadas por Ortega-Guerrero (1989), se le estima una edad entre el Devónico y el Ordovícico tardío.

Es importante mencionar que la parte más superficial de esta unidad que aflora en la zona de estudio presenta un importante grado de meteorización y fracturamiento sin una dirección preferencial (Figuras 3.4.3 y 3.4.4). Estas características estructurales del granito podrían verse reflejadas en la respuesta medida de los valores de resistividad eléctrica, por lo que es importante resaltar su importancia y realizar una subclasificación de esta unidad granítica en dos unidades diferentes, considerando sus características. De acuerdo a lo anterior, se propuso dividir la unidad de granito en dos: unidad de granito meteorizado/fracturado y unidad de granito sano.



Figura 3.4.3.- Unidad de granito fracturado y alterado aflorando en el margen del Río Limón, en el margen apuesto al terreno de estudio.



Figura 3.4.4.- Unidad de granito fracturado y alterado observada en campo.

Haciendo una integración de las diferentes unidades identificadas y que yacen en el terreno, la estratificación local queda compuesta por las siguientes tres unidades:

- 1.-Aluvión.-Unidad de material aluvial no consolidado de diferentes tamaños sobreyaciendo a todas las unidades.
- 2.-Unidad de roca ígnea fracturada/meteorizada.- granito que aflora en las partes altas del terreno y márgenes del Río Limón que sobreyace al granito sano.
- 3.-Unidad de roca ígnea sana.- granito que se presenta en las zonas profundas del terreno subyaciendo a las unidades anteriores.

El terreno se encuentra a un costado del cauce del Río Limón, en un margen de acumulación de material aluvial. La unidad de material aluvial sobreyace a la unidad de granito el cual se encuentra fracturado y alterado en su parte más superficial pero que a medida que profundiza se esperaría que se encuentre sano y sin fracturas. Por lo tanto, la columna estratigráfica del sitio queda representada como lo muestra la Figura 3.4.5.

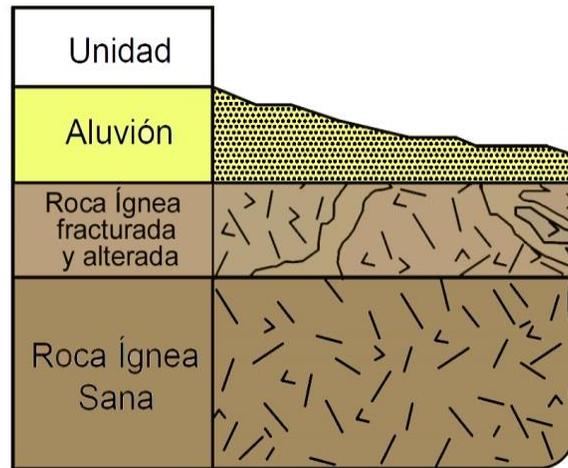


Figura 3.4.5.- Columna estratigráfica del sitio (sin escala).

3.4.1.-Geomorfología

Para entender la manera en la que se encuentran dispuestas las diferentes unidades geológicas en el terreno de estudio es necesario comprender su geomorfología. La zona muestra un sistema fluvial antiguo con niveles en terrazas. Una terraza fluvial se define como una superficie plana formada por un relleno y un eskarpe; suele aplicarse el término de terraza a estas morfologías producidas por depósitos fluviales que se van acumulando en las márgenes de los ríos cuando los canales van profundizando (Figura 3.4.6). Una terraza fluvial se inclina suavemente hacia aguas abajo, a no ser que esté afectada por movimientos tectónicos (Gutiérrez Elorza, 2008).

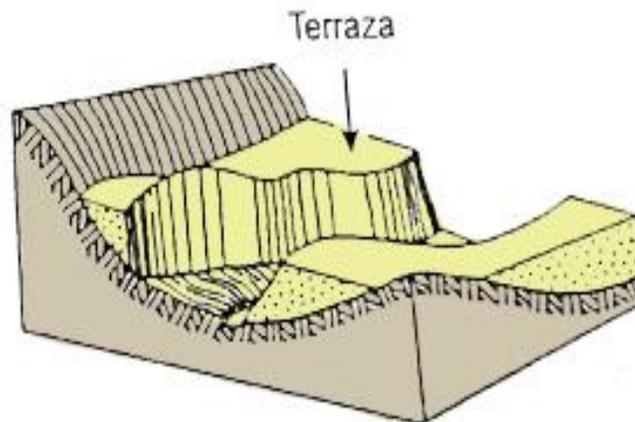


Figura 3.4.6.-Esquema de la geometría de una terraza aluvial (Gutiérrez Elorza, 2008).

Frecuentemente, se realiza una diferenciación entre terrazas que erosionan el sustrato rocoso (terrazas erosivas) y las formadas por material aluvial (terrazas de acumulación o aluviales) (Gutiérrez Elorza, 2008). En el caso del terreno de estudio, este corresponde a un tipo de terraza aluvial en el cual se acumuló material aluvial en la margen del río, mientras que el margen opuesto del río es un claro ejemplo de terraza erosiva pues se observa un granito expuesto y erosionado.

La Figura 3.4.7 muestra imágenes de la terraza aluvial en la cual se encuentra ubicado el terreno de estudio, por lo tanto el terreno mismo es una terraza aluvial, producto de la acumulación de material sedimentario acarreado y depositado por el río a lo largo del tiempo. Los escarpes observados se formaron por la erosión que realiza el mismo río debido a su flujo y que hace que el canal profundice, quedando reflejado en dichos escarpes.



Figura 3.4.7.- Terraza aluvial de un costado del terreno, se observa el material aluvial depositado con lentes de material grueso dentro de material más fino.

Cuando se alternan los procesos de gradación e incisión tenemos una secuencia de terrazas, que proporcionan un registro de cambios de flujos de los ríos y el sedimento suministrado a lo largo del tiempo (Figura 3.4.8) (Gutiérrez Elorza, 2008). Cuando esto ocurre se puede hacer uso del término de terrazas apareadas, estas se forman cuando el ancajamiento vertical del río es más rápido que la migración del material del canal fluvial (Ritter, 1986).

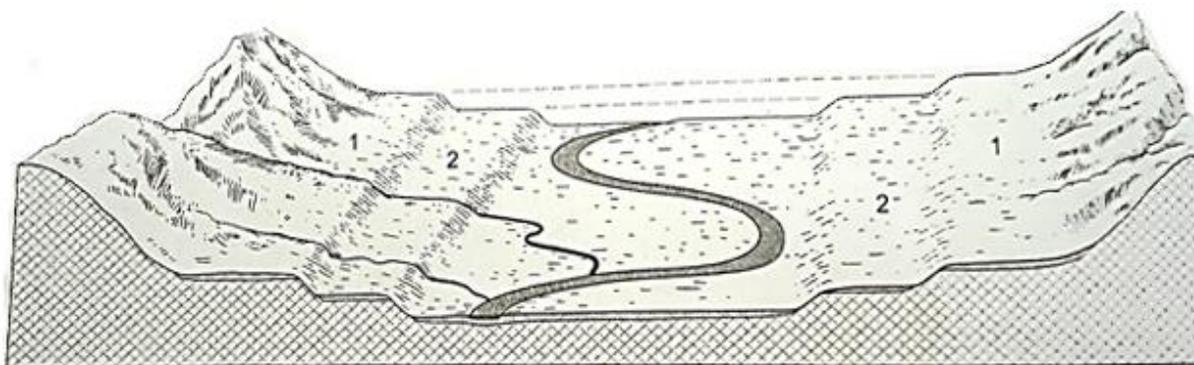


Figura 3.4.8.-Terrazas apareadas (Gutiérrez Elorza, 2008).

El terreno de estudio es un ejemplo de terrazas aluviales apareadas producto de acumulación de material, la cuales se inclinan suavemente hacia el río. A lo largo del terreno se observan desniveles suaves lo que nos habla de diferentes niveles de terrazas que se formaron a lo largo del tiempo.

A continuación se muestran las imágenes (Figuras de la 3.1.9 a la 3.4.12) tomadas a lo largo del terreno desde su parte más alta hacia la parte más baja a manera de tener entender la geomorfología y cómo las terrazas se inclinan hacia el río con una pendiente muy suave.



Figura 3.4.9.- Parte más alta del terreno, terraza superior



Figura 3.4.10.- Parte intermedia del terreno.



Figura 3.4.11.- Parte baja del terreno, terraza más joven.



Figura 3.4.12.- Llano de la terraza más baja del terreno totalmente plano

3.4.2 Recursos hídricos disponibles en la zona de estudio.

Puesto que es de gran importancia evaluar el sitio de estudio para implementar el acuífero experimental, se precisa determinar las zonas saturadas de agua en el subsuelo. Debido a esto es preciso contar con los antecedentes necesarios que den indicio de si es posible o no encontrar recursos hídricos disponibles en la zona.

A manera de reforzar lo anterior se ubicó la localización de cuatro diferentes Norias, las cuales son prueba factible de que existe agua en la zona y además de que las rocas graníticas que se encuentran intensamente fracturadas y alteradas como se describió anteriormente pueden tener la capacidad de almacenar volúmenes importantes de agua que se utilizan para uso doméstico y agrícola. A continuación se muestra la Tabla 3.4.1 con las coordenadas de ubicación de los pozos de agua localizados en los terrenos cercanos a la zona de estudio, los cuales son una prueba para reforzar de la presencia de acuíferos en material aluvial y en granitos fracturados.

Tabla 3.4.1.- Coordenadas de localización de Norias cercanas al terreno de estudio.

	Coordenadas UTM Zona 14Q Norte		
	x	y	z
Noria 1	626237	2017794	1381
Noria 2	626376	2017832	1386
Noria 3	626169	2017124	1406
Noria 4	627297	2018960	1464

*Noria 1.- Ubicada en el terreno de estudio en material aluvial, se observó un nivel estático de saturación de agua entre los 2.5 y 3 metros de profundidad aproximada.

*Noria 2.- Ubicada en el margen opuesto del Río Limón, en el terreno localizado enfrente del sitio de estudio en material aluvial, se observó un nivel estático de saturación de agua entre 2.5 y 3 metros de profundidad.

*Norias 3 y 4.- Ubicadas en los alrededores del terreno de estudio en zonas de granito alterado y fracturado, la Noria 3 presentaba un nivel estático de saturación de agua entre los 3 y 4 metros de profundidad. Para la Noria 4 únicamente se ubicó su localización en granito pero no se pudo observar su nivel estático.

Las imágenes de la Figura 3.4.13 muestran las 4 norias numeradas y localizadas en el poblado de San Isidro Río Limón. La figura 3.4.14 muestra el detalle del granito fracturado aflorando cerca de uno de los pozos mencionados, en el cual se observa un fracturamiento sin orientación preferente de iguales características que el granito registrado en el terreno de estudio.



Figura 3.4.13.- Norias 1, 2, 3 y 4 localizadas en metarrial aluvial y granito fracturado/meteorizado cerca del terreno de estudio en el poblado de San Isidro Río Limón.



Figura 3.4.14.- Granito fracturando/ meteorizado aflorando en la Noria 3.

CAPÍTULO IV

IMPLEMENTACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

- 4.1 IMPLEMENTACIÓN EN CAMPO**
 - 4.1.1 DISEÑO DE LÍNEAS DE TRE
 - 4.1.2 EQUIPO UTILIZADO

4.2 ADQUISICIÓN DE DATOS

4.3 INVERSIÓN DE DATOS

4.-IMPLEMENTACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

En este capítulo se muestra la aplicación del método de TRE en campo de manera práctica para generar los perfiles de resistividades 2D necesarios para el proyecto. El estudio de TRE se realizó en un terreno uniforme al Noroeste del poblado de San Isidro Río Limón aplicando un arreglo tipo dipolo-dipolo con el fin de evaluar la factibilidad de construir un laboratorio hidrogeológico experimental a escala de campo en la porción del acuífero de Huajuapán de León presente en la zona de estudio.

4.1.-Implementación en campo

Basados en la metodología sugerida por Serrano Ontiveros (2003), los aspectos más importantes que se deben considerar para la implementación del método de TRE en campo son los siguientes:

- Delimitar el objetivo de estudio. En este caso conocer las dimensiones del terreno a estudiar, el cual tiene medidas aproximadas de 180 m x 130 m que resulta en un área de 23,400 m².
- El número de perfiles a realizar y su ubicación. Para el estudio se realizaron un total de 4 perfiles de TRE 2D cuyas coordenadas de ubicación se tomaron al principio y final de cada línea como lo muestra la Tabla 4.1.1. y el mapa de la Figura 4.1.1 en el apartado siguiente.

	Puntos A, B, C y D		Puntos A', B', C' y D'	
	X inicial	Y inicial	X final	Y final
Línea 1	626292.487	2017829.24	626346.674	2017659.83
Línea 2	626341.703	2017805.65	626248.888	2017802.17
Línea 3	626368.148	2017787.9	626245.628	2017767.07
Línea 4	626386.43	2017757.14	626263.124	2017743.28

Tabla 4.1.1.-Coordenadas de localización de cada perfil.

- Definir la profundidad máxima de investigación a la que se desea llegar. La profundidad de investigación máxima para el presente estudio fue de casi 40 metros para la línea 1, 20 metros para la línea 2, y 25 metros para las líneas 3 y 4.
- El arreglo electródico, número y separación de los electrodos. El arreglo electródico implementado en el presente estudio fue un dipolo-dipolo (Capítulo 2). La línea 1 ocupó un total de 46 electrodos, para la línea 2 se utilizaron 24 y en las líneas 3 y 4 se ocuparon 42 electrodos en total. En cuanto a las separaciones entre electrodos estas fueron variando a lo largo de la toma de datos comenzando desde 4 m (factor 'a' inicial) para las líneas 1 y 2, así como 3 m de separación para las líneas 3 y 4 de separación.
- Medidas para garantizar la calidad de los datos. La calidad de los datos tomados en campo se considera buena ya que el área de estudio se encuentra en una localidad rural alejada de fuentes de ruido como líneas de alta tensión o cables de distribución eléctrica, por lo que la influencia de algún tipo de ruido que pudiera haber alterado las lecturas durante la toma de datos puede considerarse mínima. De igual manera, se cuidó la separación entre los electrodos del arreglo dipolo-dipolo implementado sabiendo que el campo de definición del método de TRE disminuye con la profundidad y que la longitud y separación del arreglo puede influir en los datos medidos.

4.1.1.-Diseño de las líneas de TRE

En la zona de estudio se realizaron un total de 4 líneas de tomografía de resistividad eléctrica a las cuales se les asignaron los números del 1 al 4 como se muestra en la Figura 4.2.1; sus coordenadas de localización se describen en la Tabla 4.1.1 mencionada en el apartado anterior, a continuación se describe cada una de ellas:

-**Línea 1.**-presenta una dirección N-S. Tiene una longitud total de 175 m con un total de electrodos utilizados de 46 y un espaciamento entre los electrodos inicial de 4 m. Arreglo tipo dipolo-dipolo.

-**Línea 2.**-presenta una dirección E-W. Cuenta con una longitud total de 92 m, utilizó 24 electrodos con un espaciamento inicial de 4 m. Se encuentra en la parte norte del terreno paralela al Río Limón. Arreglo tipo dipolo-dipolo.

-**Línea 3.**-presenta una dirección E-W. Tiene una longitud total de 123 m, utilizó 42 electrodos con un espaciamento inicial de 3 m. Se encuentra justo al centro entre las líneas 2 y 4. Arreglo tipo dipolo-dipolo.

-**Línea 4.**-presenta una dirección E-W. Cuenta con una longitud total de 123 m, utilizó 42 electrodos con un espaciamento inicial de 3 m. Se encuentra en la parte central del terreno y es la línea ubicada más al sur de la zona de interés. Arreglo tipo dipolo-dipolo.

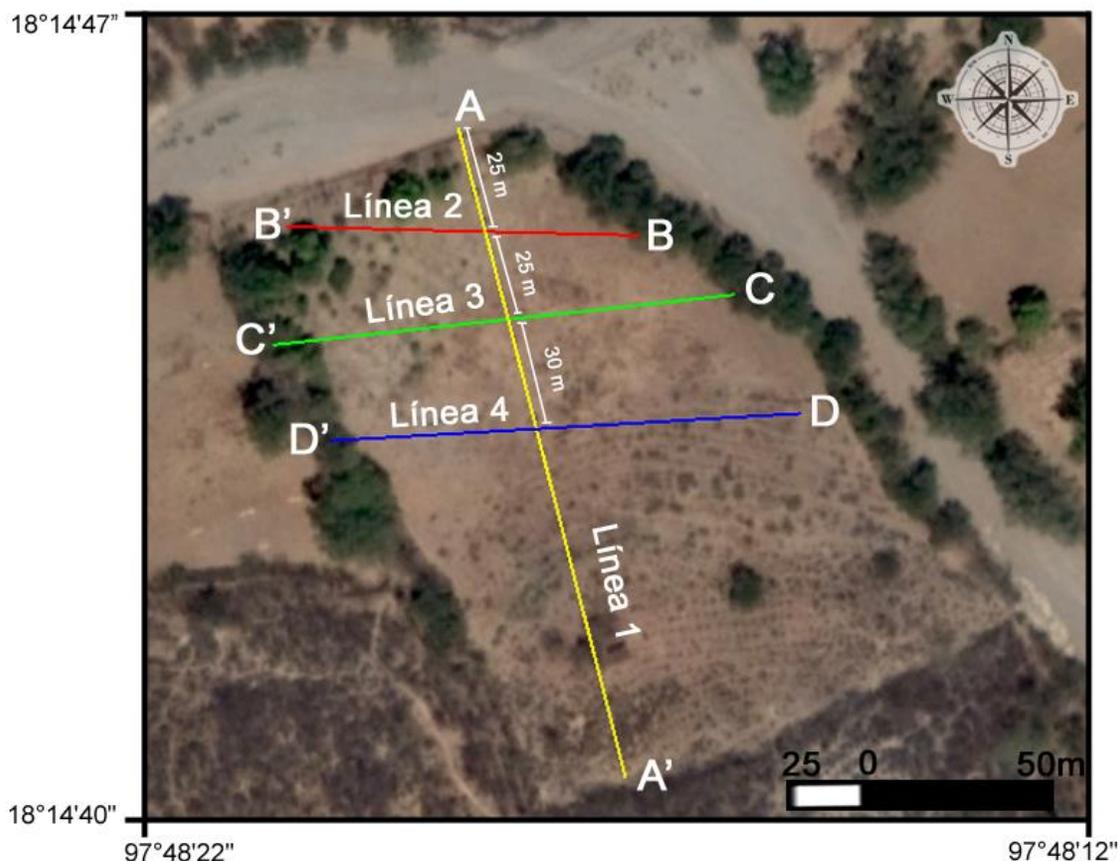


Figura 4.1.1.- Localización de las líneas en el terreno de estudio para los perfiles de TRE (Google Earth, 2015).

4.1.2.-Equipo utilizado

El equipo requerido para la ejecución del método de TRE consta de lo siguiente:

-Electrodos: son barras metálicas comúnmente hechas de aleaciones de cobre, acero y zinc cuyo número variará en función del problema.



Figura 4.1.2.-Electrodos de aleación de cobre, acero y zinc.

-Cable tipo multicore: es de gran longitud, con conexiones cada cierto intervalo a fin de poder conectar los electrodos.



Figura 4.1.3.-Cables multicore utilizados en campo.

-Conectores: son unos pequeños cables de cobre con pinzas en los extremos. Tienen la función de conectar los electrodos al cable.



Figura 4.1.4.-Detalle de conectores utilizados para la conexión entre el cable multicore con los electrodos.

-Unidad central (resistivímetro): es el cerebro de todo el dispositivo. Permite ingresar las variables de trabajo, tales como el tipo de arreglo electródico, número de electrodos, espaciado entre ellos, número de medidas a realizar, etcétera. Se encarga de ejecutar de forma automática toda la

secuencia de medidas predeterminadas, verificar el buen estado de las conexiones, así como almacenar digitalmente todos los resultados de campo.

El equipo utilizado para realizar el estudio de campo fue un Syscal-Pro Switch de 48 canales, perteneciente a la marca francesa IRIS Instruments. Se trata de un resistivímetro multicanal versátil que combina un transmisor, un receptor y la unidad switch en una sola consola. Las mediciones se llevan a cabo de manera automatizada y son almacenadas en la memoria interna del equipo, con capacidad de 40 mil lecturas.



Figura 4.1.5.-Consola Syscal-Pro Switch

-Una batería: es la fuente de alimentación de todo el sistema.



Figura 4.1.6.- Batería de alimentación.

-Equipo complementario: cinta métrica para medición de las líneas, GPS para ubicar las coordenadas de los electrodos, bidones con solución de sulfato de cobre para mejorar la resistencia de contacto entre electrodo-suelo en caso de ser necesario, marros para clavar los electrodos.



Figura 4.1.7.- Equipo complementario: marros y cintas métricas, entre otros.

- Laptop: Permite procesar los datos y visualizar los resultados obtenidos.

4.2.-Adquisición de los datos

A fin de que la adquisición de datos se lleve a cabo de forma eficiente es necesario tener una secuencia de trabajo establecida que agilice y haga efectiva la toma de los mismos de manera adecuada. A continuación se muestran los pasos necesarios para realizar una adquisición eficiente de datos en campo basados en la metodología sugerida por Serrano Ontiveros (2003):

1.-Primero se deben definir el origen y final del perfil en cada línea a fin de no tener problemas en la fase de interpretación. Para ello se establece un punto inicial en el cual se fijará la consola que controla toda la medición y posteriormente se extienden los cables *multicore* intentando siempre formar una línea recta, se utiliza una cinta métrica para establecer correctamente la longitud de las líneas de principio a fin.

2.-Después se colocan los electrodos en la superficie, en el caso de este proyecto con una configuración de arreglo dipolo-dipolo posicionando los electrodos de forma equidistante. Siempre se trata de colocarlos paralelos al cable e intentando formar una línea recta. Se recomienda colocar los electrodos en las zonas donde la topografía del terreno sea lo más plana posible para evitar tener fenómenos anómalos en las medidas de resistividad; afortunadamente en el presente proyecto no existieron problemas relacionados con el terreno puesto que era plano y no habían cambios abruptos en la topografía.

Los electrodos se clavan en el terreno lo suficiente como para garantizar un buen contacto electrodo-suelo. Una vez colocados los electrodos, se conectan al cable por medio de los conectores.

3.-Posteriormente, a través de la consola se configuran todas las variables del dispositivo: número de electrodos utilizados, distancia entre ellos, arreglo electródico utilizado, así como el número de medidas que se desean realizar.

4.-Concluida la configuración en la consola, se da la orden de realizar todas estas especificaciones automáticamente con la secuencia de mediciones fijada.

Es importante recalcar que antes de iniciar las mediciones se proceden a realizar una verificación de que todas las conexiones funcionan correctamente, y que la resistencia de contacto entre electrodo-suelo sea lo suficientemente baja como para garantizar buenos resultados. En el caso de tener valores superiores basta con clavar un poco más los electrodos, o humedecer el terreno con solución electrolítica para disminuir la resistencia de contacto y mejorar la conductividad (Serrano Ontiveros, 2003). Para las líneas de este proyecto las resistencias de contacto estuvieron debajo de los 2 k Ω .

5.-Una vez que se encuentra todo correctamente colocado, se inicia la secuencia de medidas predeterminadas, este proceso tarda cierto tiempo en función del número de medidas a realizar. En general obtener del orden de 500 medidas requiere un tiempo de cálculo cercano a hora y media.

6.-Terminado el proceso de captura de datos, toda la información almacenada digitalmente se puede transferir a una computadora o laptop, a fin de proceder a su procesamiento e interpretación

con algún programa correspondiente.

4.3.-Inversión de los datos

Debido a que se desea obtener un modelo de resistividades reales del subsuelo a partir de las pseudosecciones de resistividades aparentes medidas en campo se necesita utilizar un programa de inversión con el cual poder obtener las resistividades reales (Serrano Ontiveros, 2003). El programa de inversión utilizado para este proyecto se trata del *RES2DINV* ver.3.57.

Como se mencionó en el Capítulo II, la inversión geofísica busca encontrar un modelo que brinde una respuesta que sea similar a los valores de resistividad medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra. El modelo tiene un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se desean estimar a partir de los datos medidos. La respuesta del modelo son los datos sintéticos que pueden ser calculados de las relaciones matemáticas que definen al modelo para un conjunto dado de parámetros del modelo. Todos los métodos de inversión tratan esencialmente de determinar un modelo del subsuelo cuya respuesta concuerde con los datos medidos en campo bajo ciertas restricciones (Loke, 2004).

Hoy en día existen diferentes técnicas de inversión (Ellis y Oldenburg, 1994; Loke *et al.*, 2003; Barker, 1991; DeGroot-Hedlin y Constable, 1990), entre las cuales una de las más utilizadas y eficaces que puede ser implementada es el método de Inversión de Mínimos Cuadrados con Suavizado Restringido (*Smoothness-constrained least-squares method*).

La técnica de Suavizado Restringido (Ellis y Oldenburg, 1994) es el método de inversión más óptimo para el análisis de problemas en donde se tengan variaciones graduales de resistividad en el terreno, como por ejemplo en filtraciones de agua (Serrano Ontiveros, 2003). Además este método presenta la gran ventaja de que no requiere de un modelo inicial, a partir del cual empezar el proceso iterativo y se basa en el método por mínimos cuadrados convencional *Gauss-Newton least-squares method* (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

El método de Mínimos cuadrados con Suavizado restringido (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990) intenta minimizar el cuadrado de los cambios (norma L_2) en los valores de resistividad del modelo. Esto producirá un modelo con una variación suave en sus valores de resistividad. Otra ventaja de este método es que el factor de amortiguamiento y filtros de rugosidad pueden ser ajustados para adaptar diferentes tipos de datos (Loke, 2004).

La inversión por Suavizado Restringido fue implementada para generar los modelos geoelectrónicos de este proyecto con el programa *RES2DINV* ver 3.57 (Geotomo Software, 2015). La ecuación del método por Suavizado Restringido se basa en los mínimos cuadrados pero aplica un suavizado con restricción directamente en los parámetros del modelo de resistividades:

$$(J'J + \lambda F) \Delta q = J' g - \lambda F q \quad \dots 4.3$$

donde:

J: Matriz Jacobiana de derivadas parciales

J' : Matriz traspuesta de J

λ : Factor de amortiguamiento

F : Matriz de suavizado

q : vector de cambio en los parámetros del modelo

g : vector de discrepancia entre valores observados y calculados

Por lo tanto los valores de resistividades o parámetros del modelo, q , cambian de una forma suavizada. Debido a esto se optó por utilizar este método de inversión puesto que presentaba los resultados más óptimos y tiene una mayor relación con el comportamiento del subsuelo de la zona de estudio tomando en cuenta la información geológica.

El esquema de funcionamiento básico del programa RES2DINV ver.3.57. (Geotomo Software, 2015) es el siguiente:

1. Verificación de datos.- el programa permite visualizar las mediciones obtenidas en campo a fin de poder eliminar los posibles datos anómalos que aportan ruido. Los valores de resistividad aparente en el programa RES2DINV son desplegados en forma de perfiles para cada nivel de datos (Figura 4.3.1).

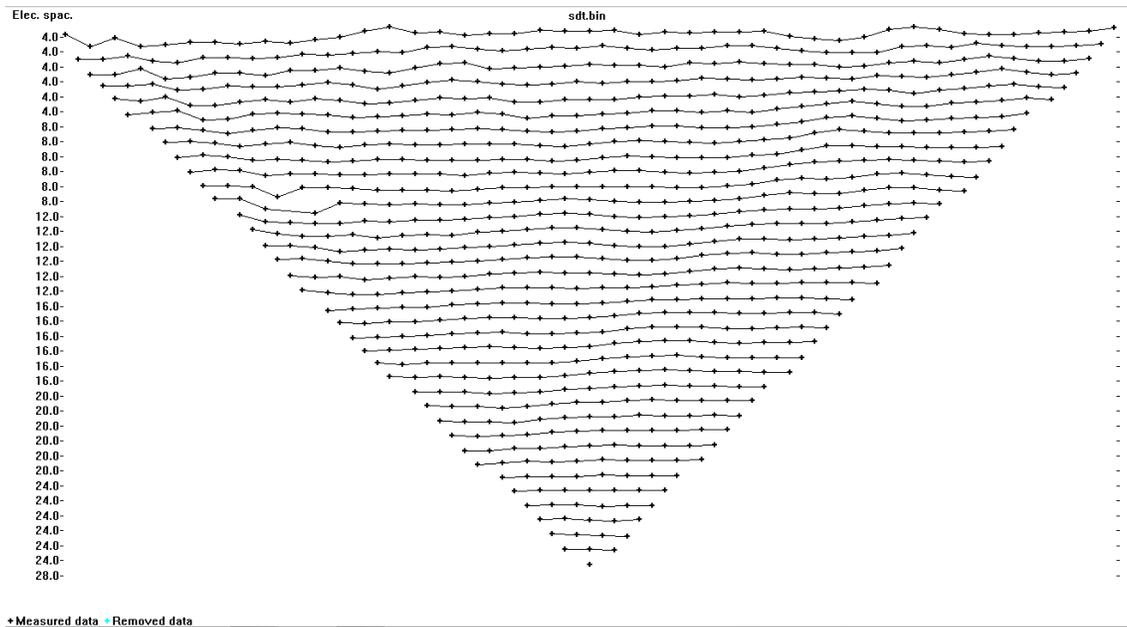


Figura 4.3.1.- Ejemplo de verificación de datos de la línea 1.

El principal propósito de este paso es remover los datos erróneos que tienen valores de resistividades que son claramente incorrectos; como valores de datos debidos a fallas en alguno de los electrodos, un contacto deficiente entre electrodo-suelo debido a que el suelo se encuentre seco, o cortos circuitos en el cable debido a condiciones muy húmedas del subsuelo. Los puntos erróneos usualmente presentan valores de resistividad aparente muy obvios que son muy grandes o muy pequeños comparados con los puntos de datos vecinos, por lo que únicamente se removieron los datos muy notorios que se alejaban de la convergencia de los datos de inversión.

2.- Definir el valor de los parámetros de cálculo necesarios en el proceso de inversión.- cabe

destacar que los valores con los que trabaja por defecto el programa son satisfactorios en la mayoría de los problemas. Entre los parámetros iniciales que se pueden ajustar en el programa se encuentran: el factor de amortiguamiento, el límite de los valores del modelo de resistividades, parámetros de la malla, tipo de discretización, entre otros.

3.- Discretización del terreno en celdas de forma manual o automática.-con el programa RES2DINV se pueden modificar manualmente las características de discretización. Para este proyecto se escogió trabajar con un modelo de discretización de elementos finitos.

El método de Elementos Finitos discretiza el subsuelo en una malla refinada con celdas triangulares, donde cada vértice o nodo entre los triángulos corresponde a un valor de resistividad. Sobre estos nodos se materializan las incógnitas fundamentales del problema ya que representan los parámetros del modelo que son los valores de resistividad reales (Carnicero, 2003).

El enlace matemático entre los parámetros del modelo y la respuesta del modelo para el modelo de resistividades 2D está dado por el método de elemento finito (Silvester y Ferrari, 1990).

4.- Realizar los cálculos de inversión.-se pueden establecer algunos pasos básicos para obtener el modelo inverso:

I.-Obtener el modelo valores de resistividades aparentes calculadas mediante un método numérico. Una subrutina de elementos finitos fue utilizada para calcular los valores de resistividad aparente (Silvester y Ferrari, 1990).

II.-Resolver el problema inverso

El problema inverso es el conjunto de métodos usados para extraer información útil (parámetros) del entorno a partir de medidas físicas o datos (mediciones de resistividad aparente) (Menke, 1989). La técnica de inversión de Mínimos cuadrados con Suavizado Restringido (Ellis y Oldenburg, 1994) fue utilizada para calcular las resistividades del modelo discretizado.

III.-Calcular el error entre los datos del modelo calculados y medidos.

Una medida de esta diferencia está dada por el error RMS (*Root Mean Square* por sus siglas en inglés) y finaliza cuando se alcanza un error RMS inferior al predefinido (Loke, 2004).

IV.-Actualizar el modelo inicial.

Se realiza un proceso iterativo con el fin de encontrar un modelo de resistividades reales, tal que la diferencia entre el modelo de resistividades aparentes calculado y el medido sea mínima.

5.-Visualización de los resultados.-al final se obtienen tres representaciones visuales: la primera es la pseudosección de las resistividades aparentes medidas en campo, la segunda es la pseudosección de resistividades aparentes calculadas por el programa y por último se visualiza un modelo de resistividades reales que puede ser interpretado.

CAPÍTULO V

MODELADO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1 RESULTADOS DEL DEMODELADO 2D

5.1.1 ANÁLISIS DE LOS MODELOS 2D

5.2 MODELO PSEUDO 3D

5.2.1 ANÁLISIS DEL MODELO PSEUDO 3D

5.3 INTEGRACIÓN DE RESULTADOS

5.3.1 ESTIMACIÓN DE VOLUMEN

5.-MODELADO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

En este capítulo se muestran los modelos de resistividades y resultados finales generados a partir del proceso de inversión realizado para todos los datos de resistividad eléctrica obtenidos en campo. Debido a que se generaron un total de cuatro líneas de TRE, se describen 4 perfiles geoeléctricos correspondientes a cada una de las líneas, los cuales muestran la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. A continuación se hace una breve descripción sobre los conceptos de pseudosección y modelo de resistividades.

La resistividad de un modelo 2D asume que ésta varía en ambas direcciones, vertical y horizontalmente a lo largo de la línea de estudio, pero es constante en la dirección perpendicular a la mencionada línea. Los valores de resistividad aparente observados en campo son comúnmente representados en forma de imágenes usando pseudosecciones que proporcionan una imagen de la distribución de resistividades aproximada. La forma y contornos de resistividad de estas imágenes dependen del tipo de arreglo (dipolo-dipolo para este proyecto) así como de la distribución de la resistividad real en el subsuelo (Aizebeokhai, 2010).

Para las pseudosecciones (no mostradas en este apartado pero sí generadas con RES2DINV) se realiza el posicionamiento de cada medición de resistividad aparente en una sección vertical en el punto justo debajo del centro de los cuatro electrodos de medición y a una profundidad equivalente a la profundidad media de investigación del arreglo (Edwards, 1977). Los datos son acomodados en un perfil para formar la pseudosección que refleje cualitativamente la variación espacial de la resistividad aparente en una sección transversal (Barker y Moore, 1998).

Finalmente se obtiene el modelo de resistividades reales. Todos los modelos de inversión en esencia tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta concuerde con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones. En el método basado en celdas usado en el programa RES2DINV, los parámetros del modelo son los valores de resistividad de las celdas del modelo, mientras que la respuesta del modelo son los valores de las mediciones de resistividad aparente. La conexión matemática entre los parámetros del modelo y la respuesta del modelo 2D está dada en este caso por el método de elemento finito (Loke, 2004).

En los siguientes apartados se muestran los modelos de resistividades resultantes de cada una de las líneas de TRE obtenidas. Primero se realiza una breve descripción de los datos básicos de ingreso que describen a cada una de las líneas; posteriormente se muestran los modelos finales de inversión de resistividades reales (Figuras 5.1.1, 5.1.2, 5.1.3 y 5.1.4) obtenidos con el programa RES2DINV.

Posterior a la descripción de cada perfil se muestra la Figura 5.1.5 con los modelos de resistividades homogeneizados en la cual se integran todos los perfiles bajo el mismo estándar de resistividades y con el ajuste adecuado a sus dimensiones reales para compararlos e interpretarlos y se agrega un croquis de localización para ubicarlos espacialmente.

5.1.-Resultados del modelado 2D

Descripción línea 1

Se ubica en dirección Norte-Sur con un espaciamiento inicial entre los electrodos de 4 m. La longitud total de la línea fue de 175 m y alcanzó una profundidad de casi 40 m. Se utilizó un arreglo tipo dipolo-dipolo con el cual se obtuvo un número total de 828 datos. El total de niveles alcanzado fue de 37 y el total de electrodos utilizados fue de 46. Los valores de resistividad aparente variaron de $10 \Omega \cdot m$ a $500 \Omega \cdot m$. Debido a la gran variación de resistividades existentes en el perfil para la inversión se utilizó un modelo con refinamiento a la mitad del tamaño del espaciamiento entre electrodos. Se utilizó el método de inversión por suavizado restringido con robustez sobre los datos. Se realizaron 4 iteraciones y el error RMS fue de 4.0%. Las líneas rojas punteadas marcadas en el modelo indican la zona de intersección de esta línea con las demás líneas.

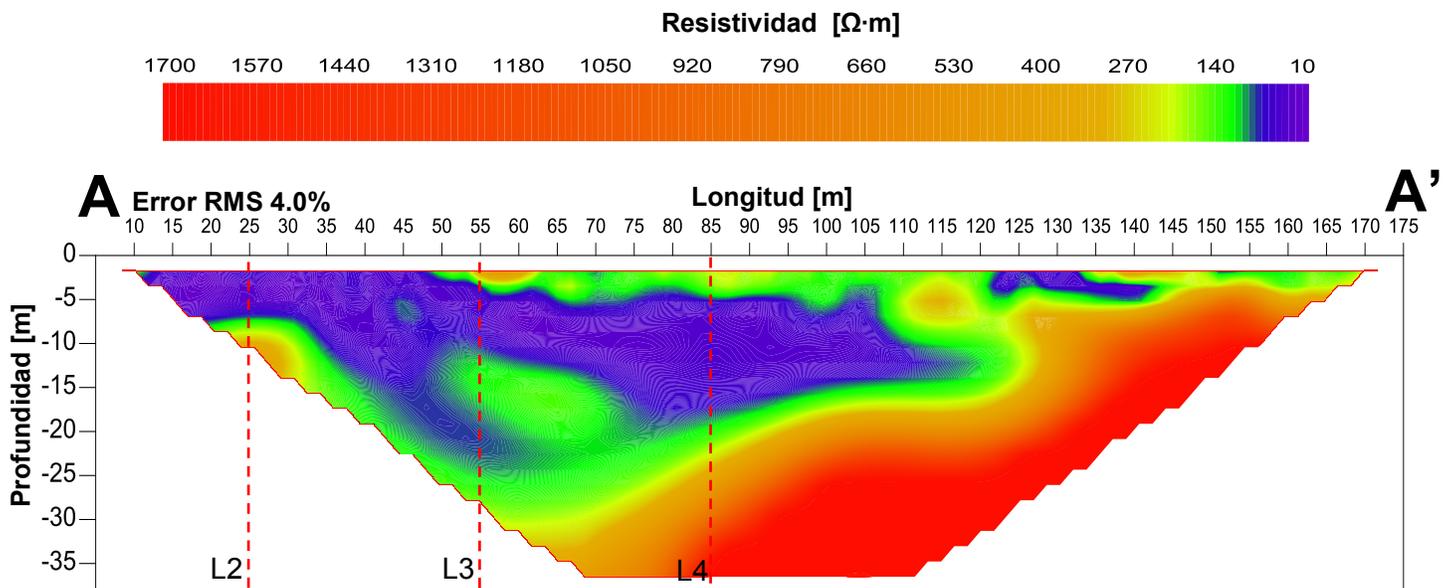


Figura 5.1.1-Modelo de resistividades de la línea 1.

Descripción línea 2

Se ubica en dirección Este-Oeste, es perpendicular a la Línea 1 y se encuentra al norte del terreno, paralela al Río Limón. Cuenta con una longitud total de 92 m, lo que la hace la más corta de todas y alcanzó una profundidad aproximada de 20 m. Se utilizó un arreglo tipo dipolo-dipolo y se obtuvo un número total de 207 datos. El número total de niveles alcanzado fue de 18 y el número total de electrodos utilizados fue de 24. El espaciamiento inicial entre los electrodos fue de 4 m. Los valores de resistividad aparente variaron de 10 a $350 \Omega \cdot m$. La discretización se realizó con el modelo de refinamiento a la mitad del espaciamiento entre electrodos. El método de inversión utilizado fue el suavizado restringido con robustez sobre los datos sin reducción del efecto de los bloques laterales. Se realizaron 4 iteraciones y error RMS fue de 2.8%. La línea roja punteada marcada en el modelo representa la zona de intersección de esta línea con la línea 1.

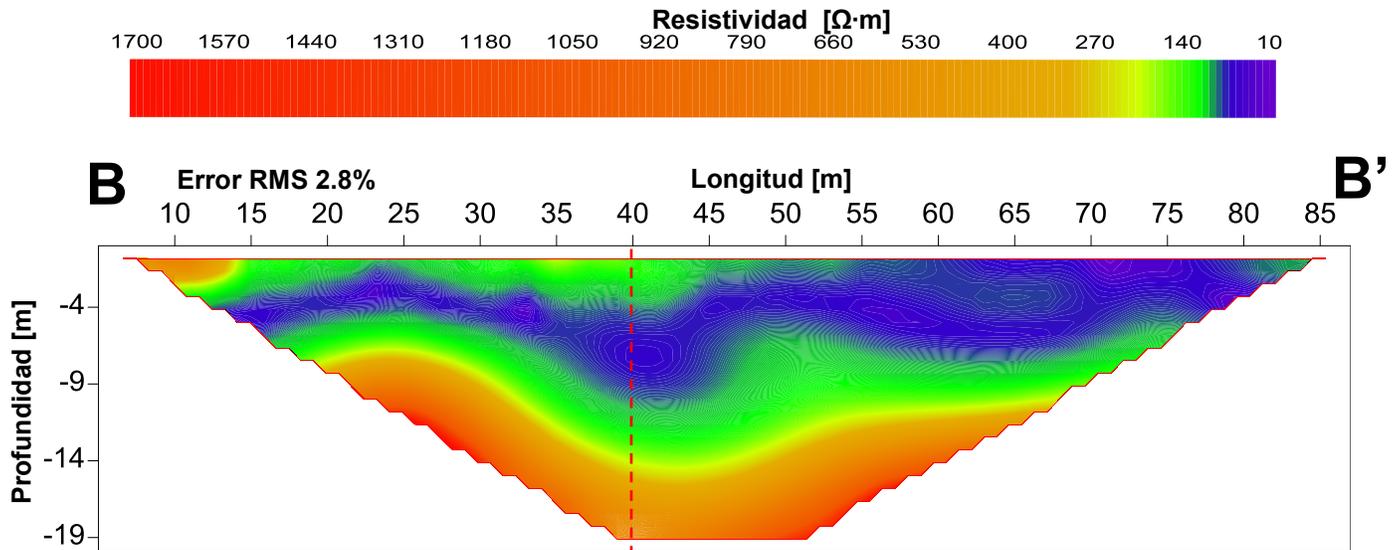


Figura 5.1.2.-Modelo de resistividades de la línea 2.

Descripción línea 3

Se ubica en dirección Este-Oeste, es perpendicular a la línea 1 y se encuentra en la parte intermedia entre las Líneas 2 y 4. Tiene una longitud total de 123 m y alcanzó una profundidad de aproximadamente 25 m. El arreglo utilizado fue un dipolo-dipolo con un espaciamiento inicial entre cada electrodo de 3 m. El número total de datos recopilados fue de 685. Se obtuvieron un total de 34 niveles y el número total de electrodos utilizados fue de 42. Los valores de resistividad aparente variaron de 10 a 500 $\Omega \cdot m$. La discretización se realizó con un modelo de refinamiento a la mitad del espaciamiento entre electrodos. El método de inversión fue por suavizado restringido con robustez sobre los datos, sin reducción del efecto de los bloques laterales. Se realizaron un total de 4 iteraciones y el error RMS fue del 6.8%. La línea roja punteada marcada en el modelo representa la zona de intersección de esta línea con la línea 1.

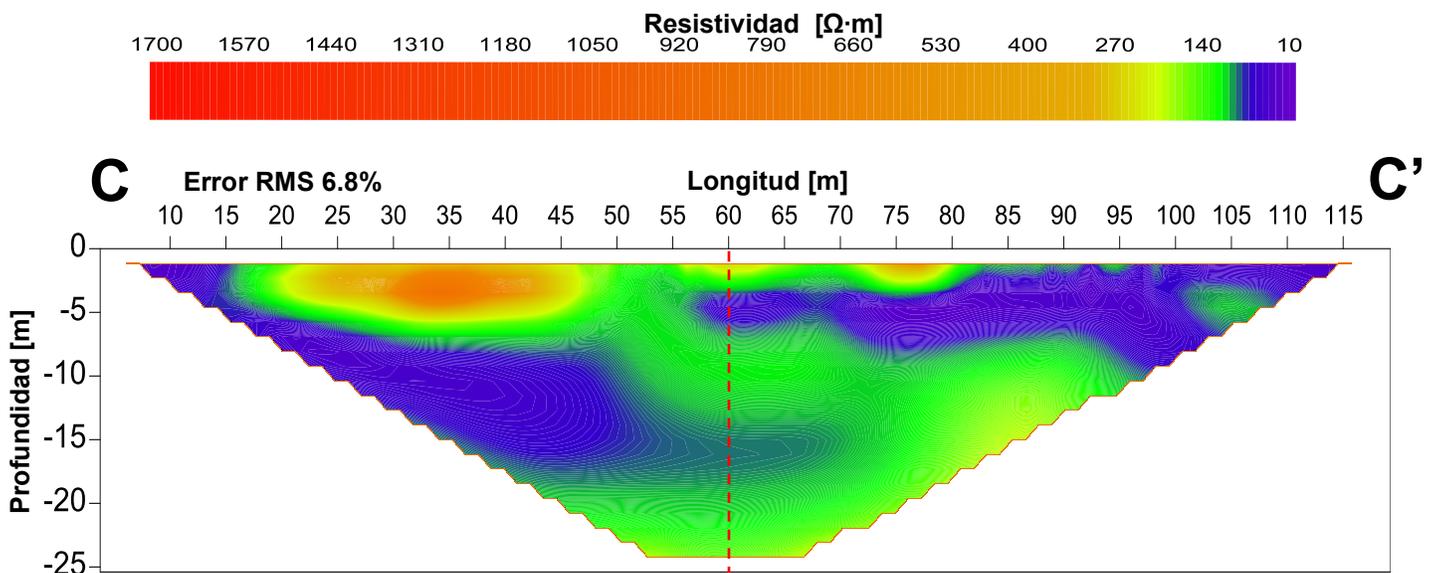


Figura 5.1.3.-Modelo de resistividades de la línea 3.

Descripción línea 4

Se ubica en dirección Este-Oeste y cuenta con una longitud total de 123 m. Se encuentra al sur de la zona de estudio y es perpendicular a la línea 1. Se utilizó un arreglo tipo dipolo-dipolo con un espaciamiento inicial entre electrodos de 3 m. El número total de datos recabados fue de 684 y el número total de electrodos utilizados fue de 42. El número total de niveles alcanzado fue de 34. Los valores de resistividad aparente variaron de 20 a 400 $\Omega\cdot\text{m}$. El método de inversión elegido fue por suavizado restringido con robustez sobre los datos, sin reducción del efecto de los bloques laterales. Se realizaron 4 iteraciones y se obtuvo un error RMS de 3.6%. La línea roja punteada marcada en el modelo representa la zona de intersección de esta línea con la línea 1.

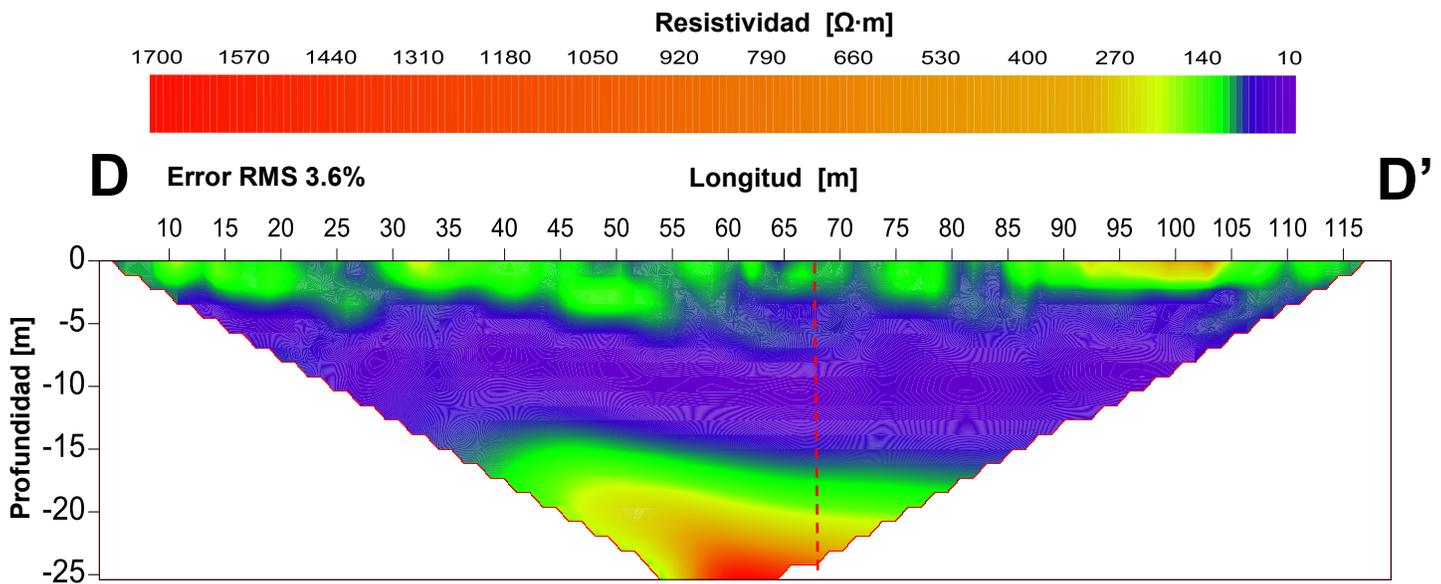


Figura 5.1.4.-Modelo de resistividades de la línea 4

La Figura 5.1.5 muestra cada uno de los perfiles generados a escala y con localización para su mejor interpretación. El perfil más largo y profundo fue el 1, seguido de los perfiles 3 y 4, mientras que el perfil 2 es el más corto de todos y por lo mismo fue el que alcanzó las menores profundidades.

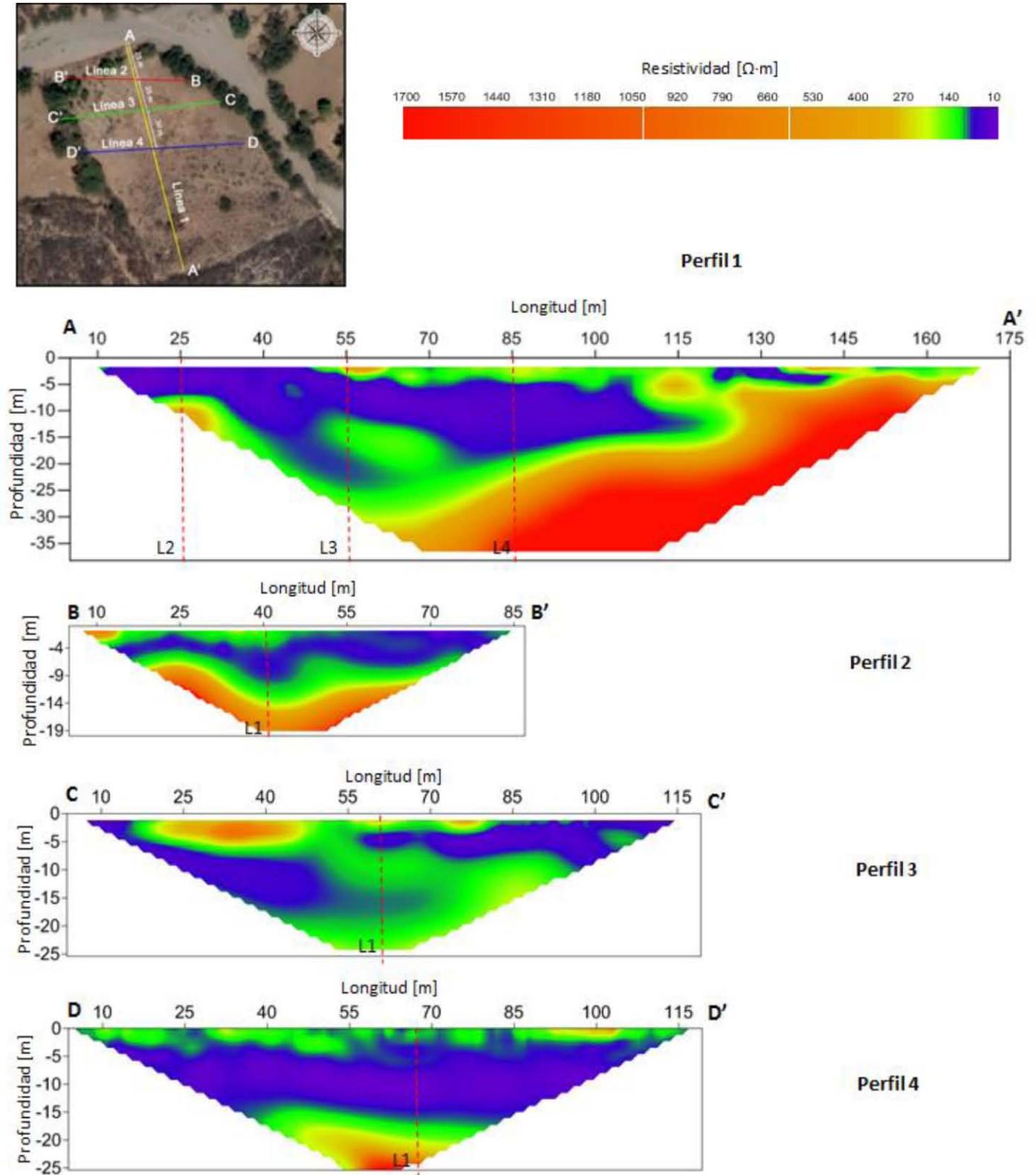


Figura 5.1.5.-Modelos de resistividades con escala y localización

5.1.1.-Análisis de los modelos 2D

Tomando como base la variación de resistividades registradas en el subsuelo de los modelos anteriormente generados, se determinaron a criterio de quien desarrolla este proyecto diferentes intervalos de resistividad para diferenciar las unidades geoelectricas observadas en el subsuelo. En la tabla 5.1.1 se muestra una asociación con las unidades geológicas presentes en la zona.

Tabla 5.1.1.-Clasificación y asociación de capas geoelectricas.

Interpretación Geológica	Unidad Geoelectrica	Resistividades [$\Omega \cdot m$]
Aluvión saturado	UG1	UG1A 10 a 100
Granito saturado		UG1B 100 a 200
Granito sano	UG2	200 a 1700

-Unidad Geoelectrica 1 (UG1).- se trata de la unidad con las resistividades más bajas, se encuentra formada por la Unida Geoelectrica 1A (UG1A) que se puede asociar con la unidad de material aluvial no consolidado presente en la parte superficial del terreno, con un rango de resistividades de 10 a 100 $\Omega \cdot m$; también se encuentra formada por la Unidad Geoelectrica 1B (UG1B), que se asocia a la unidad de granito alterado y fracturado, el cual muestra una disminución en su resistividad ya que puede encontrarse saturado y se le asigna un rango de resistividades de 100 a 200 $\Omega \cdot m$.

-Unidad Geoelectrica 2 (UG2).- se asocia al granito sano o con bajo grado de alteración que no se encuentra saturado y que muestra resistividades elevadas en un rango de 200 $\Omega \cdot m$ a 1700 $\Omega \cdot m$.

En todos los perfiles geoelectricos se puede notar el contraste de las unidades geoelectricas principales antes mencionadas; se observa que UG1 sobreyace a UG2 en cada uno de los modelos. A continuación se describen a detalle las características geoelectricas de cada uno de los perfiles.

Perfil 1

Su rango total de resistividades varió de 10 $\Omega \cdot m$ a 1700 $\Omega \cdot m$. En este perfil se observa una primera capa geoelectrica (UG1) de resistividades medias con un rango que va de aproximadamente 10 a 200 $\Omega \cdot m$, esta unidad geoelectrica llega a una profundidad aproximada de 10 metros, aunque en el segmento comprendido entre el fiducial 40 y el 110 m, llega a profundizar hasta los 25-30 metros aproximadamente; lateralmente, la UG1 se extiende desde el fiducial 0 m hasta los 145 m de longitud horizontal. Posteriormente, una segunda unidad geoelectrica (UG2) de resistividades altas (mayores a 200 $\Omega \cdot m$) se observa con tonalidades cálidas a una mayor profundidad justo por debajo de UG1; ésta comienza a una profundidad aproximada de 10 m y profundiza hasta el final del perfil; en cuanto a su distribución lateral aparece debajo de los primero 25 metros de longitud horizontal del perfil, después se pierde y vuelve a aparecer en el fiducial 60 m hasta los 175 m de longitud; en este segmento se observa claramente que la unidad comienza a una profundidad de casi 30 m y va subiendo hasta la superficie donde aflora en los últimos metros del perfil.

Finalmente se aprecia una variación debajo del fiducial 115 m de longitud horizontal donde la capa de alta resistividad se extiende formando una zona de resistividades elevadas que llegan a la superficie, esto puede atribuirse a un bloque de granito cercano a la superficie o a material granítico alterado que sube hasta aflorar en la superficie.

Perfil 2

Su rango total de resistividades varió de $10 \Omega\cdot\text{m}$ a $1000 \Omega\cdot\text{m}$. Es este segundo perfil se observa un horizonte de resistividades medias muy marcado (UG1) con un rango que va de aproximadamente $10 \Omega\cdot\text{m}$ hasta los $200 \Omega\cdot\text{m}$, esta unidad geoelectrica es prácticamente continua a lo largo del perfil, comienza en los primeros metros de profundidad y llega a una profundidad máxima aproximada de entre 8 y 12 metros. De igual manera se observa una segunda capa geoelectrica de resistividad elevada (UG2) con valores de aproximadamente $200 \Omega\cdot\text{m}$ en adelante; es constante a lo largo del perfil y subyace a UG1, esta capa llega hasta los 20 metros de profundidad aproximada. Por último se observa que en los primeros 4 metros de profundidad, en el segmento que va del fiducial 0 al 55 de longitud horizontal, existe una zona de alta resistividad que puede deberse a los sedimentos no consolidados del aluvión en la superficie.

Perfil 3

Su rango total de resistividades varió de $10 \Omega\cdot\text{m}$ a $700 \Omega\cdot\text{m}$. Se observa una unidad geoelectrica de resistividades bajas (UG1A) con un rango que varía de aproximadamente $10 \Omega\cdot\text{m}$ hasta los $100 \Omega\cdot\text{m}$, esta capa llega a una profundidad aproximada de 20 metros y se ve interrumpida en la parte central del modelo, volviendo a aparecer en el tramo de los 60 a 100 m de longitud horizontal donde se adelgaza profundizando únicamente hasta menos 10 m; en la parte central del perfil, entre los 50 y 75 metros de longitud horizontal, a una profundidad de entre 8 y 20 metros, se observa una zona de resistividades medias (100 a $200 \Omega\cdot\text{m}$) que puede asociarse al granito con elevado grado de alteración, y por ende, con mayor saturación, lo que hace que sus rangos de resistividad bajen (UG1B), este granito alterado se observa desde los 25 m de profundidad del perfil y llega hasta la superficie. Finalmente, en el segmento que comprende los fiduciales 15 m y 55 m las resistividades se elevan de $200 \Omega\cdot\text{m}$ a $700 \Omega\cdot\text{m}$. lo que puede asociarse a un fragmento de granito sano (UG2) presente cerca de la superficie; de igual manera puede inferirse que subyaciendo a UG1 (UG1A y UG1B) debe encontrarse la unidad de granito sano de mayor resistividad (más de $200 \Omega\cdot\text{m}$) que empieza a observarse muy suavemente en las partes más profundas del perfil y que se asocia con el basamento hidrogeológico.

Perfil 4

Su rango total de resistividades varió de $10 \Omega\cdot\text{m}$ a $1700 \Omega\cdot\text{m}$. Se observa una unidad geoelectrica superficial (UG1) con un rango de resistividades que va de aproximadamente $10 \Omega\cdot\text{m}$ hasta los $200 \Omega\cdot\text{m}$, esta capa geoelectrica comienza desde la partes más someras y llega a una profundidad aproximada de 20 m; es prácticamente constante a lo largo de todo el perfil. Posteriormente una segunda unidad geoelectrica (UG2) bien marcada y con resistividades altas mayores a $200 \Omega\cdot\text{m}$ se observa a una mayor profundidad subyaciendo a UG1, a partir de los 20 metros de profundidad aproximada y profundizando hasta el final del perfil. Por último se observan algunas variaciones de resistividades medias-altas en los primeros metros más superficiales del perfil que pudieran atribuirse a variaciones provocadas por la presencia de material aluvial no consolidado.

5.2.-Modelo Pseudo3D

Para la parte de modelado en 3D se utilizó el Software RockWorks de la compañía RockWare Inc. (2015) con el cual se realizó una representación tridimensional de los perfiles 2D. Con el modelo pseudo 3D se pueden ubicar los perfiles espacialmente de manera que la visualización e interpretación de datos puede realizarse de una manera más simple. A continuación se muestran las Figuras 5.2.1 y 5.2.2 con las imágenes del modelo pseudo 3D generado en diferentes vistas.

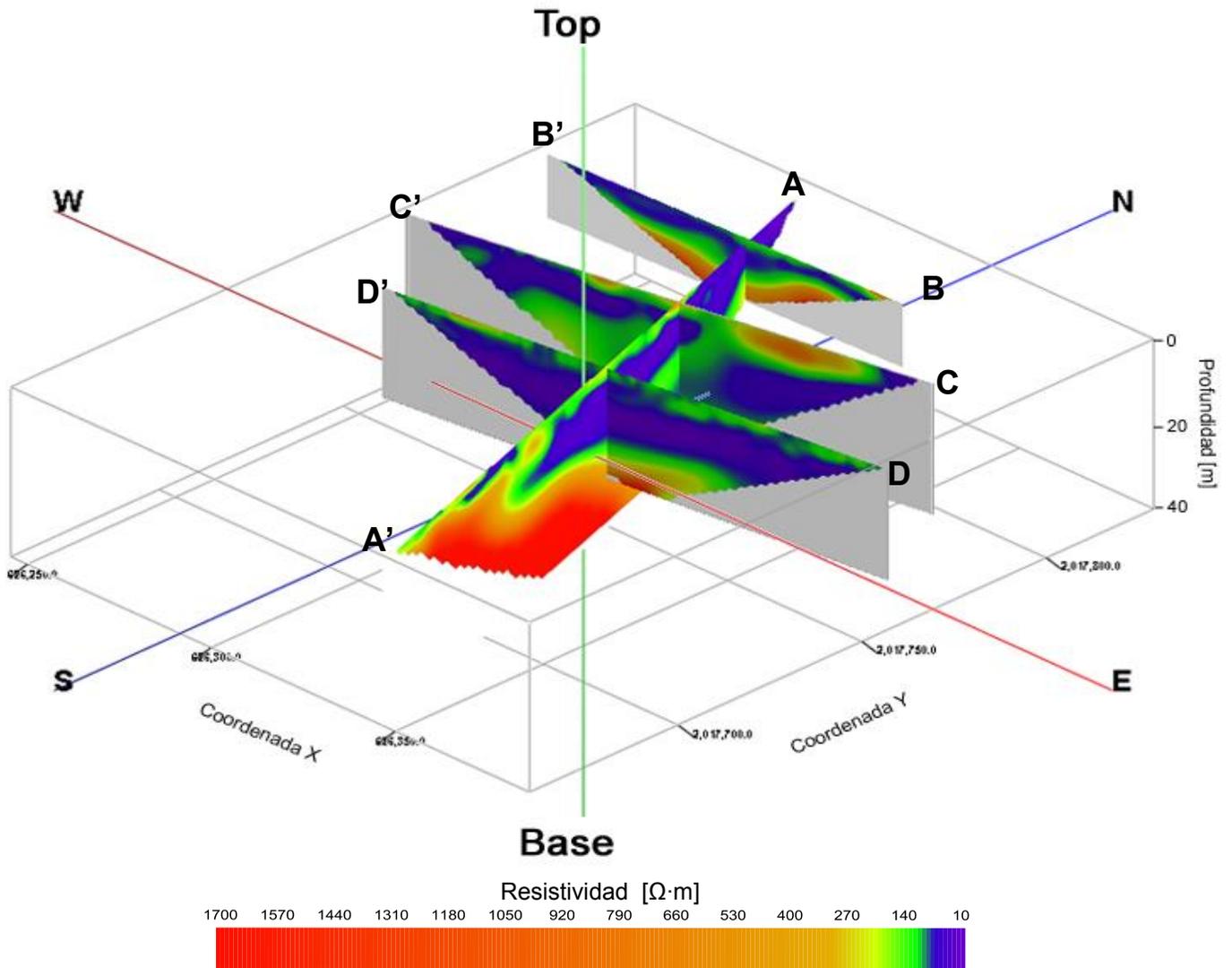


Figura 5.2.1.-Visualización del Modelo Pseudo 3D con vista en dirección SE.

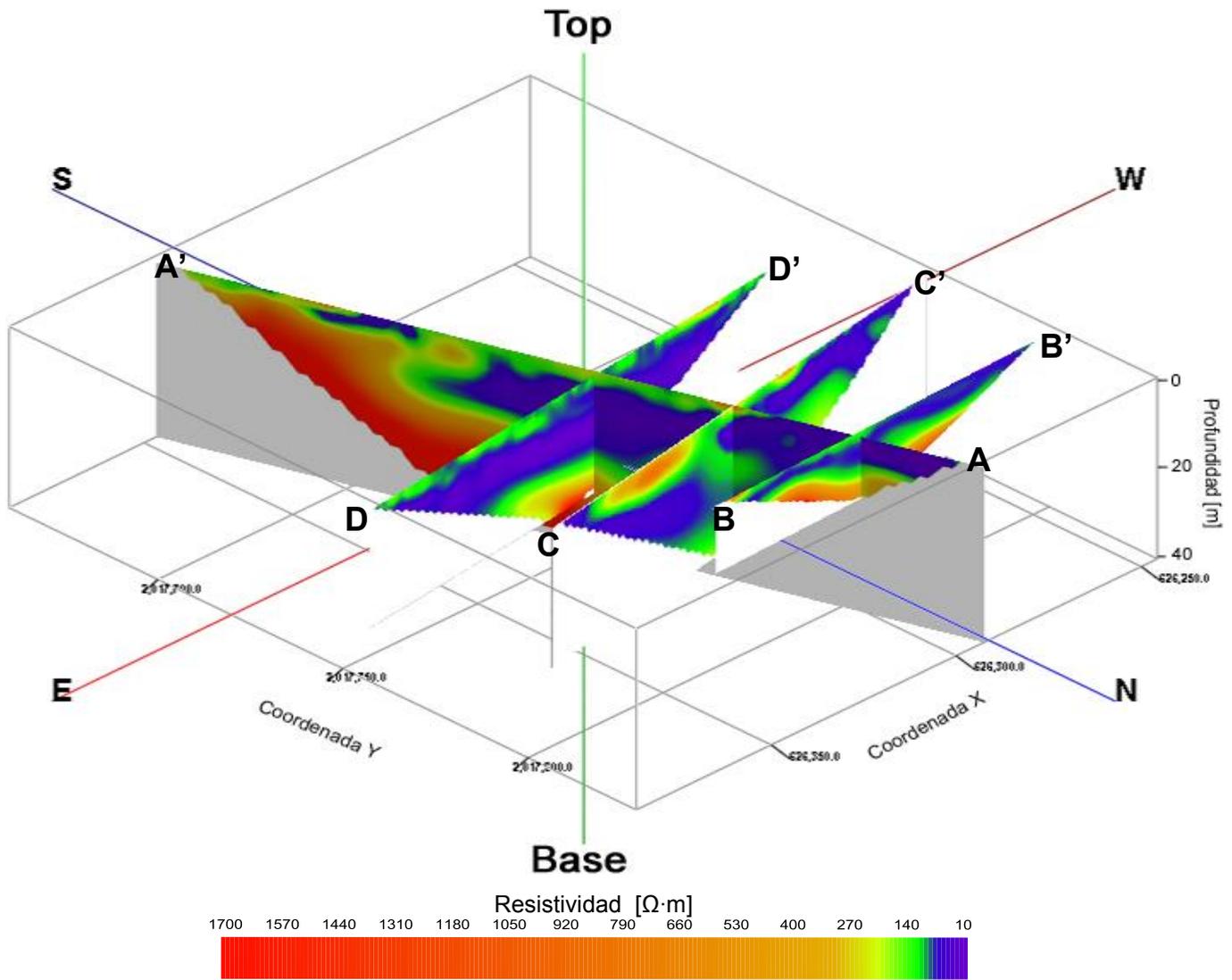


Figura 5.2.2.-Visualización del Modelo Pseudo 3D con vista en dirección NE.

5.2.1.-Análisis del modelo Pseudo3D

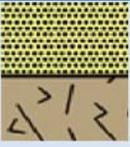
Como se puede apreciar al conjuntar los perfiles 2D y representarlos en un modelo pseudo 3D la visualización de variación de resistividades a lo largo de los perfiles se facilita. Tanto en la Figura 5.2.1 con vista SE y la Figura 5.2.2 con vista NE pueden observarse las zonas de baja resistividad con intervalos de 10 $\Omega \cdot m$ a los 200 $\Omega \cdot m$ (UG1), que se conectan de manera concordante entre cada perfil así como a las mismas profundidades, desde la superficie hasta los 8 a 30 metros de profundidad aproximada, por lo que esta zona puede considerarse como el espesor saturado del acuífero. De igual manera se puede observar la continuidad de la UG2 en cada perfil con rangos que van de 200 $\Omega \cdot m$ hasta los 1700 $\Omega \cdot m$ en las partes profundas que subyacen a UG1 en la base del modelo. Además puede observarse también la continuidad del límite entre ambas unidades (UG1 y UG2) a lo largo del modelo, el cual se encuentra a una profundidad que varía entre los 8 y 25 metros aproximadamente, lo que permite visualizar la geometría y límites en el subsuelo de las capas geoelectricas y por ende del acuífero.

5.3.-Integración de resultados

Partiendo de la distribución de las resistividades registradas en el subsuelo de los modelos anteriormente analizados y de la información del contexto geológico e hidrogeología de la zona descrita en capítulos anteriores, se determinaron los siguientes intervalos de resistividad para las diferentes unidades geoelectricas observadas, así como una asociación geológica e hidrogeológica de las unidades presentes.

La Tabla 5.3.1 muestra la integración de los resultados obtenidos y la asociación que se hace a cada capa geoelectrica con un sentido geológico e hidrogeológico:

Tabla 5.3.1-Integración y asociación de unidades.

Simbología	Interpretación Geológica	Unidad Geoelectrica	Resistividades [$\Omega \cdot m$]	Unidad Hidrogeológica	
	Aluvión saturado	UG1	UG1A	10 a 100	UH1 Acuífero
	Granito saturado		UG1B	100 a 200	
	Granito sano	UG2		200 a 1700	UH2 Basamento

Para poder realizar las asociaciones mostradas en la Tabla 5.3.1 fue de suma importancia el tener un conocimiento previo de la geología e hidrogeología de la zona (ver Capítulo 3), ya que de esta manera se pudo precisar que las regiones con secuencia sedimentaria como el aluvión (UG1A) y rocas ígneas como el granito fracturado y alterado (UG1B) que presentan resistividades bajas y medias (10 a 200 $\Omega \cdot m$), pudieran estar asociadas a zonas saturadas de agua, conformándose así la Unidad Hidrogeológica 1 (UH1), propiamente, el acuífero. Igualmente las zonas de alta resistividad ubicadas en las partes más profundas de los modelos pudieron ser asociadas al material granítico sano o con bajo grado de alteración, el cual no muestra presencia de saturación y por el contrario opone gran resistencia al paso de corriente a través de él, por lo que se puede definir como el basamento hidrogeológico del acuífero, clasificándolo como la Unidad Hidrogeológica 2 (UH2).

Para analizar con mayor detalle las unidades hidrogeológicas antes clasificadas, a continuación se describe su interpretación hidrogeológica y la relación que tienen con la variación de la resistividad eléctrica medida en superficie:

-Zona vadosa: se encuentra en la parte más somera y es por la cual el agua puede filtrarse hacia partes más profundas del subsuelo, ésta se asocia con la unidad de material aluvial poco consolidado superficial, formada por arenas, gravas y cantos rodados que sobreyace a las demás unidades. Por las características de la adquisición, fue imposible mapear con detalle su geometría dada su limitada presencia en la zona de estudio.

-Acuífero (UH1): unidad hidrogeológica formada por dos unidades geoelectricas presentes en la zona superficial, una de estas unidades es el aluvión no consolidado descrito anteriormente que presenta resistividades bajas debido a la saturación de agua (UG1A); dadas las características esta

unidad, el acuífero se puede catalogar como un acuífero granular, debido a que esta unidad geológica sedimentaria es la que predomina dentro de la zona saturada. La segunda unidad que se incluye dentro del acuífero es el material granítico alterado y fracturado con saturación de agua, que por lo tanto, muestra valores medios de resistividad (UG1B). Mencionado lo anterior, se puede decir que la Unidad Geoeléctrica 1 representa en su totalidad la estructura geológica en la cual se encuentra comprendido el acuífero, descartando únicamente el material aluvial más superficial que funciona como zona vadosa descrita anteriormente.

-Basamento hidrogeológico (UH2): representado por la Unidad Geoeléctrica (UG2), presenta los valores más altos de resistividad (mayores a $200 \Omega \cdot m$) asociados al granito presente en la zona, el cual pudiera estar estructuralmente sano o tener algún grado de alteración pero sin saturación de agua y por lo tanto representar el límite del acuífero.

Haciendo una integración de los resultados obtenidos y tomando la Línea 1 como referencia, en la Figura 5.3.1 se sobreponen sobre el perfil A-A' las unidades geoeléctricas e hidrogeológicas antes descritas; a manera de realizar una síntesis de toda la información generada en el presente proyecto representada de manera visual.

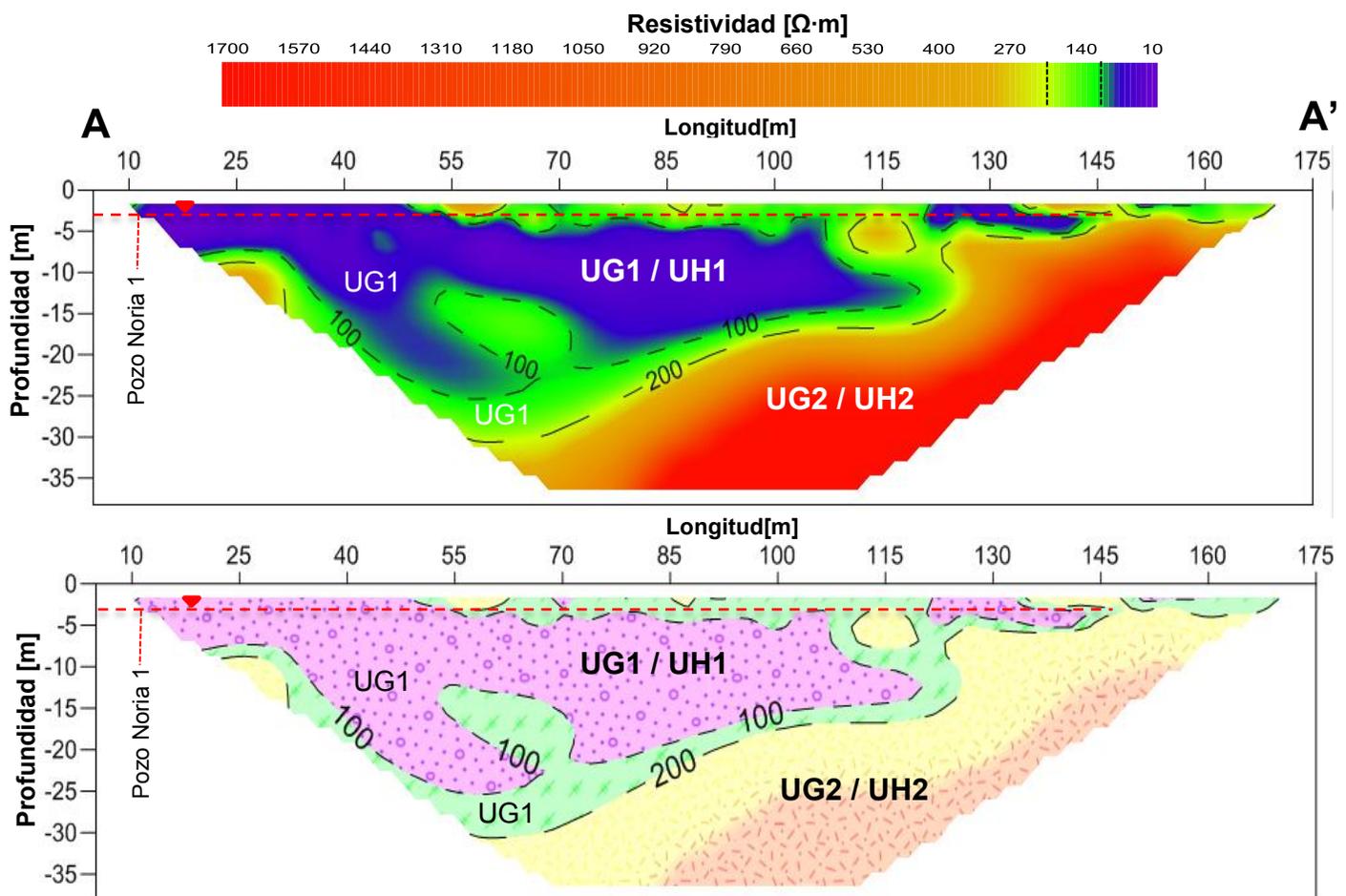


Figura 5.3.1.-Integración de resultados en la línea 1, capas geoeléctricas e hidrogeológicas.

5.3.1.-Estimación de volumen

Finalmente, se realizó el cálculo aproximado del volumen de material presente el sitio de estudio. Cabe destacar que en hidrogeología para realizar la valoración de una unidad hidrogeológica más que conocer el volumen de roca, lo verdaderamente importante es conocer el volumen de agua que el acuífero puede ceder por unidad de tiempo. Para esto se requiere tener una mayor cantidad de información, primordialmente los parámetros hidráulicos, los cuales resultan imposibles de valorar con un estudio de TRE y la geología convencional. Por lo tanto, las estimaciones del volumen de material presentadas en este apartado no pueden utilizarse por sí solas para la valoración hidrogeológica del sitio; sin embargo, las estimaciones preliminares de volumen de las unidades geoeléctricas, pueden llegar a ser utilizadas posteriormente como información adicional cuando se disponga de información sobre los parámetros hidráulicos con la cual complementar la valoración del sitio.

Para la estimación del volumen del material se utilizó el Software RockWorks de la compañía RockWare Inc. (2015), en el cual se cargaron los datos de localización X, Y, Z de todas las líneas en coordenadas UTM así como el valor de resistividad de cada punto en el subsuelo de los 4 modelos finales de resistividad obtenidos con RES2DINV. El programa interpola los valores de resistividad para formar un cubo y calcula el volumen aproximado segmentando todo el modelo en pequeños cubos de volumen unitario (1m^3) para así realizar un cálculo aproximado de la cantidad material presente en todo el espacio de acuerdo a su valor de resistividad.

La Figuras 5.3.2 muestra el cubo de resistividad con el volumen de roca estimado para la Unidad Geoeléctrica 1, la cual es la de principal interés debido a su asociación con las zonas saturadas. Utilizando como intervalos de resistividad los registrados en la Tabla 5.3.1, se restringió un rango de $10 \Omega\cdot\text{m}$ a $200 \Omega\cdot\text{m}$, el cual incluye a las unidades geoeléctricas UG1A y UG1B de aluvión y granito saturado respectivamente, de esta manera, el volumen estimado puede asociarse con el volumen de roca saturado, propiamente el acuífero (UH1). Por lo tanto, el volumen total de roca estimado para la unidad UG1 fue de $316,850 \text{ m}^3$.

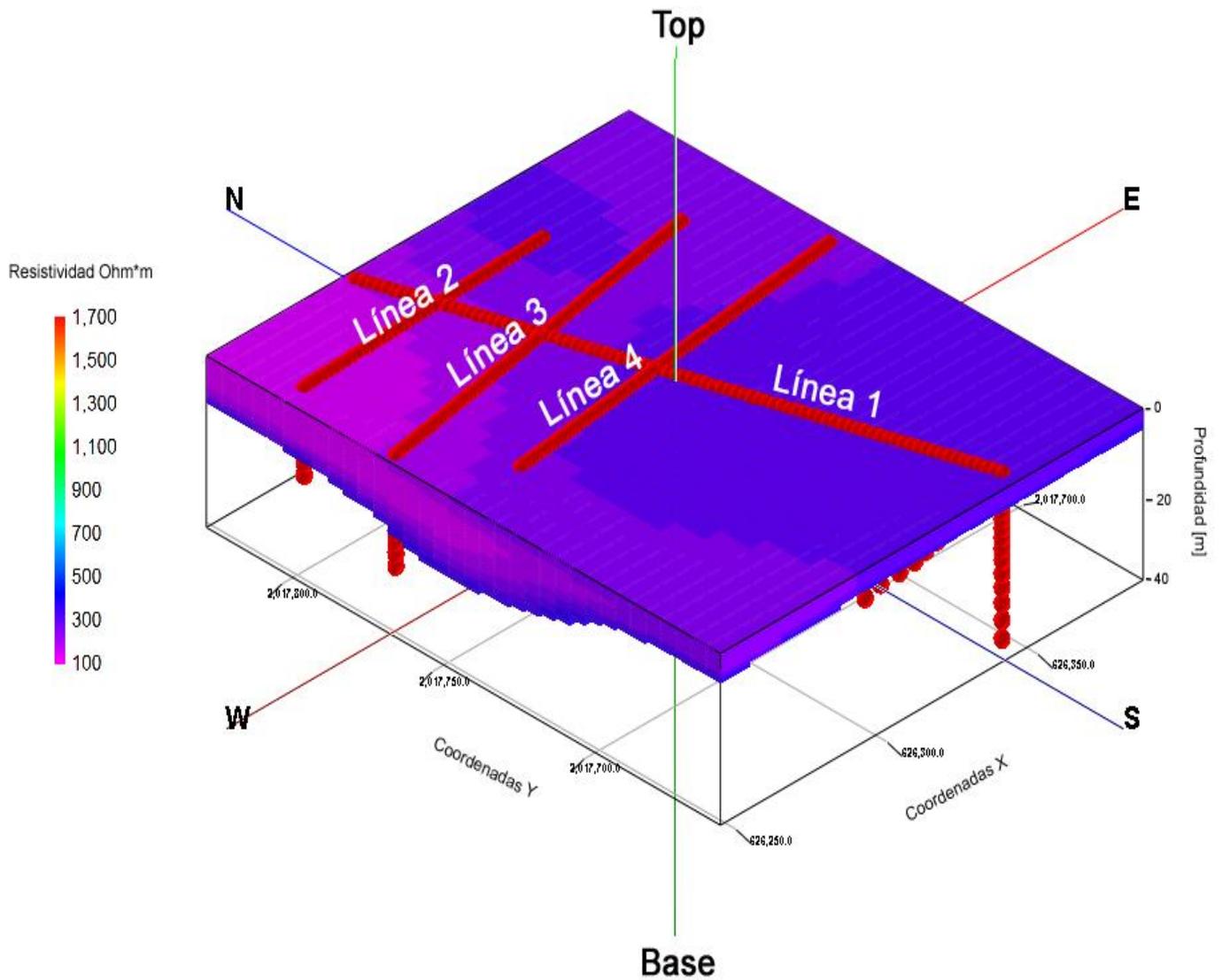


Figura 5.3.2.-Cubo de resistividades con el volumen estimado del acuífero (UG1/UH1).

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.-CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos en los modelos de resistividades eléctricas del subsuelo se puede concluir lo siguiente:

-Cumpliendo con el objetivo específico del proyecto se generaron modelos geoelectricos con la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo, los cuales mostraron tener una variación de resistividad consistente con la información geológica del sitio, por lo tanto, se lograron diferenciar las siguientes unidades geoelectricas y su respectiva asociación geológica e hidrogeológica:

*Unidad Geoelectrica 1 (UG1).- se clasificó como la unidad con las resistividades más bajas (10 a 200 $\Omega \cdot m$). Se encuentra formada por la Unida Geoelectrica 1A (UG1A) que se asocia con el material aluvial poco consolidado que sobreyace el terreno, con un rango de resistividades aproximadas de 10 a 100 $\Omega \cdot m$; también se encuentra formada por la Unidad Geoelectrica 1B (UG1B), que se relaciona con el granito alterado y fracturado, el cual muestra una disminución en su resistividad debido a la saturación de agua y se le asigna un rango de resistividades aproximadas de 100 a 200 $\Omega \cdot m$. Hidrogeológicamente UG1 se asocia en su totalidad con la Unidad Hidrogeológica 1 la cual se define como la zona saturada (acuífero) en el subsuelo.

*Unidad Geoelectrica 2 (UG2).- se asocia al granito sano de resistividades elevadas subyaciendo a UG1 en el subsuelo con un rango de 200 a 1700 $\Omega \cdot m$. Se trata del basamento hidrogeológico del acuífero por lo que se asocia con la Unidad Hidrogeológica UH2.

En los cuatro modelos geoelectricos se observó un contraste marcado entre de las dos unidades geoelectricas principales antes mencionadas (UG1 y UG2); en los cuales UG1 sobreyace a UG2 en cada uno de los modelos.

-El objetivo general del proyecto se cumplió favorablemente, determinando la geometría, límites y dimensiones aproximadas de la porción del acuífero de Huajuapán de León estudiada. El espesor saturado del acuífero granular quedó definido por UG1 que presenta una geometría irregular que alcanza profundidades máximas aproximadas de 8 m en sus zonas más delgadas hasta casi 30 m en sus zonas de mayor espesor; siendo estas zonas más profundas el límite entre la zona saturada con el basamento hidrogeológico UG2. En cuanto a la estimación de las dimensiones volumétricas, se obtuvo un volumen aproximado para el acuífero de 316,850 m³, mientras que para el basamento hidrogeológico de granito se estimó un volumen aproximado de 635,125 m³.

-En cuanto a la efectividad y ventajas que mostró tener el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica para evaluar la factibilidad de implementar el acuífero experimental a escala de campo en la zona de estudio se concluye lo siguiente:

*El proceso automatizado del método de TRE permitió realizar un gran número de medidas en un corto tiempo.

*Se obtuvieron perfiles 2D de buena resolución tanto en profundidad como lateralmente.

*Los perfiles permitieron detectar zonas de baja resistividad asociadas a unidades saturadas de agua (UG1), así como unidades de alta resistividad (UG2) en el subsuelo y

determinar así la geometría del acuífero.

*La TRE demostró ser un método indirecto no destructivo y de fácil implementación en campo, así como una herramienta efectiva para la evaluación preliminar de implementar el acuífero experimental en el terreno de estudio.

-Se recomienda complementar los resultados del estudio de TRE realizado en este proyecto con más estudios geofísicos como métodos electromagnéticos o sísmicos, a manera de conocer a mayor detalle la estructura interna, tanto del acuífero como del basamento hidrogeológico a profundidad.

-La implementación del acuífero experimental consistirá en adaptar, a escala de campo, un sector reducido del acuífero granular estudiado con la instalación de diversos pozos de monitoreo y bombeo de última generación. Por lo tanto, en caso de que se realicen las perforaciones de los pozos requeridos para la implementación del laboratorio experimental en el terreno, se recomienda consultar antes cada uno de los modelos de resistividades eléctricas generados en este proyecto (Figura 5.1.5), para determinar las zonas más aptas de acuerdo al objetivo de estudio de cada pozo.

-Los resultados obtenidos en el presente estudio se muestra favorables para la implementación del acuífero experimental, con el cual, se permitirá formar a los estudiantes del área de Ciencias de la Tierra de manera integral; mejorando la enseñanza de la hidrogeología en el país, mediante el uso de herramientas de adquisición de datos de alta calidad y métodos modernos de interpretación directamente en campo. Lo anterior, contribuirá a generar los recursos humanos necesarios para hacer frente a los problemas actuales y futuros de agua subterránea en México.

Referencias bibliográficas

Aizebeokhai, A. P. (2010). *2D and 3D geoelectrical resistivity imaging: Theory and field design*. Scientific Research and Essays, 5, 3592-3605.

Barker, R. D. (1989). *Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays*. Geophysics, 54, 1031-1037.

Barker, R. D. y Moore, J. (1998). *The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies*. The Leading Edge, 17, 1454-1458.

Carnicero, A. (2003). *Apuntes de Introducción al Método de los Elementos Finitos*. Instituto de Investigación Tecnológica, Universidad Pontificia Comillas. Madrid, España.

CONAGUA (2012). *Atlas Digital del Agua en México*. Consultado el 29 de abril de 2015, de: <http://www.conagua.gob.mx/atlas/index.html>

CONAGUA (2014a). *Suspensión provisional del libre alumbramiento*. Consultado el 29 de Abril de 2015, de: <http://www.conagua.gob.mx/Contenido.aspx?n1=3&n2=62&n3=379>

CONAGUA (2014b). *Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Huajuapán de León 2014, Estado de Oaxaca*. Consultado el 1 de Mayo de 2015, de: <http://www.conagua.gob.mx/Contenido.aspx?n1=3&n2=62&n3=92>

Cruz Cruz, M. A. (2012). *Análisis Estratigráfico de la región de Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca-Santa Cruz Nuevo, Puebla*. Tesis de Licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería.

DeGroot-Hedlin, C. y Constable, S. (1990). *Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data*. Geophysics, 55, 1613-1624.

DOF (2010). *ACUERDO por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Región Hidrológica número 18 Balsas*. Consultado el 29 de abril del 2015, de: http://dof.gob.mx/nota_detalle_popup.php?codigo=5175730

Edwards, L.S. (1977). *A modified pseudosection for resistivity and IP*. Geophysics, 42, 1020-1036.

Ellis, R. G. y Oldenburg D. W. (1994). *Applied geophysical inversion*. Geophysics J. Int., 116, 5-11.

Evjen, H. M. (1938). *Depth factor and resolving power of electrical measurements*. Geophysics, 3, 78-95.

Fries, C. Jr., Rincón-Orta, C., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., y Cerna, Z. (1970). *Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla*. México, D.F.

- Geotomo Software (2014). *Manual de RES2DINVx64 ver. 4.04*. Malasia, 119p.
- Greenhalgh, M. S. (2008). *DC resistivity modelling and sensitivity analysis in anisotropic media*.
- Google Earth (2015). Mapa de la zona de estudio. Consultado el 5 de enero de 2015.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid, España. Editorial Pearson Prentice Hall, 920 p.
- INECC (2007). *La cuenca del Río Balsas*. Consultado el 29 de abril de 2015, de:
<http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/libros/402/cuencabalsas.html>
- INEGI (2007). *Prontuario de información municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Santiago Chazumba*. Consultado el 29 de abril de 2015, de:
<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/20/20459.pdf>
- INEGI (2010). *Anuario estadístico de Oaxaca*. Consultado el 29 de abril de 2015, de:
<http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/espanol/sistemas/aee10/info/oax/mapas.pdf>
- INEGI (2014). *Cartas topográficas E14B84 y E14B74*, escala 1:50000.
<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/default.aspx>
- Iris Instruments (2014). *Syscal Pro, resistivity and equipment for sounding, imaging and monitoring*.
http://www.iris-instruments.com/Pdf%20file/SyscalPro_Gb.pdf
- Loke, M. H. (2004). *Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys*. Geotomo Software, Malaysia.
- Loke, M.H., Acworth, I. y Dahlin, T. (2003). *A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys*. *Exploration Geophysics*, 34, 182-187.
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic Press Inc.
- Municipio de Santiago Chazumba (2010). *Plan municipal de desarrollo 2008-2010, Santiago Chazumba, Oaxaca*. Consultado el 2 de enero de 2015, de:
http://santiagochazumba.gob.mx/descargas/articulo9/plan_municipal_desarrollo.pdf
- Orellana, E. (1982). *Prospección geoeléctrica de corriente continua*. Madrid, España, Editorial Paraninfo, 532 p.
- Ortega-Guerrero, B. (1989). *Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área de Totoltepec- Ixcaquixtla, Estados de Puebla y Oaxaca*. Tesis de Maestría no publicada, UNAM, Facultad de Ciencias.

Ritter, D. F. (1986). *Process geomorphology*. Dubuque, Iowa, W.C. Brown.

RockWare Inc. (2015). *Manual de RockWorks15*. USA, 312 p.

Roy, A. (1972). *Depth of investigation in Wenner, three-electrode and dipole-dipole DC resistivity methods*. *Geophys. Prosp.*, 32, 139-141.

Roy, A. y Apparao, A. (1971). *Depth of investigation in direct current methods*. *Geophysics*, 36, 943-959.

Scales, J. A. y Snieder, R., (2000). *The Anatomy of Inverse Problems*. *Geophysics*, 65, 1708–1710.

Serrano Ontiveros, J. (2003). *Caracterización geofísica de filtraciones de agua en el subsuelo*. Tesis Universidad de Cataluña.

SGM (2014). Carta geológico-minera E14-6, escala 1:250000.

http://www.sgm.gob.mx/cartas/Cartas_Ed.jsp

Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. *Society of Exploration Geophysicists*. Cuarta edición.

Silvester, P. P. y Ferrari, R. L., (1990). *Finite Elements for Electrical Engineers*. Cambridge University Press. Tercera Edición.

Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Segunda edición.