



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**EXPLORACIÓN GEOFÍSICA E HIDROGEOLÓGICA
DE UN ACUÍFERO LOCALIZADO EN DEPÓSITOS
ALUVIALES Y DE DUNA
ESTADO DE VERACRUZ**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

MARIO BALCÁZAR GONZÁLEZ

TUTOR

Dr. LUIS E. MARÍN STILLMAN

MÉXICO D.F. CIUDAD UNIVERSITARIA, ABRIL 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Contenido

1.0 INTRODUCCIÓN.....	5
1.1 Zona de estudio	7
1.2 Marco físico	9
1.3 Clima.....	10
1.4 Hidrografía	11
1.5 Marco geológico.....	12
1.6 Hidrogeología.....	15
2.0 METODOLOGÍA	25
2.1 Exploración Geofísica.....	25
2.2 Censo de aprovechamientos	29
4.0 RESULTADOS.....	31
5.0 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	45

Relación de figuras

1. Regiones del estado de Veracruz
2. Acuífero y municipios que los conforman
3. Ubicación de la zona de estudio
4. Litología superficial
5. Arreglo Schlumberger
6. Ubicación de Sondeos Eléctricos Verticales y Sondeos de Penetración
- 6a. Localización de las secciones geoléctricas
7. Ubicación de pozos y norias
8. Columnas estratigráficas generadas a partir de los sondeos de penetración
9. Sondeo 1, curva sintética y modelo de capas
- 9a. Sondeo 2, curva sintética y modelo de capas
- 9b. Sondeo 3, curva sintética y modelo de capas
- 9c. Sondeo 4, curva sintética y modelo de capas
- 9d. Sondeo 5, curva sintética y modelo de capas
- 9e. Sondeo 6, curva sintética y modelo de capas
- 9f. Sondeo 7, curva sintética y modelo de capas
- 9g. Sondeo 8, curva sintética y modelo de capas
- 9h. Sondeo 9, curva sintética y modelo de capas
- 9i. Sondeo 10, curva sintética y modelo de capas
10. $AB/2=7.0$ m
- 10a. $AB/2=15.0$ m
- 10b. $AB/2=32.0$ m
- 10c. $AB/2=46.0$ m
- 10d. $AB/2=68.0$ m
- 10e. $AB/2=100.0$ m

- 10f. Configuraciones horizontales de resistividad aparente
11. Correlación entre el sondeo de penetración 15 y el sondeo eléctrico 1
12. Correlación entre el sondeo de penetración 6 y el sondeo eléctrico 2
13. Correlación entre el sondeo de penetración 3 y el sondeo eléctrico 3
14. Correlación entre el sondeo de penetración 22 y el sondeo eléctrico 7
15. Sección geoelectrica A-A'
16. Sección geoelectrica B-B'
17. Sección geoelectrica C-C'
18. Corte D-D'
19. Corte E-E'
20. Dirección de flujo local de agua subterránea

Relación de tablas

1. Aberturas de Sondeos Eléctricos Verticales
2. Niveles estáticos de pozos y norias
3. Datos de campo del levantamiento realizado
4. Niveles freáticos a partir de los sondeos de penetración
5. Modelo de capas de cada sonde eléctrico

1.0 INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Los estudios relacionados con la geología del subsuelo y la hidrogeología son muy importantes actualmente dada la problemática de la disponibilidad del agua, además de la contaminación de la misma. Los estudios geofísicos son una herramienta poderosa los cuales permiten establecer la estructura geológica presente; esto sirve de base para entender el comportamiento hidrogeológico de una región (Campos-Enríquez et. al. 1996, en Meneses 2002). La geofísica en general, es una técnica muy útil para la exploración hidrogeológica.

Una de las ventajas que ofrecen los métodos geofísicos es la posibilidad de obtener información del subsuelo a bajo costo, debido a esto y en particular a los métodos geoelectrónicos, los cuales han sido ampliamente utilizados para exploración de agua subterránea.

Esta ventaja es evidentemente más conveniente frente a otros métodos directos donde los costos, tiempos y uso de recursos humanos son mayores, lo que nos lleva a una caracterización geológica representativa de la zona de estudio, siempre y cuando se tenga controlada de una manera sistemática y estricta la información adicional indispensable para obtener resultados congruentes a la realidad.

Una de las desventajas que tienen los métodos geofísicos es que al ser métodos indirectos se tiene el riesgo de realizar una interpretación incongruente de la zona de estudio. Esto es debido a que se infiere de forma indirecta la distribución espacial de los diferentes materiales que componen el subsuelo, así como el tipo y sus características, mediante ciertas propiedades físicas del mismo dependiendo del método utilizado (eléctrico, electromagnético, entre otros).

Para el caso particular de los métodos eléctricos, esta desventaja se ve claramente en su contraparte con los métodos directos, es decir, durante la interpretación de los datos de campo se tiene un principio conocido como “principio de equivalencia” que señala que para una misma caracterización geológica se tiene más de un modelo, lo que conlleva a un problema si no se tiene información complementaria que lleve al modelo más real de

acuerdo a las características geológicas de la zona. En los métodos directos es posible evitar lo anterior, ya que, por ejemplo (para éste trabajo), si se tiene un estudio de geotecnia donde se obtuvieron muestras de suelo, es posible determinar el espesor de las capas y el tipo de material (entre otras características) del subsuelo, sin embargo, estos tipos de métodos son muy costosos por el equipo que se necesita para realizar las perforaciones, así como los análisis en laboratorio, con la desventaja adicional de que su profundidad de investigación se ve limitada precisamente por la inversión generada.

Los objetivos de este trabajo son:

1. Realizar una correlación estratigráfica entre Sondeos Eléctricos Verticales y Sondeos de Penetración realizados en un predio de aproximadamente 480 ha
2. Caracterizar el subsuelo mediante exploración geofísica (interés especial por conocer la ubicación y espesor de los lentes arcillosos)
3. Determinar el comportamiento hidrogeológico en la zona de estudio

1.1 Zona de estudio

El Estado de Veracruz (Figura 1) se encuentra ubicado en el Este de la República Mexicana, configurando una extensa franja costera sobre el Golfo de México. Su territorio está dividido en diez regiones que reciben los siguientes nombres:

- Región Capital
- Región Los Tuxtlas
- Región Nautla
- Región Sotavento
- Región Totonaca
- Región Totonaca
- Región Huasteca Alta
- Región Huasteca Baja
- Región Las Montañas
- Región Olmeca
- Región Papaloapan

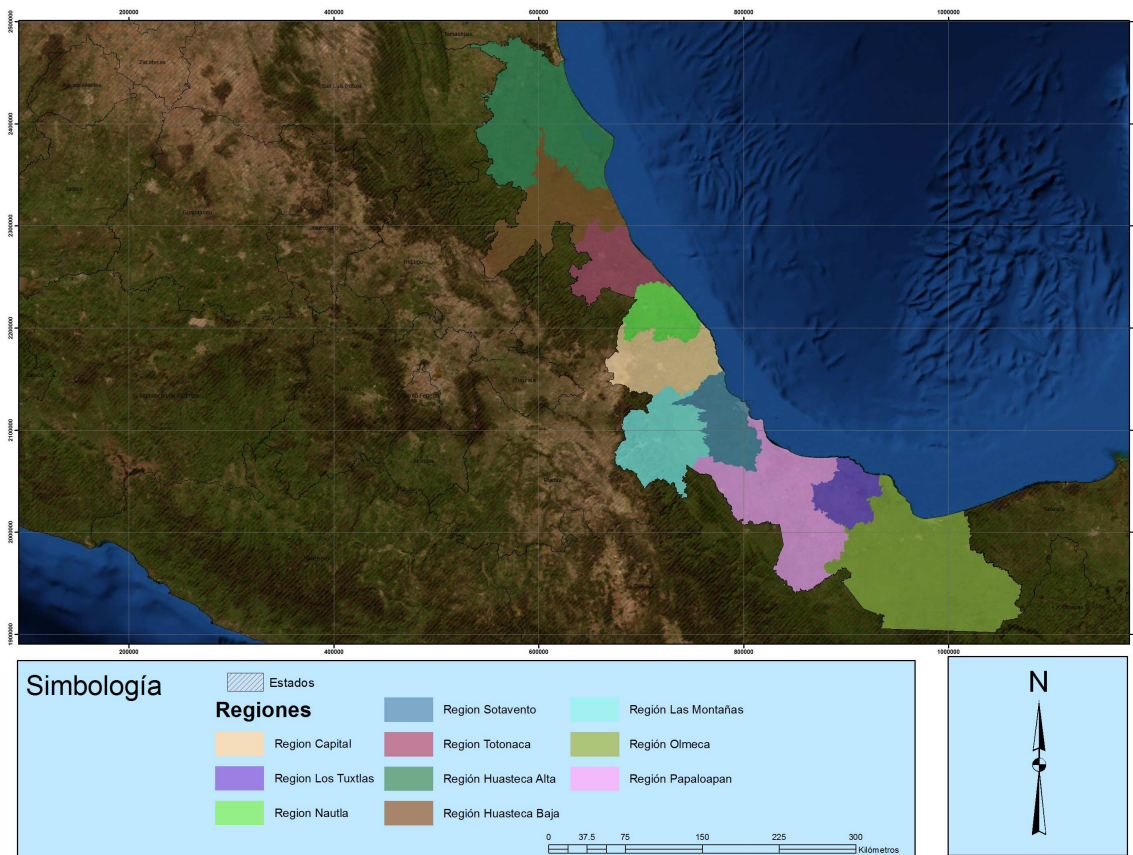


Figura 1. Regiones del estado de Veracruz

La zona de estudio se localiza en el acuífero de la zona costera de Veracruz, en la Región Sotavento.

El área que ocupa este acuífero abarca nueve municipios de los cuales uno está comprendido en su totalidad y ocho de manera parcial. El primero corresponde a Veracruz y los parciales son: Boca del Río, La Antigua, Jamapa, Manlio Fabio Altamirano, Medellín de Bravo, Paso de Ovejas, Puente Nacional y Soledad de Doblado (Figura 2).

Las poblaciones de mayor importancia son: Veracruz, Boca del Río, Soledad de Doblado, Manlio F. Altamirano, Medellín, Tejería y El Tejar.

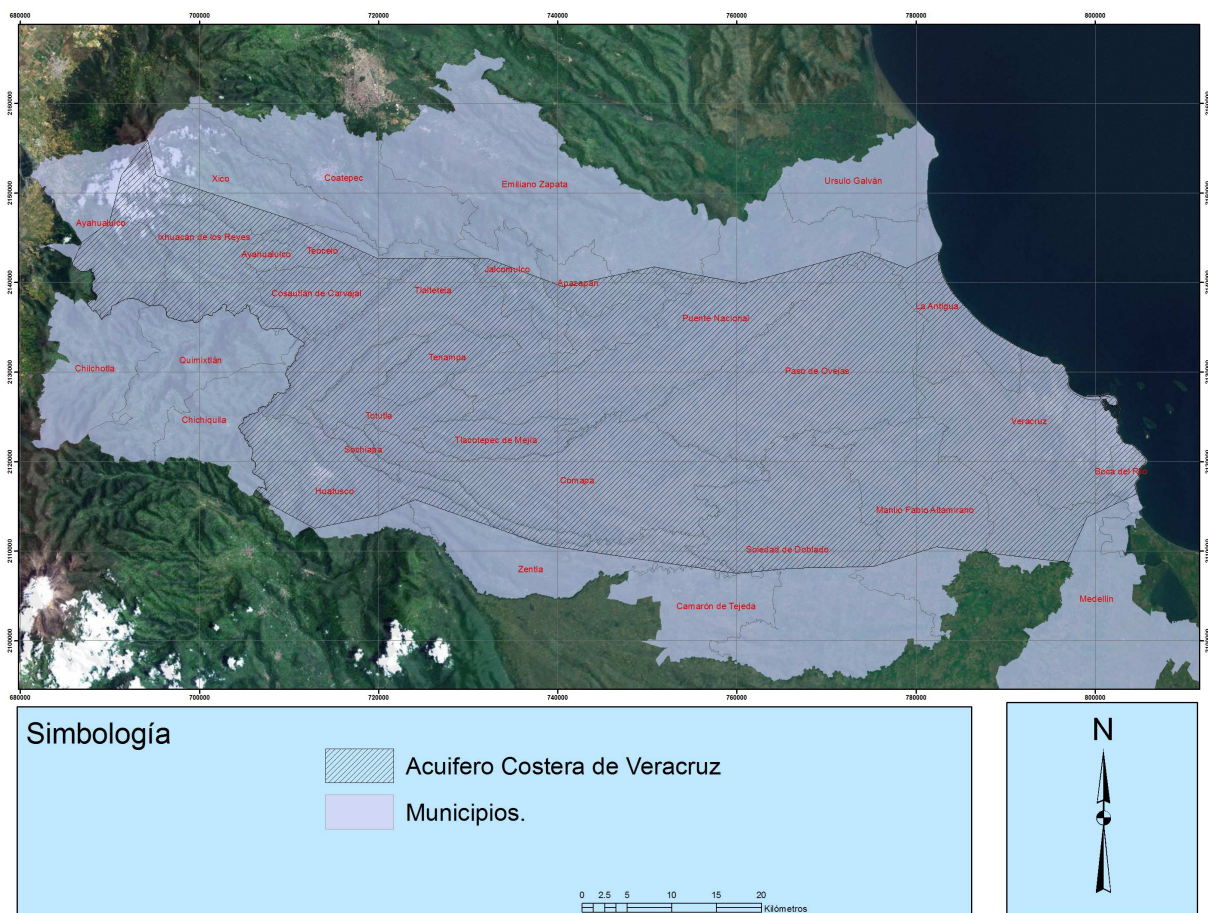


Figura 2. Acuífero y municipios que lo conforman

Localmente, la zona de estudio se localiza en la periferia de la ciudad de Veracruz, hacia NW de la misma y aproximadamente a 3.5 Km de la localidad Valente Díaz. Dicha zona comprende un área de 480 ha aproximadamente (Figura 3).



Figura 3. Ubicación de la zona de estudio

1.2 Marco físico

El área de estudio comprende dos provincias fisiográficas conocidas como “Llanura Costera del Golfo Sur” y “Subprovincia de la Llanura Costera Veracruzana”.

La primera se localiza en la porción Oeste del acuífero, presentando elevaciones topográficas de 200 a 150 msnm y representa la zona marginal de la sierra, distinguiéndose lomeríos suaves ligeramente ondulados y mesetas escalonadas que definen la zona de transición entre ésta y lo que es la planicie costera.

El otro rasgo fisiográfico, y que es representativo del acuífero, corresponde a una topografía relativamente plana con alturas menores a los 50 msnm disminuyendo hacia el

Este. Además de estos elementos fisiográficos, se tiene una zona importante de dunas localizada en la porción noroeste del puerto de Veracruz.

En el terreno bajo estudio, la mayor superficie presenta una topografía plana con promontorios de escasos metros de altura, así como también partes bajas en donde llega a aflorar el agua o a formarse encharcamientos cuando existen precipitaciones pluviales. El Norte del terreno colinda con una porción rectificada del río Medio; hacia el norponiente se localiza un área pantanosa; al nororiente el terreno se eleva estando una *laguneta* al pie de la loma ubicada dentro del terreno de interés y fuera del lindero del terreno se encuentra la laguna de “Las Conchas”. El lugar presenta mal drenaje, generando cuerpos someros de agua los cuales desaparecen en pocos días al infiltrarse al subsuelo.

1.3 Clima

De acuerdo con la clasificación de Köppen, se tiene que el clima que predomina está comprendido en el grupo de los cálidos, mientras que el tipo es de los cálidos subhúmedos con lluvias en verano, con una precipitación del mes mas seco menor a 60 mm y en donde la lluvia invernal es menor del 5% con respecto al total precipitado anual.

La variación espacial de la temperatura media anual es de 24.8° C en El Tejar hasta los 26.4° C en Manlio Fabio Altamirano, por lo que la representativa de la zona es de 25.6° C.

En la estación Cardel, tiene un valor de 25.6° C, mientras que los meses más calurosos corresponden a mayo y junio (28.8 y 28.2° C). Para la estación Manlio Fabio Altamirano, la media anual es de 26.4° C y los meses más calurosos son abril, mayo y junio (28.7, 29.7 y 28.7° C).

En Soledad de Doblado, la media anual tiene un valor de 25.5° C siendo mayo y junio los más calurosos (28.6 y 28.0° C). En El Tejar, se tiene un registro de 24.8° C y los meses más calurosos son mayor y junio (27.8 y 25.6° C).

La distribución espacial de la lluvia es de poca variación, presentándose hacia la costa valores superiores con respecto al oeste del área de estudio. De esta variación se puede definir que la precipitación media anual dentro del acuífero es de 1351.16 mm.

En la estación **Veracruz**, la media anual tiene un valor de 1748.93 mm y los meses de mayor lluvia son junio (286.51 mm), julio (400.25 mm), agosto (369.23 mm) y septiembre (350.30 mm).

El valor de la evaporación registrada en las estaciones climatológicas varía desde 722.97 a 1962.20 mm/año, por lo que el valor promedio es de 1342.59 mm/año.

1.4 Hidrografía

El área se encuentra formando parte de la región hidrológica No. 28 “Papaloapan” y en la subregión centro cuya escorrentía superficial se conforma por ríos de régimen permanente, así como de otros de mayor importancia e intermitentes existiendo además diversas lagunas.

La división hidrológica efectuada en el acuífero permitió definir cuencas abiertas, cerradas y cuencas de menor extensión que descargan directamente al Golfo de México. En las primeras se distinguen la del río La Antigua que dentro del acuífero ocupa una superficie de 604 km² con una longitud de 41 km, y la del río Jamapa, con una longitud de 72 km dentro del acuífero ocupando una superficie de 173.32 km². En las segundas, se determinaron seis cuencas endorreicas en las que no existe medición hidrométrica y cuya característica es que se trata de escurrimientos de régimen intermitente denominadas localmente como *palmaritos*, con una superficie de 20 km² y formada por diversos arroyos sin nombre. Se localiza a la altura de la finca de Sayula y al oeste del acuífero.

La conocida como Soledad de Doblado, se forma por arroyos diversos entre los que se puede señalar La Tinaja con una longitud de 17 km y La Raya de 15 km de longitud, los que en su conjunto ocupan una superficie de 115.75 km², y se ubica al norte de la población del mismo nombre. La de Vargas, se conforma por diversos arroyos de dirección Este-Oeste ocupando un área de 25.28 km².

En el área que ocupa el acuífero, no existe infraestructura hidráulica grande (por ejemplo presas), sino que la infraestructura se refiere a un sistema de canales que conforman el Distrito de Riego 035 La Antigua, localizado en la porción noroeste de la zona. Sobre el río Jamapa, se tiene la obra derivadora El Tejar, utilizada para proporcionar agua al puerto de Veracruz y área conurbana.

1.5 Marco geológico

La descripción de la geología regional está tomada de Mórán (1990) y López Ramos (1987). El área de estudio se encuentra en la Provincia de la Cuenca de Veracruz, misma que se encuentra dentro del Eje Transvolcánico Mexicano. El Eje Transvolcánico Mexicano consiste de un cinturón de rocas volcánicas del Cenozoico cercanas al paralelo 20.

La Cuenca de Veracruz se formó en el Terciario como resultado de una transgresión marina hacia el Este, y la Cuenca se fue rellenando con material terrígeno que se estaba depositando en el Plano Costero del Golfo. La columna sedimentaria descansa sobre el basamento metamórfico, el cual consiste de granito de edad Paleozoico y se inicia con los sedimentos del Triásico-Jurásico Medio de carácter continental. Le siguen sedimentos discordantes del Jurásico Superior, los cuales están compuestos principalmente por rocas carbonatadas. En el Cretácico se depositan rocas carbonatadas, calizas, arcillas y margas. La parte superior de la cuenca consiste de sedimentos Terciarios y recientes los cuales consisten de arcillas más o menos arenosas, arenas, y ocasionalmente, conglomerados cuya presencia se debe a una transgresión del Mioceno y deltas.

El área se encuentra en la provincia geológica de la cuenca Terciaria de Veracruz, caracterizada por estar constituida por lutitas y areniscas del Paleoceno al Oligoceno, además de material volcánico, los que en su conjunto forman una amplia planicie.

Así, se tienen cartografiadas seis unidades geológicas cuya descripción es la siguiente:

Gravas y arenas (Qtga)

Corresponde a un depósito granular no consolidado de gravas y arenas con algunos estratos arcillosos y otros de boleos de composición andesítica. Su ocurrencia obedece

principalmente por la erosión fluvial sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas que afloran al Oeste y fuera del acuífero Costera de Veracruz, las que fueron erosionadas y cuyos fragmentos fueron transportados y depositados, originando un material heterogéneo y de porosidad primaria. Se encuentra aflorando en las porciones Norte, Centro y Oeste de la superficie del acuífero siendo también de espesor variable.

Depósitos de lluvia de inundación (Qli)

Material que resulta de la alteración y erosión de rocas o materiales preexistentes localizados en zonas bajas y áreas de inundación. Se constituyen por material heterogéneo con predominancia arcillosa. Se encuentra aflorando en la porción central del acuífero.

Depósitos de arenas antiguas (Qda)

Están formados de arenas finas transportadas por el viento. Presentan una estratificación cruzada y su composición es de un 70% de arenas de cuarzo. Ocupan la porción nor-central del área y forman lomeríos de poca altura y paralelos a la costa.

Depósitos de playa (Qdp)

Corresponden a un paquete de arenas finas de reducido espesor y extensión. Su afloramiento va desde la desembocadura del río La Antigua hasta el puerto de Veracruz, así como en Boca del Río y Antón Lizardo, Veracruz.

Depósitos de dunas recientes (Qdr)

Están formados por arenas de grano fino transportado por el viento presentando estratificación cruzada. Se observan en la porción noreste del acuífero y hacia el noroeste del puerto de Veracruz, formando lomeríos suaves y alargados de altura variable.

Depósitos fluviales (Qal)

Son aquellos que se localizan en las márgenes o áreas de influencia de arroyos y ríos, constituidos por material clástico de granulometría variada y de reducido espesor.

Durante el Cretácico, la zona estuvo sumergida en áreas profundas donde se depositaron sedimentos calcáreos. Durante el Paleoceno, se desarrolló la subsidencia de la plataforma cretácica y por consecuencia el origen de una cuenca donde se depositaron sedimentos arcillo-arenosos, la que por efectos tectónicos fue dividida formándose una *antefosa* la que a su vez fue rellenada por sedimentos tipo *flish*.

Durante el Terciario se desarrolló actividad ígnea regional, originando rocas volcánicas piroclásticas las que al actuar los procesos erosivos dieron origen a la actual conformación geológica.

La litología superficial en la zona de estudio se muestra en la Figura 4 y en cuyo caso está representada por arenas.

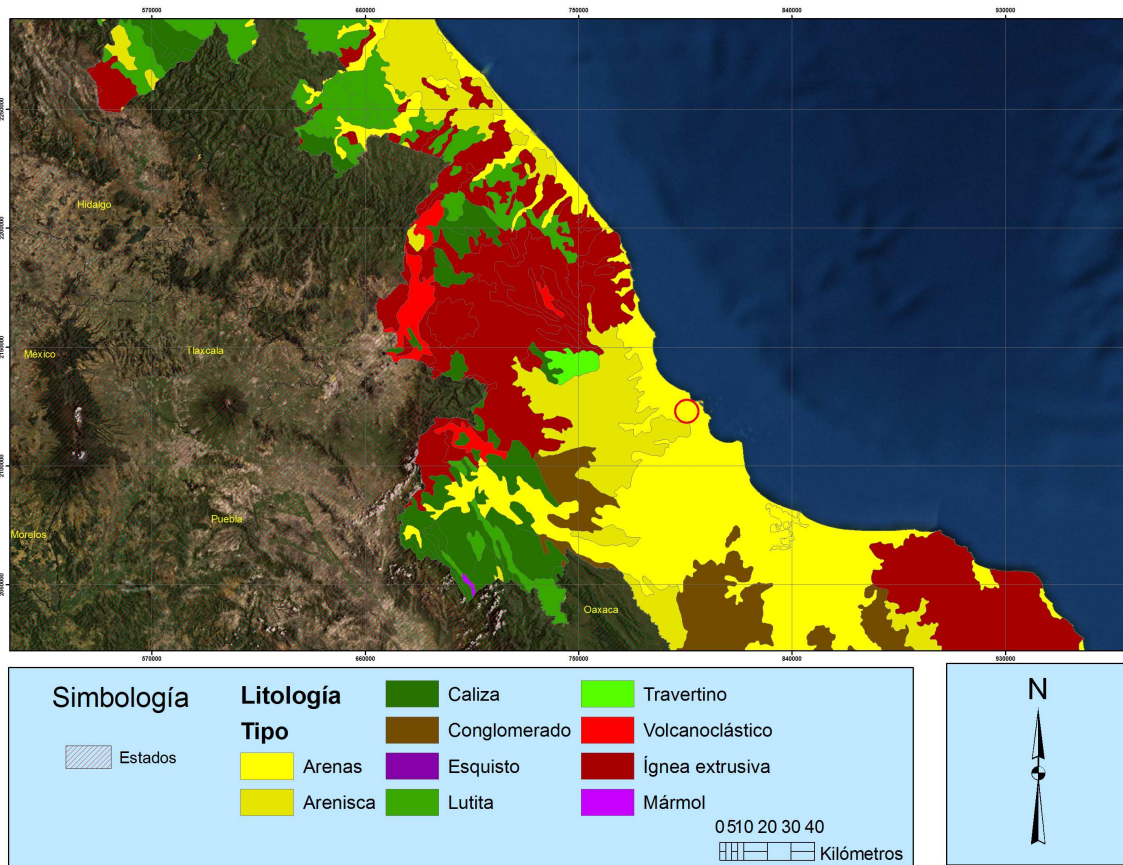


Figura 4. Litología superficial

1.6 Hidrogeología

El acuífero Costera de Veracruz, se encuentra alojado en material granular no consolidado, presentando un funcionamiento hidráulico del tipo libre. La unidad hidrogeológica de importancia es la clasificada como gravas y arenas, de porosidad primaria y de una buena permeabilidad, la que dependerá del contenido de arcillas y grado de compactación del material.

De conformidad con información obtenida mediante perforación de pozos, se tiene que esta unidad se extiende desde el borde occidental del acuífero hasta la línea costera, diferenciándose granulométricamente de un sitio a otro, ya que conforme se acerca a la costa, los fragmentos de rocas son más finos.

Por otra parte, los pozos son parcialmente penetrantes, por lo que el espesor de la unidad acuífera es de 300 m, definido mediante información geofísica.

La recarga principal proviene de la infiltración de la precipitación que se presenta en las sierras que bordean la planicie, como flujo horizontal subterráneo proveniente del oeste, mientras que los ríos Jamapa y La Antigua también favorecen a la recarga del acuífero.

Por fronteras laterales, se tienen los ríos La Antigua y Jamapa, aunque estos son de tipo físico y no límites hidrogeológicos.

1.7 Marco teórico

Los estudios relacionados con la geología del subsuelo y la hidrogeología, son muy importantes actualmente, dada la problemática de la disponibilidad del agua además de la contaminación de la misma. En general la geofísica es una técnica muy útil para la exploración hidrogeológica.

Una de las ventajas que ofrecen los métodos geofísicos es la posibilidad de obtener información del subsuelo a bajo costo, debido a esto y en particular a los métodos geoelectricos, los cuales han sido ampliamente utilizados para exploración de aguas subterráneas.

Varios autores han utilizado sondeos de resistividad para determinar direcciones de flujo del agua subterránea en acuíferos kársticos (Steinich y Marín, 1996; 1997) y en acuíferos granulares (Marín et al., 1998), así como para determinar estructuras superficiales en el subsuelo. Los métodos geoelectricos han sido utilizados continuamente en estudios hidrogeológicos, en detección de contaminantes o en caracterización de fracturas relacionadas al flujo de aguas subterráneas.

Otros autores han combinado técnicas geofísicas para describir los acuíferos principales, así como las unidades estratigráficas asociadas a horizontes eléctricos. Combinando sondeos electromagnéticos y sondeos eléctricos convencionales, se han podido determinar valores de resistividad con los cuales se han inferido las características de los acuíferos, así como la detección de posibles plumas contaminantes dentro de los acuíferos (Flores-Márquez, 2001, Marín, no publicado).

Los métodos eléctricos de corriente directa consisten en inyectar corriente al terreno de forma galvánica, es decir, mediante electrodos, detectando las capas más importantes del subsuelo, así como algunas de sus características; sin embargo, para una adecuada interpretación de los resultados es importante tener presente que el contraste resistivo que existe entre los diferentes tipos de materiales depende de muchos factores, como son el contenido de sales, el tipo de material, porosidad, la presencia o no de agua, entre otros.

Así mismo el empleo de corrientes eléctricas variables en el tiempo, abre enormes posibilidades para la exploración geoelectrica. En vez de aplicar corriente eléctrica por procedimientos galvánicos, puede hacerse por procedimientos inductivos, esto es, utilizando antenas o bobinas que induzcan corrientes variables al subsuelo. Además del campo eléctrico, es posible medir el campo magnético

Sin embargo una de las limitaciones de usar métodos geofísicos como una herramienta de exploración es que no es generada una solución única, por lo que es necesario tener

información adicional (geología, información de pozos, entre otros) correlacionándola con estos métodos geofísicos para poder obtener un modelo adecuado.

La aplicación de los métodos geoeléctricos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que la constituyen. Estas propiedades generalmente se expresan por medio de tres magnitudes físicas, que son la resistividad eléctrica ρ (o su inverso, la conductividad σ), la constante dieléctrica ϵ y la permeabilidad magnética μ .

La conductividad eléctrica es la capacidad de algunos materiales para transmitir corriente eléctrica cuando es aplicado un voltaje, la cual está definida por la Ley de Ohm (Keller y Frischknecht, 1966).

$$\rho = 1 / \sigma \quad (1)$$

En rocas y minerales la conductividad eléctrica puede darse de tres formas (Telford *et al.* 1990): electrónica, electrolítica y por conducción dieléctrica. La primera es la forma normal de flujo de corriente en materiales que poseen electrones libres, como en el caso de los metales. La conducción dieléctrica se lleva a cabo en conductores pobres o aislados bajo la presencia de un campo eléctrico variable externo.

La mayoría de las rocas son muy malas conductoras, sin embargo, la presencia de poros y fracturas tienen como resultado que los valores de conductividad se incrementen. Generalmente, la conducción eléctrica en una roca se da por procesos electrolíticos debido a que poros y fracturas contienen algún porcentaje de agua. La conductividad dependerá de la cantidad de agua presente, su salinidad y distribución de la roca almacenante.

Cuando el agua presente en los poros tiene alguna sal en solución, los iones constituyentes se separan, por lo que son libres para moverse independientemente de la solución. De ésta forma se lleva a cabo la conducción electrolítica, en donde la propagación de corriente se lleva a cabo por medio de los iones disueltos. Cuando es aplicado un campo eléctrico los

iones positivos (cationes) son atraídos hacia el polo negativo, mientras que los aniones (iones negativos) se ven atraídos hacia el polo positivo.

Por lo tanto en una roca la conductividad dependerá principalmente de la permeabilidad, lo que incluye el número de poros, dimensión e interconexiones, el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, así como la temperatura y fase en que se encuentra el agua.

La relación existente entre la porosidad y la conductividad eléctrica está dada matemáticamente por la Ley de Archie (Archie, 1942) la cual relaciona factores como la saturación S (contenido de agua en los poros), la resistividad del agua contenida en los poros ρ_w y la porosidad ϕ de la siguiente forma:

$$\rho_e = q \phi^{-m} S^{-n} \rho_w \quad (2)$$

en donde ρ_e es la resistividad del medio, q y m son constantes que dependen del medio y n tiene un valor aproximado de 2 (Telford et. al., 1990).

Las rocas más antiguas son por lo general menos porosas ya que usualmente se encuentran a una mayor profundidad, lo que ocasiona que por presión los espacios porosos sean cerrados, sin embargo, también pueden darse excepciones por otros factores como son la presencia de fracturas en las rocas que normalmente no son porosas o altas concentraciones de minerales conductores, lo que en ambos casos podría dar un incremento en la conductividad eléctrica en rocas que usualmente no son conductoras.

El método del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) se basa en la teoría electromagnética, la cual se simplifica considerablemente cuando se trabaja con corriente continua y con medios estratificados homogéneos e isótropos (Keller y Frischknecht, 1966). La propiedad del medio que los SEV's determinan es la resistividad eléctrica.

Para el estudio teórico de la resistividad medida se necesita a partir de las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (3)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (4)$$

donde E es la intensidad del campo eléctrico, H es la intensidad el campo magnético, B es la inducción electromagnética, D es el vector de inducción electromagnética y J es la densidad de corriente. A las ecuaciones anteriores hay que añadir otras tres, que definen las constantes características de los medios:

$$D = \epsilon E \quad (5)$$

$$B = \mu H \quad (6)$$

$$J = \sigma E \quad (7)$$

donde ϵ es la permeabilidad eléctrica que se relaciona con la constante dieléctrica y la permeabilidad del vacío ($\epsilon = k\epsilon_0$), σ es la conductividad eléctrica y μ la permeabilidad magnética.

De las ecuaciones anteriores, sólo se ocuparán las dos primeras. Pero como se trata de corriente continua, es decir, que los campos son estacionarios, las derivadas temporales se anulan reduciéndose a:

$$\nabla \times E = 0 \quad (8)$$

$$\nabla \times J = 0 \quad (9)$$

Considerando la ecuación 8, se señala que el campo eléctrico es conservativo o irrotacional, por lo que deriva de un potencial escalar U , es decir, que:

$$E = -\nabla U \quad (10)$$

Por otra parte, habrá de cumplirse la Ley de Ohm que en su forma diferencial es:

$$J = \sigma E \quad (11)$$

la cual señala que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto y es proporcional a él. Además, como en ningún punto del semiespacio conductor puede haber aparición ni desaparición de cargas, el vector de densidad de corriente debe ser cero en cualquier punto, excepto en la fuente de corriente, por lo que:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (12)$$

Combinando las ecuaciones anteriores se deriva la ecuación de Laplace:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = \nabla \cdot [\sigma(-\nabla U)] = \sigma \nabla^2 U = 0 \quad (13)$$

$$\nabla^2 U = 0 \quad (14)$$

dónde U es una función potencial escalar, definida de tal forma que E es un gradiente.

Como se consideró que se tiene una fuente de corriente puntual y dentro de una superficie semiesférica en cualquier punto de ella, por razón de simetría, la densidad de corriente

tendrá el mismo valor y estará dirigida radialmente, por lo que en coordenadas esféricas, la ecuación de Laplace puede ser descrita como:

$$\frac{\partial}{\partial R} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \frac{1}{\text{Sen}\theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\text{Sen}\theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\text{Sen}^2\theta} \frac{\partial^2 U}{\partial \Phi^2} = 0 \quad (15)$$

Si existe simetría esférica, r no sufres cambios:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial U}{\partial r} = 0 \quad (16)$$

Resolviendo la ecuación anterior se tiene que:

$$U = C_1 + \frac{C_2}{r} \quad (17)$$

donde C_1 y C_2 son constantes. Por lo que si se aumenta r, el potencial disminuye, es decir, que si r tiende a infinito el potencial U es cero, lo que implica que C_1 también debe ser cero. Teniendo así:

$$U = \frac{C_2}{r} \quad (18)$$

La otra constante C_2 , puede ser evaluada en términos de la corriente total de la fuente, ya que el flujo de corriente es simétrico, la densidad de corriente debe ser uniforme a través de la superficie de una esfera, dentro de la cual se encuentra la fuente obteniendo la C_2 de la siguiente forma:

$$J = \sigma \cdot E \quad (19)$$

$$E = -\nabla U \quad (20)$$

$$J = -\sigma \frac{dU}{dr} \quad (21)$$

$$J = \sigma \frac{C_2}{r^2} \quad (22)$$

La integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a I por lo que si el radio es r, se tendrá:

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (23)$$

Igualando las ecuaciones 22 y 23 se tiene que:

$$C_2 = \frac{I}{2\pi\sigma} \quad (24)$$

Substituyendo en la ecuación 18, se obtiene una expresión del potencial eléctrico, producto de una fuente puntual colocada en la superficie del terreno:

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (25)$$

En el caso de que se tengan varias fuentes de corriente, el potencial en un punto debe ser calculado con la suma de los potenciales con que cada fuente contribuye. Utilizando la ecuación y el concepto anterior, se puede obtener la resistividad del medio. Para que pueda ser determinada, en campo deben medirse los valores de intensidad de corriente (I) que fluye entre los electrodos, la diferencia de potencial (ΔU) entre los punto de medición M y

N, entendiendo que en campo lo que realmente se mide es el voltaje entre los electrodos y las distancias entre los distintos electrodos.

La siguiente ecuación se aplica para el caso de un arreglo con cuatro electrodos:

$$\rho = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I} \quad (26)$$

donde K es una constante geométrica que depende del tipo de arreglo que se esté utilizando. Los términos negativos de las distancias, son debidos a que uno de los polos de corriente en un circuito de dos electrodos debe tener un sentido de corriente de flujo, comparado con el otro, sin embargo, la ecuación anterior permite determinar la resistividad del medio solamente en caso de que este sea uniforme, en caso contrario, se estará determinando la resistividad aparente (ρ_a) del medio, la cual se puede definir como una “resistividad ficticia” que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo, la expresión correspondiente a un medio homogéneo.

El dispositivo electródico utilizado en este estudio, consistió en el empleo de un arreglo de cuatro electrodos colocados de forma simétrica a partir de un centro, conocido con el nombre de Schlumberger (Figura 5).

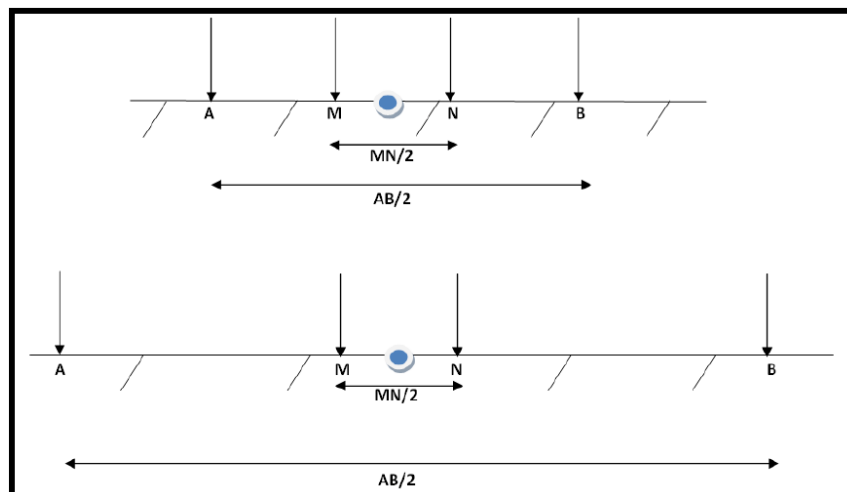


Figura 5. Arreglo Schlumberger. A y B representan los electrodos de corriente y M y N representan los electrodos de potencial.

Dicho dispositivo consiste de dos electrodos de corriente A y B que forman el circuito de emisión de corriente, la cual viaja a través del subsuelo por los materiales en forma tridimensional formando un campo eléctrico. Con un par de electrodos conocidos como M y N colocados en la parte interior del arreglo, se mide el potencial del campo eléctrico constituyendo el sistema de recepción.

La parte teórica de la configuración Schlumberger considera que los electrodos de potencial M y N están colocados a una distancia del centro del dispositivo (punto de atribución) menor a 5 veces la separación AB.

Usando la ecuación 26 para determinar el factor geométrico se tiene:

$$K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (27)$$

Pero para el caso del arreglo Schlumberger, los electrodos de medición M y N, deben estar lo suficientemente cercanos para que la relación del voltaje medido y la separación entre los electrodos sea aproximada al gradiente del voltaje en el punto medio de los electrodos de corriente. Tomando en cuenta esto, el factor geométrico para el arreglo queda como:

$$K = \pi \frac{a^2}{b} \quad (28)$$

Por lo que:

$$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \frac{\Delta U}{I} \quad (29)$$

2.0 METODOLOGÍA

2.1 Exploración Geofísica

Se realizaron diez Sondeos Eléctricos Verticales con arreglo tipo Schlumberger distribuidos en la zona de estudio. La Tabla 1 muestra las aberturas que se lograron.

Tabla 1. Aberturas de SEV's

SEV	Abertura AB/2 (m)
1	215
2	465
3	68
4	100
5	315
6	215
7	145
8	100
9	100
10	100

La elección de los sitios para realizar el levantamiento estuvo en función de las condiciones del terreno que permitieran hacer el tendido de cada sondeo, siendo el principal problema la abundante vegetación. Por otro lado, se buscaron sitios apropiados donde se encontrara al menos un sondeo de penetración para realizar la calibración posterior de los modelos geoléctricos.

La adquisición de datos se realizó con un equipo marca Syscal R1 cuya capacidad máxima de abertura es de 675 m, sin embargo, por las condiciones propias del terreno, no fue posible obtener una consistencia en las aberturas. Los sondeos fueron georeferenciados con un GPS autónomo marca Garmin modelo Etrex Legend (habilitando el *Wide Angle Area Augmentation System*, WAAS, para mejorar la precisión).

Como información adicional a la exploración geofísica, se realizó un estudio geotécnico de detalle por parte de un tercero para determinar el diseño de las cimentaciones con 56 sondeos de penetración distribuidos en la zona de estudio de la siguiente forma:

- 4 sondeos a 40 m de profundidad
- 6 sondeos a 20 m de profundidad
- 21 sondeos a 15 m de profundidad
- 25 sondeos a 10 m de profundidad

La penetración de los sondeos fue estándar dinámica alternado con muestreo inalterado selectivo mediante el hincado a presión de tubos de pared delgada tipo *Shelby*. Para hincar los tubos tipo *Shelby* se utilizó una máquina rotatoria de avance hidráulico la cual fue operada para proporcionar un avance medio de 20 cm/min. Los tubos empleados fueron de 90 cm de largo. Las recuperaciones fueron del 0 al 90% del largo total, sin embargo, se eliminaron los 20 cm alojados en la parte superior que correspondieron a los suelos con mayor alteración por azolves y por el mismo lavado de la perforación.

Para el procesamiento de los sondeos eléctricos se utilizó el programa *RESIXP* de Interpex. Para cada sondeo se generó un modelo de capas inicial donde posteriormente se fue ajustando (calibrando con ayuda de los sondeos de penetración) la curva sintética a la de campo para obtener los valores de resistividad, número de capas y espesores reales correspondientes al comportamiento litológico de la zona de estudio. Ya definidos los modelos geoelectricos, se generó una correlación estratigráfica entre éstos y los sondeos de penetración. De igual forma, se generaron secciones geoelectricas para interpretar el comportamiento geológico del subsuelo.

Para la calibración de los sondeos eléctricos se utilizó la siguiente correlación:

- SEV 1 – SP 15
- SEV 2 – SP 6
- SEV 3 – SP 3
- SEV 7 – SP 22

La ubicación, tanto de los sondeos eléctricos como de los sondeos de penetración, se muestra en la Figura 6. El sistema de referencia es UTM.

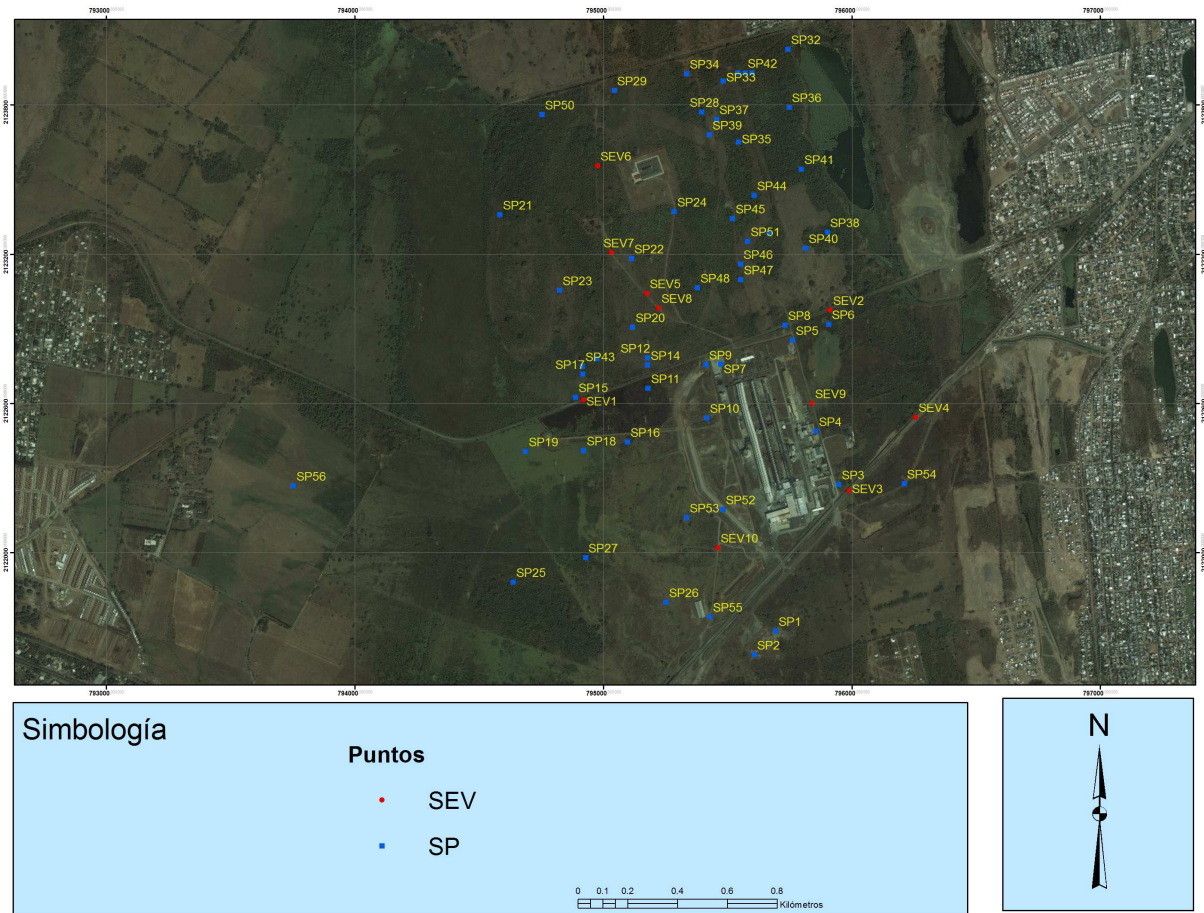


Figura 6. Ubicación Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y Sondeos de Penetración (SP)

Para definir una continuidad en la caracterización del subsuelo, se realizaron tres cortes geoelectrónicos a partir de los modelos obtenidos mediante la exploración geofísica, y dos cortes mediante sondeos de penetración. La distribución y orientación de los cortes se muestra en la Figura 6a.

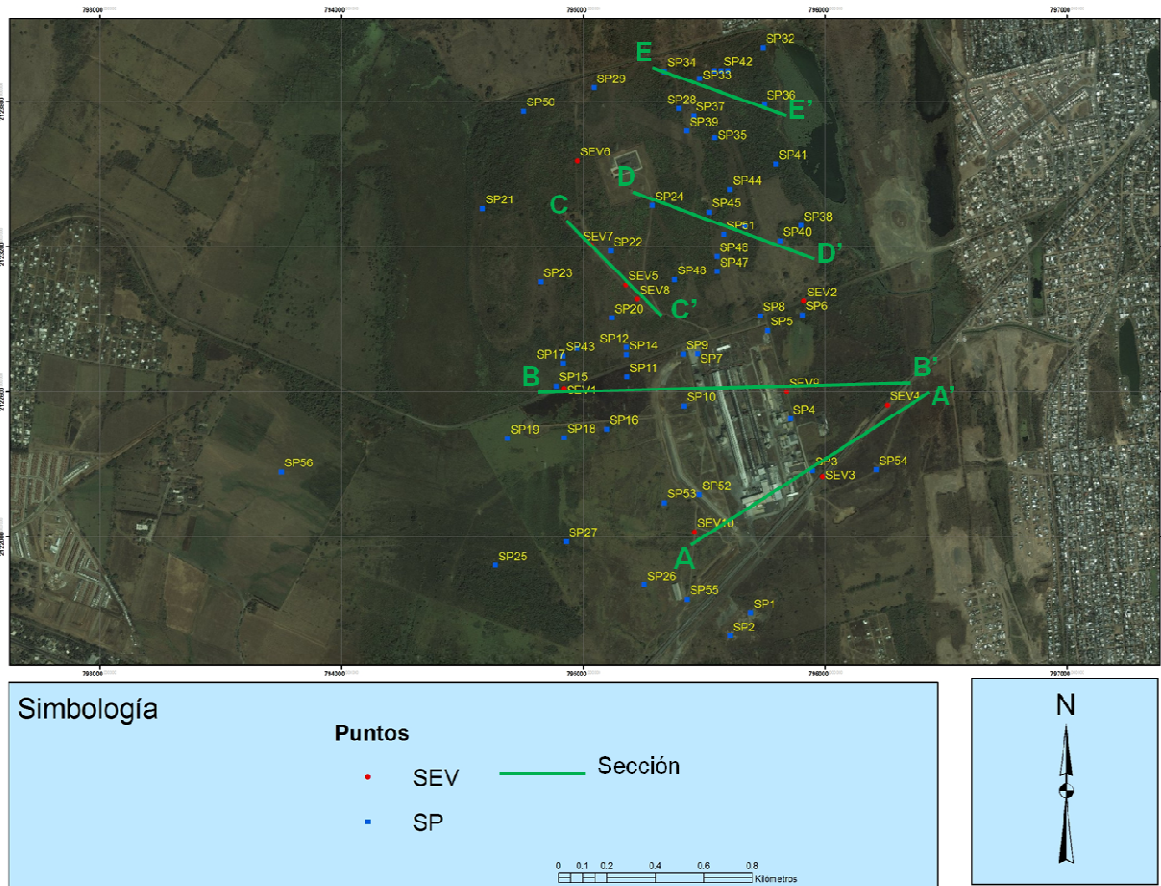


Figura 6a. Localización de las secciones geoelectricas

Los cortes abarcan los siguientes puntos:

A – A': SEV 10, 3, 4

B – B': SEV 1, 9, 4

C – C': SEV 7, 5, 8

D – D': SP 24, 45, 49, 40

E – E': SP 34, 33, 36

2.2 Censo de aprovechamientos

Se realizó un censo de aprovechamientos en el cual se censaron tres pozos y siete norias. En dos de estos pozos se midió el nivel freático en condiciones estáticas, mientras que en el tercero de manera dinámica utilizando una sonda eléctrica. También se contó con información topográfica de la zona para obtener las cotas con respecto al nivel medio del mar. La Tabla 2 muestra los niveles estáticos medidos. La Figura 7 muestra la ubicación de los pozos y las norias.

Tabla 2. Niveles estáticos de pozos y norias

Punto	Tipo	N.E. (m)	N.D. (m)	Prof. Total (m)
P-1	Pozo	16.64	16.7	80
P-2	Pozo	12.22	N/A	70
P-3	Pozo	12.16	N/A	N/D
Subestación	Noria	6.29	N/A	N/D
Rancho	Noria	10.1	N/A	N/D
N-1	Noria	8.69	N/A	N/D
N-2	Noria	8.47	N/A	N/D
N-3	Noria	1.25	N/A	N/D
N-4	Noria	4.41	N/A	N/D
N-5	Noria	5.05	N/A	N/D

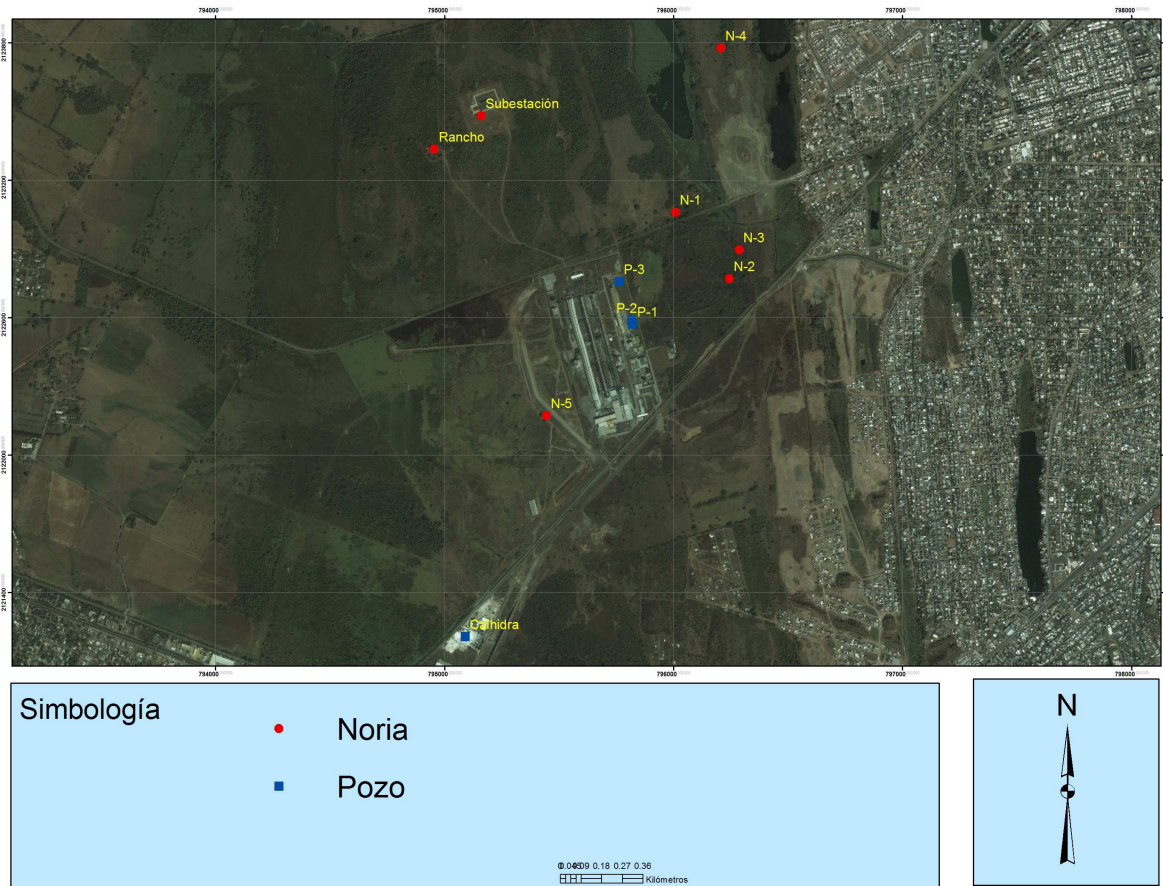


Figura 7. Ubicación de pozos y norias

4.0 RESULTADOS

La Tabla 3 muestra los datos de los diez Sondeos Eléctricos Verticales obtenidos en campo. La abertura AB/2 está dada en metros mientras que la resistividad aparente en $\Omega \cdot m$

Tabla 3. Datos de campo del levantamiento realizado

AB/2	SEV 1	SEV 2	SEV 3	SEV 4	SEV 5	SEV 6	SEV 7	SEV 8	SEV 9	SEV 10
1.00	339.16	191.26	10.63	33.01	17.20	68.50	32.70	11.20	45.00	66.90
1.50	355.53	120.65	10.35	52.55	14.10	46.20	18.00	10.00	25.20	49.80
2.00	334.46	88.03	12.55	48.35	14.80	40.90	13.20	8.80	18.40	35.30
3.00	235.31	40.33	16.23	30.16	18.90	54.00	13.20	9.50	12.70	18.40
4.50	128.77	22.18	21.95	29.38	26.40	73.30	15.80	12.40	13.00	16.90
7.00	38.98	21.88	29.10	28.00	35.70	95.00	16.90	17.10	15.90	18.60
10.00	17.00	27.61	37.60	28.51	42.50	110.80	19.40	21.80	19.50	21.70
15.00	15.54	30.26	44.78	33.29	46.80	113.70	23.70	28.40	23.90	26.50
22.00	15.26	30.34	48.65	39.46	47.70	96.30	27.40	34.50	28.00	25.20
32.00	16.60	69.78	51.73	42.02	39.00	66.00	29.60	34.50	26.40	21.30
46.00	17.58	32.09	60.65	42.10	31.10	46.60	29.15	31.20	28.20	23.60
68.00	17.23	29.14	38.61	90.99	29.30	37.60	38.80	29.60	27.40	20.90
100.00	18.55	24.74	-	177.77	26.60	32.10	27.80	26.30	20.80	22.90
145.00	19.00	18.74	-	-	27.60	28.70	26.50	-	-	-
215.00	19.33	13.15	-	-	25.50	24.10	-	-	-	-
315.00	-	8.96	-	-	18.90	-	-	-	-	-
465.00	-	8.78	-	-	-	-	-	-	-	-

Haciendo un análisis de la información arrojada por los sondeos de penetración, se distinguieron básicamente dos unidades litológicas. En la Figura 8 únicamente se muestran las columnas de los sondeos de penetración utilizados en la calibración de los sondeos eléctricos.

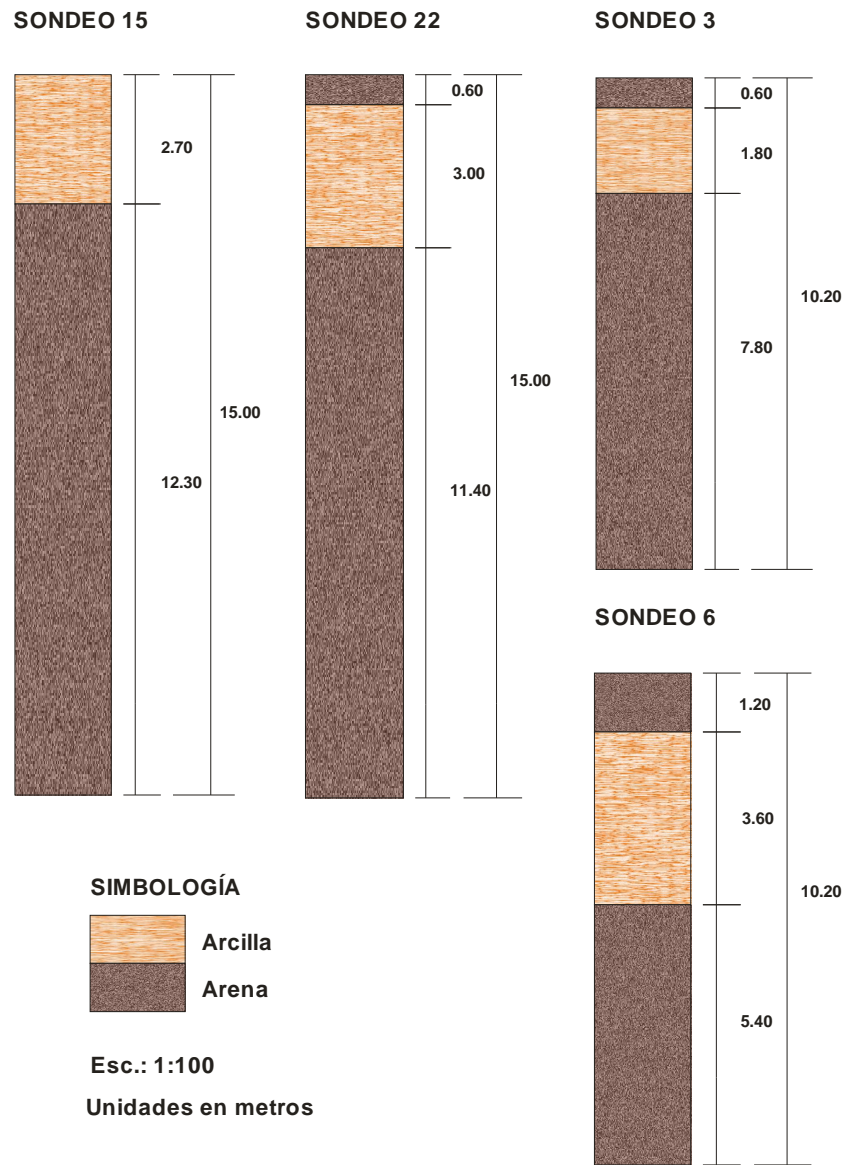


Figura 8. Columnas estratigráficas generadas a partir de sondeos de penetración

Adicionalmente, en 19 de los 56 sondeos de penetración se pudo detectar el nivel freático como lo indica la Tabla 4.

Tabla 4. Niveles freáticos a partir de los sondeos de penetración

Sondeo de penetración	Profundidad del N.F. (m)
1	1.10
2	1.10
9	5.80
11	2.00
13	1.50
15	1.30
16	1.75
17	1.00
18	2.60
19	1.20
20	2.65
23	1.80
25	1.70
28	1.70
32	7.00
34	7.00
36	7.00
41	1.00
56	5.00

Mediante el uso del programa RESIXP y la calibración de los sondeos eléctricos por medio de los sondeos de penetración, se determinaron los siguientes modelos de capas con resistividades y espesores reales (Tabla 5).

Tabla 5. Modelo de capas de cada sondeo eléctrico

SEV 1					
Capa	1	2	3		
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	380.06	6.69	18.55		
Profundidad (m)	1.9	4.81			
SEV 2					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	199.05	16.56	33.34	7.98	
Profundidad (m)	0.88	3.11	62.88		
SEV 3					
Capa	1	2	3		
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	9.59	75.44	19.57		
Profundidad (m)	1.51	21.89			
SEV 4					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	65.04	23.98	90.21	17.08	
Profundidad (m)	1	8.18	22.31		
SEV 5					
Capa	1	2	3	4	5
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	12.34	141.71	16.53	90.53	9.42
Profundidad (m)	1.7	6.7	40.78	73.52	
SEV 6					
Capa	1	2	3	4	5
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	155.86	19.04	378.18	24.18	33.9
Profundidad (m)	0.41	1.26	4.92	13.33	
SEV 7					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	107.48	11.82	32.68	23.75	
Profundidad (m)	0.34	3.42	36.75		
SEV 8					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	13.62	5.95	46.37	16.65	
Profundidad (m)	0.58	1.95	27.3		

SEV 9					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	74.57	9.84	37.52	12.94	
Profundidad (m)	0.53	3.45	31.25		
SEV 10					
Capa	1	2	3	4	
Resistividad ($\Omega \cdot m$)	81.67	14.5	30.72	19.65	
Profundidad (m)	0.79	27.32			

A continuación se muestra la curva sintética de cada sondeo junto con su modelo de capas (Figura 9 a la Figura 9i).

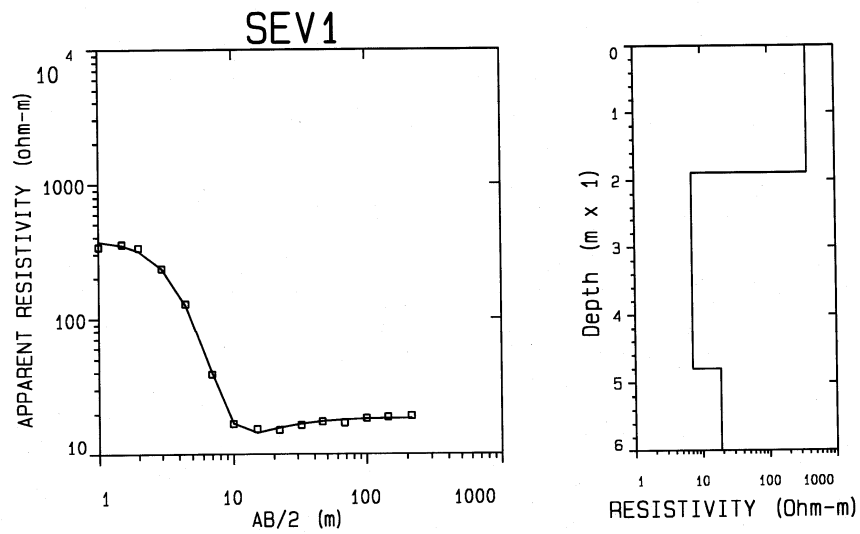


Figura 9. Sondeo 1, curva sintética y modelo de capas

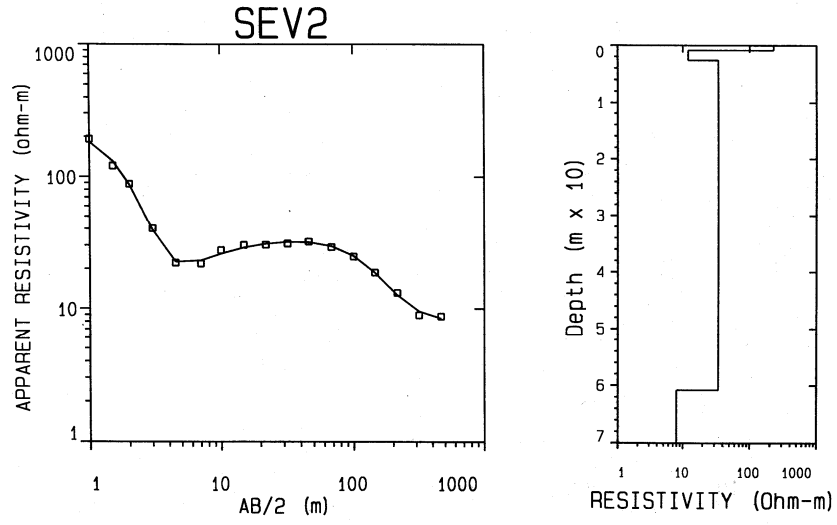


Figura 9a. Sondeo 2, curva sintética y modelo de capas

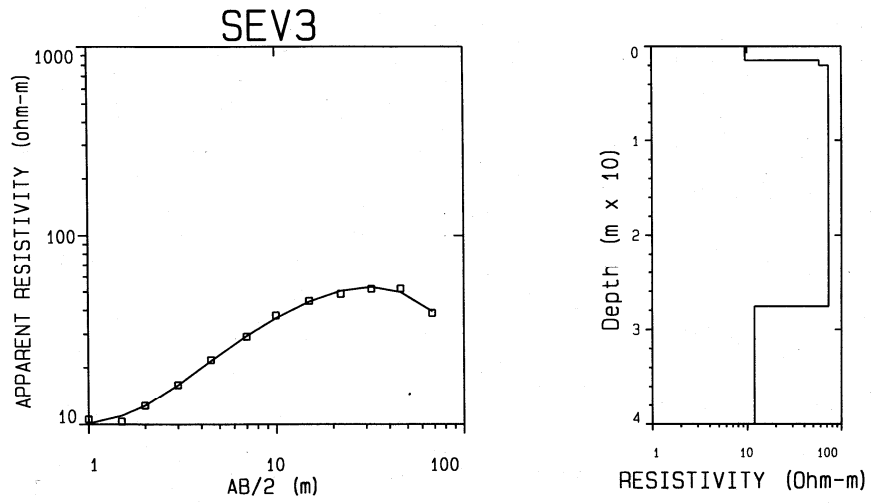


Figura 9b. Sondeo 3, curva sintética y modelo de capas

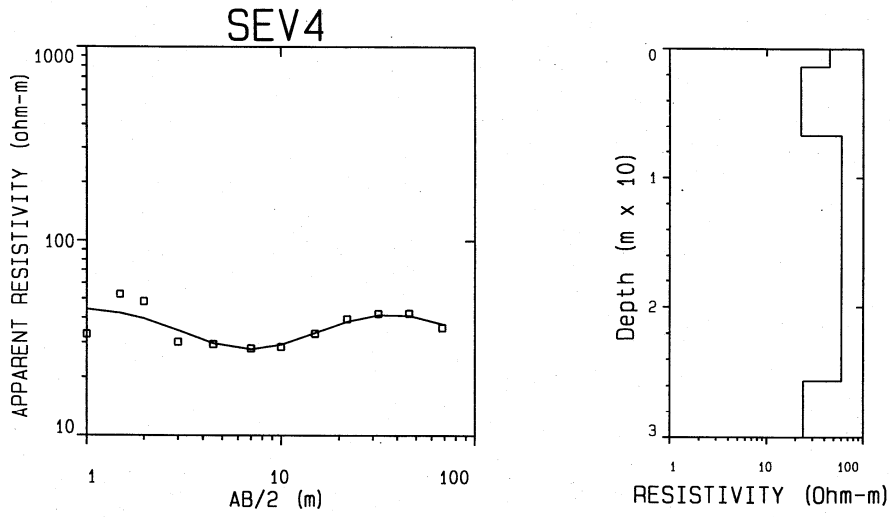


Figura 9c. Sondeo 4, curva sintética y modelo de capas

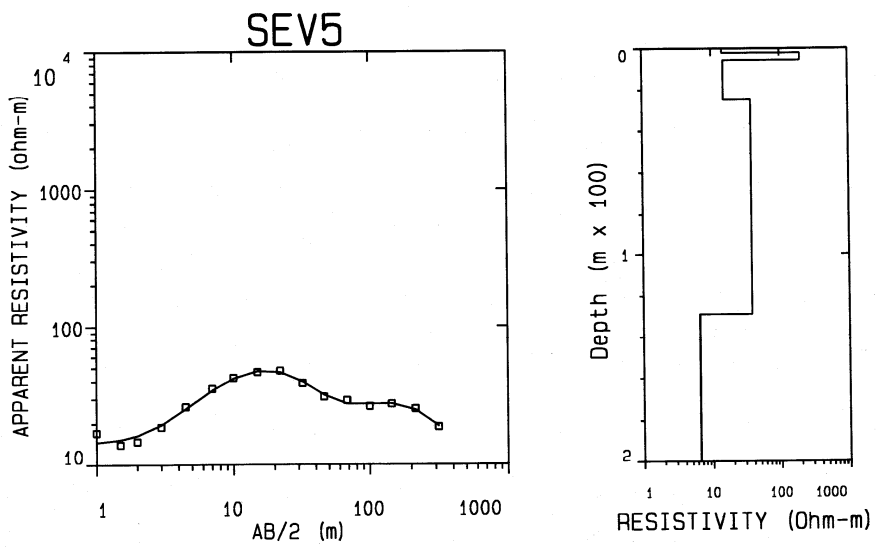


Figura 9d. Sondeo 5, curva sintética y modelo de capas

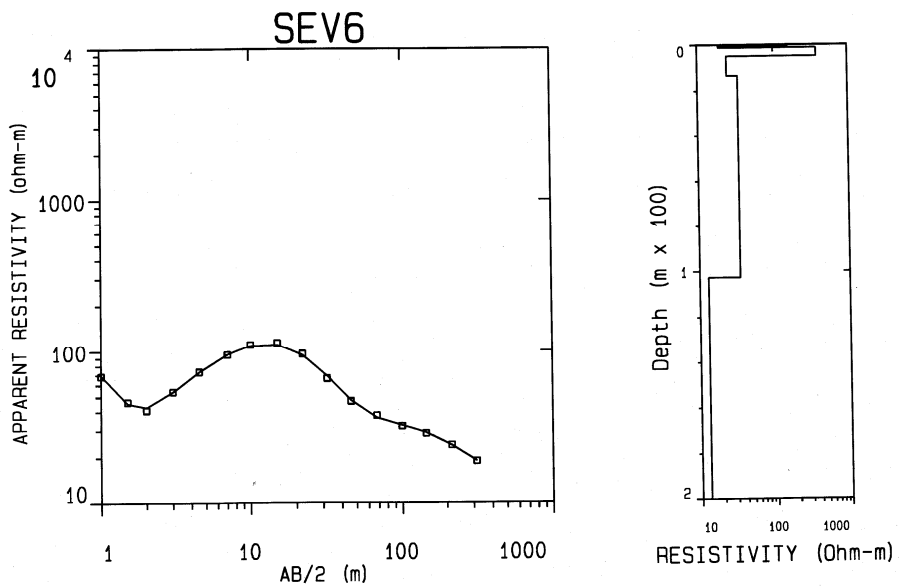


Figura 9e. Sondeo 6, curva sintética y modelo de capas

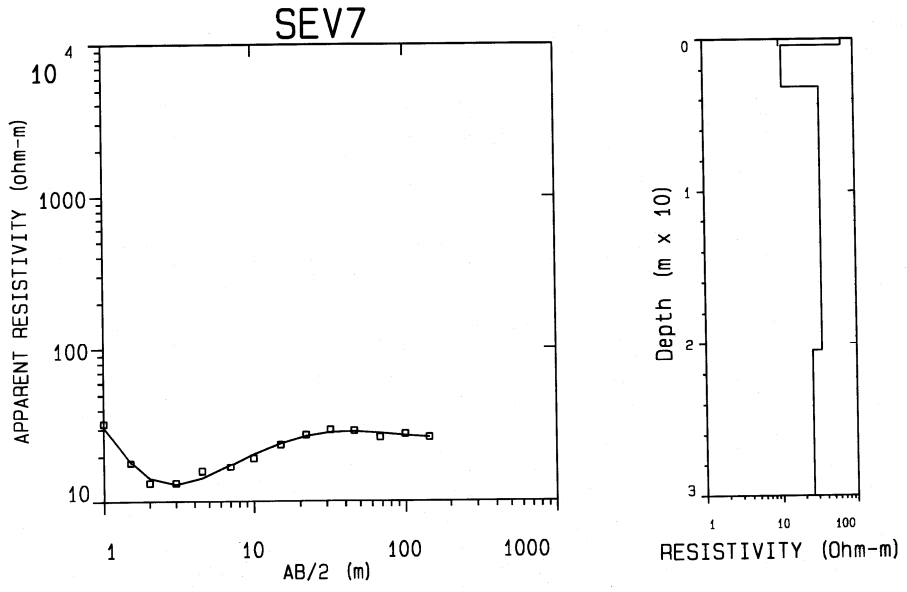


Figura 9f. Sondeo 7, curva sintética y modelo de capas

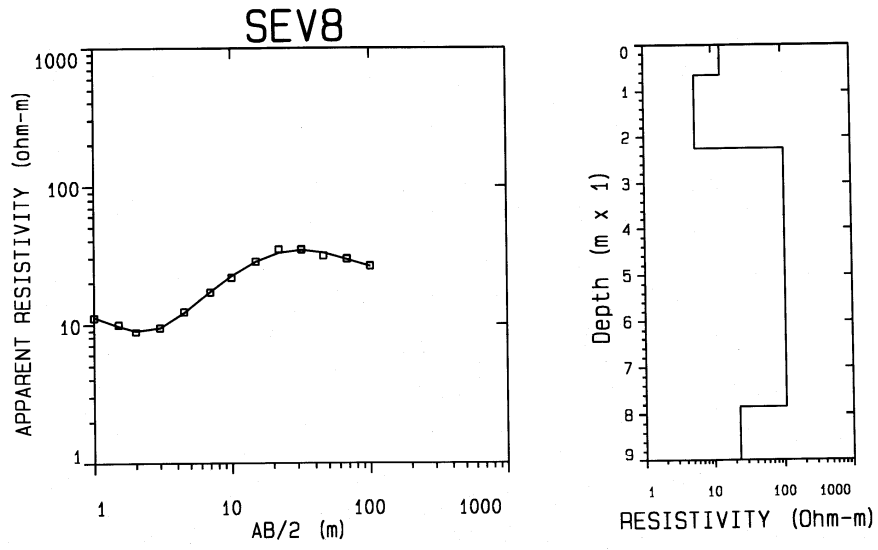


Figura 9g. Sondeo 8, curva sintética y modelo de capas

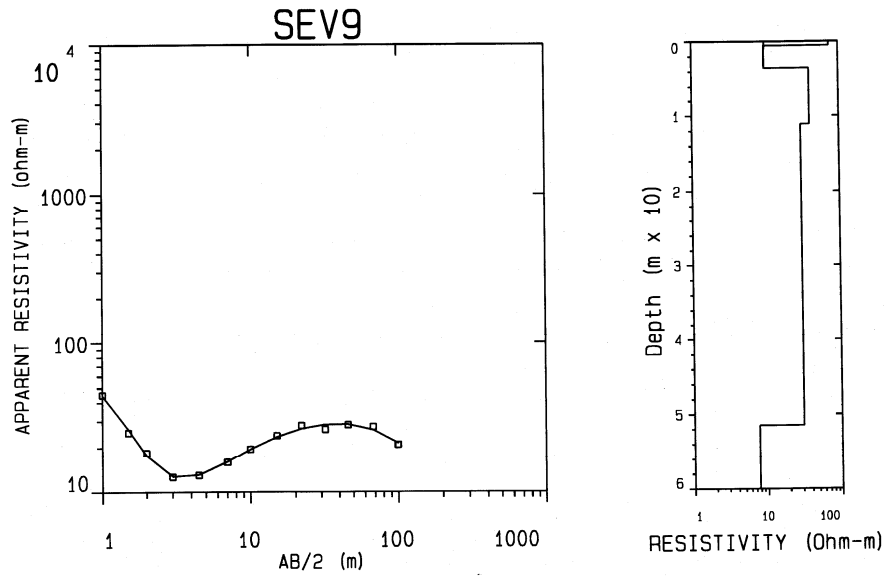


Figura 9h. Sondeo 9, curva sintética y modelo de capas

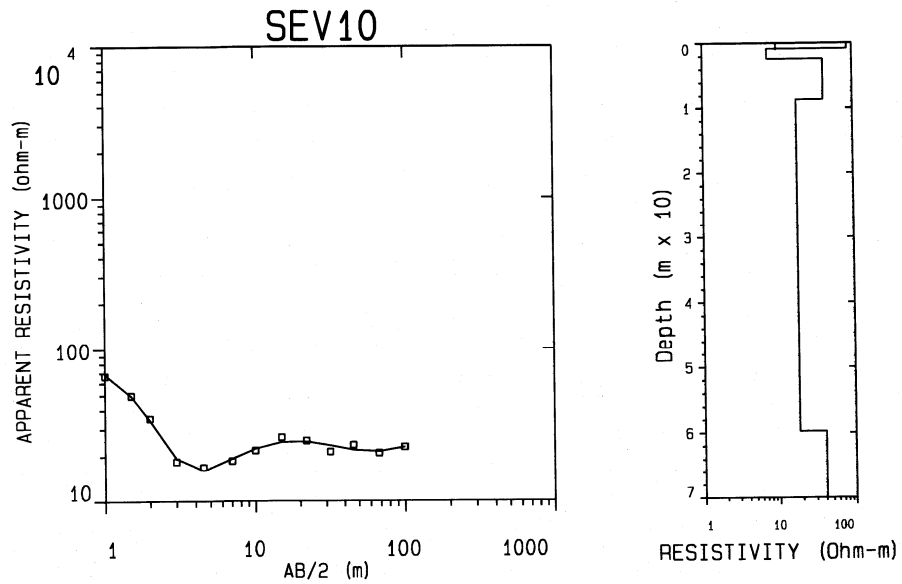


Figura 9i. Sondeo 10, curva sintética y modelo de capas

A partir de los datos obtenidos de los diez sondeos eléctricos, se generaron los mapas de iso-resistividad con una abertura máxima en $AB/2 = 100.0$ m (profundidad de investigación estimada de 33.0 m). Estos mapas permiten ver la distribución de resistividades en la zona de estudio como primer indicador para entender el comportamiento litológico del subsuelo (Figura 10 a la 10e). La profundidad de investigación estimada es la tercera parte de la abertura de $AB/2$. También se generó una secuencia de configuraciones horizontales de resistividad aparente (Figura 10F) a partir de los mapas de iso-resistividad.

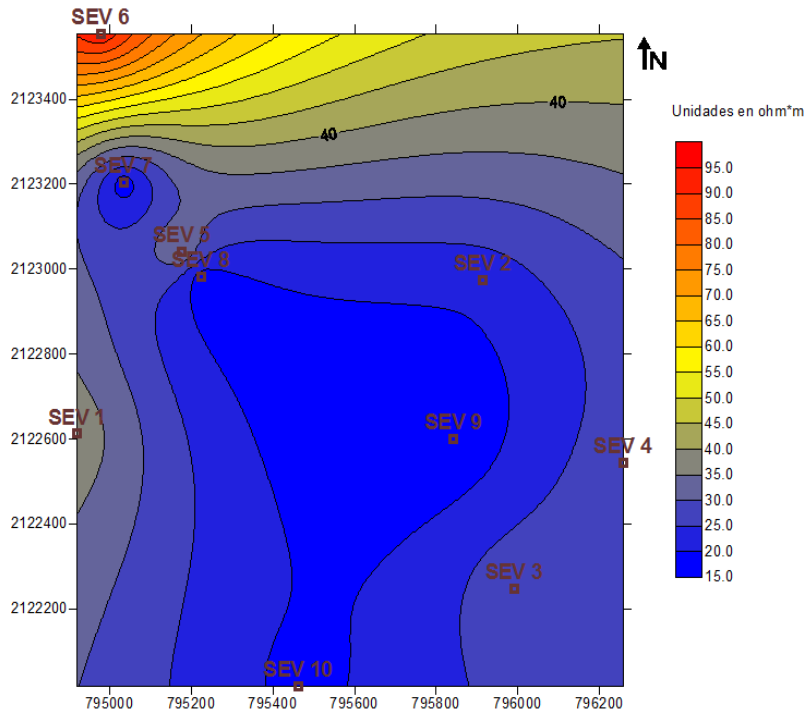


Figura 10. $AB/2 = 7.0\text{ m}$ (profundidad estimada de 2.0 m)

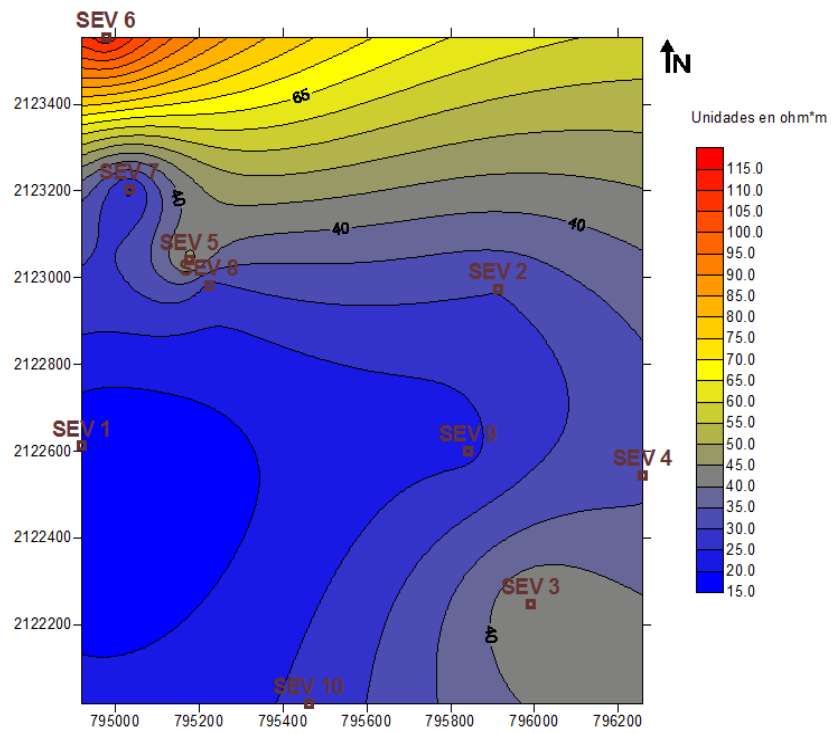


Figura 10a. $AB/2 = 15.0\text{ m}$ (profundidad estimada de 5.0 m)

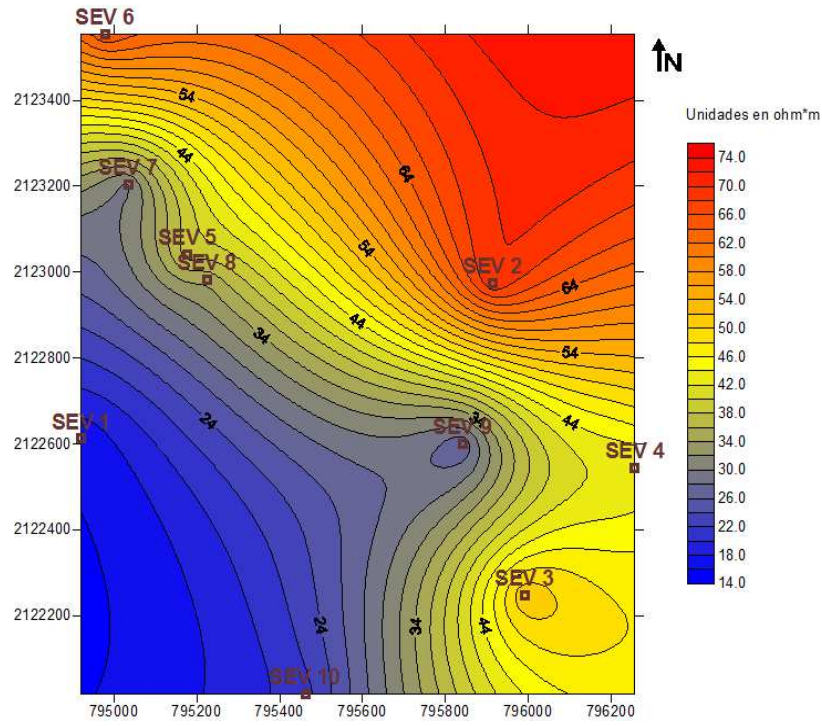


Figura 10b. $AB/2 = 32.0$ m (profundidad estimada de 11.0 m)

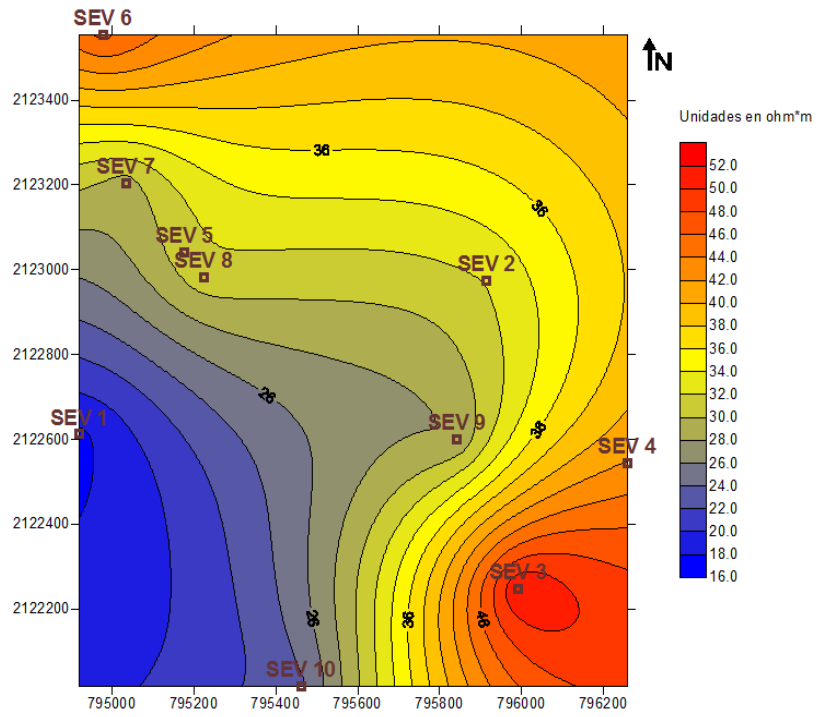


Figura 10c. $AB/2 = 46.0$ m (profundidad estimada de 15.0 m)

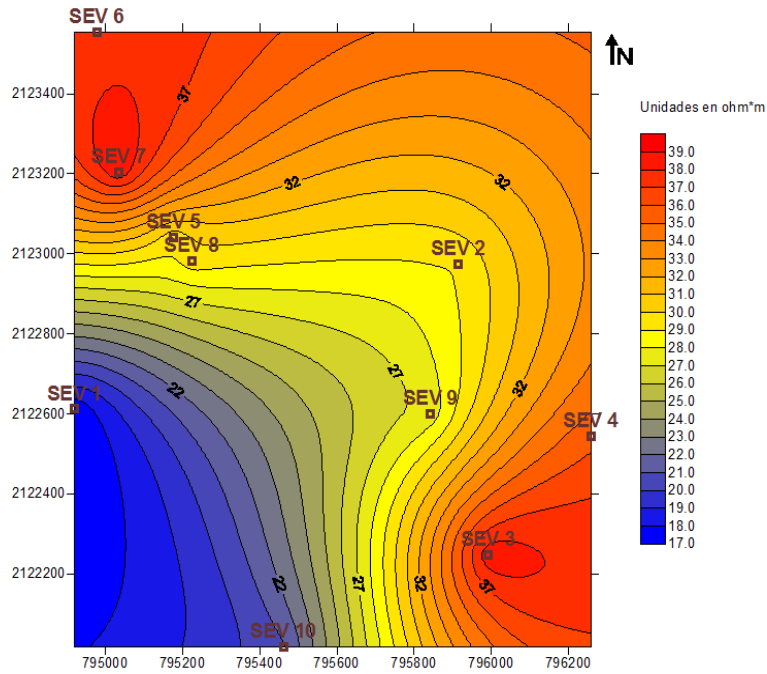


Figura 10d. $AB/2 = 68.0$ m (profundidad estimada de 23.0 m)

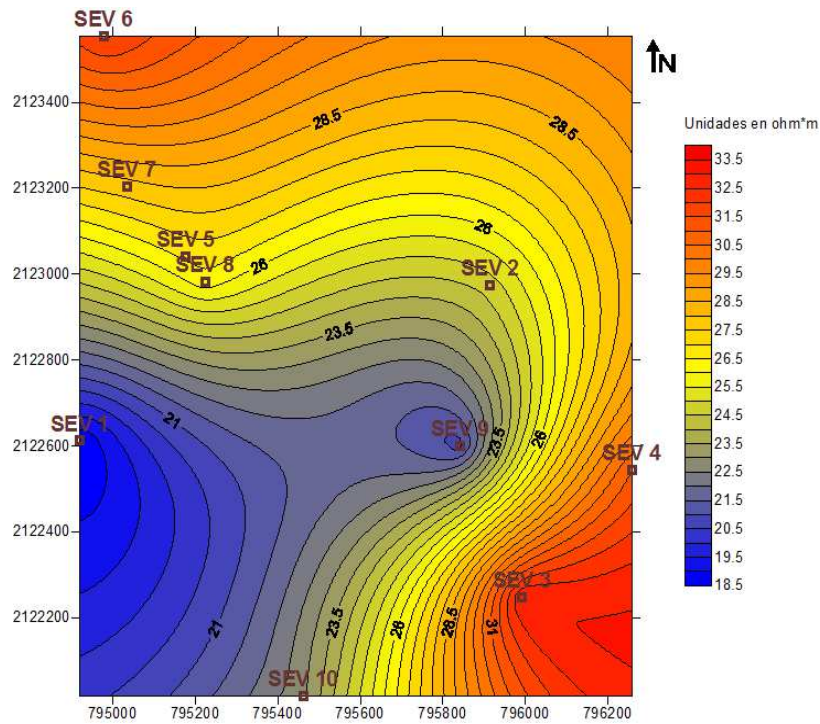


Figura 10e. $AB/2 = 100.0$ m (profundidad estimada de 33.0 m)

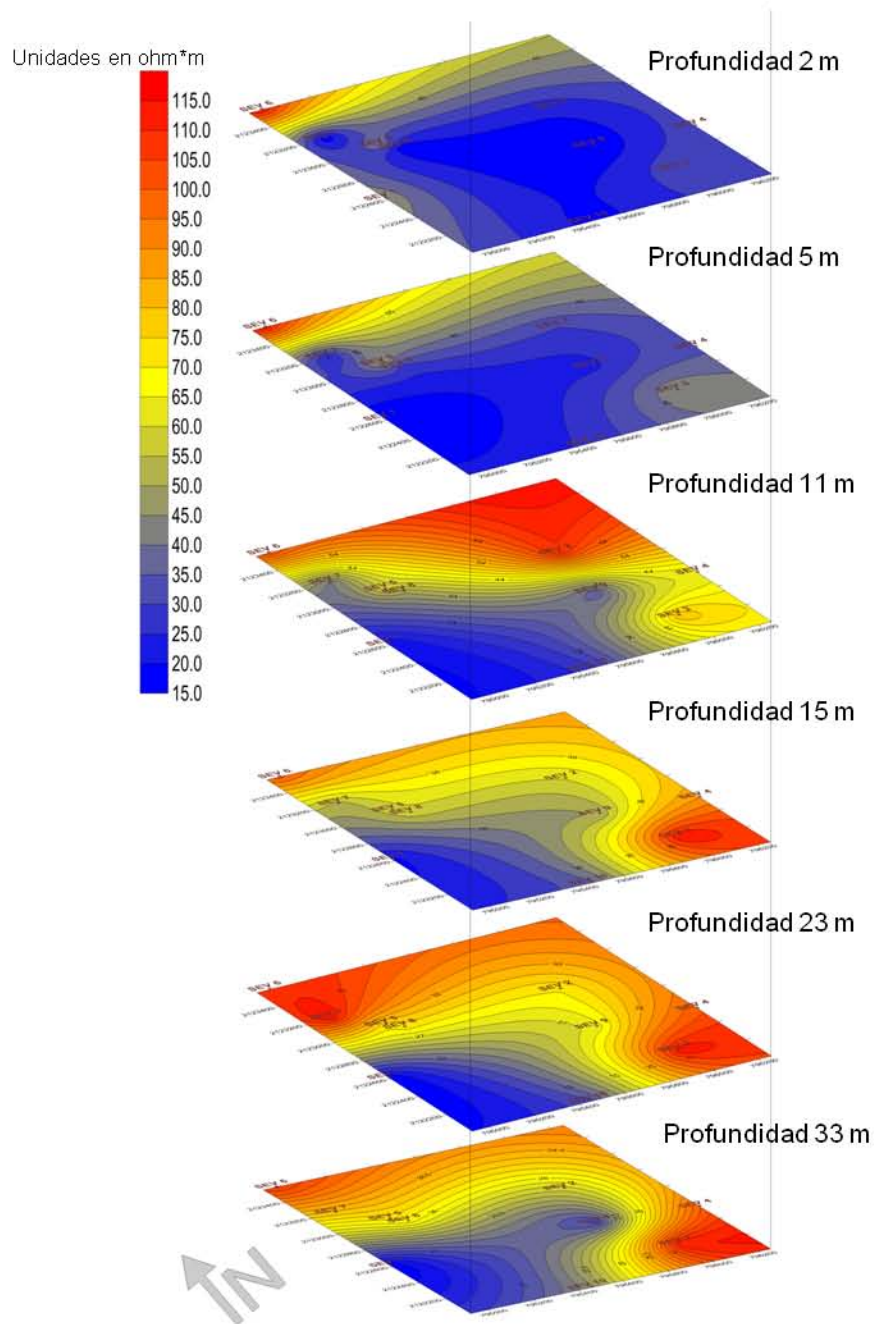


Figura 10f. Configuraciones horizontales de resistividad aparente

5.0 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Discusión

Correlacionando la información arrojada por la exploración geofísica con la obtenida de los sondeos de penetración, se describe la distribución a partir de dos unidades litológicas principales: material arcilloso y arenoso. También se detectaron zonas de relleno.

De los mapas de isoresistividad, las zonas en color azul son las menos resistivas (material arcilloso o arena saturada) mientras que transición entre el color amarillo a rojo indica las de mayor resistividad atribuida a material arenoso (en las zona más somera, las mayores resistividades se correlacionan con material de relleno).

Inicialmente se puede mencionar, que al primer metro de profundidad, se tiene una pequeña zona de relleno y/o arena hacia el SW, mientras que el resto de la zona presenta las partes saturadas y/o arcillosas. Conforme se va profundizando, la tendencia de los materiales más resistivos es hacia el NW con un ligero descenso en su valor de resistividad con respecto a la superficie. Nuevamente la zona arcillosa o saturada predomina, de igual forma con una ligera disminución de resistividad.

Aproximadamente a partir de los once metros de profundidad, hacia el NE, se encuentra una zona mucho más amplia de material resistivo con tendencia de disminución hacia el SW. Algunos metros más abajo, se observa una distribución de altas resistividades en dos zonas, NW y SE, predominando las medias-altas resistividades hacia el NE mientras que la distribución de bajas resistividades se encuentran hacia el SW. Este comportamiento se mantiene hasta los 33 m de profundidad aproximadamente.

Para el caso de las configuraciones horizontales de resistividad aparente (Figura 10f), se proyectaron las profundidades de 2, 5, 11, 15, 23 y 33 m a lo largo de la secuencia. En estas configuraciones, es posible determinar el comportamiento litológico desde un visto de vista cualitativo, observando que las resistividades más bajas predominan en los primeros 5 m, siendo notorio, un cambio de la distribución de resistividades ahora mayores a partir de los 11 m en la parte NE del predio hasta los 33 m de profundidad, reduciéndose la distribución de las resistividades más bajas hacia el SW de la zona de estudio

A partir de la ubicación de los sondeos eléctricos con cuatro sondeos de penetración próximos a los primeros, se realizó la correlación estratigráfica y la calibración con lo cual se realizó el procesamiento de los datos obtenidos en campo (Figuras 11, 12, 13 y 14).

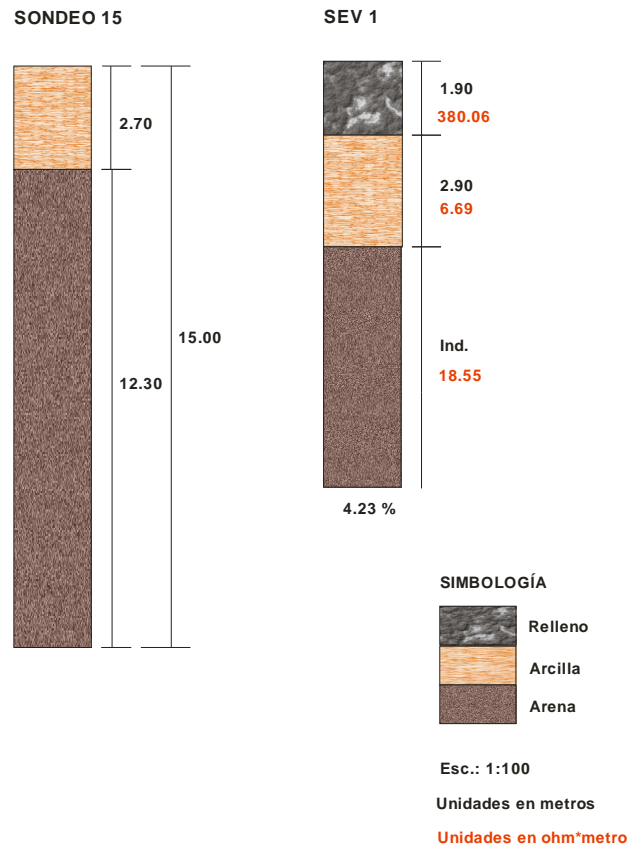


Figura 11. Correlación entre el sondeo de penetración 15 y el sondeo eléctrico 1

Para este primer caso (Figura 11), la primera columna indica la estratigrafía con base a la información obtenida del sondeo de penetración 15. La siguiente columna muestra el modelo geoelectrico obtenido a partir del procesamiento e interpretación del sondeo eléctrico 1.

Al comparar ambas columnas, es notoria la aproximación del modelo que se obtiene utilizando un método indirecto. Básicamente se detectaron dos unidades litológicas, arena y arcilla. En la primera capa del SEV 1, se observa material de relleno (gravas) localizado a lo largo de donde se realizó el levantamiento (vías de tren) que no necesariamente se

encontraba donde se realizó el sondeo de penetración. Las zonas de relleno se localizaban en zonas muy específicas.

Comparando los espesores entre las dos capas arcillosas, la diferencia es de apenas 20 cm. Para el caso del material arenoso, se puede determinar que esa capa es mucho mayor a 12 m ya que, esa misma capa detectada por el método geofísico, indica un espesor no determinado, es decir, hasta la profundidad máxima de penetración del SEV no se detectó un contraste o cambio de resistividades para definir ese espesor.

Uno de los problemas a considerar al tener un medio con material arcilloso, es el *enmascaramiento* que se puede generar a raíz de la baja resistividad que presenta en comparación a la resistividad del agua subterránea (1 a 20 $\Omega\cdot m$, Orellana 1982) al tratar de determinar el nivel freático y el modelo geoelectrico. Este caso se presentó con el SEV 1, ya que inicialmente (sin calibración) se había determinado que la baja resistividad de la primera capa se debía al nivel freático más no a un medio arcilloso. Ya con información adicional y calibración a partir del sondeo de penetración, se logró determinar que en realidad se trataba de arcilla saturada, incluso por medio del sondeo se detectó el nivel a 1.30 m.

La interpretación dada anteriormente concuerda con lo que se observa en la Figura 11, donde la capa arcillosa saturada presenta una resistividad baja de 7 $\Omega\cdot m$. Analizando ahora la capa de arena, se sigue observando material saturado al presentar una resistividad de 19 $\Omega\cdot m$

El rango de resistividades (Telford, 1976) de la arcilla es de 1 – 100 $\Omega\cdot m$, mientras que de la arena es de 10 – 800 $\Omega\cdot m$

Hay que considerar que la resistividad en una roca dependerá principalmente de la porosidad y la permeabilidad, lo que incluye número de poros, dimensión e interconexiones, el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, temperatura y fase en que se encuentra el agua (Meneses, 2002)

Para la siguiente correlación (Figura 12), se observa la intercalación de tres capas tanto para el sondeo de penetración como para el sondeo eléctrico, sin embargo, en éste último no se detectó la primera capa de arena como en el sondeo 6. Los espesores de las primeras capas arcillosas ahora varían por cerca de 1.5 m. De igual forma, la información dada por el SEV 2 es más amplia detectando el espesor de la segunda capa de arena y una segunda de arcilla sin espesor definido. Referente a las resistividades, se tiene material menos saturado con respecto a la anterior correlación.

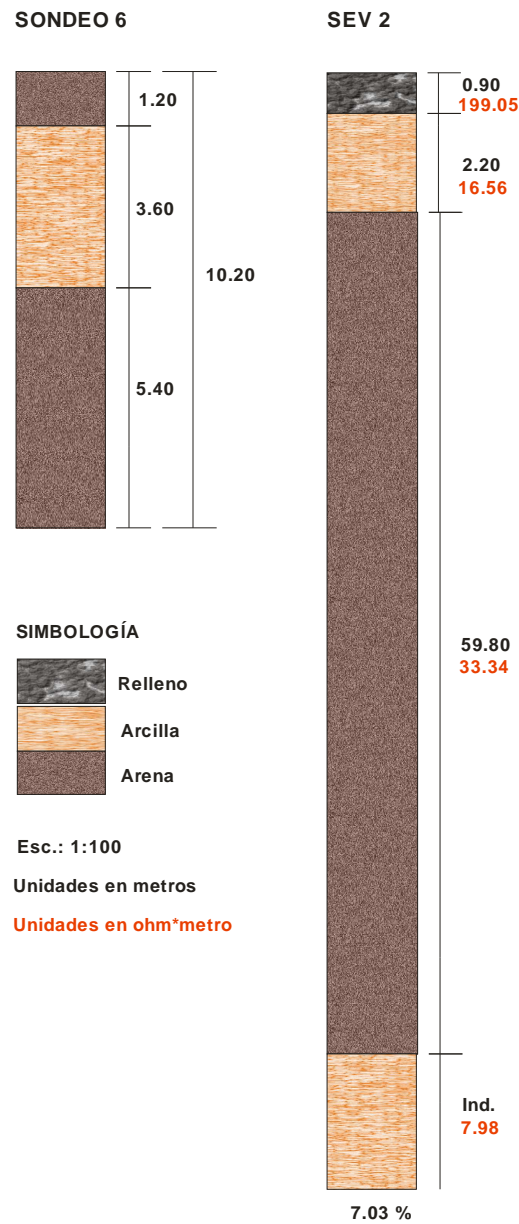


Figura 12. Correlación entre el sondeo de penetración 6 y el sondeo eléctrico 2

En la siguiente correlación (Figura 13), ocurre lo mismo que en la anterior, no se detectó una primera capa de arena en el SEV 3 (para fines prácticos podría ser despreciable). La diferencia de espesores arcillosos es de apenas 30 cm. El modelo geoelectrico define el espesor de la segunda capa arenosa y una tercera capa de arcilla indefinida. De acuerdo a las resistividades, la primera capa arcillosa está saturada mientras que el resto no parece tener gran contenido de agua.

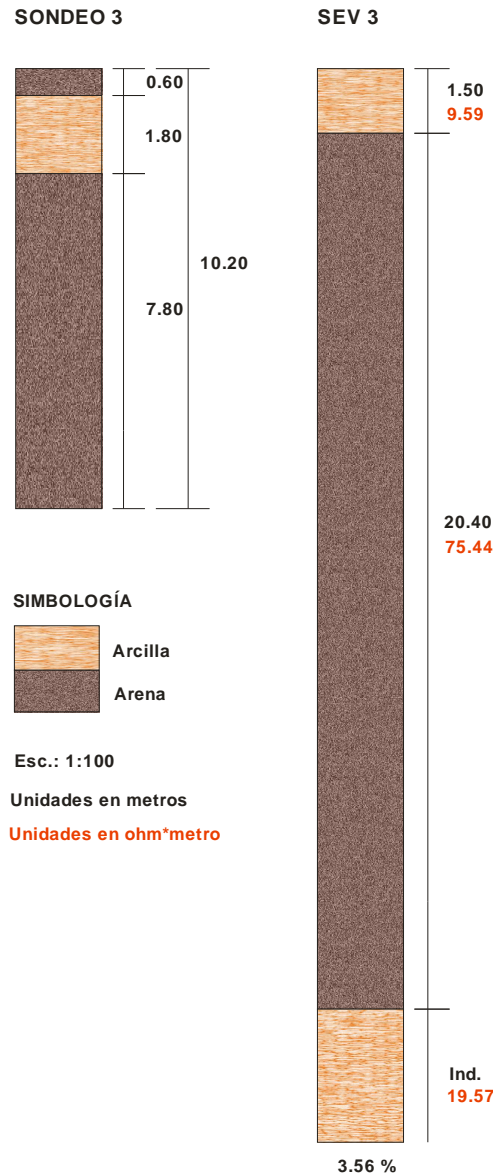


Figura 13. Correlación entre el sondeo de penetración 3 y el sondeo eléctrico 3

Finalmente, para el último caso (Figura 14) se tiene un comportamiento similar a la correlación de la Figura 12. Nuevamente la diferencia entre los espesores de las capas arcillosas es de poco más de medio metro.

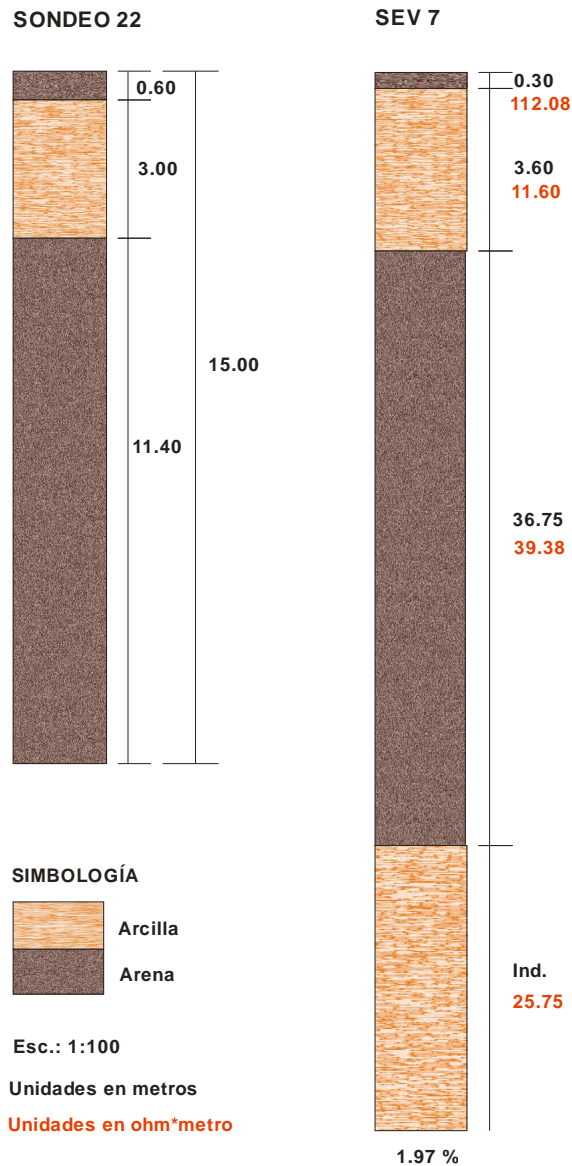


Figura 14. Correlación entre el sondeo de penetración 22 y el sondeo eléctrico 7

A continuación se describen las secciones geoléticas que se generaron con determinados SEV's y sondeos de penetración como se indicó en el apartado de metodología (Figura 6a).

Al analizar las tres primeras secciones (Figura 15, 16 y 17), se observa que entre los 5 - 7 m de profundidad el material que predomina lateralmente es la arcilla. Ya que la exploración geofísica se vio limitada por las condiciones del terreno. Se aprecia que esa tendencia se mantiene corroborándolo con los cortes D - D' y E - E' (Figura 18 y 19) por lo que se puede aseverar que dicha continuidad lateral se mantiene a esa profundidad en toda la zona de estudio.

El material que predomina, como segunda capa, es el arenoso con espesores que van de los 7 m hasta los 35 m. De igual forma, la continuidad lateral se mantiene en toda la zona de estudio. Como tercera capa nuevamente se detecta arcilla con espesores no definidos. Los intervalos de resistividad están entre 7 y 19 ohm*m para arcillas (con la variación de material saturado o material arcillo-arenoso) y 21 a 142 ohm*m para arenas (con la variación de material saturado o material areno-arcilloso).

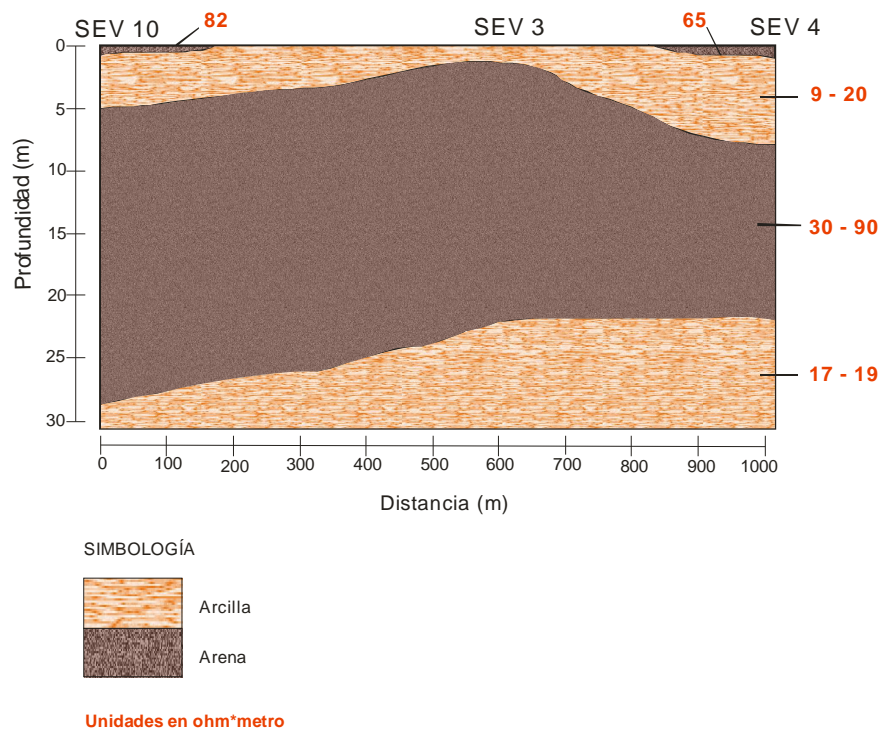
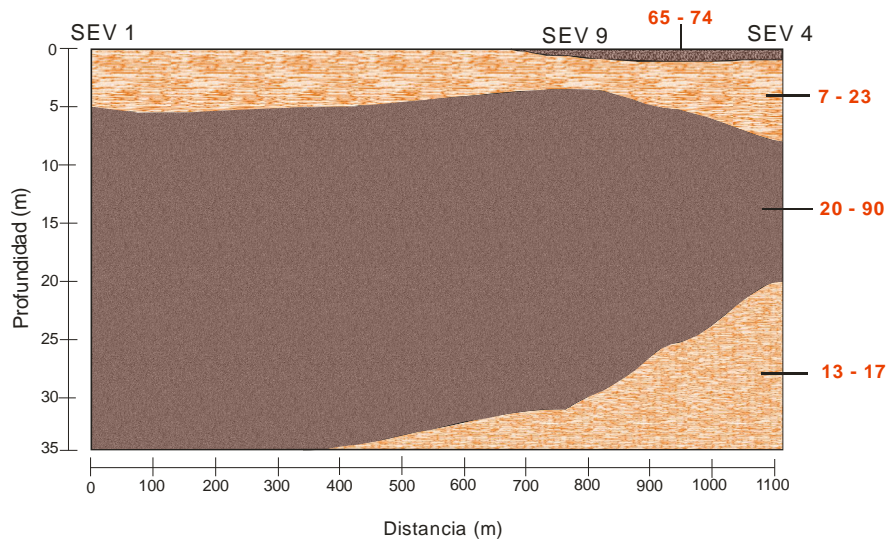
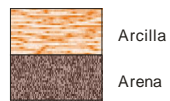


Figura 15. Sección geolétrica A - A'

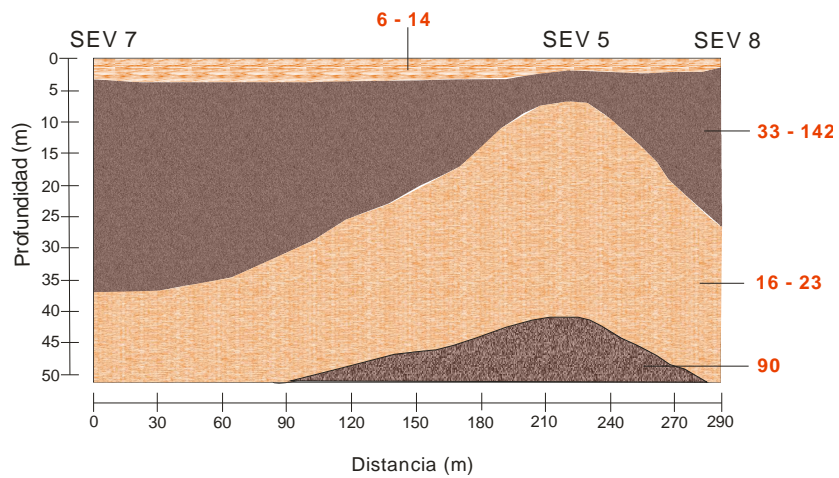


SIMBOLOGÍA

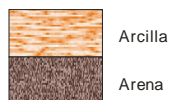


Unidades en ohm*metro

Figura 16. Sección geoelectrica B – B'



SIMBOLOGÍA



Unidades en ohm*metro

Figura 17. Sección geoelectrica C – C'

Para el caso de los sondeos de penetración, y haciendo la correlación entre el corte D-D' y E-E', el comportamiento litológico corresponde a una primera capa de arcilla con diferentes espesores (0.60 m a 5.40 m), subyaciendo una capa de arena de igual forma con espesores variables (6.60 m a 14 m). De igual forma, se observan algunas intercalaciones entre arcillas y arenas.

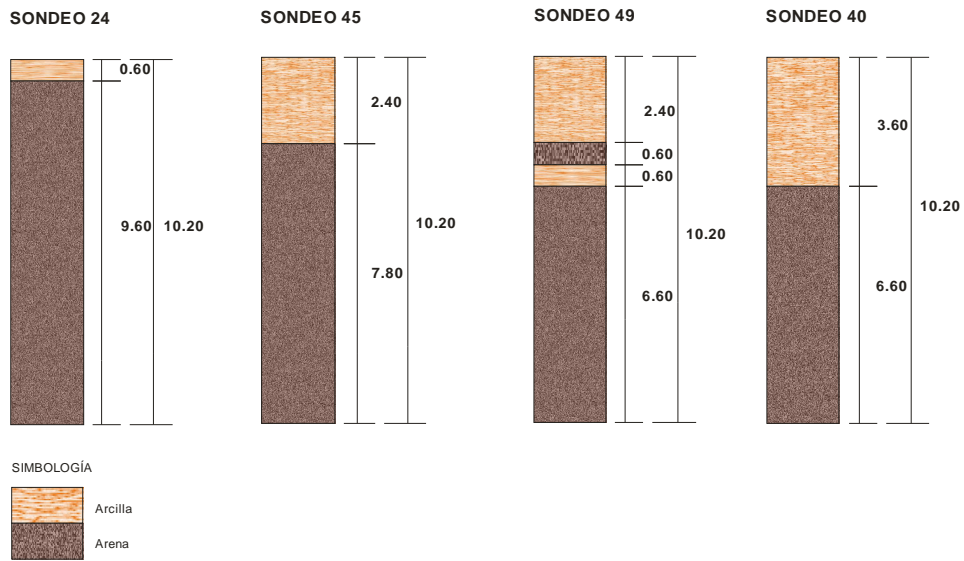


Figura 18. Corte D – D' (sondeos de penetración)

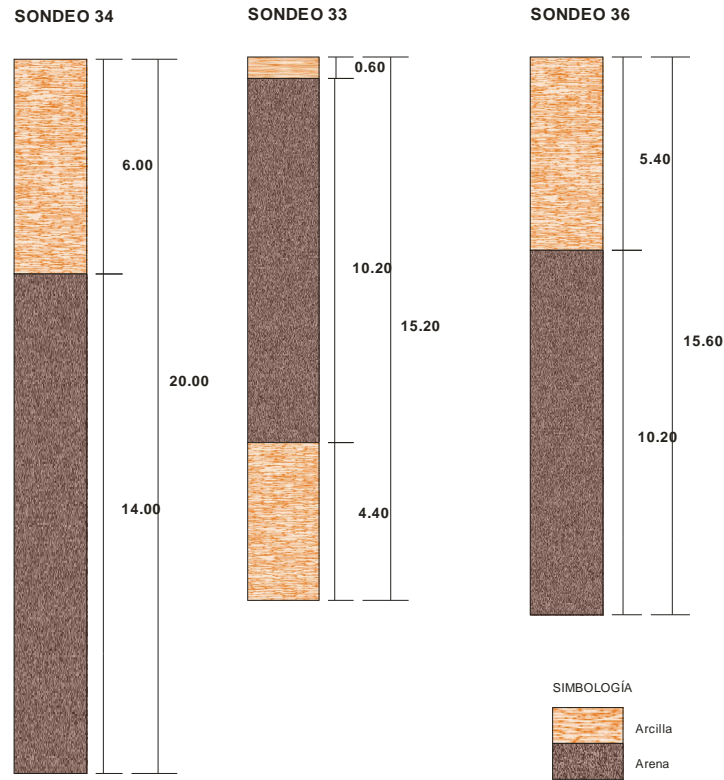


Figura 19. Corte E – E' (sondeos de penetración)

Finalmente, para el caso de la dirección de flujo local de agua subterránea (Figura 20), se puede observar dicha dirección mediante las flechas en color azul (perpendiculares a las curvas equipotenciales), la cual es casi concéntrica hacia los pozos 1 y 2. Lo anterior se explica por ser el sitio donde se extrae el agua subterránea en la actualidad, ya que las norias no tienen ningún uso, a excepción de las norias localizadas en la subestación eléctrica de CFE y El Rancho.

Las cargas hidráulicas van desde valores de 14 metros sobre el nivel del mar (msnm) en la noria N-4, y valores de 10.5 msnm en la noria N-5, hasta valores menores a 8 msnm en los pozos 1 y 2, lo que implica una diferencia de carga hidráulica de 6 y 2.5 metros respectivamente.

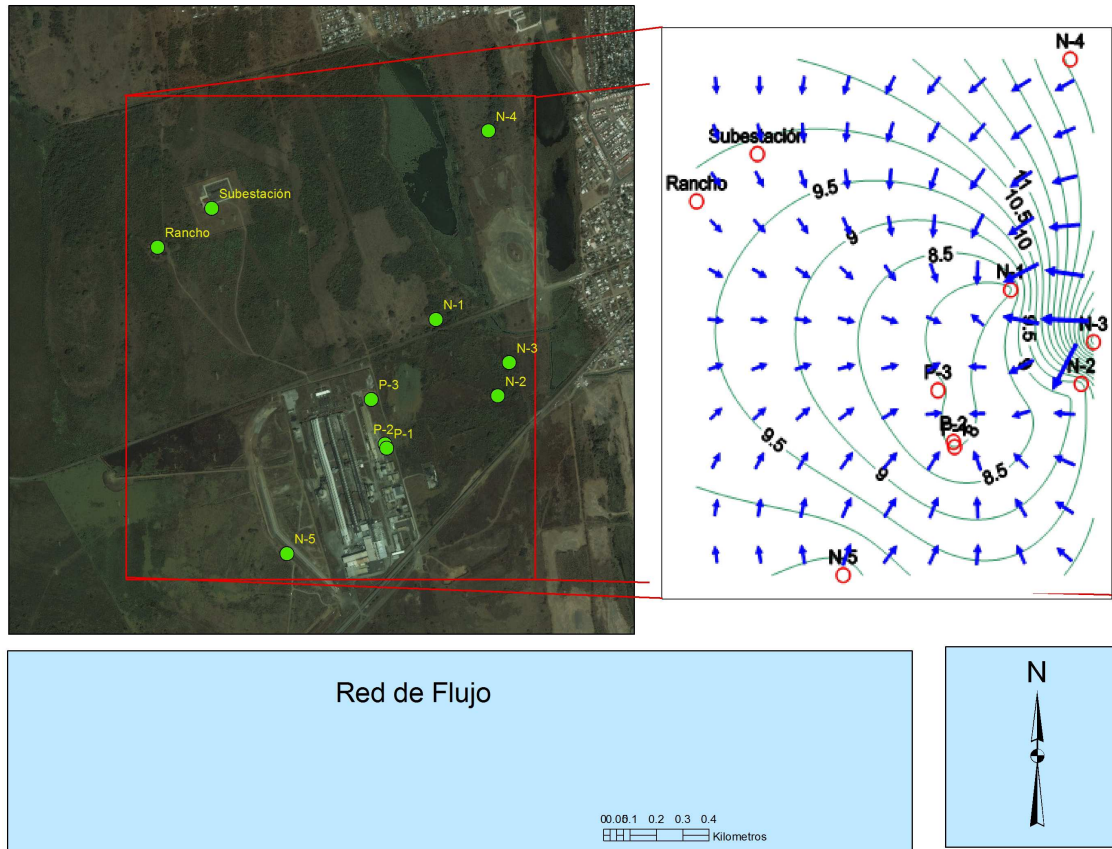


Figura 20. Dirección de flujo local de agua subterránea

Conclusiones

La exploración hidrogeológica y geofísica realizada en la zona de estudio, revela la presencia de dos unidades litológicas principales: arenas intercaladas con arcillas. Lo anterior da como resultado que se generen dos tipos de acuíferos: un acuífero regional y una serie de acuíferos colgados. La información generada en este trabajo, así como la información obtenida a partir del estudio geotécnico, permitió determinar que la mayor presencia de los acuíferos colgados ocurre en la parte norte del predio, donde se encuentran la mayor presencia de arcilla. Esto se puede corroborar con la red de flujo de agua subterránea, en la que se observa una mayor diferencia de carga hidráulica entre los pozos en explotación y las norias localizadas al norte del predio. El nivel freático del acuífero regional se encuentra en el orden de los 12 a los 16 m de profundidad, mientras que el nivel de los acuíferos colgados se llega a encontrar a poco más de un metro de profundidad.

Por otro lado, la exploración geofísica permitió en este trabajo obtener mayor información del subsuelo cubriendo una extensión y una profundidad mucho mayor en comparación con los métodos directos que se ven limitados en tiempo, costo y profundidad de investigación, sin embargo, la propia naturaleza de los métodos indirectos presentan una limitante importante, al representar una misma caracterización geológica a partir de más de un modelo geoelectrico. Lo anterior fue muy evidente al generar el primer modelo del SEV 1 cuya interpretación inicial se infirió al nivel freático, siendo en realidad que se trataba de un medio arcilloso al calibrarlo contra el sondeo de penetración 15. Es por ello que es importante contar con información de cortes litológicos obtenidos a partir de pozos exploratorios que permitan reducir el número de modelos posibles, y con ello realizar una interpretación lo más cercana posible a la realidad que controla el comportamiento litológico del sitio de interés, así como contar con información adicional de otras fuentes tanto regional o específicamente de algún estudio cercano al sitio.

Literatura citada

- Orellana, E., 1982. Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua
- Aster, J., 1975. Geofísica Aplicada a la Hidrogeología
- Telford, W., L. Gelbert, R. Sheriff, 1990. Applied Geophysics. 2a edición
- Dobrin, M., 1976. Introduction to Geophysical Prospecting. 3a edición
- Freeze, R. Allan & Cherry J., 1971. Groundwater
- Bernard, J., O. Leite, 2000. Utilización de métodos de resistividad en los estudios hidrogeológicos. Jornadas: Actualidad de las Técnicas Geofísicas Aplicadas en Hidrogeología. Instituto Tecnológico Geo-minero de España.
- Castany, G., 1975. Prospección y Explotación de las Aguas Subterráneas
- Noyola C., Ramos A., Domínguez E., 2009. Factores que dan origen al minado de acuíferos en ámbitos áridos: caso Valle de San Luis. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, núm. 2
- International Union of Geological Sciences, 2004. Cuadro Estratigráfico Internacional
- Servicio Geológico Mexicano, 2002. Carta Geológico-Minera Veracruz E14-3
- Comisión Nacional del Agua, 2009. Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua Subterránea, Acuífero Costera de Veracruz
- Meneses, L.L., 2002. Tesis de Licenciatura. Exploración Geofísica e Hidrogeológica en la laguna de Alchichica, Cuenca de Libres-Oriental, Estado de Puebla
- Cuesta, J.L., 2007. Tesis de Licenciatura. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales: Tomografía Eléctrica y Sondeos Eléctricos Verticales para caracterización del subsuelo y aplicación en Estudios Hidrogeológicos