

TESIS DEFENDIDA POR
José Serrano Ortiz
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Director del Comité

Dr. Luis Walter Daesslé Hauser
Miembro del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dr. Enrique Gómez Treviño
Miembro del Comité

M. Vicente Ferreira Bartrina
Miembro del Comité

Antonio González Fernández
*Coordinador del programa de posgrado
en ciencias de la tierra*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

26 de mayo de 2011

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Determinación de la geometría 2D y 3D del acuífero del sur
del valle de Maneadero, mediante mediciones de resistividad**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

JOSÉ SERRANO ORTIZ

Ensenada, Baja California, México, mayo de 2011.

RESUMEN de la tesis de **José Serrano Ortiz**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en GEOFÍSICA APLICADA. Ensenada, Baja California. Mayo de 2011.

Determinación de la geometría 2D y 3D del acuífero del sur del valle de Maneadero, mediante mediciones de resistividad.

Resumen aprobado por:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Director de Tesis

Se realizaron 4 perfiles de 4 Km. de longitud aproximadamente. Se **utilizo'** el método geofísico de resistividad D.C. Se determinó la geometría somera en 2D y 3D en la parte Sur del acuífero de Maneadero, el cual se encuentra localizado a 13 Km. al sur de la ciudad de Ensenada B.C. Adicionalmente se realizaron dos perfiles que se encuentran localizados un poco más al norte de la zona de interés. Como resultado del trabajo efectuado se desprende que la parte este del Sur del acuífero de Maneadero presenta una zona resistiva asociada a una mejor calidad en el agua. Correlacionado principalmente con el arroyo de Las Ánimas cuyo cauce atraviesa el acuífero y satura a los sedimentos presentes. Sin embargo, existen otros conductos de agua subterránea que se pueden deber a paleo-canales del arroyo de Las Animas.

De los 2 perfiles localizados al norte de la zona de estudio se observan unos drenajes más profundos que podrían ser como tubos que atraviesan la zona intrusada por agua salina.

Si bien la tesis no tenía como objetivo determinar la intrusión salina. Si podemos ver cómo se comporta está en su parte más superficial.

Palabras Clave: Acuífero, Resistividad, Maneadero

ABSTRACT of the thesis presented by **José Serrano Ortiz** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in EARTH SCIENCE with orientation in APPLIED GEOPHYSICS Ensenada, Baja California, México april 2011

2D and 3D geometry determination from the Aquifer at the southern part of the Maneadero Valley using resistivity measurements

Abstract approved by:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Thesis Supervisor

A set of four profiles were done of 4 km each. It was used the DC resistivity geophysical method. The 2D and 3D aquifer geometry was determined for the southern part of Maneadero, which is located 13 km south of Ensenada City, B.C. Additionally, two profiles that are located northward the interest zone, were done.

As a result from this project it can be concluded that Southeast part of the aquifer shows a resistive zone associated to best quality water. This correlates mainly with Las Animas river, which channel runs over the aquifer and forms the saturated zone. However, there are other underwater conduits that can be paleo-channels of the present Las Animas river.

From the two profiles located at the north of the survey area, it can be observed deeper drainages that looks like fresh water tubes crossing the salty water intrusion.

The objective of this thesis was not the salty intrusion. However, it is possible to see the behavior of this at its shallowest part.

Key words: Aquifer, Resistivity, Maneadero

Dedicatorias

A mis padres, José Serrano Vidal y Luz María Ortiz Priego, por toda la confianza, apoyo y educación que me han dado.

A mis hermanas, Ángeles y Marcela, por todo el cariño que me han brindado.

A mi tío, José Luis, que ha sido un pilar importante en mi vida.

Agradecimientos

Al Dr. Marco Antonio Pérez Flores por todo el apoyo brindado en la realización de esta tesis.

A los integrantes del comité: Dr. Luis Walter Daesslé Hauser, Dr. José Manuel Romo Jones, Dr. Enrique Gómez Treviño, M. Vicente Ferreira Bartrina. Por todos los comentarios e interés mostrados en la realización de la tesis

Al personal de Ciencias de la Tierra, por la ayuda brindada durante mi estancia y especialmente a Martha E. Barrera López, Guadalupe Zepeda Tapia, Ma. Babara Uribe Martínez

Al personal técnico: Fernando Herrera, Alejandro Díaz, Enrique Castillo, Jaime Calderón, Humberto Benítez,

Un agradecimiento especial a Emilio Manjarrez por su valiosa ayuda en el trabajo de campo realizado.

A mis grandes amigos Armando, Ahiezer, Adrian, Angélica, Ismael, Olaf y Román por compartir grandes momentos juntos, así como por mostrarme su apoyo y amistad incondicional.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada así como también Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la oportunidad de realizar esta maestría y el apoyo económico otorgado para la misma.

CONTENIDO

	Página
Resumen español	I
Resumen inglés	II
Dedicatorias	III
Agradecimientos	IV
Contenido	V
Lista de Figuras	VII
Lista de tablas	IX
Capítulo I. Introducción	1
I.1 Objetivos.....	1
I.2 Localización de la Zona de estudio.....	2
I.3 Antecedentes Geológicos.....	3
I.4 Fisiografía.....	6
I.5 Hidro-estratigrafía.....	6
I.6 Estudios Previos.....	7
Capítulo II. Metodología	12
II.1 Ecuaciones Básicas.....	13
II.2 Definición de Resistividad Aparente.....	14
II.3 Diferentes tipo de arreglos tetra-electródicos o tetra-polares.....	18
II.3.1 Arreglo Wenner.....	18
II.3.2 Arreglo Schlumberger.....	19
II.3.3 Dipolo-dipolo.....	20
II.4 Especificaciones del equipo y de los arreglos.....	20
II.5 Método de Ecuación Integral.....	23
II.6 Ecuación Integral para 2D.....	27
II.7 Ecuación Integral para 3D.....	28
II.8 Método de Minimización utilizado.....	29
II.9 Matriz de Suavizamiento.....	31
Capítulo III. Resultados de la inversión en 2D	32
III.1 Detalles en la adquisición de los perfiles.....	32
III.2 Detalles de los datos y discretización en 2D.....	33
III.3 Interpretación del Perfil 1.....	36
III.4 Interpretación del Perfil 2.....	38
III.5 Interpretación del Perfil 3.....	40
III.6 Interpretación del Perfil 4.....	42
III.7 Modelos 2D con relieve topográfico.....	44

CONTENIDO (continuación)

	Página
III.8 Perfiles adicionales.....	47
III.9 Interpretación del perfil 2B.....	48
III.10 Interpretación del perfil 2C.....	49
Capítulo IV. Resultados de la inversión en 3D.....	51
IV.1 Detalles de la discretización en 3D.....	51
IV.2 Cortes o secciones horizontales a diferentes profundidades.....	52
IV.3 Secciones montadas sobre el Google Earth.....	55
IV.4 Vista en Isométricos.....	63
IV.5 Sólidos disueltos medidos en pozos.....	66
Capítulo V. Conclusiones.....	69
Literatura citada	71
APENDICE A.....	74
A.1 Edición de los datos.....	74
A.2 Selección de los parámetros para cada modelo bidimensional.....	75
AA.3 Selección de los parámetros para el modelo tridimensional.....	79

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Localización de la zona de estudio.....	3
2	Mapa geológico de la zona de estudio.....	5
3	Ubicación de perfiles de Vega en la zona de estudio.....	10
4	Perfiles de AMT realizados por Lujan en la zona de estudio.....	11
5	Arreglo Tetra-electrónico común.....	12
6	Fuente Puntual en un semi-espacio esférico.....	16
7	Arreglo Tetra-electrónico común.....	17
8	Resistividad en medio heterogéneo.....	18
9	Arreglo Wenner.....	19
10	Arreglo Schlumberger.....	19
11	Arreglo Dipolo-dipolo.....	20
12	Equipo Supersting R1IP.....	22
13	Arreglos obtenidos por el equipo.....	23
14	Localización de los 4 Perfiles.....	33
15	Discretización empleada.....	35
16	Resultados del Perfil 1.....	38
17	Resultados del Perfil 2.....	40
18	Resultados del Perfil 3.....	42
19	Resultados del Perfil 4.....	44
20	Modelos con Topografía.....	46
21	Localización del perfil 2B.....	47

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
22	Localización del perfil 2C.....	48
23	Resultados perfil 2B.....	49
24	Resultados perfil 2C.....	50
25	Planos en 3D a profundidades de 2.5m,8.5m,17m, y 27m...	53
26	Planos en 3D a profundidades de 38m,52m,70m, y 90m.....	54
27	Planos 3D a 2.5 y 8.5 m. sobre imagen de satélite.....	56
28	Planos 3D a 17 y 27m. sobre imagen de satélite.....	58
29	Planos 3D a 38 y 52 m. sobre imagen de satélite.....	60
30	Planos 3D a 70 y 90 m. sobre imagen de satélite.....	62
31	Vista Este en Isométrico.....	64
32	Vista Oeste en Isométricos.....	65
33	Valores de STD en los pozos presentes en la zona de estudio.....	67
34	Relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los pozos ubicados en la zona de estudio.....	68
35	Edición de datos.....	75
36	Modelos con todos los datos.....	77
37	Modelo con diferentes betas para todos los datos.....	78
38	Modelo para el set de datos escogido a diferentes betas.....	79
39	Modelo 3D para un set de datos de 2470.....	81
40	Modelo 3D para un set de datos de 4940.....	82

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
1	Especificaciones del equipo SUPERSTING R! IP	21

Capítulo I

Introducción

Los métodos de resistividad han sido utilizados con gran frecuencia para estudios de agua subterránea, mediante el cálculo de la resistividad del subsuelo que permite determinar espesores de capas geológicas y profundidades del nivel freático.

Los métodos eléctricos se han usado en múltiples áreas de prospección. La antigua escuela soviética los usaba para la búsqueda de hidrocarburos (Orellana, 1982). Actualmente se usan mucho para localización de aguas subterráneas (Kearey, 2002). La minería también los usa principalmente en la forma de Polarización Inducida (Telford, 1990). Antes del método magnetotelúrico y del audiomagnetotelúrico se usaban los métodos eléctricos para geotermia (Orellana, 1982). También se usan intensivamente en arqueología o arqueometría (Kearey, 2002).

En el presente trabajo se pretende usarlos para determinar la presencia de agua potable y agua salina que ha ido intrusionando la semi-cuenca del Valle de Maneadero, B.C., México. Específicamente en la parte Sur del Valle de Maneadero, cercano al Río de las Ánimas.

El fenómeno de intrusión salina es de suma importancia, pues el avance de agua de mar hacia los acuíferos provoca la contaminación gradual de éstos debido a su alta salinidad, convirtiendo al acuífero en inservible para su explotación, afectando así el consumo del vital líquido y la economía de la población.

I.1 Objetivos

Por medio de la técnica geofísica de resistividad eléctrica de corriente directa (frecuencia cero), se pretende determinar la estructura geoelectrica del sur del Valle de Maneadero, principalmente la zona irrigada por el arroyo de Las Ánimas. Para tal propósito se usaron diversos arreglos como; Schlumberger, Dipolo-dipolo y Wenner. Se colectaron datos en el campo a lo largo de 4 líneas de 4 km que cubren un área casi cuadrangular de 4 km x 4.5 km. Se hizo la inversión de cada línea o perfil suponiendo que el subsuelo es bidimensional. Después se tomó todo el conjunto de líneas y se realizó la inversión tridimensional del área rectangular. Los modelos 2D de cada línea y el modelo 3D del conjunto nos dan información importante de la distribución de las zonas de alta resistividad (agua potable) y zonas de baja resistividad (agua salina).

I.2 Localización de la Zona de estudio

El Valle de Maneadero se encuentra ubicado en la parte noroccidental del estado de Baja California, dentro del municipio de Ensenada y sus límites quedan comprendidos entre las coordenadas geográficas: meridianos $116^{\circ}30'$ y $116^{\circ}40'$ de longitud oeste y paralelos $31^{\circ}41'$ y $31^{\circ}51'$ de latitud norte.(CNA, 2002). (Figura 1)

Uno de los dos arroyos principales que alimentan al acuífero es el arroyo de las Ánimas el cual se encuentra localizado entre las coordenadas $115^{\circ} 55'$ a $116^{\circ} 37.5'$ de longitud oeste y $31^{\circ} 30'$ a $31^{\circ} 53'$ de latitud norte. (CNA, 2002)

El Valle de Maneadero limita al norte con una terraza fluvial que lo separa del Valle de Ensenada, al este con la sierra de Juárez, al sur con la falla geológica de Agua Blanca y al oeste con el estero Punta Banda. (CNA, 2002)

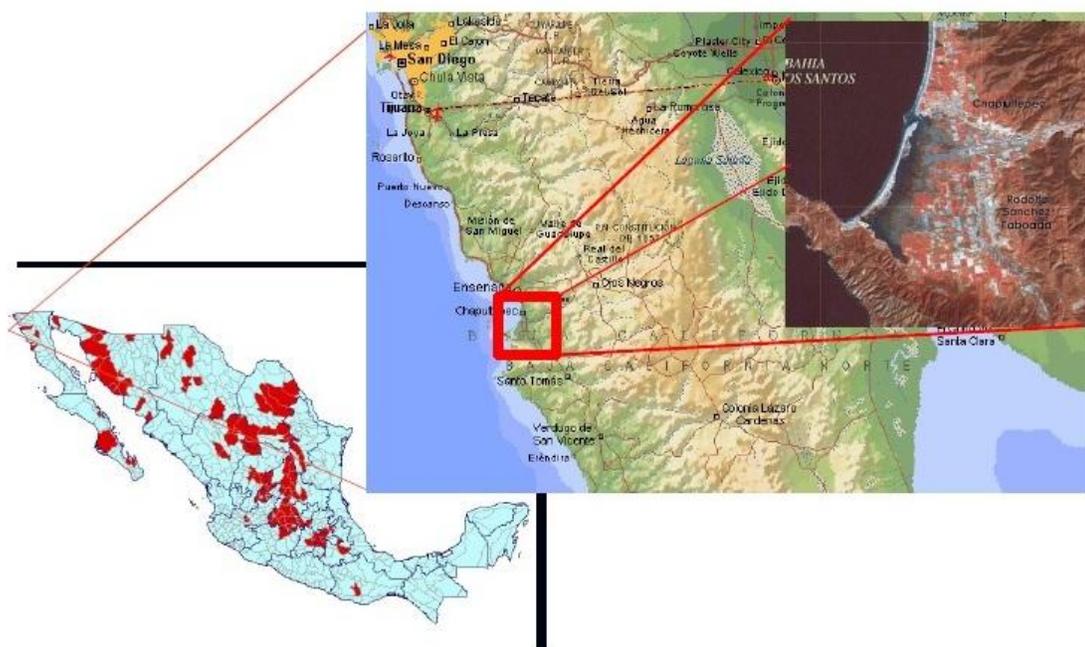


Figura 1. Localización de la zona de estudio figura tomada de CNA 2002

I.3 Antecedentes Geológicos.

La zona de estudio pertenece a la provincia conocida como Península de Baja California, la cual se extiende desde las Sierras Transpeninsulares de California hasta Cabo San Lucas. Se puede dividir en tres subprovincias, la zona de estudio se encuentra ubicada en la sub-provincia morfo-tectónica denominada Sierras Peninsulares.

En la Subprovincia de Sierras Peninsulares se ha identificado una secuencia estratigráfica cuyo intervalo geocronológico alcanza desde el Paleozoico hasta el Reciente. (CNA, 2002).

De acuerdo a sus características litoestratigráficas se diferencian por tres cinturones pre-terciarios, expuestos a lo largo de la porción Norte de la Península de Baja California, los cuales presentan características petrográficas, estructurales y estratigráficas diferentes

Estos cinturones se encuentran cubiertos de manera independiente por cuerpos volcánicos y depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario.

Estos cinturones reciben el nombre de: cinturón sedimentario del Cretácico Superior. Cinturón Mesozoico volcánico-volcanoclástico, Cinturón Batolítico y Metasedimentario (Gastil, 1975)

El cinturón sedimentario del Cretácico Superior, está constituido por una secuencia de depósitos sedimentarios de origen marino y continental de edad Cretácico Superior, Esta secuencia sedimentaria fue denominada por Beal (1948), como Formación Rosario (Grupo Rosario); está constituida por estratos sub-horizontales de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados desarrollados en un ambiente mixto, variando desde continentales hasta de plataforma y talud, con línea de costa fluctuante. La secuencia de este cinturón cubre en discordancia angular a rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias; subyace a rocas volcánicas del Cuaternario, a depósitos sedimentarios de origen continental y marino del Terciario y Cuaternario. (CNA, 2002)

El, cinturón Mesozoico volcánico-volcanoclástico se encuentra formado por rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de edad Cretácico Inferior. La secuencia superior es más extensa, fue denominada por Santillán y Barrera en 1939, como Formación Alisitos, la cual contiene rocas piroclásticas y lávicas de composición dacítico-andesítica, cuerpos masivos de caliza arrecifal y rocas clásticas de origen volcánico. (CNA, 2002)

El cinturón batolítico y metasedimentario está integrado por rocas ígneas intrusivas, que van de tonalita a granodiorita y granito, forman parte de los batolitos Mesozoicos y rocas metamórficas de origen sedimentario con metamorfismo regional. Las secciones con menor grado de metamorfismo presentan fósiles con edades entre el Precámbrico y Triásico (Gastil y Miller, 1984). El Cenozoico se caracterizó por la acumulación de depósitos sedimentarios continentales, por el desarrollo de sedimentos marinos, y una importante actividad volcánica que cubrió una porción de los cinturones Mesozoicos anteriores. Durante el Paleoceno y Eoceno, se acumularon depósitos sedimentarios de ambiente cercano a la influencia de la costa.

Los sedimentos fluviales y eólicos que se encuentran expuestos a la altura del Paralelo 31°, se observan coronando las emisiones lávicas del Plioceno y Mioceno; al sur del estado se acumularon depósitos fluviales, aluviales, eólicos y lacustres. (CNA, 2002)

Las formaciones geológicas (Figura 2) expuestas se representan por rocas ígneas intrusivas: tonalitas, granodioritas, gabros y rocas metamórficas. Las rocas metamórficas se integran por: gneiss, esquistos y pizarras. Además existen tobas riolíticas, conglomerados y depósitos sedimentarios granulares aluviales, fluviales y lacustres. (CNA, 2002).

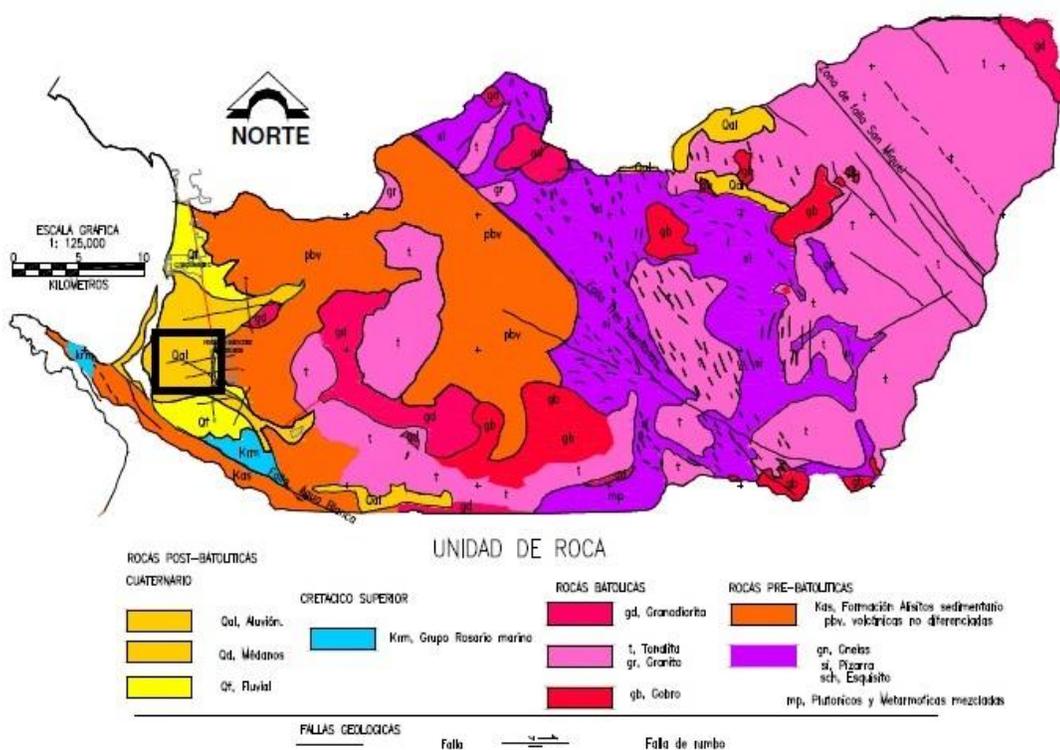


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio tomada de CNA 2002

I.4 Fisiografía

La zona de estudio se encuentra localizada en la Sub-provincia Fisiográfica llamada “Sierra de Juárez – San Pedro Mártir, se conforma por elevaciones importantes con topografía irregular formadas por rocas ígneas intrusivas y extrusivas, se encuentran presentes rocas sedimentarias y metamórficas, afectadas por fallas que forman fosas tectónicas de dimensiones variables. (CNA, 2002).

El Valle de Maneadero desde un punto de vista morfo-tectónico se localiza en la parte norte de la región llamada Sierras Peninsulares. Esta ha tenido presencia de deformación, metamorfismo regional y emplazamiento de batolitos durante el Cretácico Temprano. (CNA, 2002). Durante el Cretácico Tardío y principios del Terciario, estuvo sujeta a levantamiento y erosión. Adicionalmente, durante el Mioceno-Plioceno se presentaron fallamientos los cuales tuvieron mucha importancia en el desarrollo geomorfológico de la región. Un ejemplo de este fenómeno se encuentra en la parte sur del Valle de Maneadero la cual está limitada por la zona de falla de Agua Blanca. (CNA, 2002).

I.5 Hidro-estratigrafía

El acuífero se encuentra en sedimentos de origen aluvial, principalmente grava y arena inmadura y mal clasificada, así como también se tiene la presencia de limos y arcillas. Trabajos previos realizados en la zona determinan que el Valle de Maneadero se encuentra rodeado por rocas volcánicas, formaciones sedimentarias y rocas ígneas intrusivas, que subyacen a formaciones granulares aluviales, fluviales y lacustres.

El relieve se formó por materiales fluviales y lacustres que se han convertido en terrazas sobre el flanco oriental del Valle, las cuales fueron erosionadas por los arroyos San Carlos y las Ánimas. Sobre estas terrazas se han depositado los materiales aluviales que cubren el Valle con una sedimentación gradual.

I.6 Estudios Previos

El Valle de Maneadero ha sido el laboratorio de experimentación de CICESE, UABC y otras instituciones establecidas en Ensenada. En él se han probado técnicas nuevas de prospección a lo largo de los años. Muchos son los trabajos puntuales que se han hecho, pero muy pocos que vean al Valle de una manera más regional. A continuación listo las investigaciones previas a las que pude tener acceso:

Vázquez (1980) realizó un estudio de métodos potenciales con aplicaciones a la Geohidrología del Valle de Maneadero. Estimó la profundidad máxima del basamento a lo largo de dos perfiles que se orientaron de manera perpendicular a la falla de Agua Blanca, la profundidad del basamento se estimó a 1700 m en el primer perfil y a 900 m en el segundo.

Fabriol *et al.* (1982) trabajaron con mediciones telúricas y los datos gravimétricos de Vázquez (1980), y encontraron un espesor de sedimentos máximo de la cuenca de 580 m.

Cruz (1986) realizó un estudio gravimétrico en la zona costera del arroyo de San Carlos. Tomó 154 estaciones cubriendo un área de 51 km. Integró datos de Vázquez (1980) para cubrir todo el Valle de Maneadero-Chapultepec, teniendo un total de 250 estaciones. Calculó la profundidad al basamento de 500 a 650 m. en la parte más profunda, así como también estimó la capacidad de almacenamiento de la cuenca en $2.94 \pm 0.41 \times 10^9 \text{ m}^3$ con variaciones de 4.5 a 8.5 m en el nivel freático.

Vega (1989) realizó un estudio de resistividad utilizando sondeos eléctricos verticales y de polarización inducida a lo largo de dos perfiles perpendiculares a la línea de costa. Con el análisis de estos datos determinó el frente de agua salada e identificó las zonas con mayor contenido de arcillas. Además identificó en uno de

sus perfiles, que el agua salobre se ha desplazado unos 500 metros en comparación al estudio que hizo Vázquez (1980) nueve años antes.

Sarmiento (1996) llevó a cabo un modelado numérico de flujo de agua que considera al movimiento en forma tridimensional. Tomó en cuenta para la calibración del modelo, las variaciones físicas e hidráulicas del acuífero, así como también el caudal de extracción por pozos. Llega a la conclusión de que la mayor recarga del acuífero es subterránea con un promedio de $16 \text{ m}^3/\text{año}$, relacionada con los arroyos San Carlos y San Francisquito.

Pérez-Flores et al. (2004) integró datos magnéticos y gravimétricos de distintos trabajos previos en la zona para obtener un modelo tridimensional del basamento en la bahía de Todos Santos, encontraron un espesor promedio en la zona de estudio de 550 m. e identifica algunas fallas que forman un semi-graben.

Daesslé (2004) estudió la geoquímica de 25 pozos en el acuífero de Maneadero para determinar la variación en la composición del acuífero debido a la intrusión salina en un año más seco de lo normal. Las concentraciones de sólidos totales disueltos (STD) van de 0.99–9.46 gr/litro. Encontró también que la intrusión marina progresa más rápido en el centro y sur del acuífero y ha afectado los sitios de bombeo de agua para la ciudad de Ensenada.

Lujan (2006) realizó un estudio empleando el método Audio-Magnetotelúrico. Realizó cuatro perfiles con orientación W-E, dos de ellos caen en la zona de estudio (Figura 4) con el objetivo de conocer el avance de la intrusión salina en el acuífero. También determinó la profundidad del basamento y comparó con el modelo 3D de Pérez-Flores et al. (2004). Hizo cálculos, para determinar la cantidad de sólidos disueltos a partir de la resistividades estimadas. Encontró altas salinidades de alrededor de 30,000 ppm cercano a la costa y salinidades más bajas de alrededor de 1000 ppm, conforme se avanza al este del acuífero.

Gil (2010) realizó modelado numérico conociendo las características geohidrológicas del acuífero mediante estudios previos. Esto con el objetivo de conocer el comportamiento que tendría el acuífero con la construcción de una desaladora en la zona de El Salitral y el efecto que tendría la perforación de los pozos que extraerían agua salada subterránea procedente del mar y también agua no tan salada procedente de la parte inferior del acuífero ya invadido. Como resultado obtiene que la creación de los pozos no afectara la disponibilidad de agua dulce del acuífero.

Lara (2011) determinó la relación $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ para agua de diversos pozos localizados en el Valle de Maneadero. Según estudios a nivel internacional fijan esta razón como constante en 0.70918 ± 0.00001 para el mar actual. Calibró su método con una medición en la zona de Laguna y obtuvo ese valor esperado. Sin embargo, para el agua de los pozos le dio valores mucho más bajos. Lo cual la hace creer que la intrusión salina existe, pero no es marina. O al menos no es intrusión del mar actual. Podría ser una paleo-intrusión marina o agua fósil que se filtró hace mucho tiempo y por la sobre-explotación del acuífero la obligaron a salir.

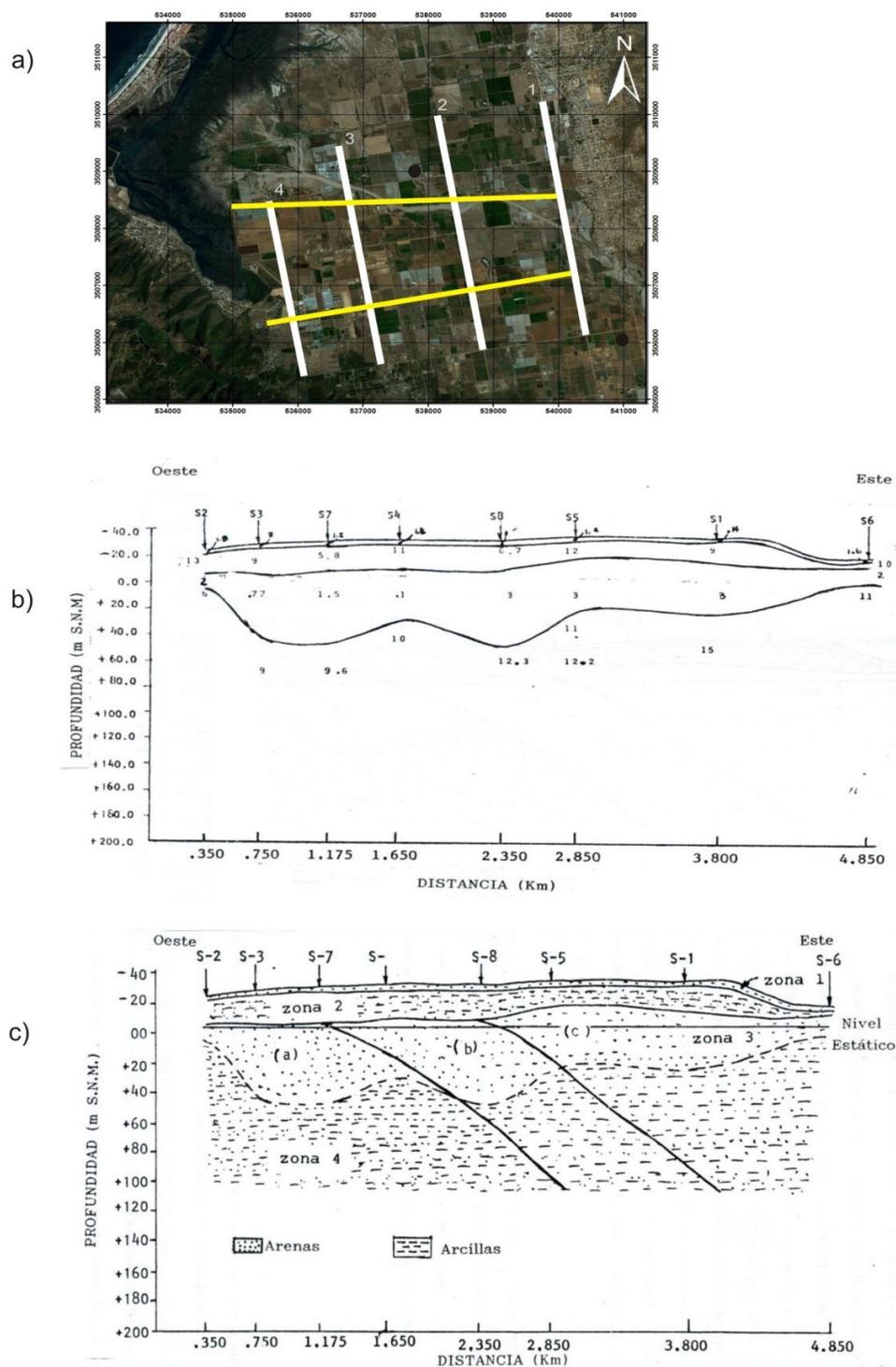
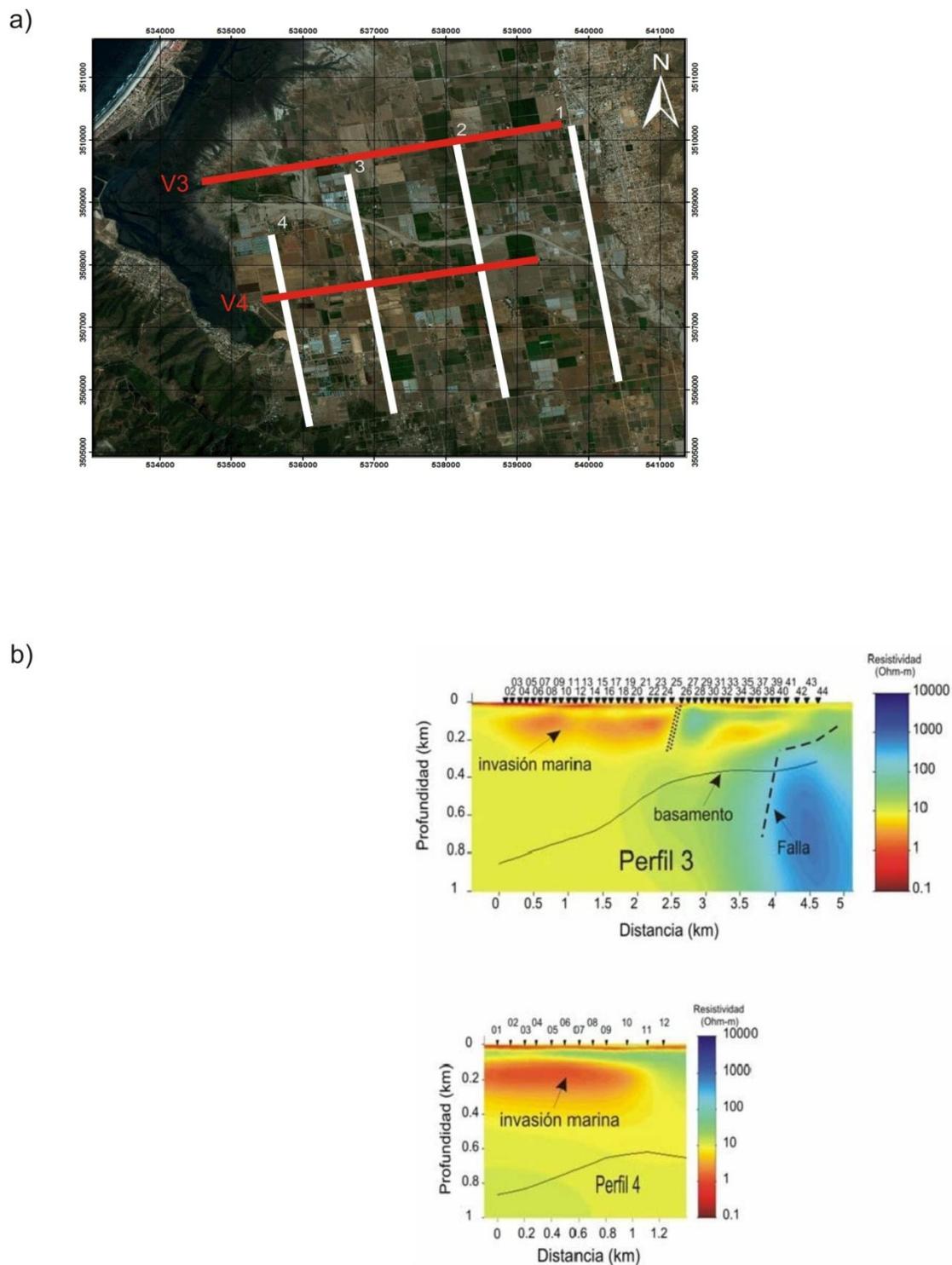


Figura 3. a) localización de perfiles de Vega (amarillo) en la zona de estudio, b) modelo de cargabilidad para la línea al, c) modelo geológico propuesto.



Capítulo II

Metodología

El método de resistividad por corriente directa consiste en la inyección artificial de corriente continua (frecuencia cero) en el subsuelo por medio de dos o más electrodos y medir la diferencia de potencial en al menos dos electrodos.

El procedimiento convencional en campo consiste básicamente en inyectar corriente por medio de dos electrodos y por medio de otros dos se mide la diferencia de potencial. A esto se le llama arreglo tetrapolar (Figura 5). Esta medida depende de factores como la resistividad de las rocas que se encuentran en el subsuelo, la separación eléctrica y la corriente inyectada.

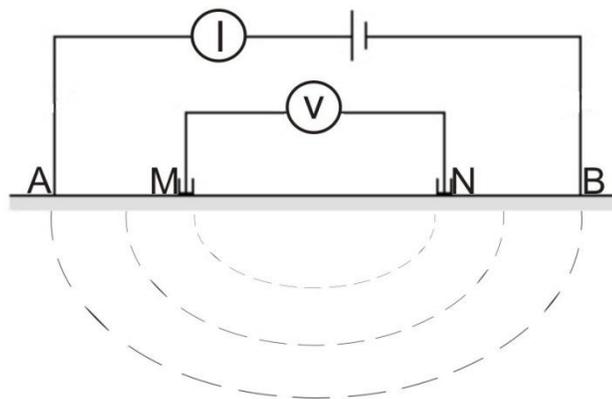


Figura 5. Arreglo Tetra-electrónico

II.1 Ecuaciones Básicas

Partimos del hecho que tomamos nuestras mediciones sobre un semi-espacio que puede ser homogéneo, estratificado (1D), bidimensional (2D) o tridimensional (3D), pero siempre isotrópico y el semi-espacio de arriba corresponde con el aire que tiene una conductividad $\sigma = 0$.

Suponemos que matemáticamente podemos inyectar corriente por un solo electrodo A colocado en superficie. Esta recorrerá todo el semi-espacio y podrá ser detectado por un electrodo B en superficie (Figura 6).

Para modelar el fenómeno se parte de las ecuaciones de Maxwell para campos electromagnéticos.

Las ecuaciones básicas que describen este fenómeno físico son las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2)$$

donde \mathbf{E} es el campo eléctrico, \mathbf{B} es la densidad de flujo magnético, \mathbf{H} es la intensidad del campo magnético, \mathbf{J} es la densidad de corriente eléctrica, \mathbf{D} es la densidad de flujo eléctrico

Para condiciones estacionarias o de frecuencia cero estas ecuaciones se reducen a:

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{0} \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (4)$$

En este caso, el campo eléctrico es conservativo por lo que se puede expresar en términos del gradiente de un campo potencial escalar.

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (5)$$

Por otro lado la densidad de corriente J y el campo eléctrico E están relacionados por la ley de Ohm, la cual en su forma vectorial para medios isótropos es:

$$J = \sigma E \quad (6)$$

Entonces sustituyendo (5) en (6) tenemos

$$J = \sigma E = -\sigma \nabla V$$

Por el teorema de Gauss, sabemos que las corrientes que entran y salen en una superficie cerrada donde no hay fuente, ni sumidero, deben ser las mismas. O sea que la suma de corrientes entrando y saliendo de la superficie cerrada debe ser igual a cero:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (7)$$

Combinando (7) con (6) tenemos

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = \sigma \nabla \cdot \nabla V + \nabla V \cdot \nabla \sigma = \sigma \nabla^2 V + \nabla V \cdot \nabla \sigma = 0$$

La ecuación anterior es válida para un semi-espacio con estructuras conductores o resistivas con forma 3D y 2D. Sin embargo, si suponemos que en todo el semi-espacio la conductividad es la misma (homogéneo), es decir que $\nabla \sigma = 0$, entonces tenemos que la ecuación anterior se reduce a la ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 V = 0 \quad (8)$$

II.2 Definición de Resistividad Aparente.

La solución de la ecuación (8) para un semi-espacio homogéneo e isotrópico es de la forma:

$$V = \frac{c}{r} \quad (9)$$

donde c es una constante por determinar y r es la distancia fuente-receptor. Debido a que la fuente es puntual, las superficies equipotenciales son semi-esferas. Expresando la corriente eléctrica en términos del campo eléctrico, vemos que éste solo varía al moverse en la dirección del radio r . Expresando el campo eléctrico en términos del potencial, nos queda:

$$J = \sigma E_r = -\sigma \frac{\partial V}{\partial r} = -\sigma \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{c}{r} \right) = \frac{c\sigma}{r^2} \quad (10)$$

Si consideramos la misma superficie semi-esférica alrededor del electrodo fuente A (figura 4), sabemos que la magnitud de la densidad de corriente J será la misma en cualquier punto de la semi-esfera y la dirección será radial.

Si integramos la densidad de corriente (J) que salen de dicha semi-esfera, obtendremos la intensidad de corriente I , por lo que tenemos:

$$2\pi r^2 J = I \quad (11)$$

Al despejar J en (11) e igualarla a (10), podemos obtener el valor de la constante c . De la ecuación (9), el potencial eléctrico entre una fuente puntual y un receptor puntual separados una distancia r y sobre un semi-espacio homogéneo (ρ =constante), nos queda:

$$V = \frac{I}{\sigma 2\pi r} = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (12)$$

donde ρ es la resistividad que es el inverso de la conductividad $\frac{1}{\sigma}$, su valor describe el comportamiento de un material frente al paso de corriente eléctrica, por lo que da una idea de lo buen o mal conductor que es.

La resistividad depende de factores como son el tipo de roca que se encuentra en el subsuelo, el contenido de agua o humedad, temperatura, presencia de gases entre otros.

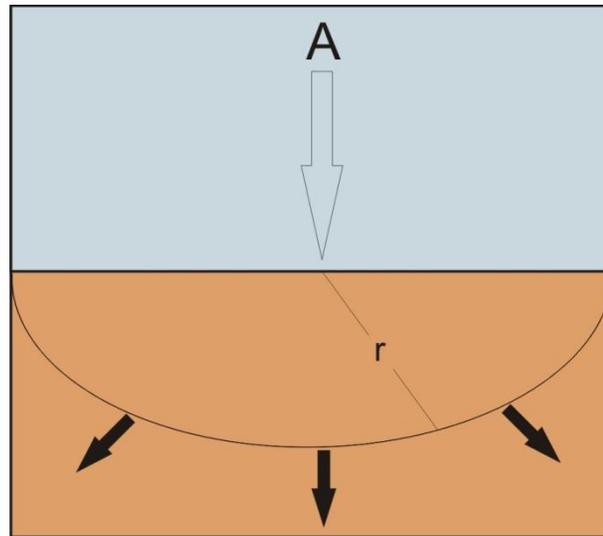


Figura 6. Fuente Puntual en un semi-espacio homogéneo

Si ahora consideramos dos puntos fuente (A, B) y un punto receptor (M), tendremos el potencial debido a las dos fuente, una que es positiva (A) y otra que es negativa (B), (Figura 7)

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) \quad (13)$$

Si ahora consideramos un receptor más (N),

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \right) = \frac{I\rho}{2\pi} G \quad (14)$$

Al término G se le denomina factor geométrico y depende de la posición de los electrodos, o dicho de otra manera, del tipo de arreglo utilizado.

Si despejamos ρ de la fórmula (14), nos queda:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left(\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}}\right)\right)} = \frac{2\pi\Delta V}{I} G^{-1} \quad (15)$$

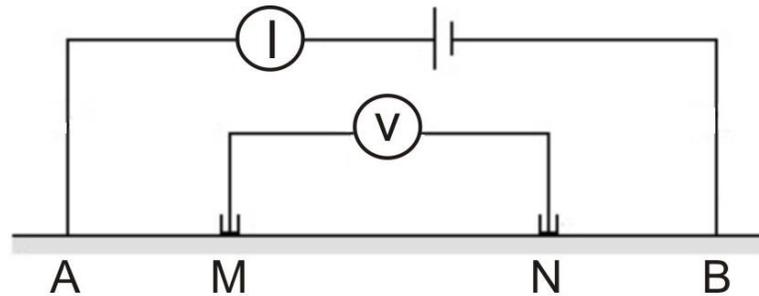


Figura 7. Arreglo Tetraelectrodico

Como en campo se tienen medios heterogéneos y las fórmulas utilizadas están desarrolladas para medios homogéneos, la resistividad obtenida aplicando tales fórmulas no será el valor real de ρ del subsuelo, sino que será una a la que se le llama comúnmente resistividad aparente (ρ_a).

Si suponemos un cambio en la resistividad del subsuelo (Figura 8) la resistividad ρ_a obtenida con la ecuación (15) será “aparente” ya que será diferente a ρ_1 bajo el electrodo A y diferente a ρ_2 bajo los electrodos MN. Más bien esta resistividad aparente dependerá de ρ_1, ρ_2, ρ_3 y de las distancias empleadas en los arreglos. Por eso a lo que se mide en campo se le llama resistividad aparente.

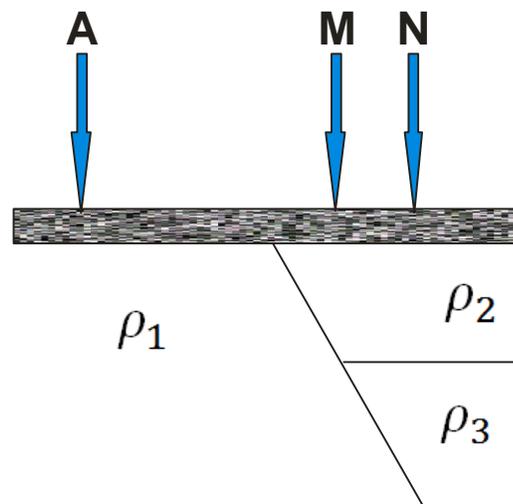


Figura 8. Medida de la resistividad aparente en un medio heterogéneo, la cual dependerá de ρ_1, ρ_2, ρ_3

II.3 Diferentes tipos de arreglos tetra-electródicos o tetra-polares.

Existen tantos tipos de arreglos tetra-electródicos como la imaginación nos dicte (Szalai 2008). Sin embargo, los arreglos tetra-electródicos más comunes son el Wenner, Schlumberger y Dipolo-dipolo. Para el trabajo de esta tesis, nos circunscribimos a éstos, pues son los que ya están programados en el equipo de medición, además de que han demostrado en la práctica tener muchas ventajas.

II.3.1 Arreglo Wenner.

En el arreglo Wenner los electrodos de corriente y de potencial tienen una separación uniforme (Figura 9) así tenemos que $r_{AM} = r_{BN} = a$ y $r_{AN} = r_{BM} = 2a$. Sustituyendo esto en la ecuación (15) y simplificando, nos queda:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (16)$$

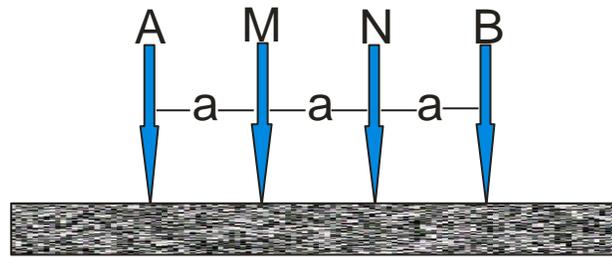


Figura 9: Arreglo tetra-electrónico Wenner, los cuatro electrodos tienen una separación uniforme.

II.3.2 Arreglo Schlumberger.

En este arreglo los electrodos de corriente están separados una distancia mayor a los electrodos de potencial, la distancia de cada electrodo de corriente al punto medio del arreglo se denomina L y la separación de los electrodos de potencial se denomina a (Figura 10)

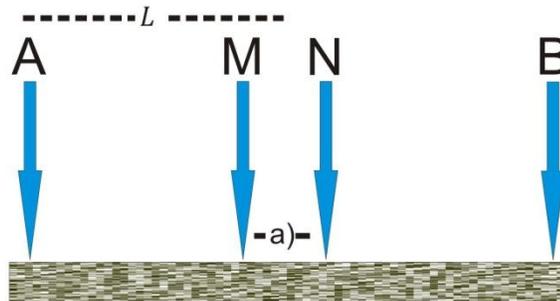


Figura 10: Arreglo tetraelectrónico Schlumberger, la separación de los electrodos de corriente es mayor que la separación de los electrodos de potencial.

Así la ρ_a para este tipo de arreglo es:

$$\rho_a = \pi \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{a} \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \quad (17)$$

En el método Schlumberger tradicional, se acostumbra hacer que la distancia a sea muy pequeño comparada con L . Esto favorece que en campo los MN se

mueven muy poco, solo cuando la diferencia de potencial ya no es medible por el equipo. Con los equipos modernos. Se clavan electrodos equi-espaciados y el MN ya no es tan pequeña, así que dicha aproximación ya no se usaría.

II.3.3 Dipolo-dipolo.

En esta configuración los electrodos de corriente se encuentran separados de los de potencial, es decir los electrodos de corriente AB por un lado y los de potencial MN por otro, a lo largo del perfil. Además el espaciado eléctrico entre AB y MN es a , mientras que la distancia entre el par de corriente y el par de potencial es na (Figura 11)

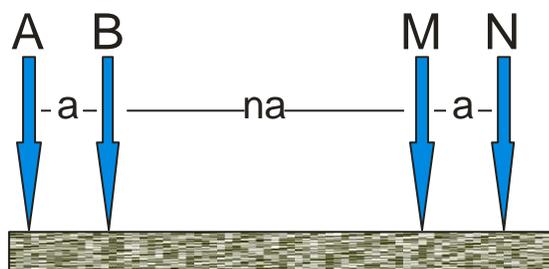


Figura 11. Arreglo Dipolo-dipolo los electrodos de corriente y potencial se encuentran separados por pares

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{I} \quad (18)$$

II.4 Especificaciones del equipo y de los arreglos.

Los equipos modernos cuentan con cables inteligentes (programados) que van asignando automáticamente que electrodos realizarán cada medición. En el caso de este estudio, se utilizó el equipo de resistividad *SUPERSTING R1 IP* de la empresa *AGI*.

Tabla I. Especificaciones del equipo

Rango de medición	+/- 10 V
Resolución de la medida	Máximo 30 nV dependiendo del nivel de voltaje
Intensidad de Corriente de Salida	1mA-2000mA
Voltaje de Salida	800 Vp-p dependiendo de la transmisión de la corriente y resistividad del suelo
Potencia de salida	200 W
Ciclos de medida de Resistividad	0.2, 0.4, 0.8, 1.2, 3.6, 7.2 o 14.4
Supresión de Ruido	Mejor a 100 dB en $f > 20$ Hz
Configuraciones Disponibles	Schlumberger, Wenner, Dipolo-dipolo, Polo-dipolo, Polo-polo, SP, IP
Rango de Temperatura para operar	(-5, +50) °C

La técnica para tomar las mediciones de resistividad, fue tomografía eléctrica con arreglos electródico Wenner, Schlumberger y Dipolo-dipolo. El software del equipo solo permite usar electrodos equi-espaciados. Sin embargo, eso no impide que se usen distancias no equi-espaciadas, solo que las resistividades aparentes que arroje el equipo serán falsas, se tendría que calcularlas manualmente, pues el equipo nos reporta I y ΔV reales.

Se sabe que mientras la distancia entre electrodos aumente, también aumenta la profundidad de penetración. Nuestro equipo nos permite una distancia máxima de 10 metros.

En la Figura 12 se puede observar la consola del equipo, el cable que sale de una toma, este cable es el que conecta todos los electrodos del arreglo. Existen dos tomas, o sea, que se pueden usar dos cables. En la misma figura se observa el sensor cilíndrico en el cable y cómo se sujeta al electrodo con un resorte. Para mejorar el contacto, modificamos los electrodos originales.



Figura 12: Equipo Supersting R1IP de la empresa AGI empleado en el trabajo

El equipo hace una simulación, muestra los puntos de asignación o pseudo profundidad para cada arreglo (figura 13). En el caso del dipolo-dipolo los puntos corresponden: (azules, $a=10$ metros), (rojos, $a=20$ metros) y (azules claros, $a=30$ metros). En el caso del Schlumberger: (azules, $MN=10$ metros), (rojos, $MN=20$ metros) y (azul claro, $MN=30$ metros). En el caso del Wenner, $a=10, 20, 30, \dots, 90$ metros y por eso se ven colores diferentes.

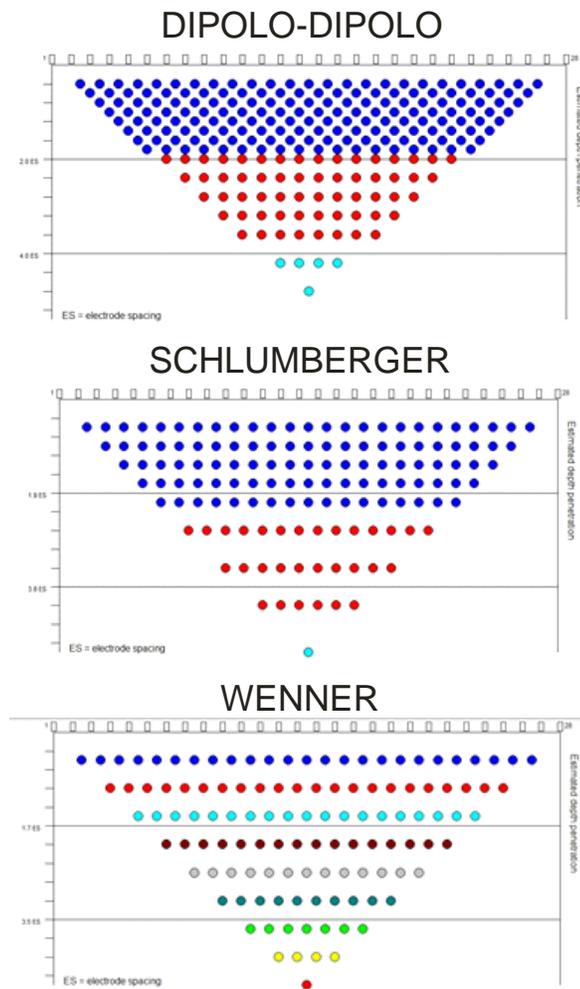


Figura 13. Simulación de las secciones realizadas por los diferentes arreglos electrónicos que se obtienen por el equipo Supersting R1IP

II.5 Método de Ecuación Integral.

El método de modelado o inversión, parte de la ecuación integral desarrollada por Gómez-Treviño (1987).

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) = - \int \mathbf{G}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \cdot \mathbf{E}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A) \rho(\mathbf{r}) dv \quad (19)$$

donde $\mathbf{G}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})$ es la función de Green considerando las heterogeneidades de la resistividad del subsuelo, $\mathbf{E}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A)$ es el campo eléctrico en el subsuelo

heterogéneo debido a la fuente, $\mathbf{E}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A)$ es campo eléctrico medido en la superficie. También, \mathbf{r}_A es el vector de posición que señala a la fuente, \mathbf{r}_M es el vector de posición que señala al receptor y \mathbf{r} es el vector que señala cada punto del volumen del subsuelo. Para el modelado directo, queremos calcular el campo eléctrico en superficie, pero no conocemos el campo eléctrico en el subsuelo heterogéneo y tampoco la función de Green en un medio heterogéneo. En el proceso inverso, conocemos el campo eléctrico en la superficie y todo lo demás es desconocido. Para poder usar la ecuación (19), hacemos la aproximación de que el campo eléctrico en el subsuelo y la función de Green son las de un semi-espacio homogéneo. Sin embargo, la distribución de resistividades se considera heterogénea. Esto es equivalente a suponer que las resistividades en el subsuelo son aproximadamente homogéneas, de tal manera que podemos usar los campos de un semi-espacio homogéneo. A esto le llamamos aproximación a bajos contrastes de resistividad. La ecuación (19) no cambia, solo se entiende de manera diferente y ahora ya es una aproximación.

Para el caso de resistividad de corriente directa o frecuencia cero. La fuente debe ser un punto de corriente y el receptor un electrodo puntual. Los campos eléctricos son de frecuencia cero. A frecuencia cero, se cumple que el campo eléctrico es conservativo y lo podemos expresar por medio de un potencial escalar. Si integramos el campo eléctrico en superficie, desde menos infinito, hasta \mathbf{r}_M , nos da el potencial eléctrico.

$$\int_{-\infty}^{r_M} \mathbf{E}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) \cdot d\mathbf{x} = \int_{-\infty}^{r_M} E_x(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) dx = -\phi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) \quad (20)$$

Si aplicamos la ecuación (20) a (19), nos queda:

$$\begin{aligned} \phi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) = \int_v \int_{-\infty}^{r_M} [G_{xx}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})E_x(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A) + G_{xy}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})E_y(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A) \\ + G_{xz}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})E_z(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A)] \rho(\mathbf{r}) dx dv \end{aligned} \quad (21)$$

El primer subíndice en la función de Green indica que el receptor está en la dirección de x . El segundo subíndice es que el dipolo fuente elemental dentro del semi-espacio heterogéneo está en las tres direcciones (x,y,z) . Por el principio de reciprocidad (Landau y Lifchitz, 1969), la función de Green que representa un dipolo eléctrico puntual localizada en el subsuelo en la dirección de (x,y,z) y medida en el receptor en la dirección de x , es equivalente a un dipolo eléctrico fuente (dirección x), localizado en el receptor y medido en el subsuelo en diferentes direcciones (x,y,z) , normalizada por el momento eléctrico de la fuente superficial ($I\Delta x$). La integral de esta fuente equivalente nos da el potencial eléctrico en cada dirección.

Veamos como calcular las funciones de Green en (21).

$$\begin{aligned}\int_{-\infty}^r G_{xx}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx &= \int_{-\infty}^r \frac{E_{xx}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx}{I\Delta x} = \frac{\varphi_x(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})}{I\Delta x} \\ \int_{-\infty}^r G_{xy}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx &= \int_{-\infty}^r \frac{E_{xy}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx}{I\Delta y} = \frac{\varphi_y(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})}{I\Delta y} \\ \int_{-\infty}^r G_{xz}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx &= \int_{-\infty}^r \frac{E_{xz}(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) dx}{I\Delta z} = \frac{\varphi_z(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})}{I\Delta z}\end{aligned}\quad (22)$$

La integral de menos infinito a r es igual al potencial eléctrico, normalizado por el momento eléctrico.

Bajo la aproximación de bajos contrastes de resistividad. El campo eléctrico de un polo eléctrico en términos del potencial eléctrico sobre un semi-espacio homogéneo es:

$$E(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) = -\nabla\varphi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) = \frac{\rho I(\mathbf{r}_M - \mathbf{r})}{2\pi|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}|^3}\quad (23)$$

De esta forma, el potencial eléctrico debido a un dipolo eléctrico elemental, centrado en M , es:

$$\varphi_d(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) = \frac{\rho I}{2\pi} \nabla \left(\frac{1}{|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}|} \right) \cdot d\mathbf{l}\quad (24)$$

Donde $d\mathbf{l}$ es la dirección de tal dipolo elemental.

$$d\mathbf{l} = \Delta x \hat{\mathbf{i}} + \Delta y \hat{\mathbf{j}} + \Delta z \hat{\mathbf{k}}$$

$$\varphi_a(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) = \frac{\rho I (\mathbf{r}_M - \mathbf{r})}{2\pi |\mathbf{r}_M - \mathbf{r}|^3} \cdot (\Delta x, \Delta y, \Delta z) \quad (25)$$

Comparando (25) y (23), vemos que se pueden igualar de la forma siguiente:

$$E_x(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \Delta x = \varphi_x(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})$$

$$E_y(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \Delta y = \varphi_y(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \quad (26)$$

$$E_z(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \Delta z = \varphi_z(\mathbf{r}_M, \mathbf{r})$$

Sustituyendo el campo eléctrico debido a la fuente se puede sustituir por el gradiente de su potencial (23). Las funciones de Green, por el principio de reciprocidad se puede sustituir también como el gradiente de un potencial eléctrico debido a un dipolo elemental colocada en el receptor (23):

$$\varphi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) = \frac{1}{I} \int_v \nabla \varphi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \cdot \nabla \varphi(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A) \rho(\mathbf{r}) dv \quad (27)$$

El termino de la izquierda es el potencial debido a un polo eléctrico en un semi-espacio homogéneo es

$$\varphi = \frac{\rho I}{2\pi |\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_A|} \quad (28)$$

Despejando la resistividad y suponiendo que el medio no es homogéneo, nos queda la expresión de la resistividad aparente entre una fuente y receptor puntual.

$$\rho_a = \frac{2\pi |\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_A|}{I} \varphi \quad (29)$$

Aplicando 26 en 24 tenemos

$$\rho_a(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) = \frac{2\pi|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_A|}{I^2} \int_{v'} \nabla\varphi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) \cdot \nabla\phi(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A)\rho(\mathbf{r})dv \quad (30)$$

El gradiente del potencial eléctrico de la fuente viene de (20). El gradiente del potencial eléctrico de un dipolo elemental colocado en el receptor es:

$$\nabla\phi(\mathbf{r}, \mathbf{r}_A) = -\frac{\rho I (\mathbf{r} - \mathbf{r}_A)}{2\pi |\mathbf{r} - \mathbf{r}_A|^3}$$

$$\nabla\varphi(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}) = -\frac{\rho I (\mathbf{r}_M - \mathbf{r})}{2\pi |\mathbf{r}_M - \mathbf{r}|^3}$$

Sustituyendo los gradientes en (30), nos queda:

$$\rho_a(\mathbf{r}_M, \mathbf{r}_A) = \frac{|\mathbf{r}_M - \mathbf{r}_A|}{2\pi} \int_v \frac{(\mathbf{r} - \mathbf{r}_A) \cdot (\mathbf{r}_M - \mathbf{r})}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_A|^3 |\mathbf{r}_M - \mathbf{r}|^3} \rho(\mathbf{r})dv \quad (31)$$

donde

$\mathbf{r} = (x, y, z)$ Posición del punto en el semi – espacio

$\mathbf{r}_A = (x_A, y_A, 0)$ Posición de la fuente

$\mathbf{r}_M = (x_M, y_M, 0)$ Posición del receptor

Esta ecuación es la que se utiliza para inversión y puede desarrollarse para estructuras bidimensionales y tridimensionales.

Recordemos que la ecuación (31) viene de una aproximación para bajos contrastes de la resistividad. En la ecuación se puede observar que el integrando actúa como una función que le da diferentes pesos a cada resistividad. De esta manera pareciera que la resistividad aparente es un promedio ponderado de las resistividades del subsuelo. Sin la aproximación, el integrando también depende de las resistividades. Así que la resistividad aparente es algo cercano a un promedio ponderado. También de la ecuación (31) se puede ver que si las resistividades del subsuelo son constantes, la aparente debe ser igual a la del subsuelo y esto implica que la suma o integral de los pesos es igual a la unidad.

II.6 Ecuación Integral para 2D

Si en la ecuación (31) desarrollamos el producto punto y tomamos como fuente A y el receptor como M . suponiendo que los electrodos A y M están alineados con el eje x , o sea, $(x_A, 0)$, $(x_M, 0)$:

$$\log \rho_a(x_A, x_M) = \frac{|x_A - x_M|}{2\pi} \int \int N(x_A, x_M, x, z) \log \rho(x, y) dx dz \quad (32)$$

Donde

$$N(x_A, x_M, x, z) = \left[\int_{-\infty}^{\infty} \frac{(x - x_M)(x_A - x) - y^2 - z^2}{\sqrt{(y^2 + (x - x_A)^2 + z^2)^3 (y^2 + (x_M - x)^2 + z^2)}} dy \right] \quad (33)$$

La solución de esta ecuación esta en términos de funciones elípticas (Abramowitz, y Stegun, 1972)

Para un arreglo tetra-polar, nos queda:

$$\begin{aligned} \log \rho_a(x_A, x_B, x_M, x_N) \\ = \frac{g^{-1}}{2\pi} \int \int [N(x_A, x_M, x, z) - N(x_B, x_M, x, z) - N(x_A, x_N, x, z) \\ + N(x_B, x_N, x, z)] \log \rho(x, z) dx dz \end{aligned} \quad (34)$$

Donde

$$g = \frac{1}{|x_A - x_M|} - \frac{1}{|x_B - x_M|} - \frac{1}{|x_A - x_N|} + \frac{1}{|x_B - x_N|} \quad (35)$$

La ecuación (34) es válida solo cuando los cuatro electrodos están sobre una misma línea (co-lineales) y la estructura geo-eléctrica es perpendicular (eje y). Si uno de los cuatro electrodos ya no está sobre la misma línea, esta ecuación ya no aplica. Sin embargo, si no se desvía mucho podemos aplicarla. Si se desvía mucho, tendríamos que re-hacer la integral en (33). Por eso es importante que en campo tratemos de no desviarnos mucho de una línea recta.

II.7 Ecuación Integral para 3D.

Carpio (2003) desarrolló la ecuación (31) considerando que los electrodos no están sobre una línea y que la estructura no es perpendicular, más bien es una estructura tridimensional. Si se considera solo una fuente A y un receptor M localizados en (x_A, y_A) y (x_M, y_M) , ya desarrollado el producto punto, nos queda:

$$K_{AM} = \frac{(x - x_A)(x_M - x) + (y - y_A)(y_M - y) + (-z)^2}{[(x - x_A)^2 + (y - y_A)^2 + (z)^2]^{\frac{3}{2}} [(x_M - x)^2 + (y_M - y)^2 + (z)^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (36)$$

Para un arreglo tetra-polar que es el utilizado comúnmente en campo se tiene que desarrollar también K_{BM}, K_{AN}, K_{BN} , por lo que la integral para este arreglo se expresa de la siguiente manera.

$$\log \rho_a(r_A, r_B, r_M, r_N) = \frac{g^{-1}}{2\pi} \iiint (K_{AM} - K_{BM} - K_{AN} + K_{BN}) \log \rho(x, y, z) dx dy dz \quad (37)$$

Donde:

$$g = \frac{1}{\sqrt{(x_A - x_M)^2 + (y_A - y_M)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_B - x_M)^2 + (y_B - y_M)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_A - x_N)^2 + (y_A - y_N)^2}} + \frac{1}{\sqrt{(x_B - x_N)^2 + (y_B - y_N)^2}} \quad (38)$$

Esta ecuación es válida para bajos contrastes de la resistividad, estructuras tridimensionales y arreglos no-colineales, pero sobre una superficie aire-tierra plana. O sea, que no contempla topografía. Todos los electrodos se suponen sobre $z=0$. Esta limitación viene, de usar el campo eléctrico y la función de Green para un semi-espacio homogéneo y plano.

II.8 Método de Minimización utilizado.

Las ecuaciones (34) y (37) para estructuras bidimensionales y tridimensionales respectivamente, se pueden expresar como un sistema lineal

$$Y = AX$$

donde

Y es el vector de observaciones o resistividades aparentes.

A es la matriz de pesos dentro de la integral (31) y (34) y depende de la localización de los electrodos de cada medición y de la rejilla de prismas tri-dimensionales que simulan el subsuelo.

X es el vector de incógnitas o del logaritmo de las resistividades verdaderas o estimadas. Se supone que cada prisma tri-dimensional tiene una resistividad diferente a la de otro prisma, pero constante dentro del él.

Para determinar X existen múltiples técnicas. En esta tesis se utiliza el método de programación cuadrática de Gill *et al.* (1986), el cual consiste en minimizar una función objetivo que es la norma cuadrática de los residuales, sujeta a límites inferior y superior en la resistividad de cada prisma.

$$F(X) = \frac{1}{2} \|Y - AX\|^2$$

El proceso se estabiliza agregando a la función objetivo la norma cuadrática de la primera derivada del vector incógnita con respecto de (x, y, z) .

$$F(X) = \frac{1}{2} \|Y - AX\|^2 + \frac{1}{2} \beta \|DX\|^2 \quad (39)$$

Donde D es la matriz que contiene las derivadas espaciales y β regularizador que controla el suavizado del modelo.

El minimizar $\beta \|Dx\|^2$ equivale a minimizar $\beta x^T D^T D x$ donde $\beta D^T D$ se convierte en una matriz simétrica, la cual se suma a otra matriz simétrica $A^T A$ dando como resultado otra matriz simétrica la cual es la que finalmente invertimos.

Cuando se aumenta el valor de β , la inversión le da una menor importancia a la minimización de los residuales (primer término de 39) y más importancia a las

derivadas (segundo término de 39). Por lo tanto se tendrá una solución más suave pero los residuales no serán tan pequeños. Si $\beta=0$, entonces sobre-ajustaremos los residuales y el modelo será muy rugoso. Un modelo muy rugoso puede significar que estamos ajustando también los errores en los datos y eso no es bueno. Si obtenemos un modelo muy suave tampoco, pues se pierden muchos detalles de la estructura geo-eléctrica. En nuestro método, hacemos un tipo de normalización de la diagonal de la matriz \mathbf{A} , para que al agregarle el factor de suavizamiento afecte casi por igual a modelos de regiones de estudio diferentes. De esta manera hemos encontrado útil usar valor de $\beta = 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3}$.

II.9 Matriz de Suavizamiento.

La matriz D contiene las derivadas $\frac{\partial\sigma(\mathbf{r})}{\partial x}$, $\frac{\partial\sigma(\mathbf{r})}{\partial y}$, $\frac{\partial\sigma(\mathbf{r})}{\partial z}$ y se calculan aproximando la derivada mediante la primera diferencia:

$$\frac{\partial\sigma(\mathbf{r})}{\partial x} \cong \frac{\sigma_i - \sigma_{i-1}}{\Delta x} \quad y \quad \frac{\partial\sigma(\mathbf{r})}{\partial z} \cong \frac{\sigma_j - \sigma_{j-1}}{\Delta z}$$

Cuando se realiza este tipo de minimización, es equivalente a pedir una solución tal que los residuales sean mínimos y que la norma de las derivadas sea mínima o que las variaciones de resistividad estimadas sean mínimas. Es decir, que el modelo de resistividades ajustara a los datos y no tendrá brincos en la resistividad indeseables.

Capítulo III

Resultados de la inversión en 2D

III.1 Detalles en la adquisición de los perfiles.

Como se explicó anteriormente, se realizaron 4 perfiles orientados casi S-N, con una longitud de 4 km, para los primeros tres (1, 2 y 3) y 3 km para el cuarto. La localización de dichos perfiles se presenta en la Figura (14). El equipo Supersting R1IP con el que se cuenta, solo tiene 28 electrodos con un máximo de separación de 10 metros entre electrodos. Esto nos da líneas de 270 m. Se hizo un traslape en el electrodo 19 en el primer perfil y en el 17 en los tres posteriores, de tal manera que haya continuidad en las separaciones para $a=10$ m. Es decir, que para cubrir 4 km con este tipo de traslapes, se requirieron 23 o más líneas. Gracias a la rapidez con que este equipo toma los datos, nos dimos cuenta que nos tomaba media hora en clavar los 28 electrodos, 50 minutos de medición en promedio para cada línea. A pesar de nuestros esfuerzos de lograr una baja resistencia de contacto. iniciada la línea en forma automática, empezaban a registrarse en el display, mediciones absurdas. Cuando esto pasaba, se hacía el arreglo reverso. Esto es, que los electrodos de corriente y de potencial se invierten. Incluso se midió Schlumberger y Wenner en una sola línea. Así que, en un perfil de 4 km se hicieron al menos 23 arreglos dipolo-dipolo normales, varios reversos, varios Schlumberger y varios Wenner. Esto da cierta garantía de buenas mediciones, pues no se pasaba a otra línea sino hasta que intentábamos todas las posibilidades en los casos más difíciles.

Los perfiles se proyectaron paralelos a la costa. Utilizando los caminos de terracería existentes en la zona.



Figura 14. Localización de los 4 perfiles de resistividad realizados en la parte sur del valle de Maneadero.

III.2 Detalles de los datos y discretización en 2D.

Una vez concluido el trabajo de campo, el siguiente paso fue procesar los datos. En este capítulo se presentan los modelos finales con su respectiva pseudo-sección de datos así como la respuesta del modelo para cada uno de los perfiles. El primer paso fue hacer pseudo-secciones de resistividad aparente para cada línea. Se analizaron tendencias de las curvas, cuando se encontraron anomalías sustentadas por solo una medición, se quitaron y se volvió a hacer la pseudo-sección y se llegó a hacer un segundo editado en algunas líneas. Solo los datos coherentes se consideraron para cada línea. Muchas líneas tenían redundancia gracias a que se hacía Dipolo-dipolo normal, inverso, Schlumberger y hasta

Wenner. Por eso se tiene confianza que el modelo obtenido por inversión 2D para cada línea es confiable. En el Apéndice A se detalla con ejemplos y figuras la forma como se hizo este editado.

Antes de obtener los modelos finales, se obtuvieron diferentes modelos para cada uno de los perfiles, en los cuales se fue cambiando el tamaño de las celdas en la discretización del suelo, así como también se corrieron estos modelos con diferentes factores de suavizamiento, en busca del factor óptimo, para más detalle ver Apéndice A.

Otro factor a considerar fue la disminución en el número de datos de campo para invertir. Al tratarse de perfiles largos en extensión (4 km=23 líneas), se presentaba en los modelos una saturación de información (anomalías de alta frecuencia espacial), lo cual impedía una visualización idónea de los modelos. Esta reducción consistió en dejar uno y quitar uno contiguo. Esta equivalió a mantener los rasgos más significativos que se presentaban en las pruebas hechas con todos los datos, por lo que se optó por quedarnos con estos modelos. Esto quiere decir que las anomalías que quedaron, son respaldadas por muchas mediciones. Para más detalle ver Apéndice A.

Las pruebas del proceso de discretización del suelo, el factor de suavizamiento utilizado, así como los resultados de las secciones y modelos con todos los datos se explican en el apéndice A.

El tamaño de los prismas para discretizar el subsuelo para la inversión de los modelos finales quedó en $\Delta x = 50$ metros, mientras que en la dirección en "z" los prismas se hicieron con un espesor variable, teniendo un espesor mayor, a mayor profundidad, los más someros tienen un espesor de 5 m y los más profundos 20 m, siendo la profundidad máxima de 100 m.

El algoritmo de inversión (Cicres, 2006; Pérez-Flores et al., 2001) incluye prismas laterales que simulan un medio infinito lateralmente. Para z, se requiere un semi-espacio debajo de los 150 m, para simular un medio infinito en la dirección de z.

En la Figura (15) se muestra la discretización utilizada para el proceso de inversión. Se utilizaron 9 capas en dirección en "z", la primera capa comienza en

el nivel del terreno $z=0$ hasta 5 m. la segunda de 5 a 12 m, la tercera de 12 a 22, la cuarta de 22 a 32 m, la quinta de 32 a 45 m, sexta de 45 a 60 m, séptima de 60 a 80 m, octava de 80 a 100 m, la novena 100 a 1000 m. Esta última es la que simula el infinito a profundidad. La discretización en z queda a nuestro albedrío, pero se recomienda un criterio logarítmico.

En la dirección de x , la discretización para este proyecto quedó en 50 metros constante.

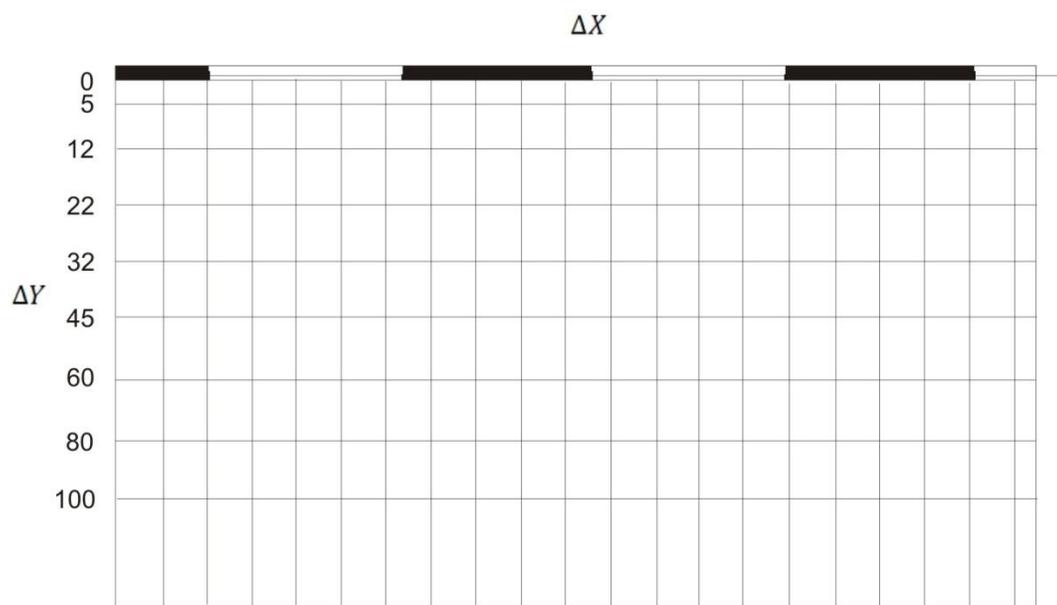


Figura 15. Ejemplo de discretización

III.3 Interpretación del Perfil 1

En la Figura 16 se presentan los datos observados, los datos calculados o respuesta del modelo 2D y el modelo bidimensional o 2D resultante de la inversión para el perfil 1. El modelo presenta una zona resistiva la cual encuentra su parte más profunda en el sur y centro del perfil y pierde un poco de profundidad conforme se llega a la parte norte, aunque todavía se encuentra presente. Esta parte resistiva tienen un rango de resistividad entre 60 y 200 Ohm-m, alcanza las mayores resistividades en la parte central del perfil (entre 1200 y 2900 Ohm-m), con una profundidad de unos 45 a 50 m. Se infiere que es debido a la influencia que produce el arroyo de Las Ánimas cuyo cauce se encuentra en $x=1620\text{m}$. Esta parte se asocia a la presencia de agua dulce que ha sido infiltrada vertical y horizontalmente por el cauce del río y de la precipitación pluvial.

Hay que mencionar que la zona resistiva de la parte sur se adjudica a material con una mayor consolidación y al ser una parte que se encuentra en las faldas de la montaña. Se espera que esté influenciada por el agua que escurre de dicha montaña y que sea infiltrada en esta parte. La litología al Sur es de Pie de Monte, mientras que hacia el arroyo y más al Norte es relleno aluvial debido a las inundaciones del propio arroyo en temporadas de máxima precipitación. Es muy probable que el cauce del arroyo se haya movido a lo ancho de este valle aluvial.

Debajo de la capa resistiva se encuentra una zona que comprende resistividades entre los 12 a 35 Ohm-m (relativamente conductor; rojo). Esta zona hace su aparición a lo largo de todo el modelo, aunque cabe destacar que en la parte norte la zona de resistividades bajas se encuentra a profundidades más someras, llegando a los 10 metros de profundidad. Mientras que en la parte sur y central del modelo esta zona se encuentra a una profundidad mayor.

En términos generales esta zona conductora alcanza desde los 10 a los 80 metros de profundidad. El valor de resistividades para esta parte del perfil se asocia a la

presencia de una zona de mezcla entre el agua dulce y agua con un contenido de salinidad que se encuentra presente en el acuífero.

Finalmente en la zona profunda del modelo, que va de los 70 a los 90 m tenemos la presencia de cuerpos con resistividades muy bajas que van de los 4 a los 12 Ohm-m. Estos cuerpos conductores se encuentran presentes en la parte norte del modelo a una profundidad menor que en el resto del perfil. La presencia de estos conductores indica que a esta profundidad el agua salina tiene una mayor presencia en el acuífero.

Resumiendo, podemos decir que se tienen 3 zonas en nuestro modelo, una zona resistiva presente en la parte somera de todo el modelo, con un espesor que va disminuyendo conforme se acerca uno al norte, una zona intermedia que se encuentra abajo de la parte resistiva, y una tercera zona conductora, la cual en la parte norte se encuentra presente a una profundidad más somera. Al parecer en esta parte el agua salina se encuentra a profundidades someras, El Sur debe tener mejor calidad de agua, pues además se encuentra cerca de los escurrimientos de los cerros. Es notable el resistivo entre $x= 500$ y 700 m. Tiene un ancho de 200 m y está presente desde la superficie hasta 90 m de profundidad, no corresponde al arroyo y está dentro de la zona de Pie de Monte.

En $x=2500$ m y $x=3200$ m. se hallan dos resistivos que tienen forma de cuenca como la del actual arroyo de Las Ánimas. Esto hace suponer que podrían tratarse de antiguos cauces del arroyo y que han quedado abandonados. Aunque estos antiguos cauces ya no llevan agua superficial, pero si pueden ser conductores de agua subterránea. Pues en su relleno debe haber arenas y gravas con alta porosidad. Estos resistivos los hemos marcado con la letra "R" y un número, el cauce del arroyo se marca con un triángulo azul

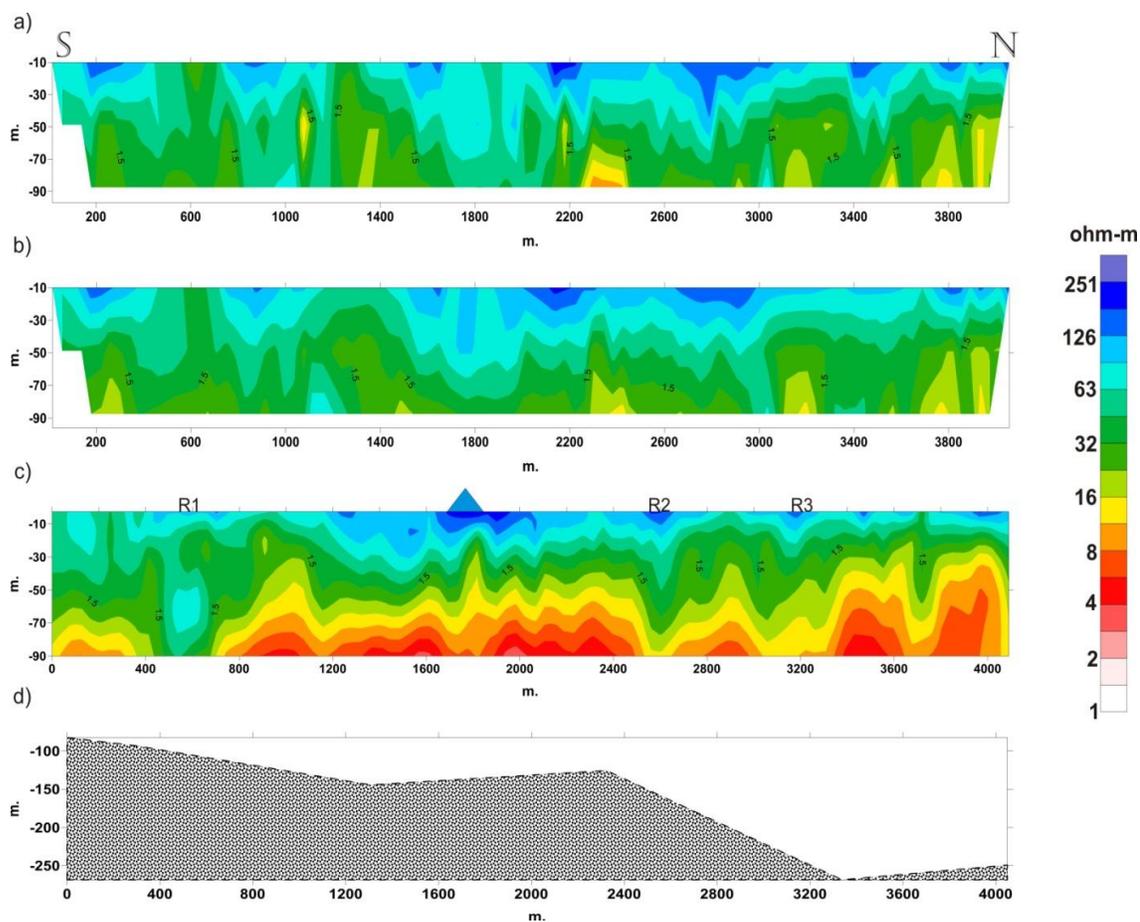


Figura 16. Resultados del Perfil 1, a) datos observados, b) datos calculados, c) Modelo, d) profundidad del basamento a lo largo de el perfil, el triángulo azul en $x=1700\text{m}$ corresponde al cauce del Arroyo Las Ánimas. R1, R2 y R3 son anomalías resistivas discutidas en el texto.

III.4 Interpretación del Perfil 2.

En la Figura 17 se presentan los datos observados, los calculados y el modelo 2D para el Perfil 2. Los rasgos importantes son los siguientes: una zona resistiva somera de 60 a 200 Ohm-m a lo largo del perfil que encuentra sus valores más altos de resistividad en la parte central, lugar donde también se encuentra su espesor máximo de unos 55 a 60 m.

Estas resistividades se asocian a la presencia de agua proveniente del arroyo Las Ánimas que se encuentra saturando las arenas, gravas y arcillas presentes en la

zona. Se puede inferir que esta zona presenta una calidad de agua mejor. El arroyo se localiza entre $x=2400$ a $x=2600$ m.

En la parte somera comprendida entre $0 < x < 700$ m. de longitud se presenta una pequeña capa conductora con resistividades de 10 a 15 Ohm-m. Esto se asocia a la presencia de material arcilloso que se encuentra presente en superficie

Pasando estos límites de profundidad, se puede observar una zona en la cual las resistividades van entre los 12 a 35 ohms-m la cual estaría asociada a una zona de mezcla entre el agua dulce y agua que se encuentra salada en el acuífero. Si nos damos cuenta, estas resistividades o esta zona de mezcla se encuentra localizada a una profundidad mayor en la parte sur y conforme se avanza hacia el norte va apareciendo a una profundidad más somera.

En la parte más profunda del modelo (65 a 90 m.) se tienen resistividades entre 8 y 10 ohms-m asociadas a la presencia de agua salina en el acuífero la cual también va haciéndose más somera conforme avanzamos al norte al igual que el modelo anterior

El resultado de este perfil es muy similar al del Perfil 1, con una zona resistiva asociada a la presencia de agua dulce, principalmente en la parte central, luego una zona intermedia, y a profundidad, agua con un mayor contenido de sales. Un rasgo interesante, es la anomalía resistiva entre $x=1600$ m, el cual se halla en el límite entre la litología de pie de monte y el relleno aluvial. La firma en conductividad del arroyo es interesante, porque esta zona está más cerca de la costa y sin embargo, el resistivo corta al conductor consistentemente. La anomalía es suficientemente ancha como para involucrar muchas mediciones.

Otro rasgo interesante es el resistivo de $x= 2950$ m. Tiene la forma de un cauce, podría tratarse de un cauce antiguo. Si bien ya no lleva agua superficial, si podría existir una canalización preferencial del agua que escurre de la Sierra de Juárez y se dirige al mar.

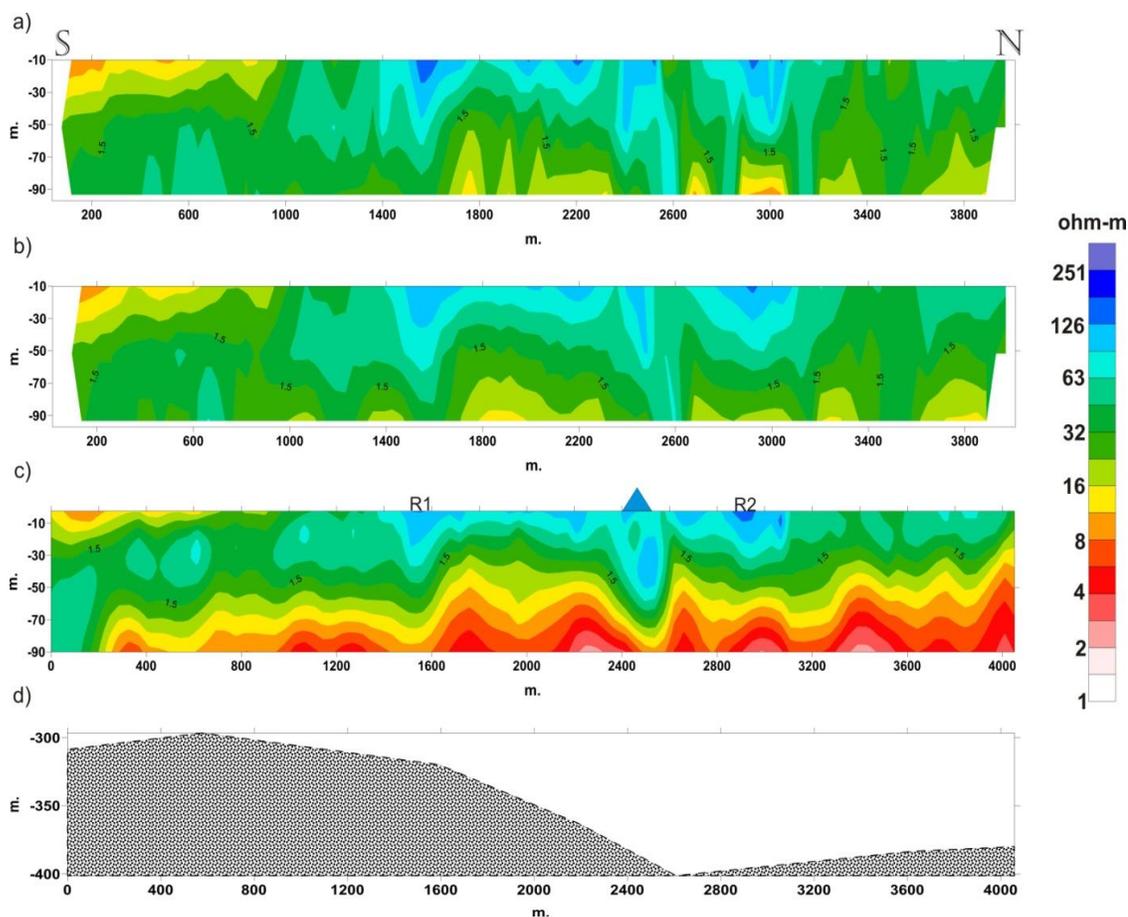


Figura 17. Resultados del Perfil 2, a) datos observados, b) datos calculados, c) Modelo, d) profundidad del basamento a lo largo de el perfil, el triángulo azul en $x=2500\text{m}$ corresponde al cauce del Arroyo Las Ánimas. R1 y R2 son anomalías resistivas discutidas en el texto.

III.5 Interpretación del Perfil 3

En este modelo (Figura 18), a diferencia de los dos primeros, la zona resistiva somera se presenta entre $x=1800$ y $x=3800$ m. Hay que destacar que la resistividad se encuentra entre 50 a 120 Ohm-m, los cuales son valores más bajos a los que se presentan en los dos perfiles anteriores. El espesor de esta zona resistiva disminuye llegando en promedio a unos 40 metros en el centro y a unos 25 a 30 metros en la parte norte del perfil. En este modelo la parte central todavía se encuentra influenciada por el cauce del arroyo, aunque en una proporción

menor que los casos anteriores. El cauce por donde pasa el arroyo de Las Ánimas en esta zona se encuentra localizado entre $x=3080$ y $x=3180$ m.

Cabe mencionar que en la parte sur del perfil se tiene un conductor entre 15 y 30 ohms-m en la parte superficial al igual que en el perfil 2 aunque éste tiene un espesor mayor, lo cual nosotros asociamos al aumento en el contenido de arcilla en los sedimentos de Pie de Monte. Es relevante notar que en la parte sur no se observa un resistivo como en los modelos anteriores, por lo que se pensaría en que en esta zona se tiene una presencia de material arcilloso en superficie.

Al igual que en los otros dos perfiles se tiene la zona de mezcla (15 a 30 ohms-m) en el acuífero. Esta zona se presenta en términos generales a una profundidad menor comparada con los perfiles anteriores, alcanzando su parte más somera en la zona norte del perfil a una profundidad de 20 a 25 metros aproximadamente.

En $x=3400$ se presenta un cuerpo vertical con 100 m de ancho, de resistividad media que rompe con la firma conductora de la presencia de agua salada, se extiende a profundidad, y no parece paleo-cauce. Este resistivo está sustentado por al menos 17 mediciones. En $x=3500$, se halla un resistivo superficial (R1) que puede interpretarse como un paleo-cauce

A profundidades entre los 70 y 90 m. y a lo largo del perfil entre $x=0$ y $x=3000$ m. se encuentra una zona conductora, probablemente se deba a que a estas profundidades el agua del acuífero tiene un contenido de sales mayor. En la parte Norte entre $x=3000$ y $x=3800$ m, esta zona comienza a hacerse presente a una profundidad más somera de alrededor de 30 m.

En términos generales en este perfil 3 se observa una mayor presencia conductora que en los perfiles anteriores lo cual hace pensar que en esta parte del acuífero la salinidad del agua ha aumentado. Y el agua dulce infiltrada por el arroyo de Las Animas tiene una influencia menor, aunque todavía se observa en la parte central del perfil, a partir de este perfil y hacia la costa se nota la presencia del agua salina a una menor profundidad en el acuífero.

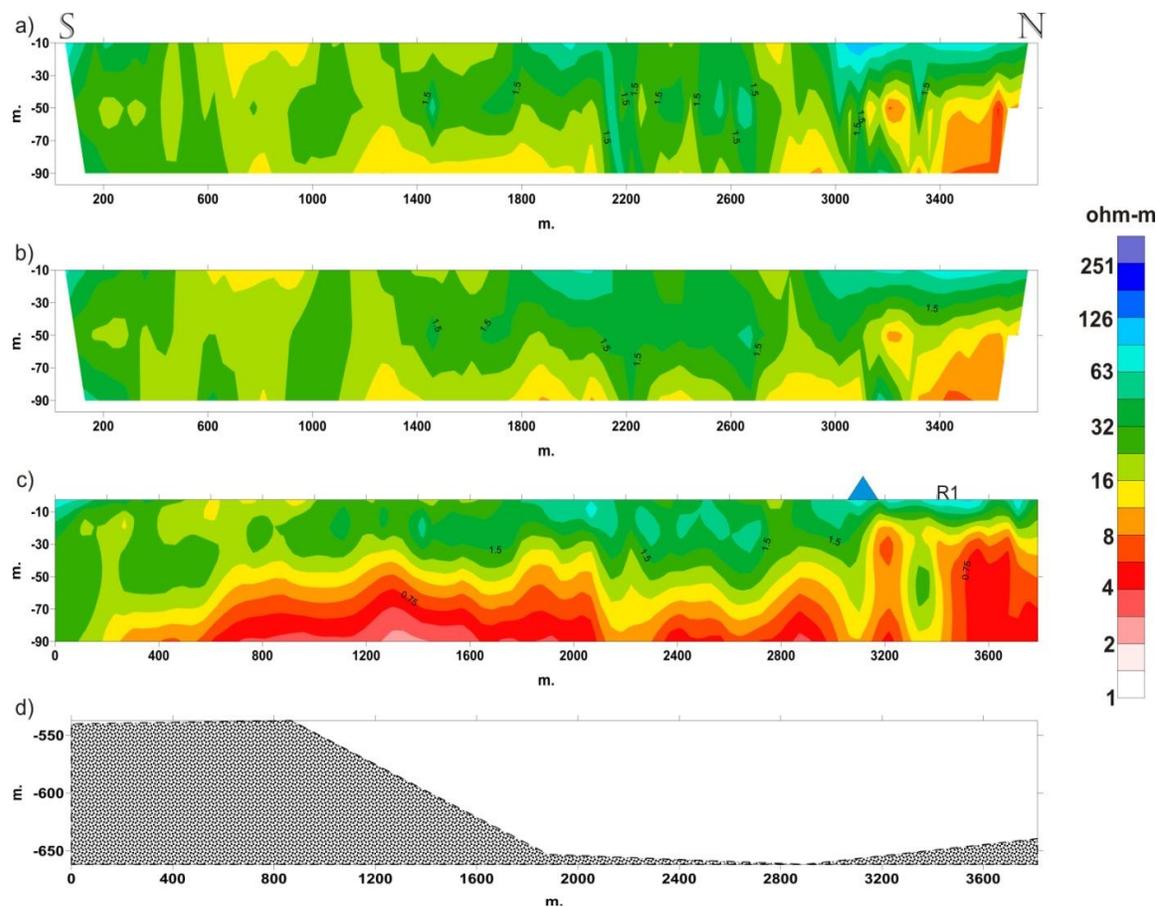


Figura 18. Resultados del Perfil 3, a) datos observados, b) datos calculados, c) Modelo, d) profundidad del basamento a lo largo de el perfil, el triángulo azul en $x=3180\text{m}$ corresponde al cauce del Arroyo Las Ánimas. R1 es una anomalía resistiva discutida en el texto.

III.6 Interpretación del perfil 4

En este perfil (Figura 19), la presencia de un resistivo somero se da en $0 < x < 1000$ m., con resistividades entre 130 y 250 Ohm-m, Esta zona alcanza hasta los 30 metros de profundidad aproximadamente, asociada a roca que se encuentra mejor compactada, así como también al escurrimiento de agua que proviene de las partes altas de la montaña. Esperaríamos encontrar agua de buena calidad en la porción Sur, aunque está relativamente cerca del mar y de la posible intrusión salina.

A diferencia de los otros perfiles, en este último predominan las bajas resistividades. La zona de mezcla tiene un mayor espesor en la parte sur justo debajo del resistivo y disminuyendo de espesor progresivamente hacia el Norte hasta salir a la superficie al final de la línea.

Finalmente, la tercera zona que predomina en el perfil es la zona conductora (2 a 8 Ohm-m), la cual se observa en $x = 1000$ m a 70 m de profundidad y se hace más somera hacia el norte, así como también se encuentran las resistividades más bajas a partir de esa distancia. En $x=1200$ se ve que el conductor llega a la superficie, esto se debe a que la línea pasa tangente a una entrada del Estero hacia el Valle, esto comprueba que la procedencia del conductor, en esta zona, está directamente relacionada con el mar.

Estos valores de resistividad se encuentran asociados a la posible intrusión marina, esto debido a la cercanía de la costa con la localización de este perfil, lo que muestra el modelo es que esta zona ha invadido prácticamente a esa parte del acuífero Sin embargo, resulta interesante que entre $x=1350$ y $x=1800$ m, haya un resistivo donde esperaríamos la completa presencia e influencia del mar en forma de intrusión. Esto no parece un antiguo cauce, pero es un resistivo muy ancho. Es probable que por ahí este drenando agua no tan salada.

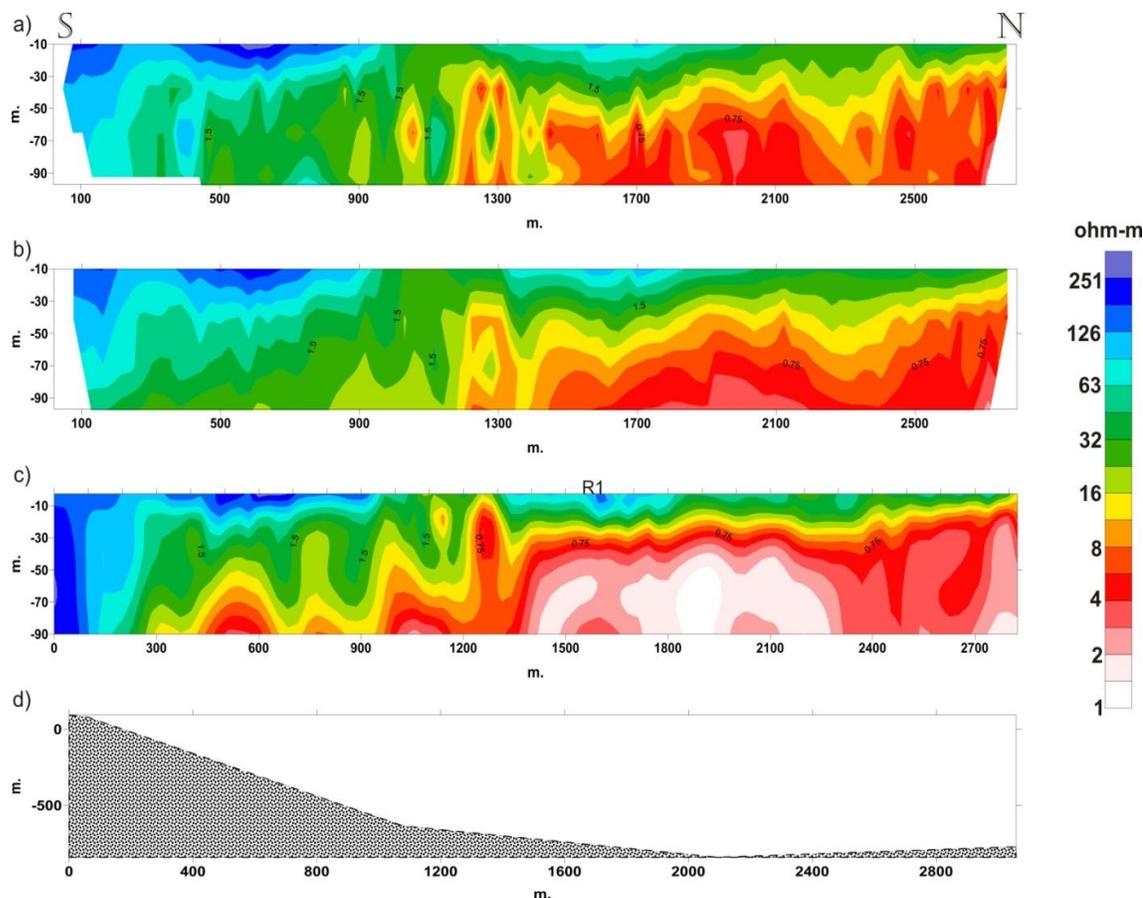


Figura 19. Resultados del Perfil 4, a) datos observados, b) datos calculados, c) Modelo, d) profundidad del basamento a lo largo de el perfil, R1 representa una anomalía resistiva discutida en el texto

III.7 Modelos 2D con relieve topográfico.

Si bien se comentó en el Capítulo II que en el proceso de inversión no se toma en cuenta la topografía, se realizó una deformación de los modelos para que siguieran la topografía que se encuentra en la zona. Para realizarla se obtuvo el modelo digital de elevación de la zona y se tomaron los datos de altura en los puntos donde se encontraban las mediciones, esto con el fin de tener una idea de cómo se ven nuestros modelos tomando en cuenta este factor.

La Figura (20) presenta la vista de los cuatro modelos con topografía. En estos podemos apreciar que el inicio o Sur de cada uno de los 4 perfiles fueron en zonas altas. Al pie de la Sierra de Punta Banda. Dicha altura va aumentando

conforme los perfiles se localizan más cercanos a la costa. Vemos que el modelo que corresponde al Perfil 1, inicia a los 50 m.s.n.m., el Perfil 2 a los 60 m.s.n.m., el Perfil 3 a los 75 m.s.n.m. y el Perfil 4 a los 85 m.s.n.m. aproximadamente.

Una cosa importante es que en los perfiles 1 y 4 las partes altas presentan zonas resistivas, las cuales como se dijo anteriormente pueden asociarse al escurrimiento e infiltración con el paso del tiempo del agua proveniente de las partes más altas.

Estos resistivos no se presentan en lo que son los perfiles 2 y 3. Esto puede suceder por el mayor contenido arcilloso superficial en la parte central-sur del acuífero. También podría ser debido a la presencia de agua hidrotermal asociada a la presencia de la Falla de Agua Blanca. El modelo del perfil 3 se ve más afectado. Quizá la anomalía conductora esté más cerca del perfil 3, que del 2. Recordemos que éstos son modelos bidimensionales.

La topografía muestra un punto de inflexión en $x= 1400\text{m}$ para el perfil 1; $x= 1800\text{ m}$ para el perfil 2; $x= 2200\text{ m}$ para el perfil 3 y $x= 1200\text{ m}$ para el perfil 4. Esta zona de inflexión señala el límite entre la sedimentación de Pie de Monte y el relleno aluvial. En la imagen topográfica (Figura 20) se puede seguir muy bien este escarpe.

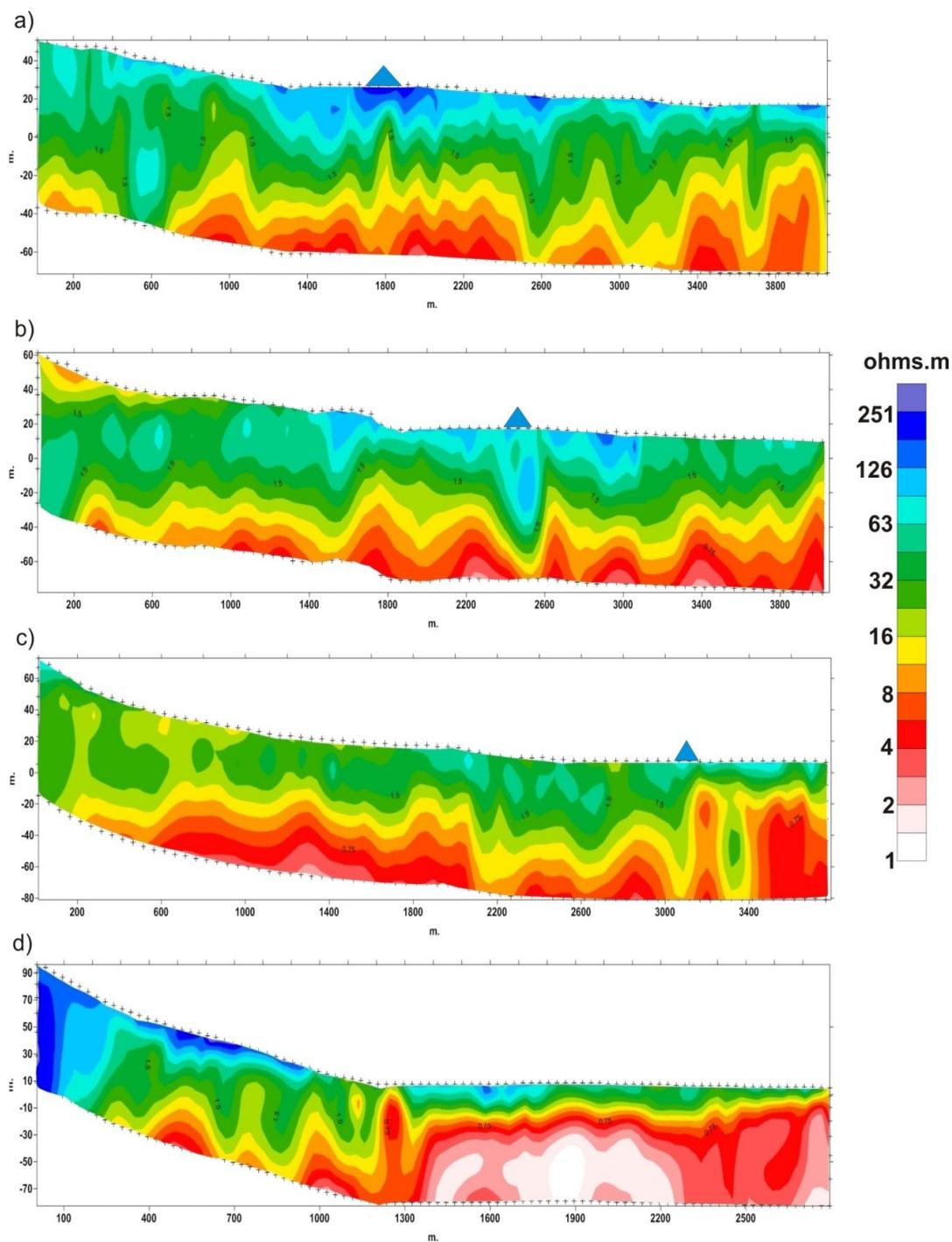


Figura 20: Cuatro modelos 2D simulando la topografía de la parte sur del valle de Maneadero, a) modelo perfil 1, b) modelo perfil 2, c) modelo perfil 3, d) modelo perfil 4, el triángulo en azul indica el cauce del arroyo de las Animas

III.8 Perfiles adicionales

Al iniciar este proyecto de tesis, se planteó hacer un perfil lo más largo posible y que fuera relativamente paralelo a la costa, se eligió el camino de terracería más largo. Este corresponde a la ubicación del perfil 2. El objetivo era observar la geometría de los acuíferos a lo largo de dicho perfil. Posteriormente se replantearon los objetivos del proyecto de tesis, para observar la geometría de los acuíferos cercanos al arroyo de Las Animas y como éstos variaban al acercarnos a la línea costera del Estero, fue así como se planteo cubrir un rectángulo de datos con 4 perfiles.

Como resultado se realizaron 2 perfiles adicionales que siguen la dirección del perfil 2, el primer perfil de 2 km. que llamaremos 2B (Figura 21) y un tercero de 2400 metros que llamaremos 2C (Figura 22) los tres tramos son colineales.

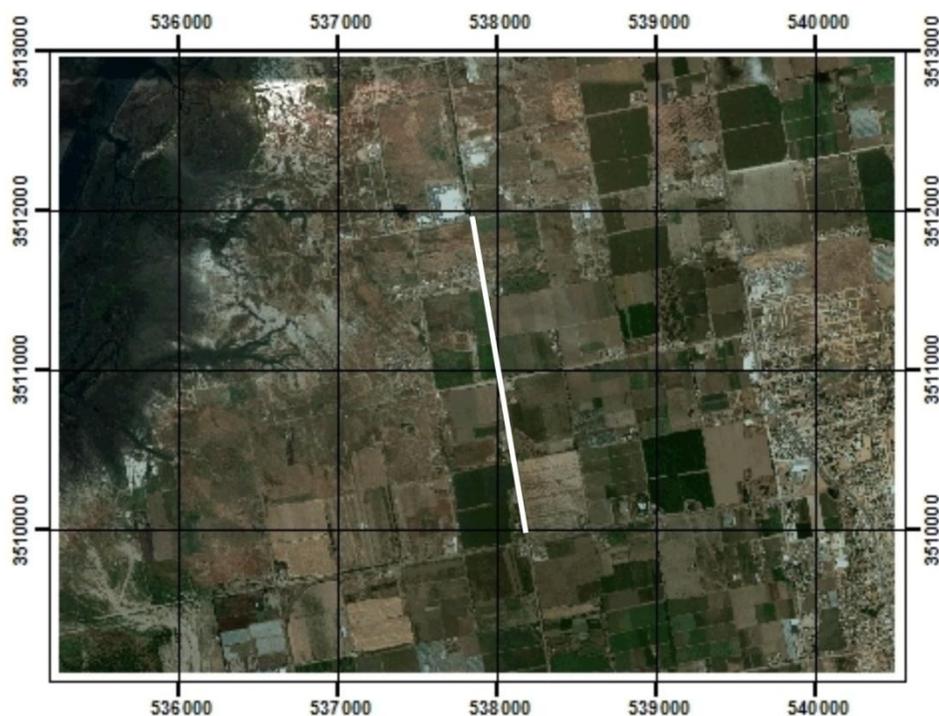


Figura 21. Localización del Perfil 2B, tiene una longitud aproximada de 2 km. y sigue la dirección del perfil 2

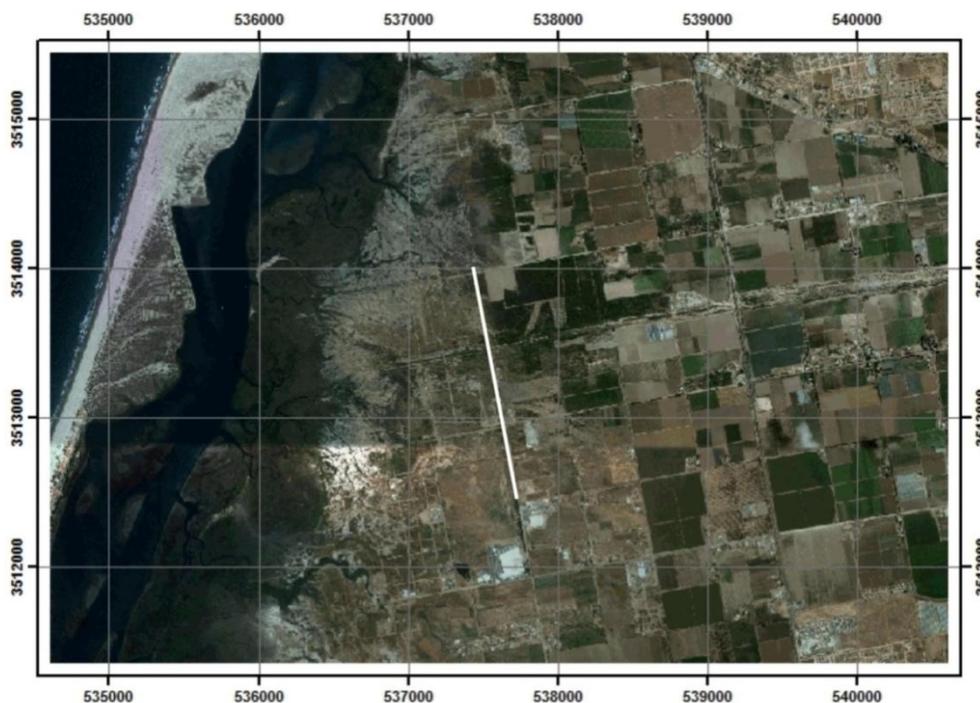


Figura 22. Localización perfil 2C, tiene una longitud aproximada de 2.4 km. y se encuentra separado del perfil 2B unos 400 m.

III.9 Interpretación perfil 2B

La figura 23 muestra los datos observados, calculados, y el modelo para este perfil, se hace notable la presencia de cuerpos conductores a lo largo de la sección los cuales se infiere que son debido al aumento en el contenido de sal en el agua para esta zona, pero es de llamar la atención el pequeño cuerpo resistivo que se encuentra en $1300 < x < 1500$ ya que se encuentra entre dos cuerpos conductores, lo cual posiblemente se deba a la presencia de un camino preferencial de agua subterránea.

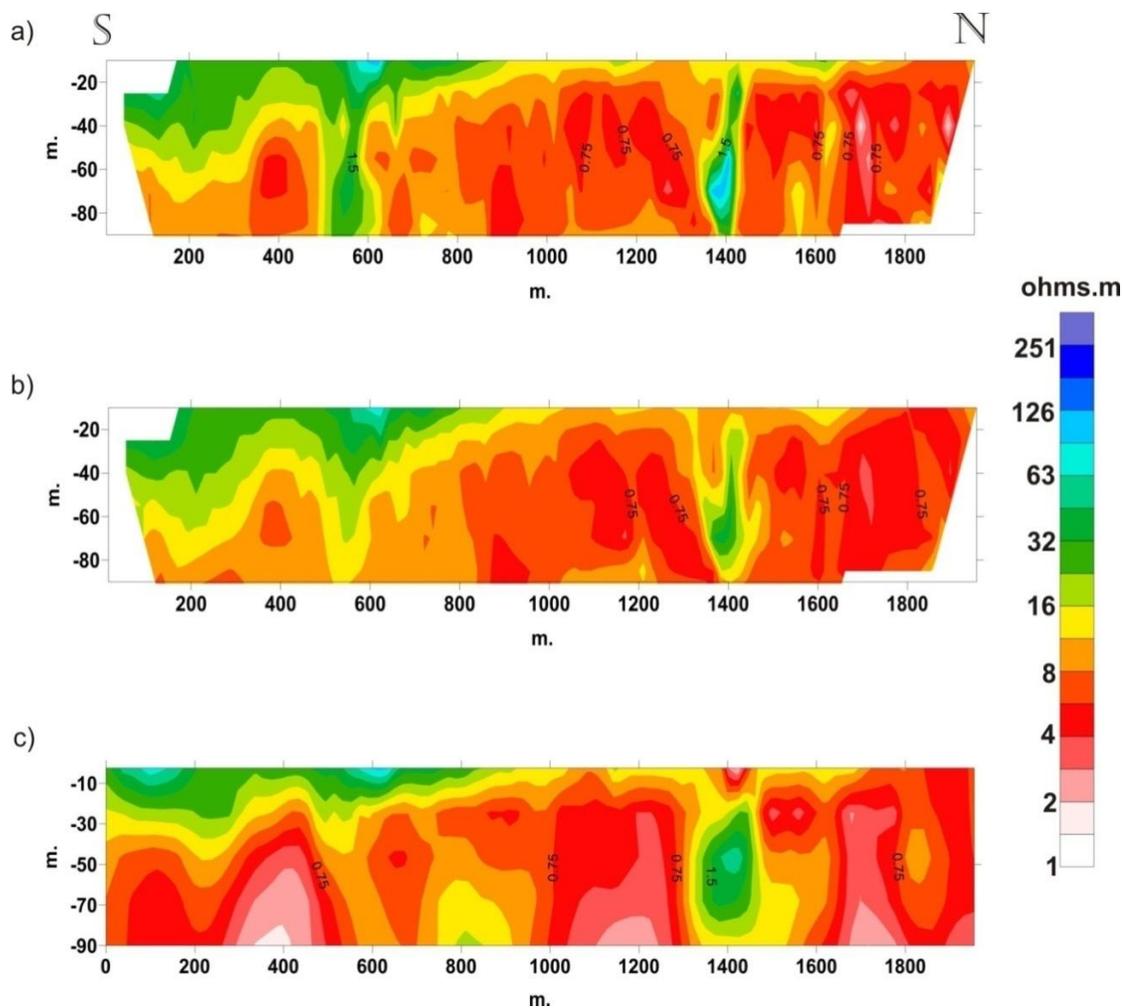


Figura 23: Perfil 2B a) observada b) calculada c) Modelo, se tiene presenten cuerpos conductores a profundidad quizá a la extracción desmedida de agua, lo que provoca el aumento en la salinidad del agua.

III.10 Interpretación perfil 2C

En la Figura 24 se muestran los datos observados, la respuesta del modelo y el modelo. Se puede observar que en esta zona de manera general se presentan cuerpos muy conductores presentando resistividades de 1 a 6 Ohms-m en la mayoría de la sección, con lo que se infiere que aumenta mucho la salinidad en esta zona superficialmente lo que se refleja incluso a simple vista cuando se inspeccionó el lugar ya que se encontraba mucho salitre en el suelo, esto debido a

que como se puede notar en la figura 22, la localización de este perfil se encuentra cercano a lo que es el Estero de Punta banda.

En la parte profunda en $x=900$ m. se encuentran un cuerpo de alrededor de unos 35 Ohms-m, lo que hace suponer igual que en el perfil 2B la presencia de pequeños caminos preferenciales de agua.

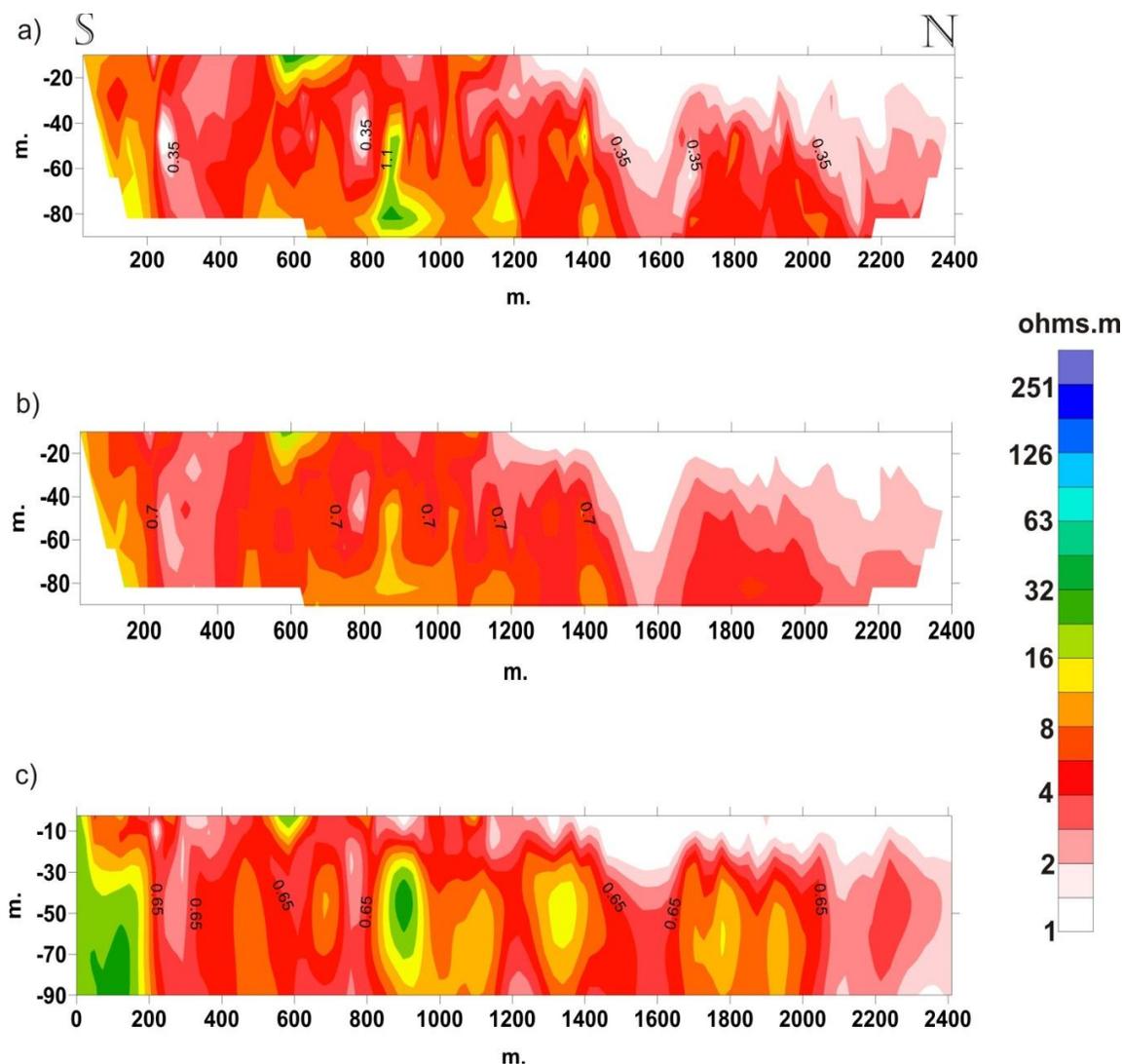


Figura 24. Perfil 2C a) Observada b) Calculada c) Modelo, se presenta en la zona altos cuerpos conductores asociados a un aumento considerable de salinidad

Capítulo IV

Resultados de la inversión en 3D

IV.1 Detalles de la discretización en 3D.

Los modelos 2D tienen una cobertura de datos a lo largo de x (N-S) bastante densa e igualmente a profundidad, sin embargo en la dirección de y (E-W) la separación de los perfiles es bastante grande (figura 14). Sin embargo, decidimos realizar el modelo en 3D, conociendo las limitaciones que este debe tener en la dirección de y .

Para realizar el proceso de inversión 3D, el tamaño de los prismas se eligió de 500 m en la dirección de y , debido a que en esta dirección los perfiles están separados alrededor de 1000 metros.

En la dirección x el tamaño de los prismas fue de 60 m y en la dirección z , se tomaron las mismas profundidades y espesores que en el caso 2D.

El número de datos sumados de las cuatro líneas es enorme, debido a limitaciones de la computadora y también al tiempo de ejecución del programa, decidimos usar sub-muestreados, empezando con 1235, luego con 2470 y finalmente con 4940 datos.

Cuando se uso 1235 mediciones, éstas fueron sub-muestreadas tomando un dato de cada 6. En otro experimento, se tomó un dato de cada 5. Los modelos resultantes fueron casi idénticos. Lo mismo con el conjunto de 2470, en donde tomamos un dato de cada cuatro, esto nos da idea de que hay mucha redundancia en la dirección de x para la escala regional que deseamos ver. No así para la dirección de y , donde hay escasez de datos. En el Apéndice A se muestran los diferentes modelos.

Cabe recordar que en la parte noroeste no se tienen muchos datos, ya que el cuarto perfil tiene una longitud menor. Dicha zona tiene mayor incertidumbre en el modelo.

IV.2 Cortes o secciones horizontales a diferentes profundidades

Los resultados se muestran en forma de rebanadas en (x, y) o planos horizontales a distintas profundidades. En la Figura (25) se muestran cuatro planos horizontales (2.5, 8.5, 17.5 y 27 m de profundidad). La Figura (26) muestra otros cuatro planos horizontales (38, 52, 70 y 90 m de profundidad).

Haciendo una inspección de los ocho planos se puede observar claramente la zona resistiva asociada a agua limpia a una profundidad cercana a los 30 m en los planos, posteriormente esta zona resistiva va desapareciendo a mayor profundidad hasta encontrarse resistividades que se asocian con una mezcla de agua dulce y agua salada.

En términos generales se tienen en los planos en la parte Oeste y posteriormente a mayor profundidad recorriéndose al Este, conductores que se asocian con agua salina que se encuentra presente en el acuífero.

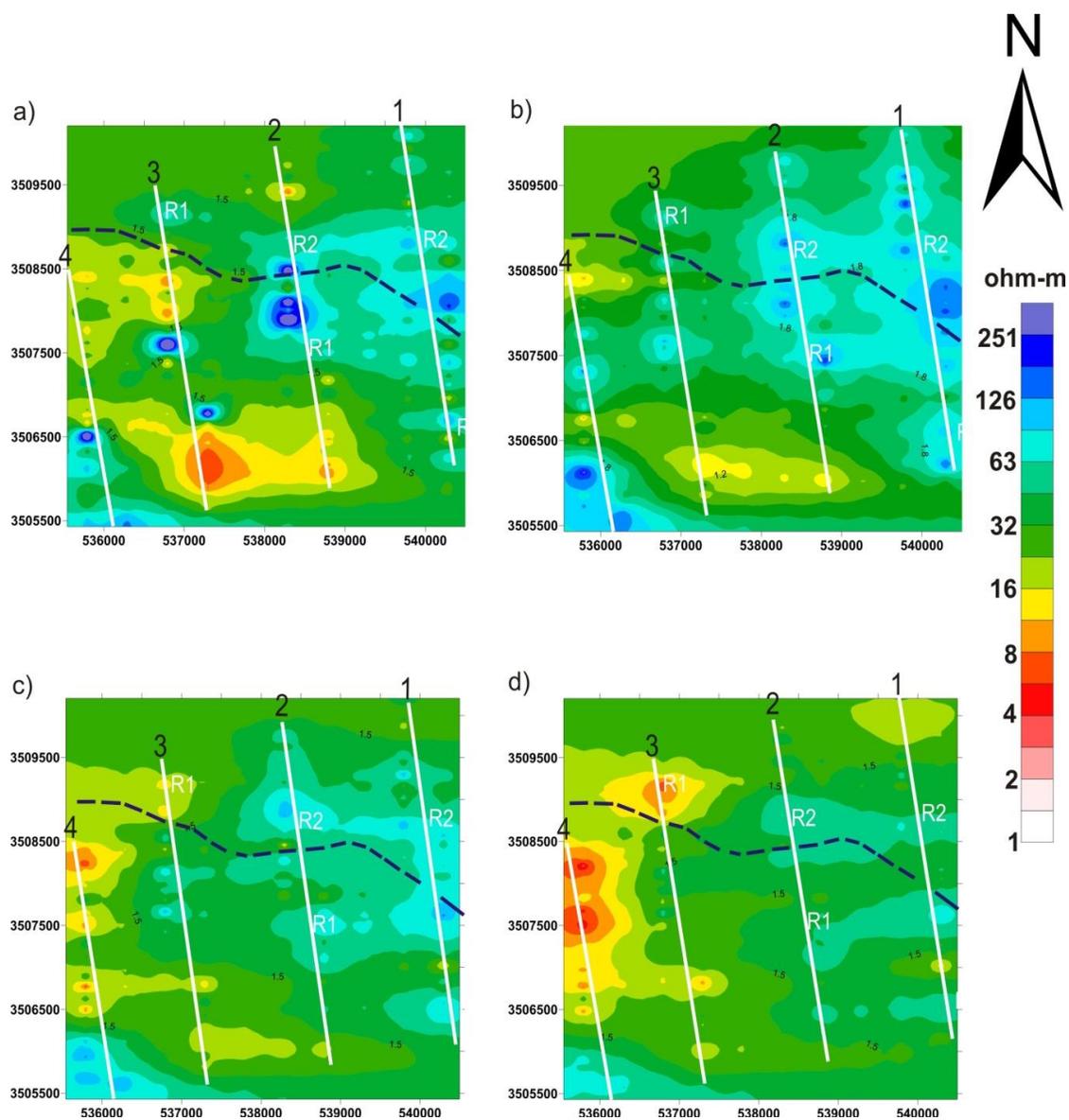


Figura 25. Planos 3D a diferente profundidad a) 2.5m b) 8.5m c) 17m d) 27m

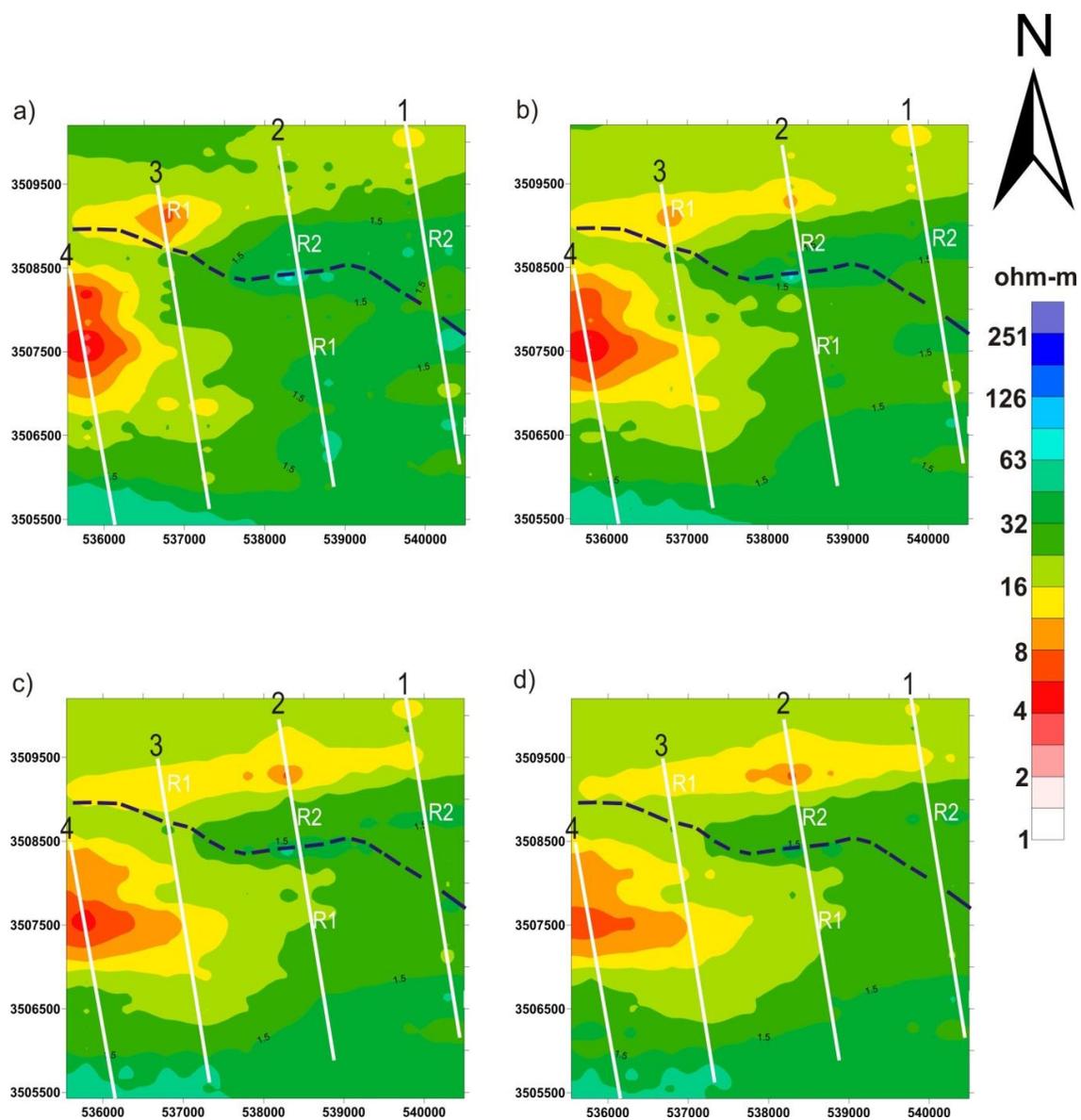


Figura 26. Planos 3D a diferente profundidad a) 38m. b) 52m. c) 70m. d) 90m.

IV.3 Secciones montadas sobre imagen de satélite

Con el afán de ser más informativos. Se montaron las secciones horizontales del modelo 3D sobre la imagen de satélite (*Google Earth*) para el área de estudio. Aprovechamos para indicar la localización de los cuatro perfiles y el cauce del Arroyo de Las Ánimas (línea negra punteada).

Los planos más superficiales (Figura 27) presentan en la parte Este una zona resistiva cuyas resistividades varían entre los 60 a 140 Ohm-m. Asociamos esta zona a aquella que presenta una mejor calidad de agua en el acuífero, ya que como se mencionó en los modelos 2D, esta zona atraviesa lo ancho del cauce del arroyo de Las Ánimas. Es de esperar que aquí los pozos debieran tener mejor calidad de agua. La zona azul-verde es del orden de 32-50 Ohm-m. Esta zona debe tener agua un poco más salada. Sabemos que en el Valle de Maneadero la agricultura se ha tornado cara, pues muchos de los agricultores se ven obligados a desalinizar sus aguas de pozo.

Los altos resistivos coinciden con los presentados en los modelos en 2D de los Perfiles 1, 2 y 3. En la parte suroeste se tiene la presencia también de una pequeña zona resistiva la cual coincide con el cuarto perfil 2D en donde se presenta el mayor alto topográfico y el cual se asoció con la presencia de agua proveniente del escurrimiento de las partes altas.

El modelo presenta en la parte oeste y centro del rectángulo una zona conductora con rango entre los 8 a 20 Ohm-m, Esta zona también se encuentra presente en los modelos 2D (perfiles 4 y 3). Esta zona se podría pensar que la salinización del agua está asociada con el mar dada la cercanía con la costa.

El conductor de la parte Sur afecta a los perfiles 2 y 3. Esta consistencia nos hace pensar que el conductor existe. De acuerdo a la inspección posterior que hicimos de la zona puede haber cierta presencia de arcillas, pero no en mucha cantidad. Quizá el paquete de arcillas se profundice. No tenemos reporte de aguas hidrotermales en esa área, pero no lo descartamos. Ese conductor está muy cerca de la traza de la Falla Agua Blanca.

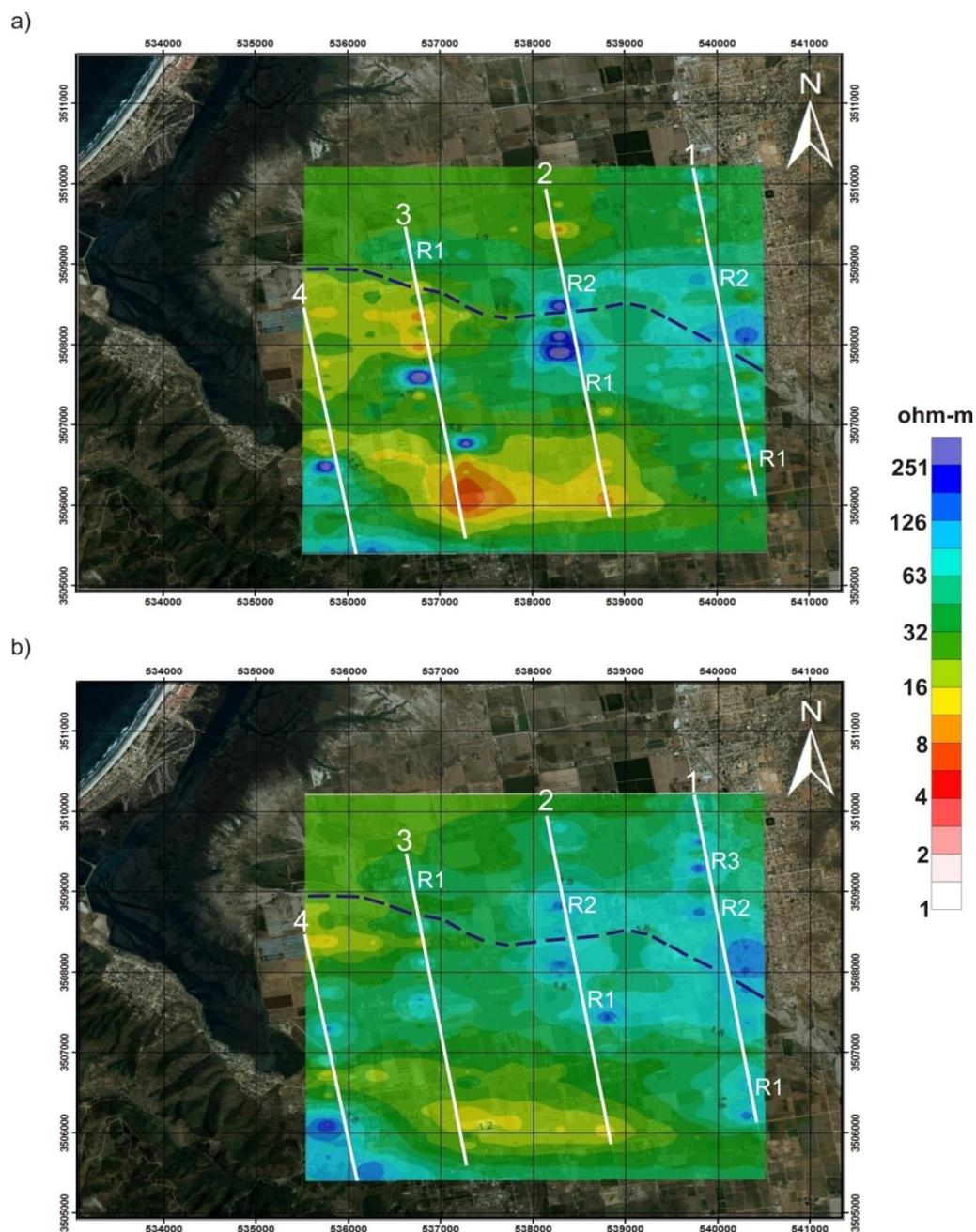


Figura 27: Planos horizontales de resistividad a profundidades de: a) 2.5m. y b) 8.5m. Los Perfiles de datos se muestran con líneas blancas y el cauce del arroyo Las Ánimas con línea azul punteada.

En el plano a 17 m de profundidad (Figura 28) se observa que la parte resistiva se hace más extensa en el perfil, por lo que se infiere que a estas profundidades hay mayor cantidad de arenas y gravas saturadas.

También se observa arriba del cauce de Las Ánimas un alineamiento que coincide con los cauces abandonados que se señalaron en los modelos 2D de los perfiles 1 y 2 ($x=2500$ y $x=3950$ m respectivamente).

También poco al Sur del arroyo se ve otro alineamiento, que coincide con los perfiles 1 y 2 en $x=1400$ y $x=1600$ m respectivamente. Difícilmente podemos pensar en un antiguo cauce ahí, pues se halla en los sedimentos de Pie de Monte y hay cierto relieve topográfico que lo impediría. Ese rasgo se mira interesante, habría que ver si se trata de agua de buena calidad

Mientras que la zona conductora localizada al oeste del perfil también empieza a ganar terreno con dirección Este, mientras en la parte sur disminuye el conductor que se tenía superficialmente en los cortes anteriores.

Caso contrario ocurre a los 27 m de profundidad (Figura 28) en el que comienza a disminuir la parte resistiva, aunque todavía se encuentra presente. Esto se debe quizá a que el agua potable se ha mezclado con agua salina. Esto señala el inicio de la zona de transición. Sin embargo, se observan los mismos dos conductos resistivos de la sección de 17 m.

La parte conductora comienza a ganar área en esta zona, e incluso se encuentran cuerpos con resistividades más bajas. Es de esperar, ya que a mayor profundidad el aumento en la salinidad del acuífero va ganando terreno lo cual se refleja en el modelo 3D.

En la parte suroeste, el conductor que se tenía superficialmente disminuye e incluso en esta zona se presenta un aumento de la resistividad, lo que hace pensar que a esta profundidad el contenido de arcilla disminuye en relación a los modelos anteriores.

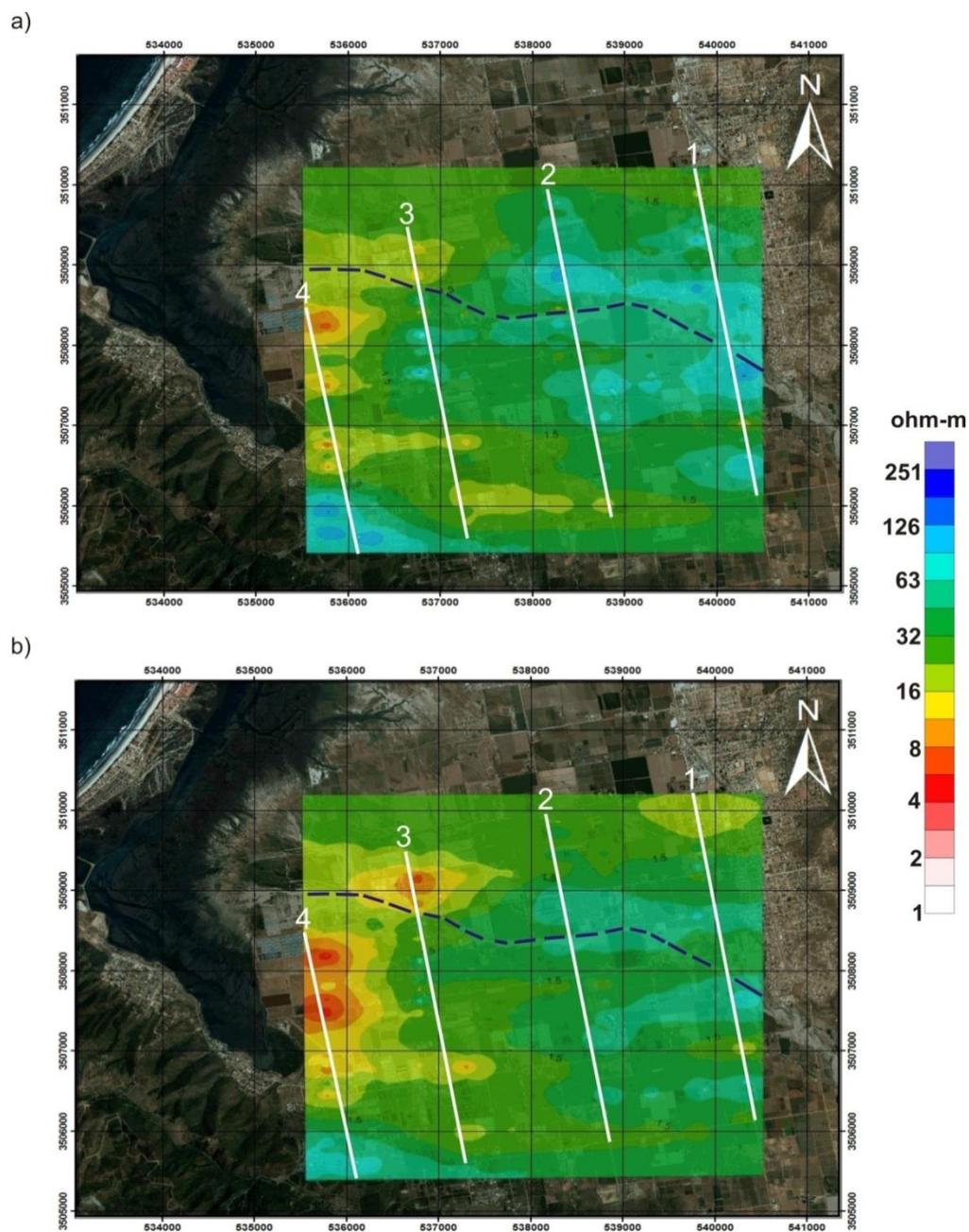


Figura 28: Planos horizontales de resistividad a profundidades de: a) 17m. y b) 27m. Los Perfiles de datos se muestran con líneas blancas y el cauce del arroyo Las Ánimas con línea azul punteada

En los planos horizontales a 38 y 52 m. de profundidad (Figura 29) se hace evidente la disminución de las resistividades en la parte Este, lo cual también coincide con los modelos en 2D, por lo que a estas profundidades puede localizarse la zona de mezcla del acuífero. Teniendo resistividades alrededor de los 40 Ohm-m. A 38 m de profundidad todavía se ven los resistivos que van de Este a Oeste y que no corresponden con el arroyo. A 52 m ya solo persiste el que se encuentra al norte del arroyo, los demás se convierten en la zona de transición.

En la parte Oeste, se observa un aumento en el avance de la zona conductora, haciéndose más prolongada a los 52 m de profundidad. Lo que indicaría que se tiene agua salada con dirección al Este a estas profundidades.

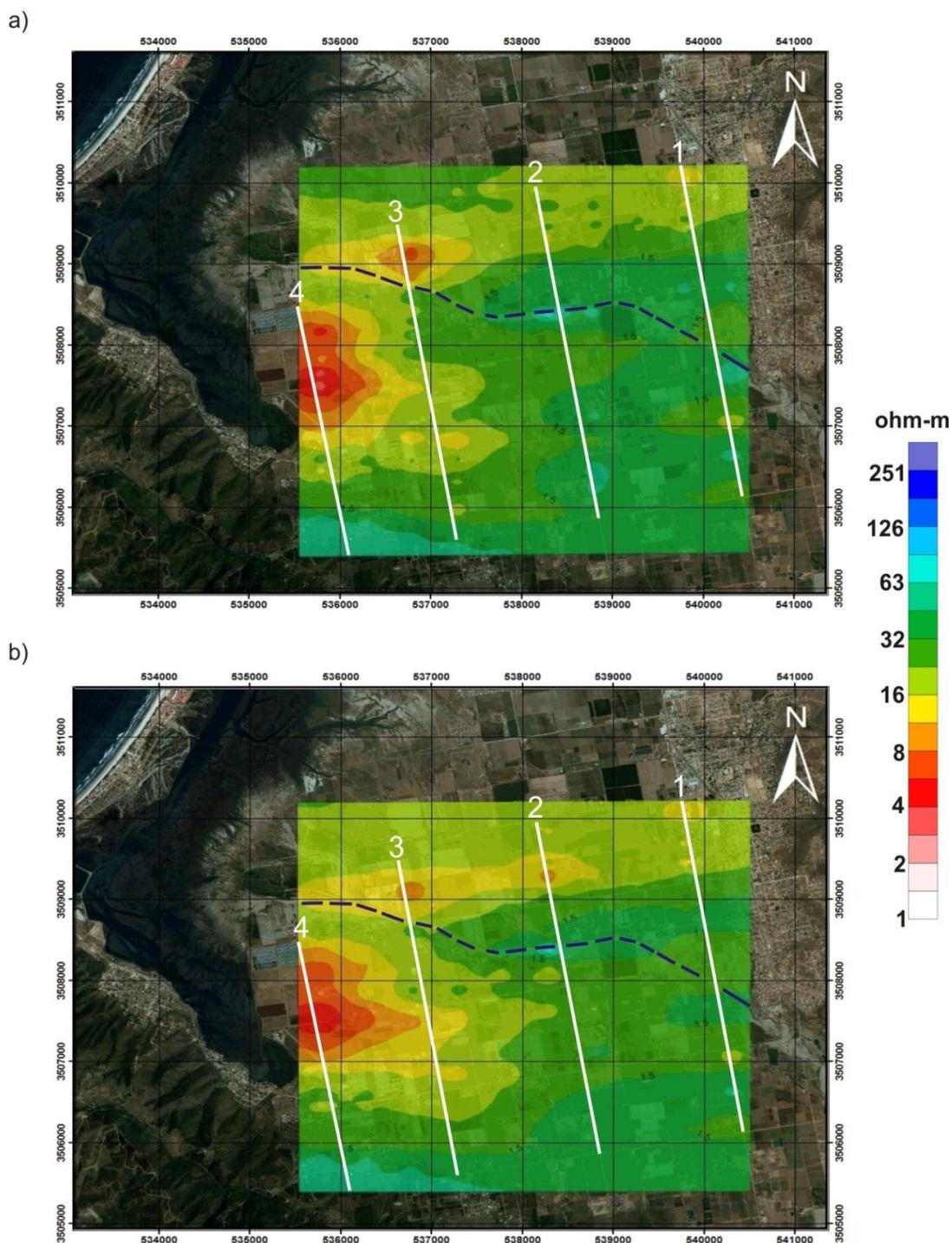


Figura 29. Planos horizontales de resistividad a profundidades de: a) 38m. y b) 52m. Los Perfiles de datos se muestran con líneas blancas y el cauce del arroyo Las Ánimas con línea azul punteada

En los planos horizontales a 70 y 90 m de profundidad, (Figura 30) vemos que la presencia de agua salada ocupa una gran parte del acuífero, ganando mucho terreno en el centro. A estas profundidades el acuífero ya presenta una clara contaminación con el agua salada. Se puede observar que el conductor es casi el mismo (misma forma), debido a esto es muy probable que a esta profundidad ya no exista una penetración de las corrientes eléctricas por lo que el resultado de estos cortes es un poco incierto.

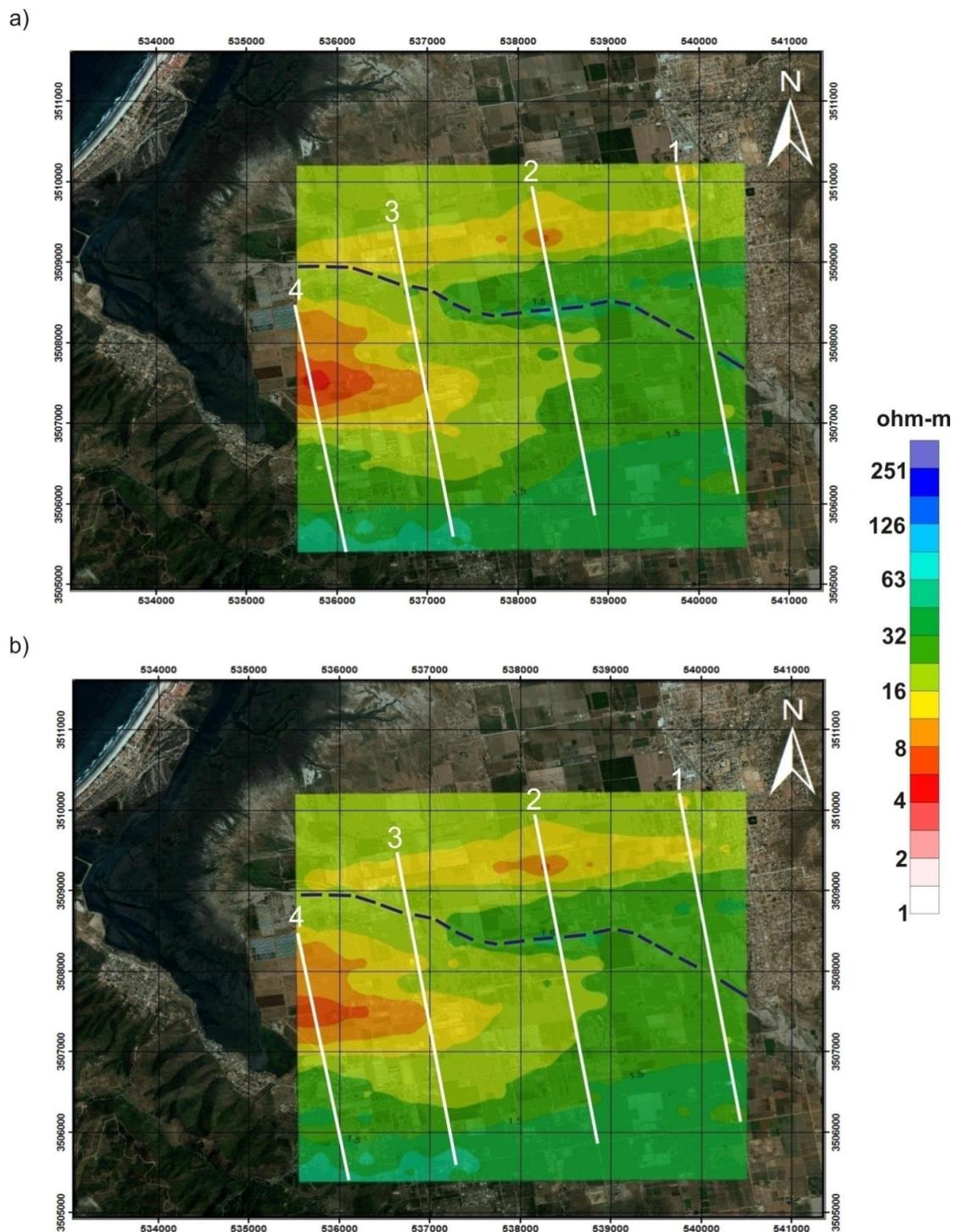


Figura 30. Planos horizontales de resistividad a profundidades de: a) 70m. y b) 90m. Los Perfiles de datos se muestran con líneas blancas y el cauce del arroyo Las Ánimas con línea azul punteada

IV.4 Vista en Isométricos

El siguiente paso fue realizar vistas en isométrico del modelo, esto para tener una imagen gráfica de lo que sucede a profundidad en el acuífero, pero vista como si pudiéramos estar presentes en el interior del acuífero y poder visualizar el cambio de resistividades desde la parte más superficial hasta los 90 metros que es la profundidad del modelo. Ya sabemos que la profundidad máxima alcanzada por nuestros arreglos quedó entre 52 y 70 m.

Como se puede apreciar en el isométrico (Figura 31a) nos muestra una vista desde el Este. Se realizó también un corte por la parte resistiva del valle aluvial del arroyo de Las Ánimas (figura 31b), si bien el arroyo es angosto, se observa una amplia zona de la cuenca hidrológica del arroyo. Los paleo-cauces antes propuestos y el actual forman una vasta cuenca.

El isométrico (figura 32a) muestra una vista desde el Oeste, es decir desde el mar. Desde esta vista se observa mejor la intrusión salina desde el mar. Es de notar lo alargado que se ve el conductor, lo cual nos indica que en realidad las corrientes ya no pudieron penetrar más. En cambio en la vista desde el Este, los resistivos todavía tienen algo de estructura a profundidad.

En la vista desde el Oeste se hizo un corte (Figura 32b), donde se halla un conductor somero al Sur. Podría ser acumulación de arcillas u otra manifestación conductora somera.

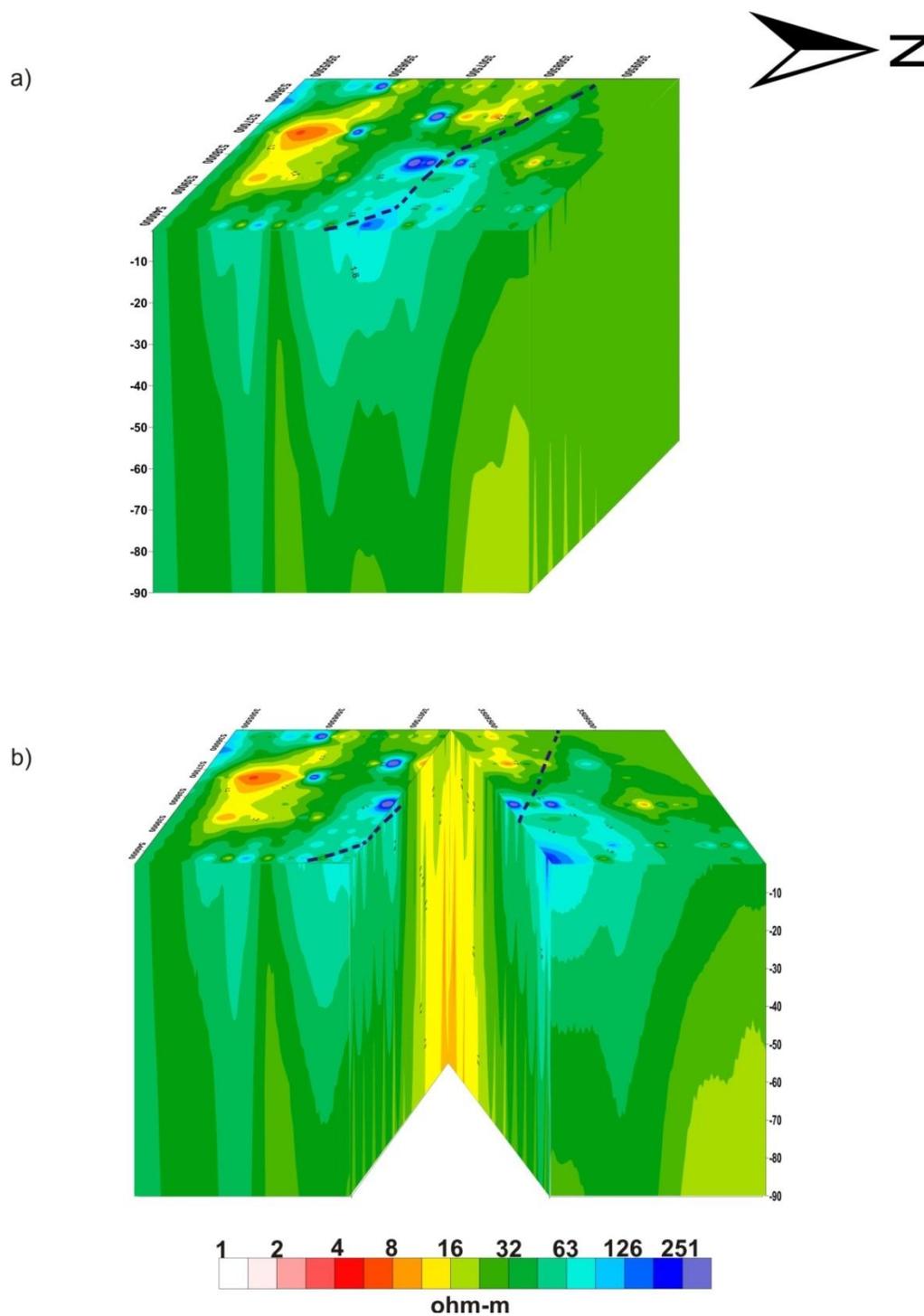


Figura 31. Vista en Isométrico a) vista de E-W de la parte sur del Valle de Maneadero, b) Corte por donde fluye el arroyo de las Ánimas.

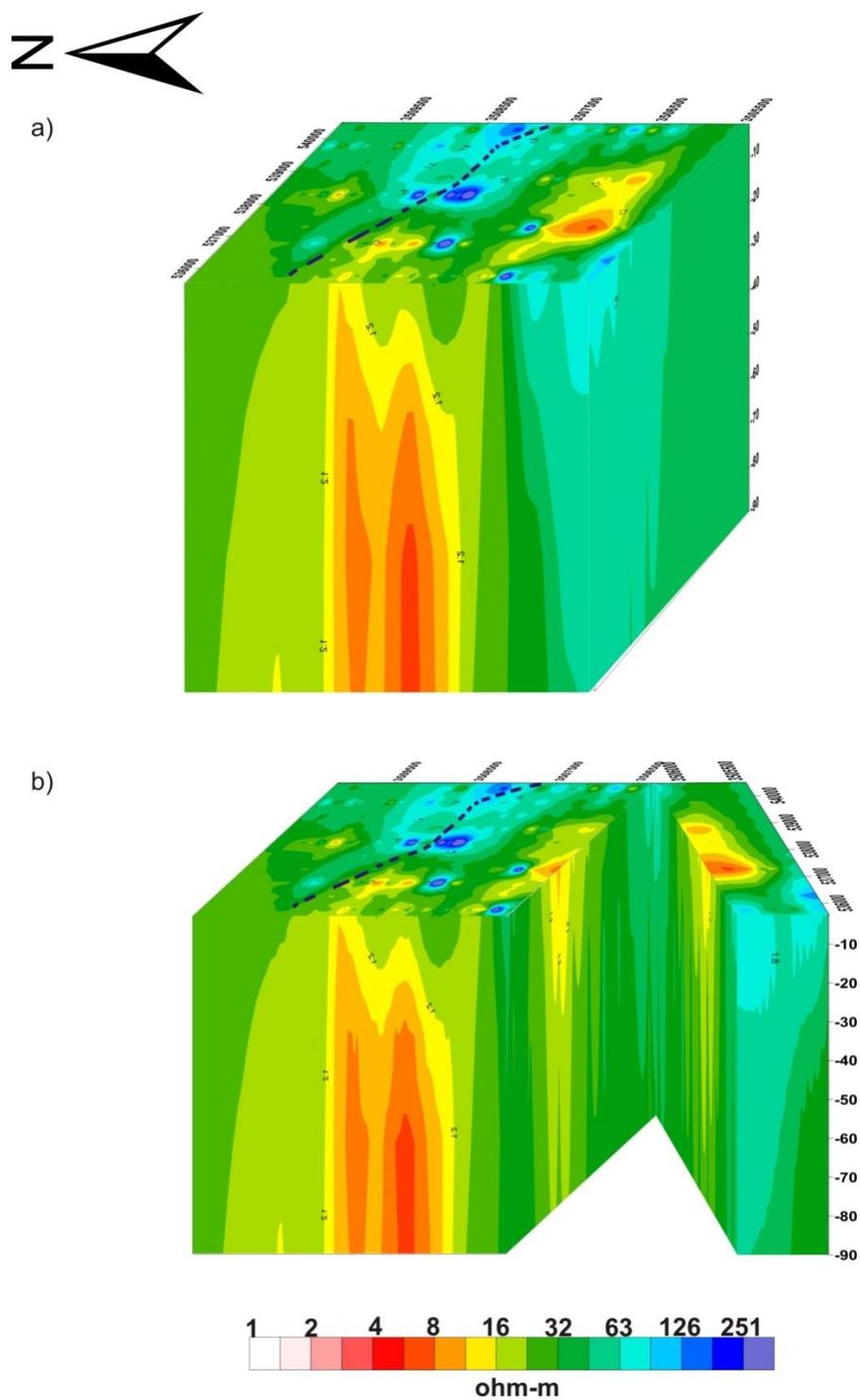


Figura 32. Vista W-E a) vista de la parte del Estero de Punta Banda en la parte sur del Valle de Maneadero, b) Corte en la parte sur donde se presenta una anomalía conductora por la posible presencia de arcillas.

IV. 5 Sólidos disueltos medidos en pozos.

La Figura 33 muestra los valores de sólidos disueltos totales (STD) en los pozos que se encuentran dentro de la zona estudiada. Este análisis fue realizado por el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC en el mismo periodo de tiempo que se tomaban las mediciones de resistividad de corriente directa.

El propósito de poner este análisis es encontrar cierta similitud entre los valores de resistividad obtenidos en el modelo con el análisis del agua.

Los valores de STD están en g/l sabiendo que 1g/l equivale a 1000 p.p.m de la Figura 33 se pueden observar que los pozos que presentan mayor contenido de sales son los que se ubican en la parte Oeste, en la imagen de resistividad se presenta esta zona con bajas resistividades.

En el sureste del área se hallan 4 pozos cuyas p.p.m. van de las 3200 a las 4180, lo cual en nuestro modelo de resistividad se refleja en resistividades alrededor de los 30 Ohm-m

Mientras vemos que los pozos que presentan una menor cantidad de sales son tres, los cuales van de 1140 p.p.m a 1590 p.p.m. y se encuentran ubicados cercanos al cauce del arroyo.

Si bien no se realizó un análisis de todos los pozos del área, la muestra nos indica una cierta correlación entre bajas resistividades con el aumento del contenido de sólidos disueltos en las aguas de los pozos.

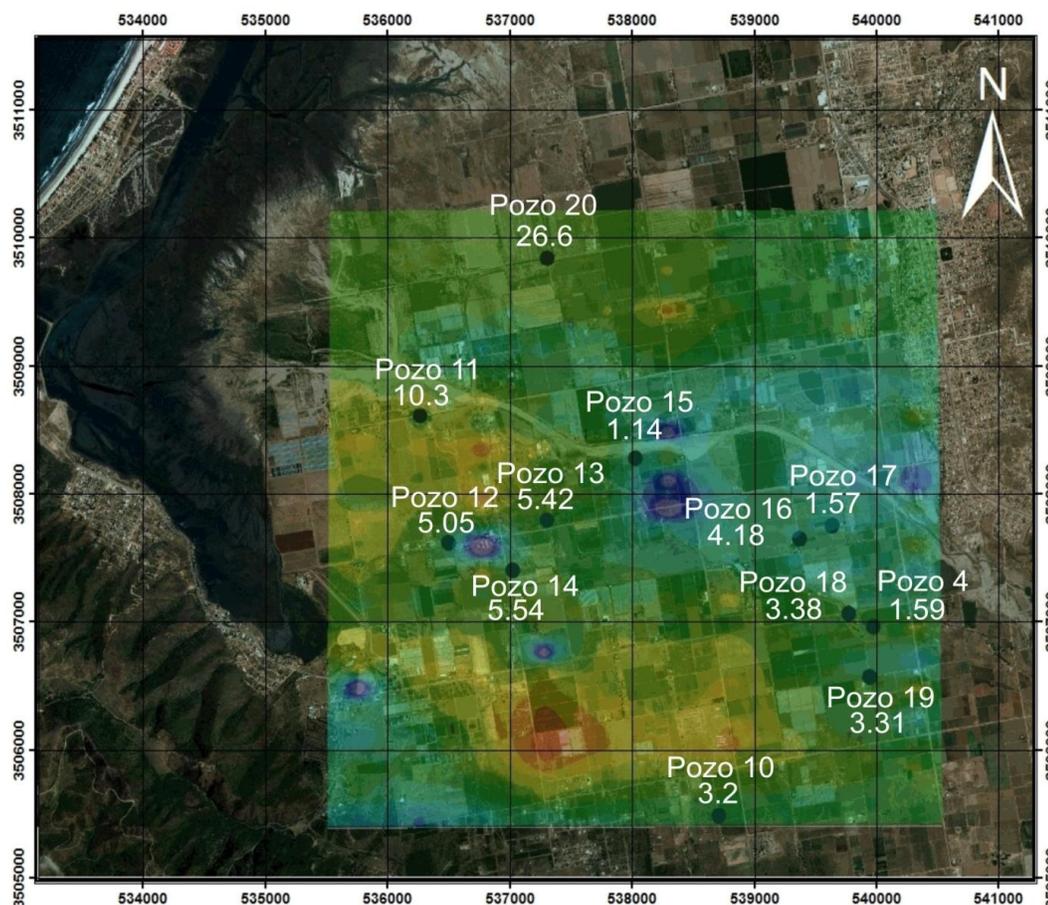


Figura 33. Valores de STD en los pozos presentes en la zona de estudio en g/l. Para p.p.m., multiplicar por 1000.

La figura 34a muestra la localización de los pozos muestreados por Lara (2011) así como la cantidad de STD en g/l, estos fueron proyectados para el plano de resistividad a 38m. de profundidad, se observa cierta similitud con los valores medidos por la UABC y también una alta correlación con nuestra distribución de resistividades. Altas contenidos de STD corresponde con bajas resistividades.

La figura 34b muestra los pozos elegidos por Lara (2011) para muestrear las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. El valor promedio para los mares actuales es constante y es de 0.70918 ± 0.00001 . Los valores medidos son menores que el valor para el mar actual. Esto nos hace pensar que si bien los conductores corresponden a

intrusión salina. Esta intrusión salina puede ser debida a aguas fósiles en algunas partes y en otras áreas debidas a la intrusión del mar por ejemplo en la parte oeste.

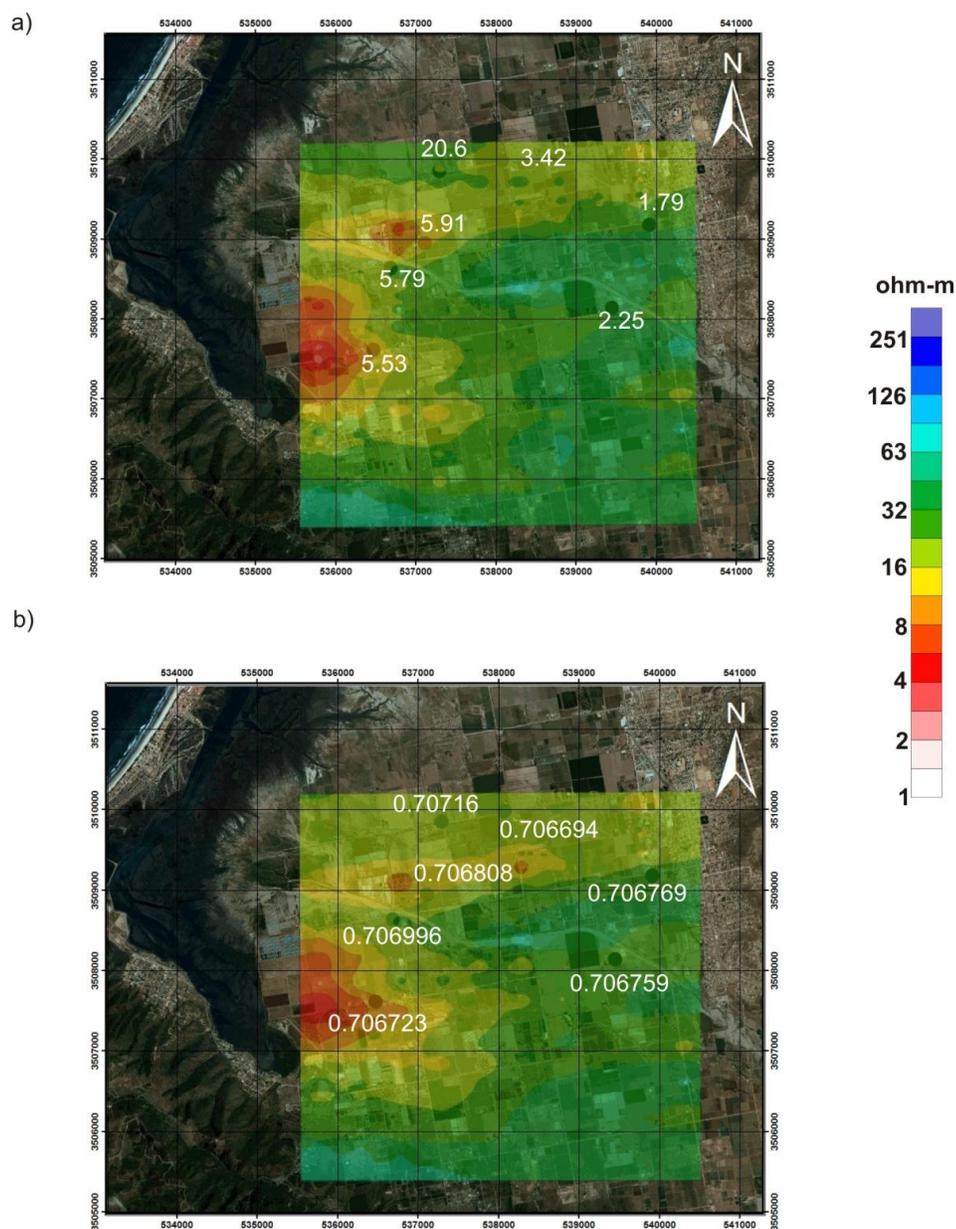


Figura 34. a) valores de STD en los pozos en g/l tomados por Lara (2011)
b) relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los pozos muestreados por Lara (2011)

Capítulo V

Conclusiones

El trabajo de resistividad realizado permitió tener una visión superficial del comportamiento del acuífero de Maneadero en su parte sur (alrededor de los primeros 70m). Se infiere que en la parte Este del acuífero se tiene un agua que presenta buena calidad hasta unos 35m de acuerdo con los modelos presentados.

Otro rasgo importante a destacar es la posible presencia de paleo-cauces, o cauces antiguos presentes en la zona de estudio, lo cual nos indicaría que el cauce del arroyo actual no siempre se ha localizado ahí, por lo que ha migrado con el paso de los años. Estos posibles canales antiguos, si bien no llevan en la actualidad agua superficial, es de esperar la presencia de arenas gruesas y porosas que permiten el movimiento hacia la costa de agua subterránea.

Estos posibles canales se pueden observar en el modelo del perfil 1 entre $x=2550$ a 2650 así como en $x=3100$ a 3200 y en $x=3850$ a 4000. En el perfil 2 estos se pueden encontrar en $x= 1500-1600$ y $x= 2850-2950$. Mientras que la localización del posible paleo-cauce en el perfil 3 se encontraría alrededor de $x= 3500$

Se distingue tanto en los modelos 2D y 3D las zonas conductoras que se asocian a un mayor contenido de las sales en el agua del acuífero. Estas zonas conductoras se hacen más evidentes al Oeste del acuífero, y con base en los perfiles 2B y 2C se puede decir que el acuífero presenta una mayor contaminación por salinidad en la parte norte, ya que fue considerable la disminución en resistividad en la parte superficial entre estos 2 perfiles con lo mostrado por el perfil número 2

Otro rasgo interesante es la posible presencia de canales o caminos preferenciales de agua subterránea tal como se vio en los perfiles 3, 2B, 2C, la cual posiblemente se encuentre entre dos zonas poco permeables lo que impide el flujo lateral de estos canales.

Según la concepción tradicional que se tiene para Maneadero, la intrusión salina viene del mar. De acuerdo a Lara (2011) esta concepción podría cambiar. Las intrusiones salinas apartadas de la costa se deberían a intrusión de aguas fósiles subterráneas y la intrusión cercana a la costa, debida al mar. Desgraciadamente, con métodos eléctricos no podemos reconocer diferencias entre una agua salina y la otra.

Bibliografía citada

Abramowitz, M. y Stegun, L.A., 1972. Handbook of mathematical functions with formulas graphs and mathematical tables. Dover Publications, Inc., New York, United States.

Antonio Carpio, R. 2003, Inversión de datos electromagnéticos y de resistividad en 3-D. Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada , B.C., México:78 p.

Beal, C.H.,1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California: Geol.Soc. America, Mem. 31:138 p.

CNA, 2002. Determinación de la disponibilidad del agua en el acuífero Maneadero, estado Baja California, Comisión Nacional del Agua.

Cruz, F. 1986. Gravimetría de la cuenca del arroyo San Carlos, Ensenada B. C. Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada, B.C., México: 82 p.

Daessle,W., E. Sánchez., V. Frías., I. Camacho., G. Leopoldo., E. Mendoza., J. Carriquiry., V. Macias., y P. Castro. 2004. Geochemical evolution of groundwater in the Maneadero coastal aquifer during a dry year in Baja California, México, Hydrogeology Journal 13: 584-595.

Gastil R., Gordon, R.P. Phillips y E.C., Allison. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. The Geological Society of America, Inc. Mem: 140 p.

Gastil, G. and Miller, R.H., 1984, Prebatholithic paleogeography of Peninsular California and adjacent Mexico in Geology of the Baja California Peninsular, V.A. Frizzell, Jr., (ed.)(Pacific Section, Society of Economic Mineralogists and Petrlogists, v.39: p 9-16

Gil Venegas, L. E. (2010), Modelo numérico para determinar el impacto por la operación de pozos costeros en la zona del acuífero de Maneadero. Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada, B.C., México: 164 p.

Gill, P. E., Murray, W., Saunders, M. A. and Wright, M. H. (1983). User's guide for SOL/NPSOL: a Fortran package for nonlinear programming, Report SOL 83-12, Department of Operations Research, Standford University, California: 42p.

Gomez Trevino, E. 1987. Nonlinear integral equations for electromagnetic inverse problems. *Geophysics*. 52(9): 1297-1302 p.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 1991. An introduction to geophysical exploration, 2ed. Blackwell Scientific Publications, London, England: 254 p

Landau, L. y Lifchitz, E., 1969. *Electrodynamique del mileux continus*. Editorial MIR

Lara Valenzuela K. M. Evaluación de intrusión marina utilizando isótopos de estroncio como trazador: un ejemplo de Ensenada, B. C., México. Tesis de Maestría CICESE. Ensenada B.C., México: 113 p.

Lujan Flores, V. Utilización de Ondas Electromagnéticas Para Detectar La Invasión de Agua marina en el acuífero de Valle de Maneadero en Ensenada, B.C. Tesis para obtener el Grado de M.C. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 2006, 91 p

Orellana, E. 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, Madrid: 578 p.

Pérez Flores, M., F. Suárez Vidal., A. Gallardo Delgado., A. González Fernández., R. Vázquez. 2004. Padrón Estructural de la Planicie Costera de Todos los Santos, con base de datos geofísicos. *Ciencias Marinas* 30(2): 349-364

Sarmiento López, C. 1996. Modelo preliminar de Flujo tridimensional del acuífero de la planicie costera del Valle de Maneadero, B. C, México. Tesis Maestría. CICESE. Ensenada B.C., México 157 p.

Szalai, S. and Szarka, L. (2008), On the classification of surface geoelectric arrays. *Geophysical Prospecting*, 56: 159–175.

Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff R.E. *Applied geophysics*, 2ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1991, 770p.

Vázquez González, R. 1980. Estudio de métodos potenciales con aplicación a geohidrología del valle de Mandadero, B C. Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada B.C., México: 108 p.

Vega Aguilar, M. 1989. Combinación de sondeos de resistividad y polarización inducida en estudio de un acuífero costero. Tesis de Maestría, CICESE. Ensenada, B.C., México 67p.

Apendice A

A.1 Edición de los datos.

La edición de los datos consistió en graficar con *Surfer* los datos de campo obtenidos para cada una de las líneas. Se eliminaban los datos de resistividad que eran anómalos a la sección debido a que no se puede tener una variación tan grande de resistividad en una distancia tan pequeña. Pueden deberse a lecturas erróneas del equipo, ya que al ser automático no se puede repetir la medición en el punto donde se encuentra este valor, como lo haríamos en el caso manual. Es muy probable que la diferencia de potencial sea muy pequeña, debida a problemas de contacto entre electrodos de corriente y el suelo. Aunque previamente se corrió varias veces el *test de resistencia de contacto* del propio equipo. Esta es una limitación de los equipos actuales que esperamos que con el tiempo se supere. Quizá solo se requiere modificar la programación, para aumentar el tiempo de integración automáticamente cuando se presenten diferencias de potencial pequeñas.

Una vez realizada esta edición se graficó nuevamente la pseudo-sección (Figura 35) y estos datos son los que se utilizaron para la inversión de todos y cada uno de los perfiles. Algunas veces, se hizo una segunda edición.

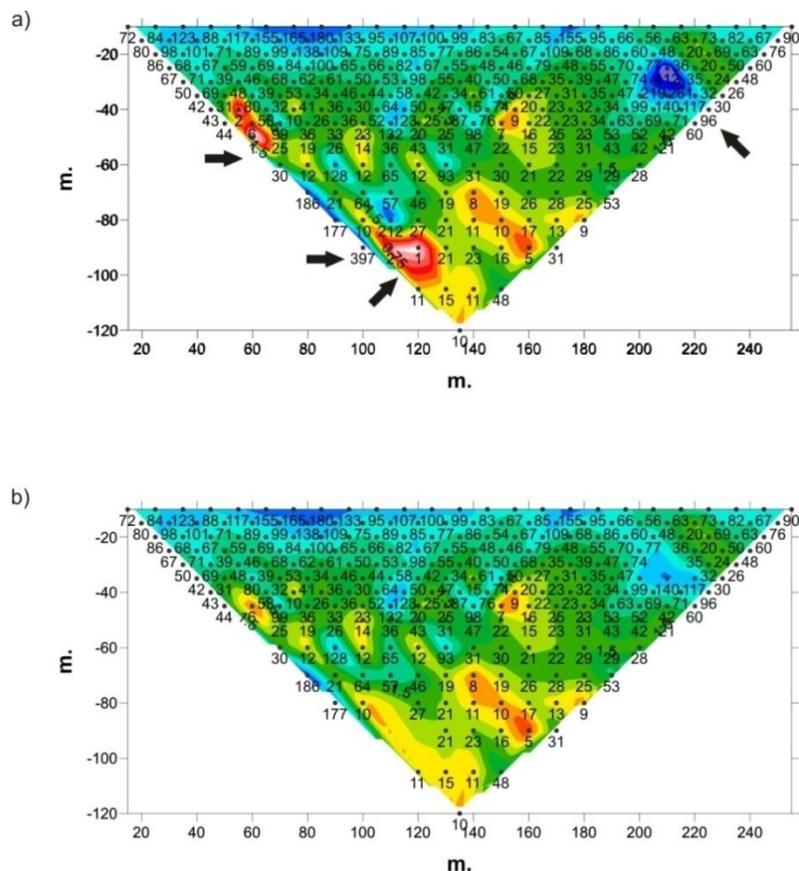


Figura 35. Edición de datos

A.2 Selección de los parámetros para cada modelo bidimensional.

Para la inversión en 2D se realizaron varias pruebas con distinto número de datos. Lo primero fue realizar la inversión con todos los datos, pero ya que al tener gran cantidad de estos, los modelos resultantes tenían un problema de alta frecuencia que impedía una visualización correcta del modelo regional, se optó por elegir un dato de cada cinco, para ilustrar esto, tomaremos los modelos de los perfiles (2, 3 y 4) tomando todos los datos para el proceso de inversión y con un $\Delta x = 5$ (figura 36).

Para el factor de suavizamiento se hicieron varias pruebas. Se determinó que el factor de suavizamiento ideal era un $\beta = 0.1$. Los otros factores eran muy

pequeños y ajustaban demasiado a los datos y los modelos contenían cada vez más altas frecuencias espaciales. Tomaremos como ejemplo el perfil 2 (Figura 37). En la cual se observa el mismo problema de alta frecuencia, aunque desde esta prueba se notó que el $\beta=0.1$ era el óptimo ya que el objetivo era resaltar los rasgos regionales.

Como se mencionó anteriormente debido a esto se realizó el proceso de inversión considerando menos datos. Tomamos uno y descartamos cuatro. Usar una β que suavizara era suficiente y debido a que ya no tendríamos tantos datos en el perfil, se decidió aumentar el ancho de los prismas a $\Delta x = 50$, ya que al tener los datos más espaciados, no se necesitaba tanta resolución en la malla de prismas del modelo.

En la figura 38 se muestran los modelos con los factores de suavizamiento propuestos anteriormente, tomando nuevamente como ejemplo el perfil 2, sólo que ahora los modelos que se muestran son con el número de datos reducido, en el que se puede observar que conserva los rasgos significativos a los modelos anteriores, y se elimina en gran medida el problema de alta frecuencia.

Después de este análisis, se determinó que $\beta=0.1$, datos más espaciados y $\Delta x = 50$, fueron los parámetros óptimos para un buen modelo regional. Así se procedió para cada uno de los cuatro perfiles.

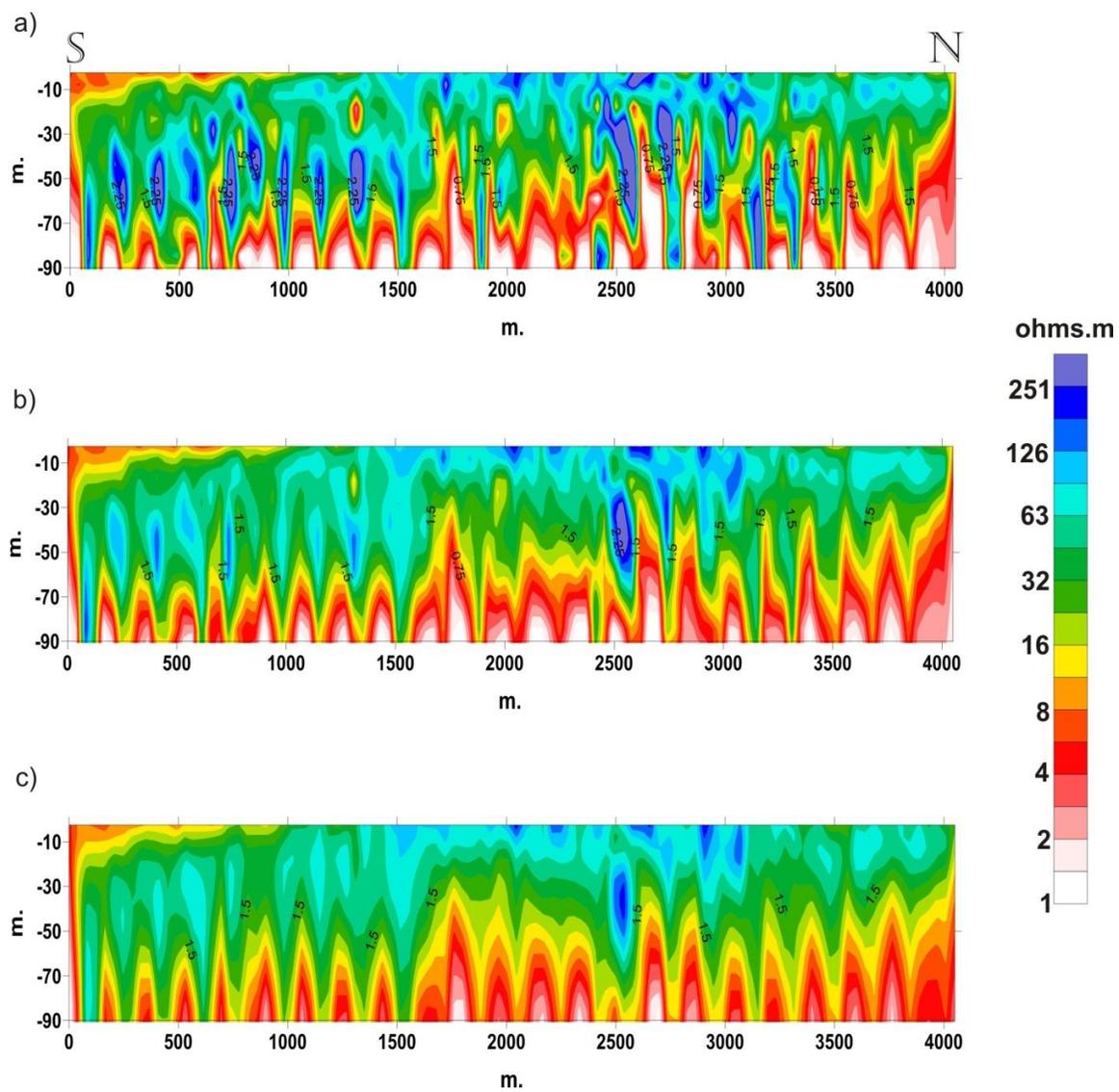


Figura 37. Modelo con diferentes betas para todos los datos a) $\beta=0.001$ b) $\beta=0.01$ c) $\beta=0.1$

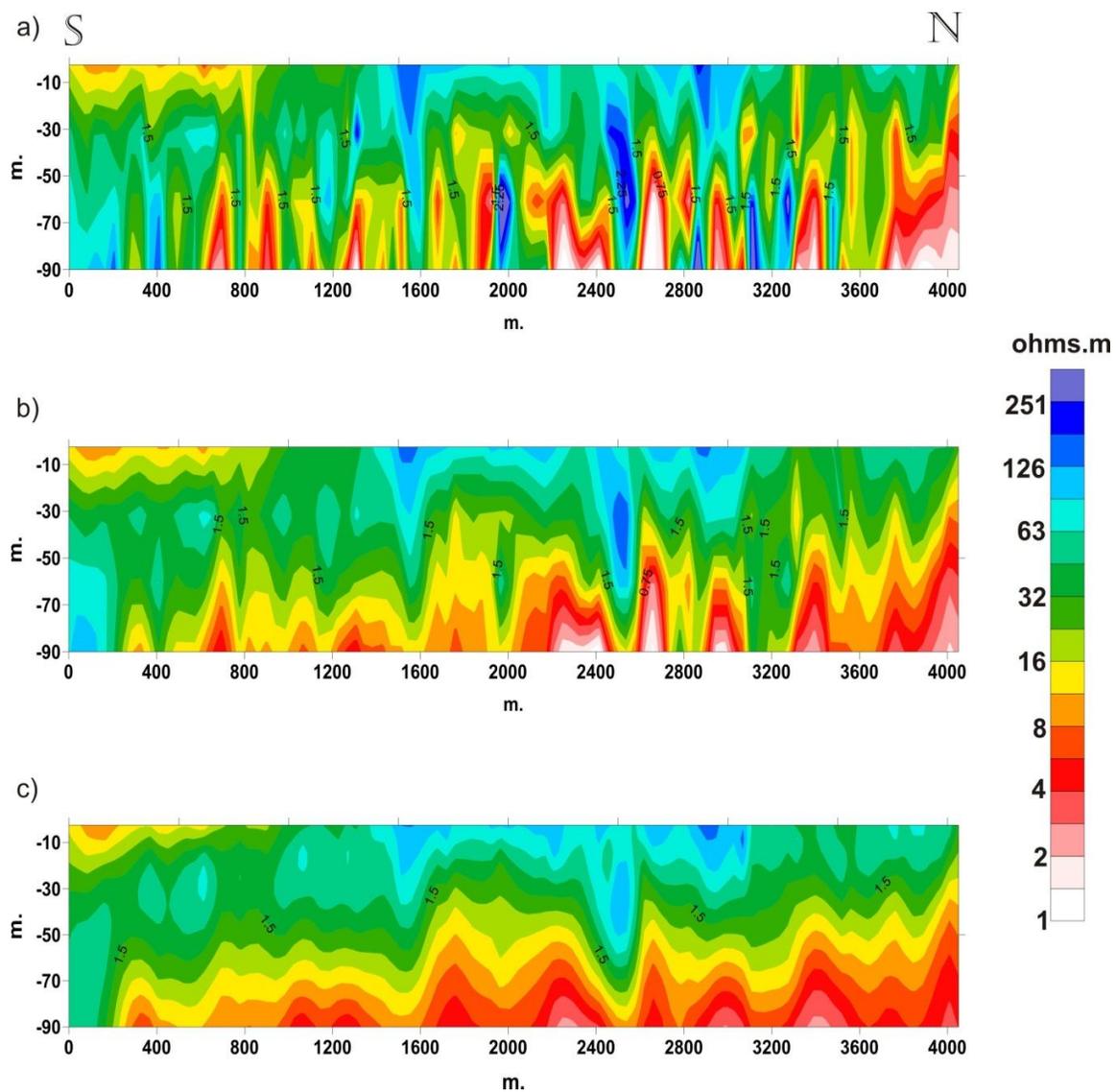


Figura 38. Modelo para el set de datos escogido a diferentes betas
a) $\beta=0.001$, b) $\beta=0.01$, c) $\beta=0.1$

AA.3 Selección de los parámetros para el modelo tridimensional.

Para inversión en 3D tuvimos que introducir los datos de las cuatro líneas. Debido a limitaciones de las computadoras, específicamente el RAM, procedimos a disminuir el número de datos aun más. El programa de inversión genera matrices del orden de 11,000 datos por 10,000 incógnitas. La computadora usada es una desktop de 8 Gbytes de RAM, procesador Quad y muy rápida. Sin embargo, aun así el RAM no nos alcanzó. El tiempo de ejecución también se hizo demasiado largo.

Para la inversión se corrieron 3 modelos con 1235, 2470 y 4940 datos respectivamente. Los modelos fueron muy similares entre ellos, y en todos la resolución de la malla fue para un $\Delta x = 50$ y factor de suavizamiento de $\beta = 0.1$. Debido a la premura por observar los resultados. Consideramos primero el set de datos de 1235, tomando 1 si y 5 no. Este modelo corrió en 5 días. Luego, corrimos otro modelo también de 1235, pero recorriéndonos 1 dato y procediendo igual (uno si y 5 no). Los modelos son prácticamente iguales. Ya que vimos que nuestro modelo era muy coherente con los modelos de 2D, procedimos a usar un set del doble de datos (uno si y tres no; 2470). Este modelo se obtuvo después de 8 días de computo. El modelo de 4940 tardó 14 días corriendo.

En las figuras (39) y (40) se tienen los cortes para los modelos de 2470 y 4940 datos respectivamente, Se observa la similitud entre estos modelos.

El modelo seleccionado en la presente tesis fue el de 1235 ya que correlaciona mejor con los modelos 2D. Al sumar más datos empiezan a salir muchos rasgos de alta frecuencia espacial, que no salen en los modelos 2D. Esto quiere decir que para obtener un modelo con rasgos regionales, no es necesario incluir gran cantidad de datos, que podrían ser redundantes u obligar al modelo a incluir rasgos de alta frecuencia no incluidos en los modelos 2D y por lo tanto de baja probabilidad.

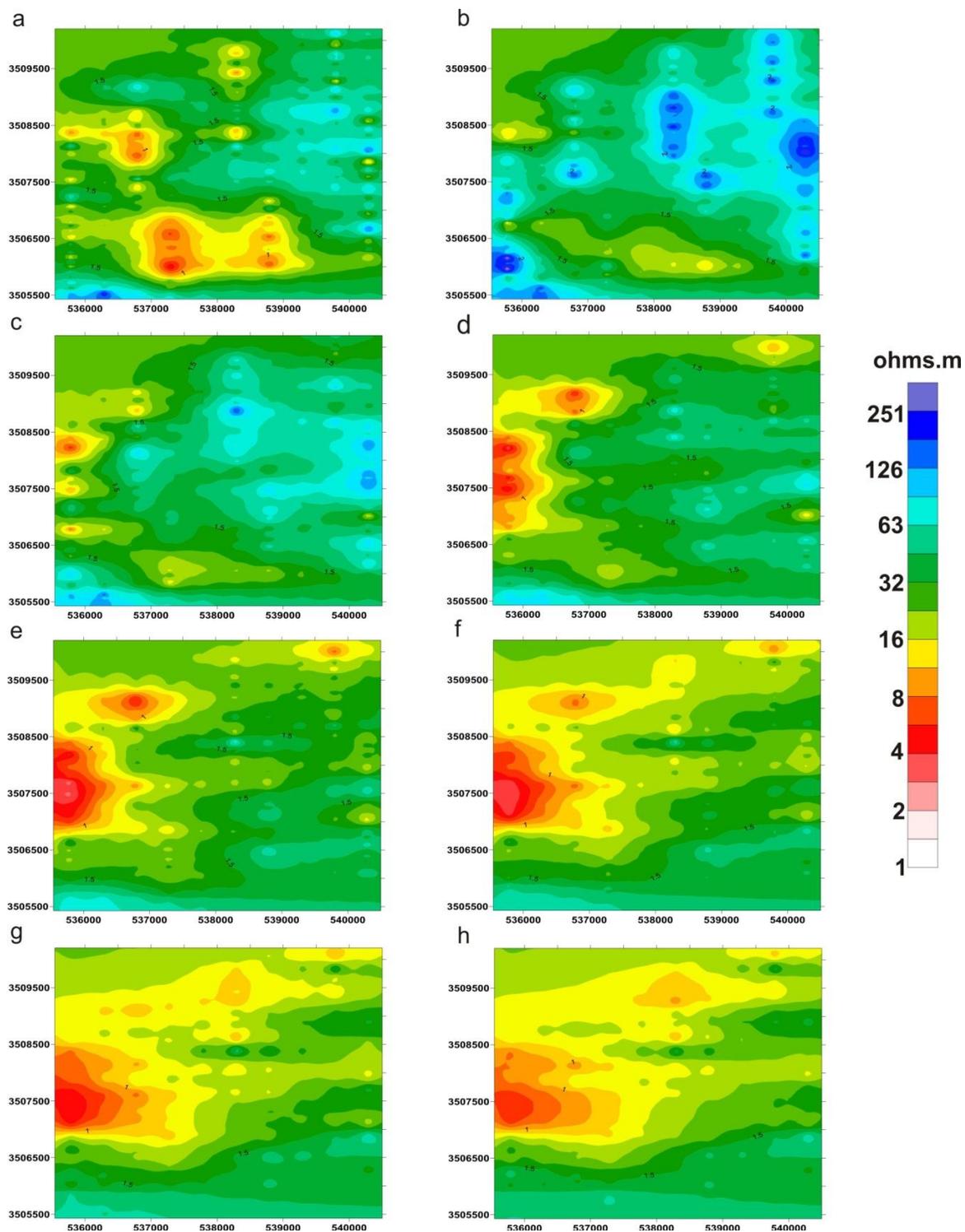


Figura 39. Planos 3D a diferente profundidad a) 2.5m b) 8.5m c) 17m d) 27m e) 38m f) 52m g) 70m h) 90m para un set de datos de 2470

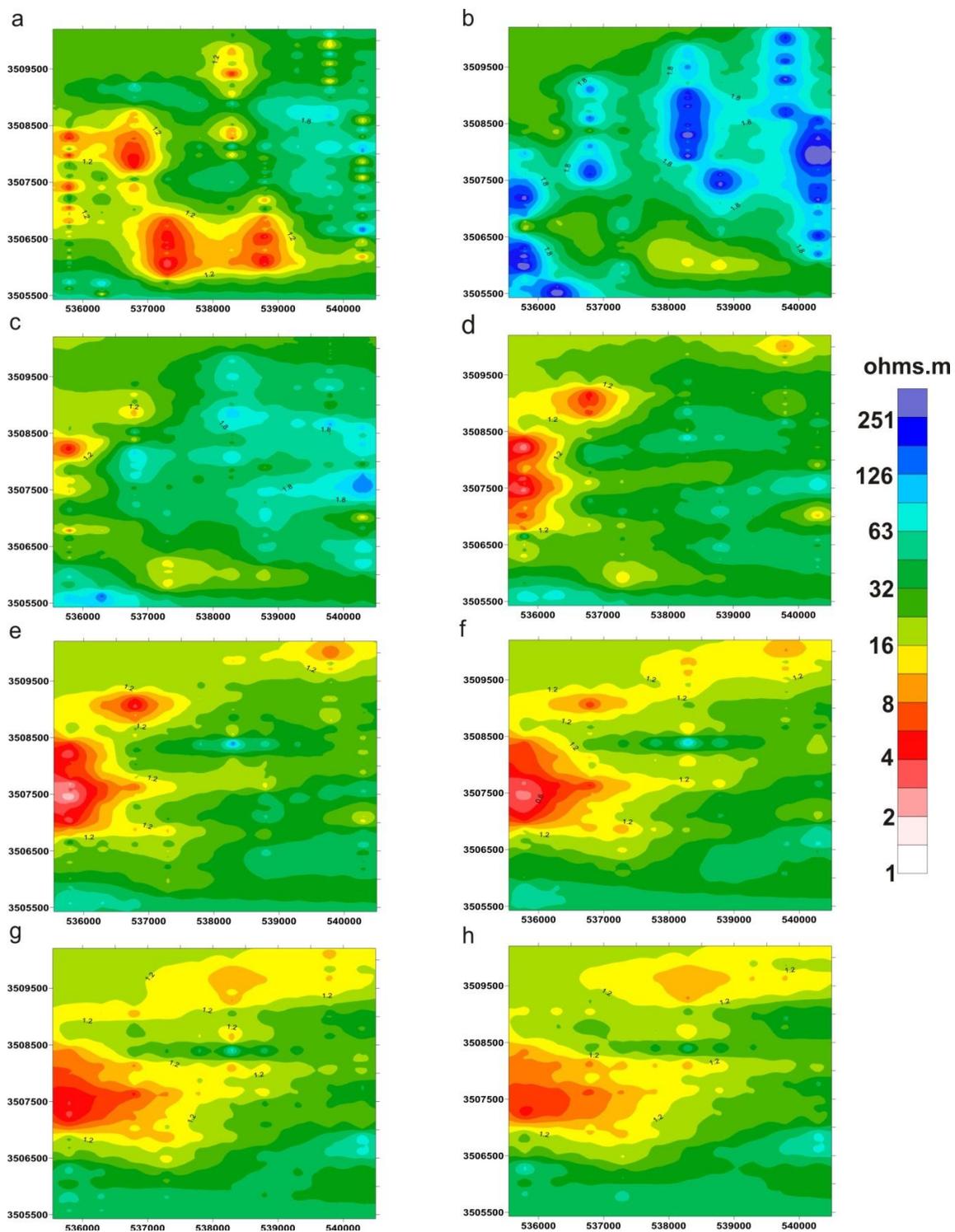


Figura 40. Planos 3D a diferente profundidad a) 2.5m b) 8.5m c) 17m. d) 27m e) 38m f) 52m g) 70m h) 90m para un set de datos de 4940

