

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Estudio en búsqueda de un afluente en el sector noreste del Salar de Atacama ( $22^{\circ}55' - 23^{\circ}11' \text{ S}$  y  $67^{\circ}54' - 68^{\circ}18' \text{ O}$ ) mediante el método magnetotelúrico.**

Eric Antonio Cárdenas Fernández

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Noviembre 2016

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**Estudio en búsqueda de un afluente en el sector noreste del Salar de Atacama ( $22^{\circ}55' - 23^{\circ}11' \text{ S}$  y  $67^{\circ}54' - 68^{\circ}18' \text{ O}$ ) mediante el método magnetotelúrico.**

**Eric Antonio Cárdenas Fernández**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comisión:

Dr. Matthew Miller - Dr. Elías Ovalle



Noviembre 2016

”Fui a los bosques porque quería vivir  
deliberadamente; enfrentar solo los hechos  
esenciales de la vida y ver si podía aprender lo  
que ella tenía que enseñar. Quise vivir  
profundamente y desechar todo aquello que no  
fuera vida, para no darme cuenta, en el momento  
de morir, que no había vivido”.

Henry David Thoreau



# Dedicatoria

Dedicado a mi familia, en especial a mi abuela Emelina, que nunca han dejado de apoyarme.

Gracias.



# Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a mi familia, mi mamá, mi papá, mi hermano, mi abuela y mis tíos, quienes siempre influyeron de forma positiva en mi forma de ser y por su apoyo incondicional en cada momento, ya que siempre confiaron en mí.

Quiero agradecer a todos mis compañeros de carrera, que a pesar de todo, hacían más gratas las tardes en la U, en especial a mis amigos más cercanos, especialmente a Valeria, que hicieron que todos estos años en la universidad pasen de manera más rápida, con muchos recuerdos amenos, por estar en cada momento acompañando y animando, y por la paciencia a través de los años.

Quiero agradecer a todos los docentes y funcionarios del departamento de Geofísica (DGEO), quienes cada uno por su cuenta aportaron algo de conocimiento y sabiduría.

Finalmente, quiero agradecer a la empresa Geodatos, quienes gracias a ellos pude realizar esta habilitación profesional, por la paciencia en enseñarme y ayudarme, especialmente a Daniela Parra, Jennifer Lavados, Isora Brito y don Juan Carlos Parra, de quienes aprendí mucho y siempre tuvieron las ganas de ayudar.

Muchas gracias a todos por ayudar formarme y a seguir mejorando en todo aspecto.



# Índice general

<b>Lista de figuras</b>	<b>IX</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>XI</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Hipótesis . . . . .	2
1.2. Objetivos . . . . .	2
1.2.1. Objetivos generales . . . . .	2
1.2.2. Objetivo específico . . . . .	2
1.3. Zona de estudio . . . . .	2
1.4. Antecedentes . . . . .	5
<b>2. Marco geológico</b>	<b>9</b>
2.1. Geología y geografía de la zona de estudio . . . . .	9
<b>3. Marco teórico</b>	<b>13</b>
3.1. Base teórica de la Magnetotelúrica . . . . .	13
3.1.1. Introducción a la magnetotelúrica . . . . .	13
3.1.2. Fuentes de señales electromagnéticas . . . . .	14
3.1.3. Comportamientos de los campos electromagnéticos . . . . .	15
3.1.4. Modelo 1D . . . . .	18
3.1.4.1. Skin depth . . . . .	19
3.1.4.2. Resistividad aparente y fase . . . . .	20
3.1.5. Modelo 2D . . . . .	22

3.1.5.1. Polarización-E y polarización-B . . . . .	22
3.1.5.2. Tensor impedancia . . . . .	24
<b>4. Metodología</b>	<b>27</b>
4.1. Datos . . . . .	27
4.1.1. Instrumentación . . . . .	27
4.1.2. Campaña de medición . . . . .	29
4.2. Procesamiento . . . . .	31
4.3. Inversión . . . . .	34
4.3.1. Inversión 2D . . . . .	35
<b>5. Resultados</b>	<b>37</b>
<b>6. Discusión</b>	<b>41</b>
<b>7. Conclusión</b>	<b>45</b>
<b>A. Inversiones 1D</b>	<b>51</b>
<b>B. Modelos de inversión 2D del perfil L5</b>	<b>57</b>
<b>C. Modelos de inversión 2D del perfil L6</b>	<b>67</b>
<b>D. Tabla de resistividades</b>	<b>81</b>

# Índice de figuras

1.1. Zona de estudio. El rectángulo rojo acota el área del Salar de Atacama. Los cuadrados negros representan algunas ciudades en las proximidades del salar y los triángulos verdes representan algunos volcanes de la zona. . . . .	4
1.2. Modelo esquemático 3D del sector sureste del SdA mostrando la arquitectura y deformaciones propuestas por Aron et al., 2008 . . . . .	5
1.3. Sección de refracción sísmica en el sector este del SdA (Reutter et al., 2006). . . . .	7
2.1. Mapa estructural del SdA. Las líneas amarillas representan los límites de las principales unidades morfo-estructurales (Aron et al., 2008). . . . .	11
2.2. Mapa geológico del área este del SdA (Breitkreuz and Zeil, 1994). . . . .	12
3.1. Modelo 2D ejemplificando la polarización-E, polarización-B y la conservación de la corriente (Simpson and Bahr, 2005). . . . .	23
4.1. Equipos utilizados en la campaña de medición en el estudio. . . . .	27
4.2. Disposición en terreno de una estación de MT (Smirnov et al., 2008). . . . .	29
4.3. La imagen (a) es un mapa del Salar de Atacama, el rectángulo rojo acota el área de estudio. La imagen (b) es un zoom del rectángulo de la imagen (a). Los triángulos negros invertidos representan la ubicación de las estaciones en sus respectivos perfiles.	30
4.4. Resultado del procesamiento en dos estaciones. La estación (a) se procesó con <i>selective stacking</i> y la estación (b) se le aplicó referencia remota. Los distintos colores representan las distintas bandas procesadas. . . . .	33
4.5. Ajuste de la curva de resistividad aparente para eliminar el <i>static shift</i> . La línea negra continua representa la curva de altas frecuencias generadas con TEM. . . . .	35

5.1. Inversión 2D del perfil L5, utilizando modos TE y TM; RMS=0.81. . . . .	39
5.2. Inversión 2D del perfil L6, utilizando modos TE y TM; RMS=0.90. . . . .	40
6.1. Interpretación del modelo de resistividad del perfil L5. Se puede apreciar la zona de baja resistividad, la zona de resistividad media y la zona de alta resistividad. . . . .	43
6.2. Interpretación del modelo de resistividad del perfil L6. Se puede apreciar la zona de baja resistividad, la zona de resistividad media y la zona de alta resistividad. . . . .	44
A.1. Inversión 1D para la estación 86. . . . .	51
A.2. Inversión 1D para la estación 87. . . . .	52
A.3. Inversión 1D para la estación 62. . . . .	52
A.4. Inversión 1D para la estación 88. . . . .	53
A.5. Inversión 1D para la estación 89. . . . .	53
A.6. Inversión 1D para la estación 90. . . . .	54
A.7. Inversión 1D para la estación 91. . . . .	54
A.8. Inversión 1D para la estación 67. . . . .	55
A.9. Inversión 1D para la estación 92. . . . .	55
A.10. Inversión 1D para la estación 93. . . . .	56
D.1. Tabla con resistividades de distintas rocas. . . . .	81

# Índice de cuadros

- 4.1. Distribución de las estaciones en sus respectivos perfiles. Coordenadas UTM 19K . . 29
- 4.2. Frecuencias de muestreo programadas en el *datta logger* con su tiempo de registro. . 31



# Resumen

El objetivo del estudio es obtener un modelo bidimensional en el sector noreste del Salar de Atacama ( $22^{\circ}55'-23^{\circ}11'$  y  $67^{\circ}54'-68^{\circ}18'$ ) para poder encontrar un posible afluente de agua dulce en el sector. El salar se encuentra a una altura de 2300 m.s.n.m., en sus alrededores se sitúan varios aparatos volcánicos como el volcán Láscaar y el Licancabur, y desembocan varios ríos desde el sector norte como el río San Pedro y el Vilama. Se realizó una campaña de obtención de datos entre los días 23 de julio y 5 de agosto, midiendo en 51 sitios divididos en ocho perfiles, de los cuales se estudiaron dos. Dado el carácter del salar, el mejor método para alcanzar una profundidad adecuada para observar el afluente es la magnetotelúrica.

Al hacer la inversión 2D de los perfiles estudiados, se logra apreciar tres zonas resistivas; una zona de baja resistividad en la parte superficial del salar; una zona de resistividad media que subyace la zona de baja resistividad, esta se asocia a sedimentos depositados desde los aparatos volcánicos entre otras cosas; y una zona de alta resistividad, la cual se puede considerar como el basamento impermeable y la unidad geológica conocida como Formación Purilactis. Tras la caracterización de estas tres zonas resistivas, se puede decir que no se encuentra un afluente hacia el salar en los perfiles estudiados.



# Capítulo 1

## Introducción

La magnetotelúrica (MT) es una técnica pasiva de sondeos electromagnéticos, que pertenece a las técnicas geofísicas gobernadas por las ecuaciones de difusión eléctrica de Maxwell. El MT es una herramienta que sirve para poder encontrar una representación de la resistividades de la subsuperficie, los estudios pueden llegar desde la superficie de la corteza hasta las profundidades del manto.

Se va a hacer un estudio en el sector noreste del SdA con esta técnica, para poder contestar las dudas e interrogantes que se plantean en la hipótesis (1.1). De forma posterior a la obtención de resultados, habiendo filtrado y limpiado de manera correcta los datos, se van a comparar los modelos obtenidos con estudios geofísicos y geológicos previos realizados en ese sector.

El Salar de Atacama (SdA) es el mayor depósito salino en Chile y es el tercer salar mas grande mundo luego del de Uyuni (Bolivia) y Salinas Grandes (Argentina). Este contiene el 25% de las reservas mundiales de litio y en su fauna se encuentra la reserva nacional de Los Flamencos. Es por esto que el SdA es importante y se han hecho gran cantidad de estudios en esta zona.

En este trabajo se busca encontrar una buena representación de las distintas capas conductivas del sector noreste del SdA, para compararla con estudios previos y así obtener la información necesaria para contestar de buena manera la hipótesis.

## 1.1. Hipótesis

Mediante gestiones de la Dirección General de Agua (DGA) para caracterizar flujos subterráneos en el Salar de Atacama, se quiere investigar la posibilidad de aportes de agua dulce desde el este del salar hasta la cuenca, por lo que en éste estudio se plantean las siguientes interrogantes:

- ¿ Se puede encontrar un nivel freático usando la magnetotelúrica en el Salar de Atacama ?
- ¿ Se encuentra un aporte de agua dulce en el sector este del salar ?

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1. Objetivos generales

Como objetivo general se tiene:

- Obtener modelos de conductividad eléctrica en el sector noreste del Salar Atacama, Región de Atacama, alrededor de la latitud  $23^{\circ}$  S y longitud  $68^{\circ}$  O, usando mediciones de magnetotelúrica y comparar los resultados obtenidos con otros estudios geofísicos realizados en el sector con respaldo geológico para poder hacer una interpretación.

### 1.2.2. Objetivo específico

Como objetivo específico se tiene:

- Poder justificar de buena manera la bidimensionalidad del medio estudiado.
- Realizar inversiones 2D en los sectores de estudio e interpretar los modelos dados los antecedentes geofísicos y geológicos en la zona de estudio.

## 1.3. Zona de estudio

El área de estudio está ubicada en la zona cordillerana de la Región de Antofagasta a 2300 m.s.n.m., en el sector noreste del Salar de Atacama entre las latitudes  $22^{\circ}53' - 23^{\circ}11'$  S y longitudes  $67^{\circ}54' - 68^{\circ}18'$  O (figura (1.1)). El SdA está localizado a 10 km. al oeste de Toconao, 40 km. al sur de San Pedro de Atacama y a 385 km. de la capital de la región Antofagasta. En sus alrededores se

sitúan varios aparatos volcánicos como el volcán Láscar, el Sairecabur y el Licancabur entre otros, además de encontrar al oeste del salar la Cordillera de la Sal. En el sector norte desembocan los principales ríos de una red de drenaje de este sector, siendo estos los ríos San Pedro y Vilama.

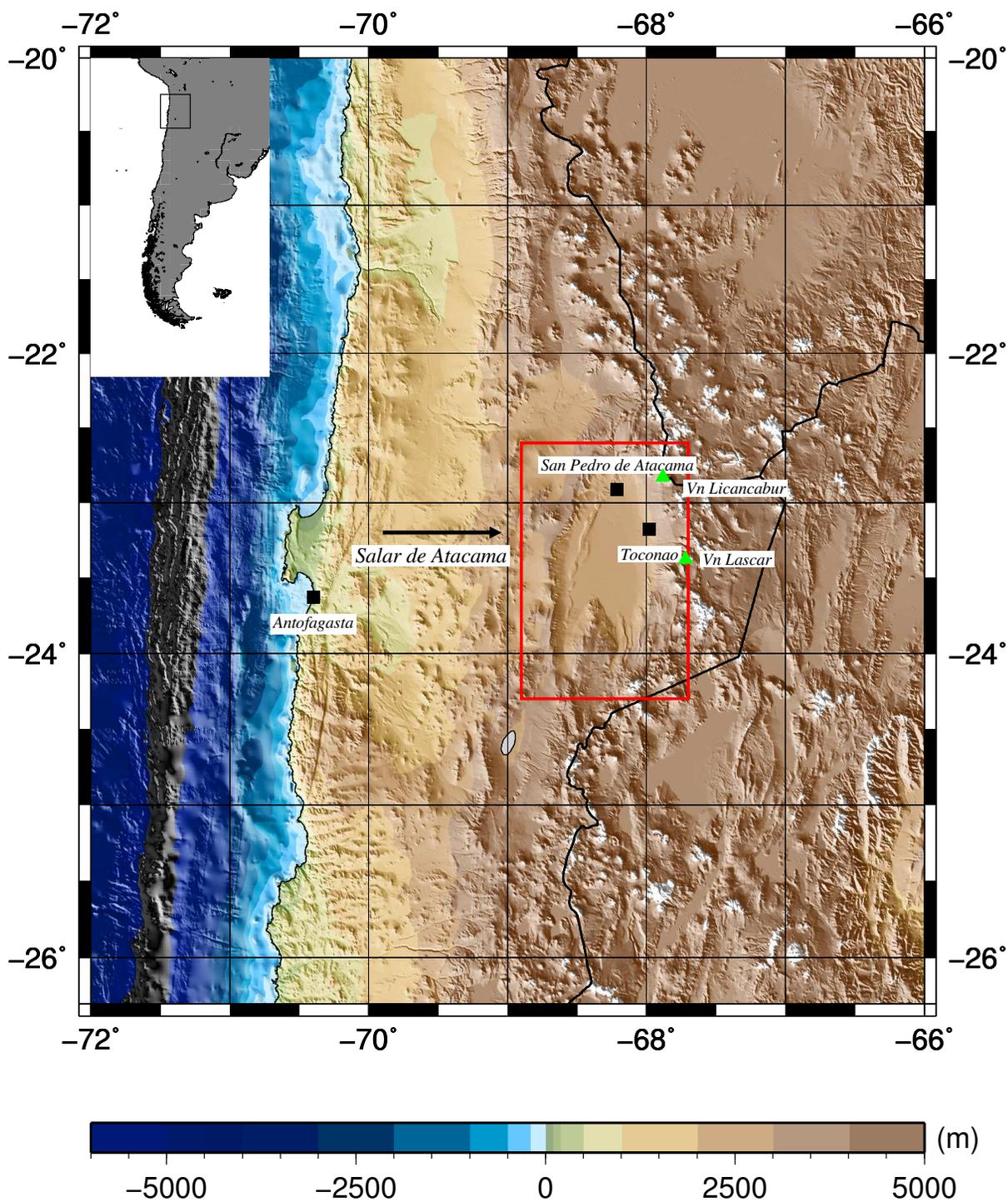


Figura 1.1: Zona de estudio. El rectángulo rojo acota el área del Salar de Atacama. Los cuadrados negros representan algunas ciudades en las proximidades del salar y los triángulos verdes representan algunos volcanes de la zona.

## 1.4. Antecedentes

Se han hecho varios estudios en la zona de los Andes centrales y en el Salar de Atacama, para poder caracterizar su estratigrafía y geología. Observaciones en terreno y publicaciones previas (Charrier and Reutter, 1994; Wilkes and Görler, 1994) indican que la estructura principal del SdA deforma el Oligoceno-Mioceno de la Formación San Pedro y la Formación Tambores (figura (1.2)).

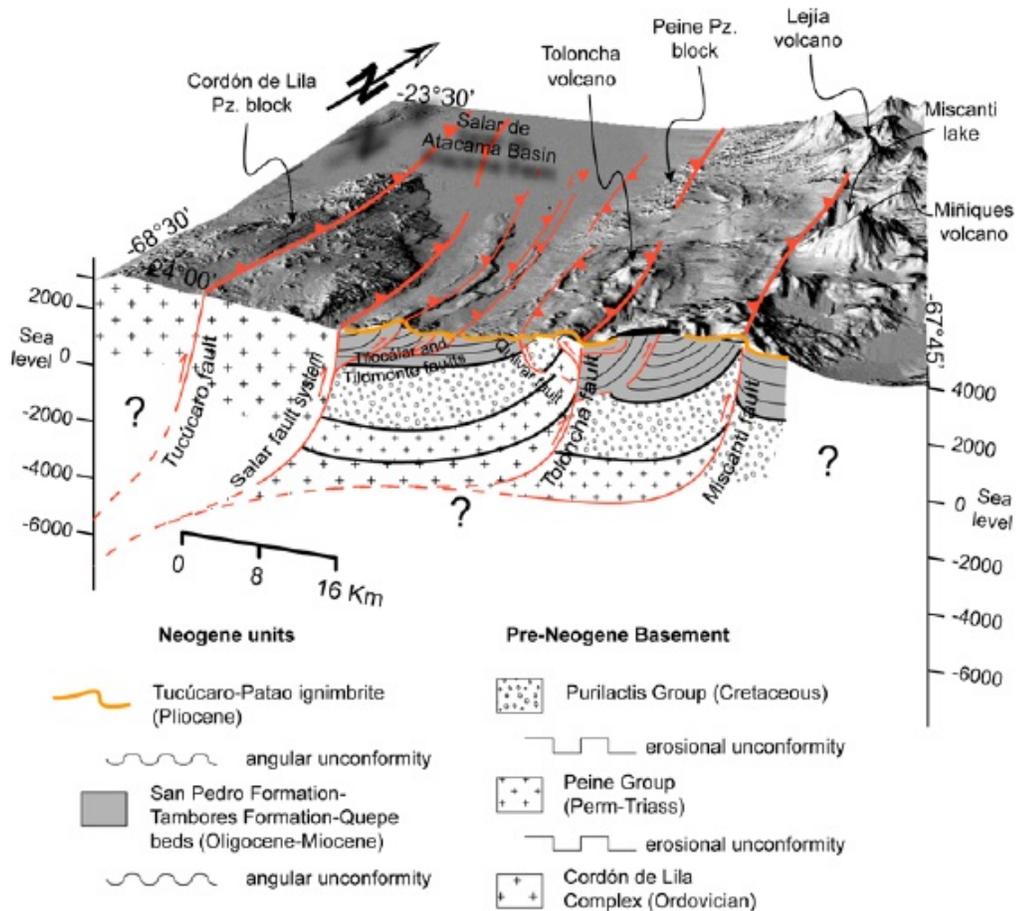


Figura 1.2: Modelo esquemático 3D del sector sureste del SdA mostrando la arquitectura y deformaciones propuestas por Aron et al., 2008

Una de las principales rocas que se pueden encontrar en el SdA son las ignimbritas, estas afloran en el sector noreste y desde el noreste hasta el sureste. Sobre el plano inclinado de las ignimbritas emergen aparatos volcánicos modernos. Se puede observar en sus alrededores las coladas del mate-

rial expulsado por estos y depositados en las ignimbritas.

Las rocas que predominan en esta región son de tipo volcánico (cuaternario y terciario), siendo las ignimbritas las de mayor distribución areal, seguido por depósitos salinos y clastos poco consolidados (piedemont y eólicos).

Existen algunas formaciones conocidas en el SdA de acuerdo a su edad geológica. Se va a usar la clasificación hecha por Pimentel, 1976 para definir estas formaciones en el sector Este del salar. Las rocas sedimentarias jurásicas afloran entre las localidades de Toconao y Tilomonte, en los cerros que sobresalen al plano inclinado de las ignimbritas. A estas se les puede asignar la Formación Peine. Ésta corresponde a rocas sedimentarias depositadas en ambiente litoral (margas, lutitas, calizas y areniscas) y continental (arenisca, ignimbritas) y a rocas volcánicas. Las rocas sedimentarias cretáceas afloran en la Cordillera de Domeyko y en la quebrada Purilactis, la que da origen a la Formación Purilactis. Ésta es un paquete sedimentario de aproximadamente 3500 m de espesor. Está formada por rocas clásticas continentales, intercalaciones volcánicas y sedimentos litorales, también contiene estratos de halita y yeso. Esta formación está plegada, llegando a tener una inclinación de hasta 70 grados en algunos lugares.

Un estudio de refracción sísmica (Reutter et al., 2006) (figura (1.3)) en el sector Este del SdA, desde San Pedro hasta Peine pasando por Toconao, muestra que las velocidades pueden ser interpretadas como parte del Neógeno hasta sedimentos clásticos y evaporitas recientes del salar ( $2.6 \text{ km s}^{-1}$ ); la siguiente unidad se puede considerar del Cretáceo-terciario temprano, siendo esta la Formación Purilactis ( $4.5 - 4.4 \text{ km s}^{-1}$ ); la próxima unidad corresponde a cuerpos volcano-sedimentarios de la Formación Peine ( $5.7 - 5.6 \text{ km s}^{-1}$ ); la capa inferior es el basamento que subyace en el salar ( $6.3 - 6.2 \text{ km s}^{-1}$ ).

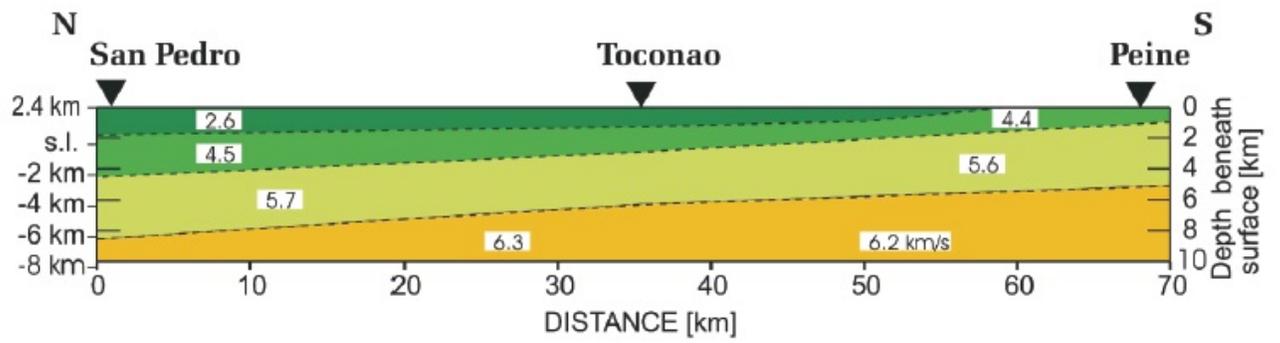


Figura 1.3: Sección de refracción sísmica en el sector este del SdA (Reutter et al., 2006).



## Capítulo 2

# Marco geológico

### 2.1. Geología y geografía de la zona de estudio

El Salar de Atacacama (SdA) es una cuenca endorreica de 150 km de largo (N-S) y 80 km de ancho (E-O), con una altura mínima de 2300 m.s.n.m., localizada al frente del arco andino del norte de Chile entre los 22°30' y los 24°30' S y los 67°30' y los 69° O. Este limita al oeste con la cordillera de Domeyko y la cordillera de la sal, la cual esta constituida por sedimentos de la formación San Pedro; al norte limita con una extensión de materiales volcánicos como ignimbritas, y sobre ellas se presentan sedimentos laguneros de las formaciones Vilama y el Tambo; el este esta constituido por ignimbritas de la precordillera, además de una faja de afloramientos de rocas antiguas en el sector oriental sur, que incluye rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico y Cretácico; al sur se encuentran rocas sedimentarias y volcánicas Jurásicas, rocas sedimentarias Triásicas, intrusivas Paleozoicas y Cretácicas y riolitas Terciarias, cubiertas por calizas y sedimentos lagunares de las formaciones Vilama y el Tambo (Lagos, 1986).

El SdA es una de las anomalías topográficas más relevantes, por lo que se han publicado varios modelos de su evolución tectónica. Se ha propuesto que la cuenca del SdA se desarrolló bajo condiciones tectónicas extensionales a través de los periodos Mesozoico y Cenozoico (Flint et al., 1993); también se presentó evidencia que durante el Cretácico superior, la cuenca se inicio en un entorno de compresión como una cuenca de antepaís o postarco vinculado a las etapas iniciales del levantamiento de la cordillera de Domeyko, enfatizando que el evento que formó la cuenca fue la

inversión de la cuenca marginal del Jurásico-Cretácico temprano (Arriagada et al., 2002; Mpodozis et al., 2005).

La estructura principal del SdA está dada por una escala kilométrica de primer orden con orientación  $\sim$ NS y fallas inversas que convergen al este (Aron et al., 2008) (figura (2.1)). Asociado a esta falla principal, se encuentra un sistema delgado de segundo orden (Kuhn, 2002), con orientación similar a la estructura de primer orden. La forma y movimiento del arco, está relacionada con las estructuras de primer y segundo orden, las cuales controlan el paisaje del Salar de Atacama y de la Precordillera.

Existe evidencia de una estructura de 80 km. de largo a través del arco magmático activo, llamada falla Miscanti (también conocida como callejón Varela). El relieve aproximado de 400 metros de altura de la falla Miscanti controla el desarrollo de los lagos intra-arco (lagos Miscanti y Miñiques); la extensión local y espacial de las lavas andesíticas-basálticas se originaron de los centros volcánicos en los alrededores (Aron et al., 2008). Se pueden apreciar algunas estructuras en la figura (2.1)

En el sector este del SdA se expone una gran cadena de afloramientos de unidades volcano-sedimentarias de la formación Peine (figura (2.2)), las cuales tienen un espesor de 3 km. aproximadamente, en donde se consideran lavas básicas intercaladas con areniscas volcanogénicas en la formación Peine la cual se superpone a la formación Cas, formada principalmente por cenizas silíceas y tobas lapilli. La formación Peine tiene edad entre los 290 y 229 Ma (Gardeweg et al., 1998; Breitreuz and Zeil, 1994). Las colinas Allana y Cuyuguas son formadas por rocas sedimentarias y volcánicas, que son litológicamente similares a las formación Cas, y están forzados por diferentes granitos, aplitas y diques andesíticos (Breitreuz and Zeil, 1994; Gardeweg et al., 1998).

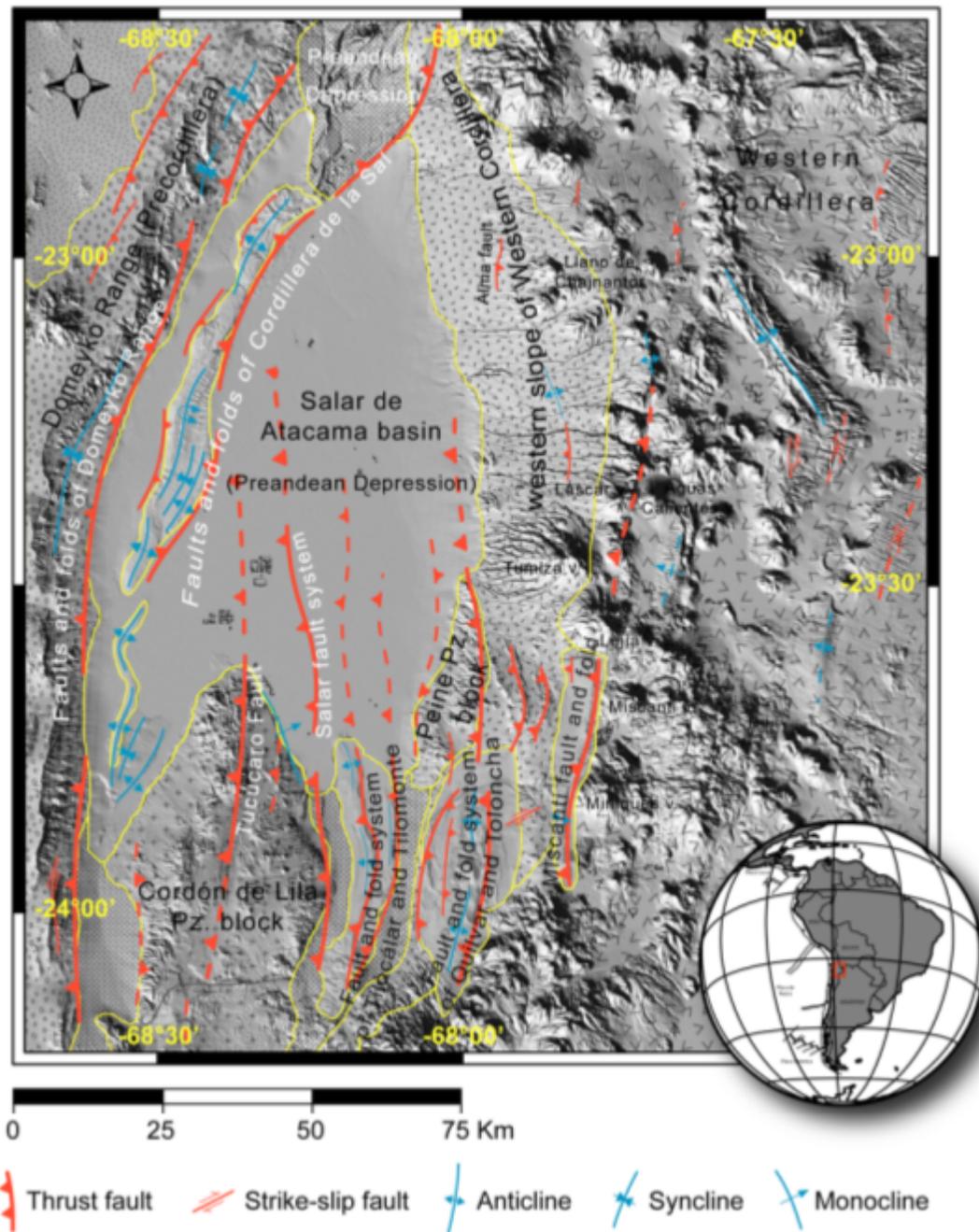


Figura 2.1: Mapa estructural del SdA. Las líneas amarillas representan los límites de las principales unidades morfo-estructurales (Aron et al., 2008).

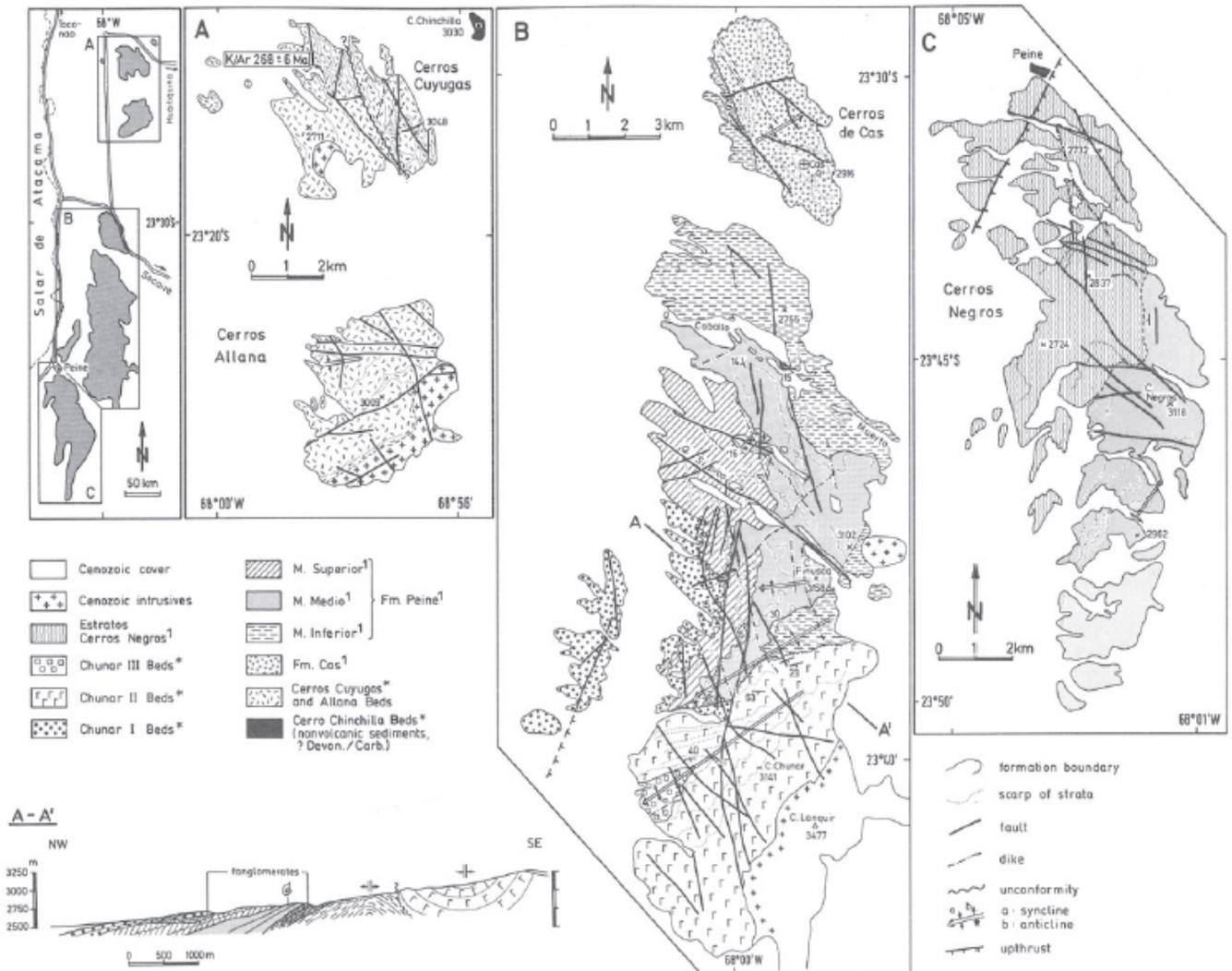


Figura 2.2: Mapa geológico del área este del SdA (Breitkreuz and Zeil, 1994).

# Capítulo 3

## Marco teórico

### 3.1. Base teórica de la Magnetotelúrica

#### 3.1.1. Introducción a la magnetotelúrica

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica pasiva electromagnética de exploración geofísica que mide las variaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra, para estimar las propiedades geoelectricas del subsuelo. Estas fluctuaciones de los campos electromagnéticos son generadas principalmente en la ionosfera, generalmente provocada por la interacción entre el viento solar y la magnetósfera (bajas frecuencias) o por actividad meteorológica como tormentas eléctricas (altas frecuencias).

Cuando el campo magnético ( $\mathbf{B}$ ) varía en el tiempo (campo primario) e incide en la superficie de la Tierra, una parte se refleja volviendo a la atmósfera y la otra parte penetra por el subsuelo. La Tierra va a crear un campo magnético secundario, ya que esta se comporta como un gran conductor bajo la superficie, por lo que va a inducir corrientes eléctricas, conocidas como corrientes telúricas, y estas generarán el campo magnético secundario, que se superpone al campo primario, creando un solo campo magnético. La información sobre las propiedades geoelectricas del subsuelo están contenidas en la amplitud y frecuencia de este campo.

Para la obtención de los parámetros (amplitud y frecuencia) se deben hacer las mediciones de forma simultánea de los campos magnético y eléctrico ( $\mathbf{E}$ ) en direcciones ortogonales en un punto en

común. Al hacer una relación lineal entre los componentes horizontales del campo eléctrico y campo magnético se obtiene la impedancia magnetotelúrica, con esto se puede determinar la resistividad eléctrica del subsuelo, y poder inferir las distintas estructuras a diferentes profundidades de la Tierra. Tikhnov, 1950 y Cagniard, 1953 comprobaron que al hacer mediciones simultáneas de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético, se pueden relacionar las componentes ortogonales de forma compleja (creando la impedancia magnetotelúrica), y que se puede describir cual será la profundidad de penetración las ondas electromagnéticas, la que dependerá de la frecuencia de muestreo y de la conductividad de la estructura, con esto crean las bases para el método magnetotelúrico.

Cagniard, basándose en las ecuaciones de Maxwell, estableció los fundamentos para la exploración mediante la magnetotelúrica haciendo estimaciones sobre la conductividad del subsuelo, sin embargo, sólo tomó en cuenta medios que presentan variaciones en la conductividad eléctrica con la profundidad (medios 1D). Posteriormente se establece la teoría de forma mas general estableciendo el concepto de tensor de impedancia electromagnético, introduciendo las variaciones laterales de la conductividad eléctrica (modelo 2D)(Cantwell, 1960).

### 3.1.2. Fuentes de señales electromagnéticas

Al ser el método magnetotelúrico una técnica pasiva, dado que sólo utiliza señales electromagnéticas naturales de la Tierra como fuente, existe más de una forma que éstas se originen. La mayor parte del campo magnético ( $\sim 90\%$  del campo) de la Tierra se produce en el núcleo externo mediante el proceso magnetohidrodinámico, desencadenado por la circulación del núcleo en la Tierra. Este se superpone con fluctuaciones de fuentes externas de origen atmosférico (tormentas eléctricas) y magnetosférico (viento solar). La diferencia entre estas fuentes de campo magnético es que, las variaciones del campo magnético interno es de  $1-10^8$  años, en cambio las variaciones del campo magnético externo es más corto y presenta periodos entre los  $10^4$  y  $10^5$  [s], por lo que sólo las variaciones de origen externo se pueden usar como fuente de señales electromagnéticas para la magnetotelúrica (Vozoff, 1991).

Para altas frecuencias ( $>1$  [Hz]), el campo electromagnético (EM) se origina producto de la actividad meteorológica como tormentas eléctricas o descargas eléctricas, la energía liberada debido a

esta actividad se encuentra delimitada por la ionósfera y la superficie de la Tierra, ambas conductoras, por lo que puede recorrer grandes distancias. Se estima que la ocurrencia de estas descargas es suficiente para tener una fuente continua en cualquier punto de la Tierra (alrededor de 100 y 1000 por segundo).

Para bajas frecuencias ( $<1$  [Hz]), se generan a partir de ondas provenientes de la magnetósfera terrestre. Estas son generadas por la interacción que se tiene con el viento solar, las que a su vez interactúan con la ionósfera.

El espectro de las fluctuaciones decae en el rango de frecuencias entre 0.5-5 [Hz], minimizada a 1 [Hz]. Este rango es conocido como *dead band* o banda muerta, generalmente este rango de frecuencias son de mala calidad para mediciones de MT.

### 3.1.3. Comportamientos de los campos electromagnéticos

Cuando una onda electromagnética incide en la superficie terrestre, una pequeña parte de ésta penetra a la Tierra y la otra es reflejada hacia la atmósfera. La onda que penetra viaja por la interfaz aire-tierra, en el aire la conductividad es cero por lo que se comporta como un dieléctrico, y no se toma en cuenta para los campos medidos en esta técnica. En cambio, la Tierra se comporta como un gran conductor bajo la superficie, la onda que penetra la superficie se atenúa y pierde energía y amplitud de forma exponencial. Esto se comprueba gracias a las Leyes de Maxwell. Éstas rigen el comportamiento de las ondas electromagnéticas y constituyen la base de la teoría de este método. Las leyes de Maxwell son:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (3.1.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampère} \quad (3.1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para el magnetismo} \quad (3.1.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta_f \quad \text{Ley de Gauss para la electricidad} \quad (3.1.4)$$

Donde, dado el sistema internacional de unidades (SI):

- E** : Campo eléctrico [ $Vm^{-1}$ ].
- B** : Campo magnético o inducción magnética [ $Vsm^{-2}$ ].
- H** : Intensidad magnética [ $Am^{-1}$ ].
- D** : Desplazamiento eléctrico [ $Cm^{-2}$ ].
- j** : Densidad de corriente [ $Am^{-2}$ ].
- $\eta_f$  : Densidad de carga eléctrica [ $Cm^{-3}$ ].

La ecuación (3.1.3) establece que no existen los monopolos magnéticos, por lo que se pueden establecer las siguientes relaciones:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.1.5)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (3.1.6)$$

Como las variaciones en el tiempo de desplazamiento de la corriente es despreciable, entonces la ecuación (3.1.2) queda reducida a :

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} \quad (3.1.7)$$

Los parámetros electromagnéticos que determinan la estructura del subsuelo son la permitividad eléctrica ( $\varepsilon$ ), la permeabilidad magnética ( $\mu$ ) y la conductividad eléctrica ( $\sigma$ ), y se denotan como  $\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$  y  $\mu = \mu_0 \mu_r$ , respectivamente. En general,  $\varepsilon_r$ ,  $\mu_r$  y  $\sigma$  varían con la posición de la Tierra, sin embargo, para estudios de MT, las variaciones de  $\varepsilon_r$  y  $\mu_r$  son despreciables con respecto a las variaciones en la conductividad de las rocas, por lo que se toman los valores que estos tienen en un espacio libre, estos son  $\varepsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}[Fm^{-1}]$  y  $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6}[HM^{-1}]$ . Por lo tanto, la conductividad eléctrica será la encargada de identificar los distintos medios del subsuelo.

Como la carga se conserva y la Tierra se comporta como un conductor ohmico, se obedece a la ecuación  $\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}$ , con lo que las Leyes de Maxwell quedan:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.1.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} \quad (3.1.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.1.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\eta_f}{\varepsilon} \quad (3.1.11)$$

Para poder llegar a una expresión donde se pueda obtener información del subsuelo, hay que reordenar las ecuaciones. Por ende se va a aplicar el operador rotacional a la Ley de Faraday:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = -\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{B}) \quad (3.1.12)$$

Si se sustituye la ecuación (3.1.9) en (3.1.12) y se ocupa la siguiente identidad vectorial:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A} \quad (3.1.13)$$

Siendo  $\mathbf{A}$  un vector cualquiera para este caso, se obtiene:

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu_0 \sigma \mathbf{E}) \quad (3.1.14)$$

Por otra parte, asumiendo que la Tierra no tiene fuentes generadoras de corriente en su interior, entonces:

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \quad (3.1.15)$$

Y para el caso de un semi-espacio homogéneo, se tiene:

$$\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} \quad (3.1.16)$$

por lo que:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (3.1.17)$$

Si se retoma la ecuación (3.1.14), y se sustituye la ecuación (3.1.17) en esta, se tiene:

$$\begin{aligned} \left( \nabla \cdot \underbrace{\nabla \cdot \mathbf{E}}_{=0} \right) - \nabla^2 \mathbf{E} &= -\mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \\ \therefore \nabla^2 \mathbf{E} &= \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \end{aligned} \quad (3.1.18)$$

La ecuación (3.1.18) toma forma de la ecuación de difusión. Si se asume que los campos eléctricos y magnéticos tienen dependencia temporal armónica de la forma  $e^{i\omega t}$ , entonces el lado derecho de la ecuación cambiará y quedará como :

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} \quad (3.1.19)$$

Análogamente para el campo magnético, quedaría:

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0\sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{o} \quad \nabla^2 \mathbf{B} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{B} \quad (3.1.20)$$

Las ecuaciones (3.1.19) y (3.1.20) son muy importantes para MT, ya que estas dicen que las mediciones se basan en una fuente de energía que penetra la Tierra y que se disipa de forma exponencial.

Sabemos que en el aire  $\sigma$  tiende a cero, por lo que los campos electromagnéticos no son atenuados entre la ionosfera y la superficie terrestre. Se trata al campo electromagnético incidente como una onda plana, por lo que se asume que la propagación de esta onda es de forma vertical hacia el interior de la Tierra. Como se está en un semi-espacio homogéneo, donde  $\sigma$  en el aire es cero, entonces las soluciones para las ecuaciones de difusión de una onda plana que viaja al interior de la Tierra (en dirección positiva al eje  $z$ ) serían:

$$\mathbf{E}(z, t) = E_0 e^{i\omega t - qz} + E_1 e^{i\omega t + qz} \quad (3.1.21)$$

$$\mathbf{B}(z, t) = B_0 e^{i\omega t - qz} + B_1 e^{i\omega t + qz} \quad (3.1.22)$$

Como los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{B}$  deben disminuir su amplitud cuando  $z$  tiende al radio de la Tierra, entonces  $E_1$  y  $B_1$  deben ser cero, y la ecuación queda:

$$\mathbf{E}(z, t) = E_0 e^{i\omega t - qz} \quad (3.1.23)$$

$$\mathbf{B}(z, t) = B_0 e^{i\omega t - qz} \quad (3.1.24)$$

### 3.1.4. Modelo 1D

El modelo geoelectrico más sencillo que puede existir es un semi-espacio homogéneo, donde  $\sigma$  varía solamente con la profundidad. En un sistema de coordenadas geográficas  $(x, y, z)$ , donde  $x$

apunta hacia el norte,  $y$  apunta hacia el este y  $z$  apunta verticalmente hacia abajo, la ecuación (3.1.19) queda:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_z}{\partial z^2} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} \quad (3.1.25)$$

Si se considera que es una onda plana y no varía en las direcciones  $x$  e  $y$ , lo que significa  $\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$ , entonces la ecuación anterior queda:

$$\frac{\partial^2 E_z}{\partial z^2} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} \quad (3.1.26)$$

La ecuación (3.1.26) es la que rige para un semi-espacio homogéneo, ya que la conductividad varía solamente con la profundidad.

#### 3.1.4.1. Skin depth

Para poder explicar el *skin depth* (o profundidad de penetración), se va a aplicar la segunda derivada con respecto a la profundidad al campo eléctrico descrito en la ecuación (3.1.23), lo que quedará:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = q^2 E_0 e^{i\omega t - qz} = q^2 \mathbf{E} \quad (3.1.27)$$

Igualando las ecuaciones (3.1.26) y (3.1.27) y sabiendo que  $\sqrt{i} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}$ , se va a tener:

$$q = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} = \sqrt{i}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} + i\sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} \quad (3.1.28)$$

El *skin depth* ( $\delta$ ) es el inverso de la parte real de  $q$  para un campo eléctrico con frecuencia angular  $\omega$  en un semi-espacio homogéneo de conductividad  $\sigma$ . Éste representa la profundidad a la cual el campo electromagnético es atenuado a  $1/e$  ( $\approx 37\%$ ) de su amplitud en superficie y la fase avanza un radian ( $\approx 57^\circ$ ), este queda:

$$\delta = \frac{1}{\text{Re}(q)} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \quad [m] \quad (3.1.29)$$

Reemplazando (3.1.29) en (3.1.28) se obtiene:

$$q = \frac{1}{\delta}(1+i) \quad (3.1.30)$$

Sustituyendo (3.1.30) en las ecuaciones de los campos eléctrico (3.1.23) y magnético (3.1.24), se tiene:

$$\mathbf{E} = E_0 e^{-\frac{z}{\delta}} e^{i(\omega t - \frac{z}{\delta})} \quad (3.1.31)$$

$$\mathbf{B} = B_0 e^{-\frac{z}{\delta}} e^{i(\omega t - \frac{z}{\delta})} \quad (3.1.32)$$

Con lo que se puede apreciar dos características de los campos, el primer término  $e^{-\frac{z}{\delta}}$  representa la atenuación con respecto a la profundidad y el segundo término  $e^{i(\omega t - \frac{z}{\delta})}$  representa la variación sinusoidal con la profundidad.

Si la frecuencia del *skin depth* es  $f = \frac{\omega}{2\pi} [\frac{1}{s}]$ ,  $\mu_0 = 4\pi \times 10^7 [\frac{Vs}{Am}]$  y  $\sigma = \frac{1}{\rho_a} [\frac{S}{m}]$ , éste se aproxima a:

$$\delta \approx 500 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} [m] \quad (3.1.33)$$

Donde  $\rho_a [\Omega m]$  es la resistividad aparente, ésta representa la resistividad promedio para un volumen de Tierra estudiado por un periodo particular. Para un medio homogéneo la resistividad aparente representa la resistividad real del medio, mientras que para un medio multi-dimensional, la resistividad aparente representa la resistividad promedio representada por un semi-espacio uniforme equivalente.

### 3.1.4.2. Resistividad aparente y fase

Se puede relacionar linealmente los componentes ortogonales de los campos eléctrico y magnético gracias a la linealidad de las ecuaciones de Maxwell, ésta se conoce como **Impedancia electromagnética**, y está definida como la razón entre los campos ortogonales eléctrico y magnético.

Ocupando la ley de Faraday (3.1.1) con el campo eléctrico y magnético definido en (3.1.23) y (3.1.24) respectivamente, en un semi-espacio homogéneo se va a tener:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -\frac{\partial B_y}{\partial t} \Rightarrow q E_x = i\omega B_y \quad (3.1.34)$$

Despejando  $q$  queda:

$$C = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{i\omega B_y} [m] \quad (3.1.35)$$

Donde  $C$  es la función de transferencia de Schmucker-Weidelt (Weidelt, 1972; Schmucker, 1973). Tomando ésta ecuación y sabiendo que  $q = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$ , se puede encontrar una relación entre los campos ortogonales, definida anteriormente como Impedancia electromagnética, lo que queda :

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{B_y(\omega)} = \frac{i\omega}{q} = \sqrt{i}\sqrt{\frac{\omega}{\mu_0\sigma}} \quad \left[ \frac{V}{A} \right] \quad (3.1.36)$$

Se puede observar que la impedancia es un número complejo que depende de las propiedades físicas de la Tierra, con lo que puede quedar :

$$|Z_{xy}(\omega)|^2 = \left| \frac{E_x(\omega)}{B_y(\omega)} \right|^2 = \frac{\omega}{\mu_0\sigma} \quad (3.1.37)$$

Se puede despejar  $\sigma$ , y sabiendo que la resistividad es el inverso de la conductividad ( $\rho = \frac{1}{\sigma}$ ), se tiene :

$$\rho = \frac{|Z_{xy}|^2 \mu_0}{\omega} = \left| \frac{E_x}{B_y} \right|^2 \frac{\mu_0}{\omega} \quad (3.1.38)$$

Se puede observar que todos los términos de la ecuación se pueden medir, por lo que con las mediciones superficiales de los campos eléctrico y magnético se puede estimar la resistividad.

Como la Tierra no es homogénea, no tiene una resistividad uniforme. Para solucionar esto se va a calcular la resistividad aparente, ya definida anteriormente, dado que se tiene información sobre todas las resistividades hasta alcanzar la profundidad superficial, esta resistividad aparente en función de la frecuencia queda como :

$$\rho_a(\omega) = \frac{\mu_0}{\omega} \left| \frac{E_x(\omega)}{B_y(\omega)} \right|^2 \quad (3.1.39)$$

La **fase** de la impedancia es otro parámetro importante en MT, éste representa el ángulo de la fase entre  $E_x$  y  $B_y$ :

$$\phi_{1D} = \tan^{-1} \left( \frac{E_x}{B_y} \right) \quad (3.1.40)$$

Cuando el campo electromagnético se desplaza por un espacio libre, los campos eléctrico y magnético estarán en fase, por lo que  $\phi(\omega) = 0$ , cuando se desplazan por un semi-espacio homogéneo su fase es  $\phi(\omega) = \frac{\pi}{4} = 45^\circ$ . Si se está en una estructura cuya formación no sea conocida y la fase no

tiene un retraso de  $\frac{\pi}{4}$ , entonces ese es el primer indicio que se está en un medio no homogéneo. Si ya se sabe que es un medio no homogéneo entonces la fase depende de las capas horizontales de la Tierra. Si la fase es mayor a  $45^\circ$  entonces la resistividad decrece con la profundidad, en cambio si la fase es menor a  $45^\circ$  entonces la resistividad aumenta con la profundidad.

### 3.1.5. Modelo 2D

La Tierra se puede aproximar a un modelo bidimensional, ya que la variación en la conductividad se puede despreciar en una de las direcciones de los ejes coordenados. La dirección principal de conducción en una zona en concreto se conoce como *strike* geoelectrónico o *strike*, esto se puede representar por una falla donde la estructura se extienda a lo largo de una dirección del eje, su conductividad es constante y la longitud es mucho mayor que la profundidad de penetración del campo. Si el *strike* de una estructura es paralelo al eje  $x$ , la conductividad varía en los ejes  $y$  y  $z$ , por lo que  $\sigma = \sigma(y, z)$ . A diferencia de un medio 1D, los componentes verticales de los campos eléctricos y magnéticos ( $E_z$  y  $B_z$ ) pueden ser distintos de cero.

La inducción, en una discontinuidad, se ve gobernada por el principio de conservación de la corriente. Una densidad de corriente  $j_y$  que atraviesa un borde está dada por:

$$j_y = \sigma E_y \quad (3.1.41)$$

Como las cargas se deben conservar a través de los bordes, el cambio en la conductividad produce que el campo eléctrico deba ser discontinuo. Todos los demás componentes del campo electromagnético son continuos a través de los bordes.

#### 3.1.5.1. Polarización-E y polarización-B

En el caso de un medio bidimensional, donde los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí, se pueden obtener dos modos independientes, uno donde el campo eléctrico ( $E_x$ ) sea paralelo al *strike* (polarización-E), con lo que se induce un campo magnético perpendicular al *strike* y en el plano vertical ( $B_y$  y  $B_z$ ); el otro modo es con el campo magnético ( $B_x$ ) paralelo al *strike* (polarización-B), que induce un campo eléctrico perpendicular al *strike* y en el plano vertical ( $E_y$  y  $E_z$ ) (figura (3.1)).

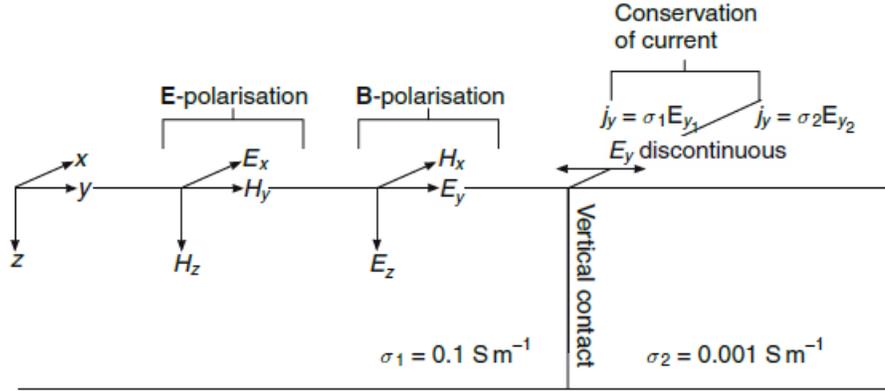


Figura 3.1: Modelo 2D ejemplificando la polarización-E, polarización-B y la conservación de la corriente (Simpson and Bahr, 2005).

La polarización-E o transversal eléctrico (modo TE) describe el flujo de la corriente paralela al *strike* en términos de las componentes del campo electromagnético  $E_x$ ,  $B_y$  y  $B_z$  el cual se rige por las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}\frac{\partial E_x}{\partial y} &= \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial z} &= \mu_0 \sigma E_x\end{aligned}$$

El campo eléctrico se polariza a lo largo de las estructuras, por lo que no atraviesa los límites de las zonas de distinta conductividad, y no hay distorsión galvánica.

La distorsión galvánica se produce por excesos de corrientes inducidas en discontinuidades conductivas, lo que provoca que cambie la magnitud y dirección del campo eléctrico, creando un nuevo campo anómalo.

La polarización-B o transversal magnético (modo TM) describe el flujo de corriente perpendicular al *strike* en términos de las componentes del campo electromagnético  $B_x$ ,  $E_y$  y  $E_z$ , el cual se rige por las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}\frac{\partial B_x}{\partial y} &= \mu_0 \sigma E_z \\ -\frac{\partial B_x}{\partial z} &= \mu_0 \sigma E_z \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{E_y}{z} &= i\omega B_x\end{aligned}$$

La corriente fluye de forma transversal a las estructuras y en los límites entre dos medios de distinta conductividad, dada la discontinuidad del campo eléctrico, las cargas se acumulan y se genera un campo eléctrico anómalo o galvánico. Esta corriente fluye hacia el interior cuando las discontinuidades son de baja resistividad, y alrededor de ellas para discontinuidades de alta resistividad, lo que provoca distorsión galvánica en el campo eléctrico primario.

### 3.1.5.2. Tensor impedancia

La magnetotelúrica es una técnica pasiva que estudia las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético naturales en direcciones ortogonales desde la superficie. Las componentes ortogonales horizontales de los campos se relacionan mediante el tensor impedancia  $\underline{\underline{Z}}$ :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \underbrace{\begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}}_{\underline{\underline{Z}}} \begin{bmatrix} B_x/\mu_0 \\ B_y/\mu_0 \end{bmatrix} \quad \text{o} \quad \mathbf{E} = \underline{\underline{Z}}\mathbf{B}/\mu_0 \quad (3.1.42)$$

$\underline{\underline{Z}}$  es un tensor complejo, está compuesto por una parte real y una imaginaria, cada componente de  $\underline{\underline{Z}}$  ( $Z_{ij}$ , donde  $ij = (xx, xy, yx, yy)$ ) tiene una determinada magnitud y fase. La resistividad aparente y fase se calculan de la siguiente manera respectivamente:

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.1.43)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (3.1.44)$$

Al ser  $\underline{\underline{Z}}$  un tensor, contiene información sobre la dimensionalidad y la dirección. En un medio 1D, donde la resistividad varía con la profundidad, los componentes de la diagonal principal ( $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$ ) son cero, ya que se acoplan de forma paralela a los componentes de los campos eléctrico

y magnético. Los componentes fuera de la diagonal principal ( $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ ) se acoplan de forma ortogonal a los componentes de los campos eléctrico y magnético, por lo que son igual en magnitud pero de distinta orientación:

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{array} \right\} = 1D \quad (3.1.45)$$

Por lo que la matriz de  $\underline{\underline{Z}}$  queda:

$$\underline{\underline{Z}}_{=1D} = \begin{bmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ Z_{xy} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.1.46)$$

Para un medio 2D, el cual la resistividad varía a lo largo de una dirección horizontal y con la profundidad,  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  son iguales en magnitud pero distinta orientación, mientras que  $Z_{xy}$  es diferente a  $Z_{yx}$ :

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \end{array} \right\} = 2D \quad (3.1.47)$$

En este caso  $\underline{\underline{Z}}$  es:

$$\underline{\underline{Z}} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & -Z_{xx} \end{bmatrix} \quad (3.1.48)$$

Cuando los ejes están alineados en la dirección del *strike* los componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  son cero, entonces el tensor queda:

$$\underline{\underline{Z}}_{=2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.1.49)$$

Cuando los ejes coordenados no coinciden con la estructura regional, se tiene que rotar en un ángulo  $\alpha$  para que queden alineados, esto se hace usando:

$$\underline{\underline{Z}}' = \begin{bmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{bmatrix} = \mathbf{R} \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \mathbf{R}^T = \mathbf{R} \underline{\underline{Z}}_{=2D} \mathbf{R}^T \quad (3.1.50)$$

donde  $\mathbf{R}$  es:

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad (3.1.51)$$

Siendo  $\mathbf{R}$  el vector de rotación,  $\mathbf{R}^T$  su traspuesta,  $\underline{\mathbf{Z}}'$  la impedancia calculada con un sistema no alineado con la estructura principal y  $\alpha$  es el azimut del rumbo de la estructura, siempre y cuando las mediciones sean en las direcciones NS y EO. La orientación que se obtiene a partir de este ángulo es la orientación principal del flujo eléctrico.

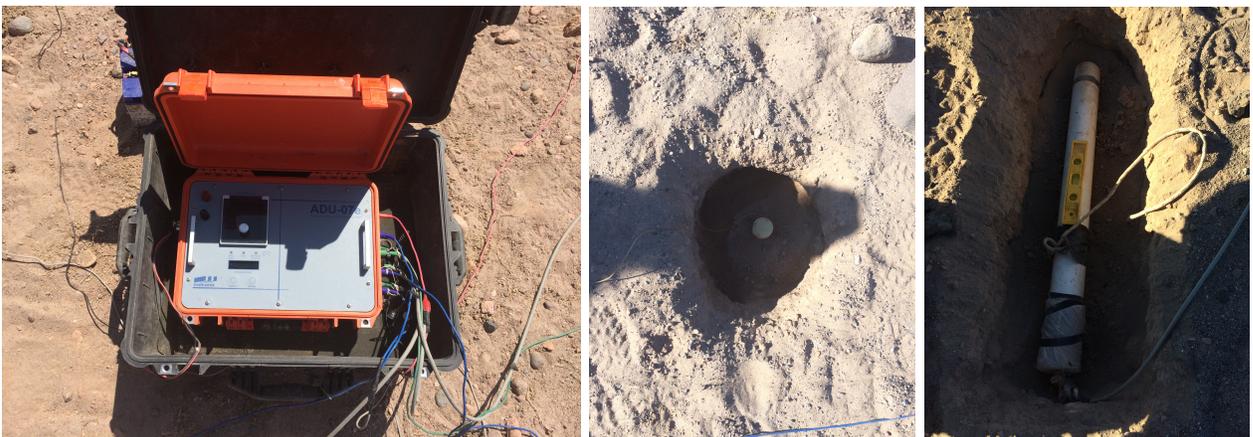
# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. Datos

#### 4.1.1. Instrumentación

El equipo que se usa son sensores eléctricos y magnéticos, estos miden los componentes de los campos eléctrico y magnético respectivamente; un sistema de adquisición y almacenamiento de datos; cableado para conectar los sensores con el sistema de adquisición y almacenamiento; una batería y un gps (algunos de estos se observan en la figura (4.1)).



(a) Equipo ADU-07 utilizado en la campaña.

(b) Electrodo no polarizable (c) Magnetómetro enterrado.  
enterrado.

Figura 4.1: Equipos utilizados en la campaña de medición en el estudio.

Las variaciones del campo eléctrico son determinadas a partir de la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ) entre dos electrodos separados una distancia  $d$  a lo largo de la dirección que se mide:

$$E = \frac{\Delta V}{d} \quad (4.1.1)$$

Se eligen dos dipolos puestos en forma ortogonal entre si para poder calcular las componentes horizontales del campo eléctrico ( $E_x$  y  $E_y$ ), una orientada en dirección norte-sur (N-S) y el otro en dirección este-oeste (E-O) y un electrodo en el centro del arreglo cercano al sistema de adquisición, éste actúa como toma a tierra y equilibra el balance geoquímico de las cargas. La distancia de separación de los electrodos de los dipolos tiene que ser suficiente para registrar una buena diferencia de potencial, esta puede ser entre 50 y 100 metros.

Los sensores para calcular las variaciones del campo magnético son los magnetómetros, se ubican dos de estos de manera horizontal y ortogonal entre si ( $B_x$  y  $B_y$ ), en las mismas direcciones que los dipolos (N-S y E-O), y el tercer magnetómetro se ubica de manera vertical ( $B_z$ ). Un cambio en el flujo magnético en el tiempo captado por los magnetómetros induce un voltaje, este determina la fluctuación del campo magnético. En general, responden a variaciones magnéticas de periodos entre 0.001 [s] hasta 3600 [s].

El sistema de adquisición de datos o *datta logger* es el encargado de controlar las mediciones que se realicen. Sus funciones son almacenar los datos que recibe de los sensores, filtrar y amplificar las señales y convertirlas en formato digital mediante un convertidor A/D. La disposición de los instrumentos para configurar una estación se puede observar en la figura (4.2)

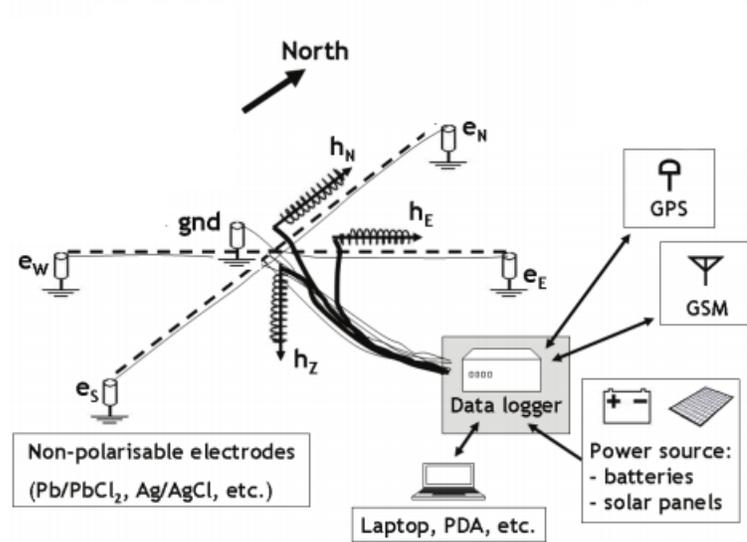


Figura 4.2: Disposición en terreno de una estación de MT (Smirnov et al., 2008).

#### 4.1.2. Campaña de medición

La campaña de datos se desarrolló entre los días 23 de julio de 2015 y 6 de agosto de 2015, esta se realizó en el sector noreste del Salar de Atacama (SdA). En esta campaña se utilizaron 51 estaciones distribuidas en 8 perfiles dispuestas de forma longitudinal y latitudinal, con separaciones entre uno y dos kilómetros aproximadamente. Sin embargo se analizaron 10 estaciones, correspondientes a dos perfiles. La distribución de las estaciones se puede observar en la cuadro (4.1) y en la figura (4.3).

Perfil 5				Perfil 6			
Estación	UTM Este [m]	UTM Norte [m]	Elevación[m.s.n.m]	Estación	UTM Este [m]	UTM Norte [m]	Elevación[m.s.n.m.]
86	594379.2	7445740.4	2337	90	593614.8	7451903.2	2371
87	595843.3	7445817.8	2380	91	594994.7	7452491.4	2382
62	597350.1	7445823.7	2424	67	596177.0	7453071.6	2394
88	598858.2	7445830.9	2487	92	597623.9	7453356.3	2487
89	600344.3	7445836.0	2560	93	598930.7	7454529.5	2593

Cuadro 4.1: Distribución de las estaciones en sus respectivos perfiles. Coordenadas UTM 19K

Para efectuar este estudio se usaron tres equipos ADU-07 de la empresa Geodatos S.A.I.C. La instalación de las estaciones consiste en situar dos dipolos eléctricos de manera ortogonal entre si en

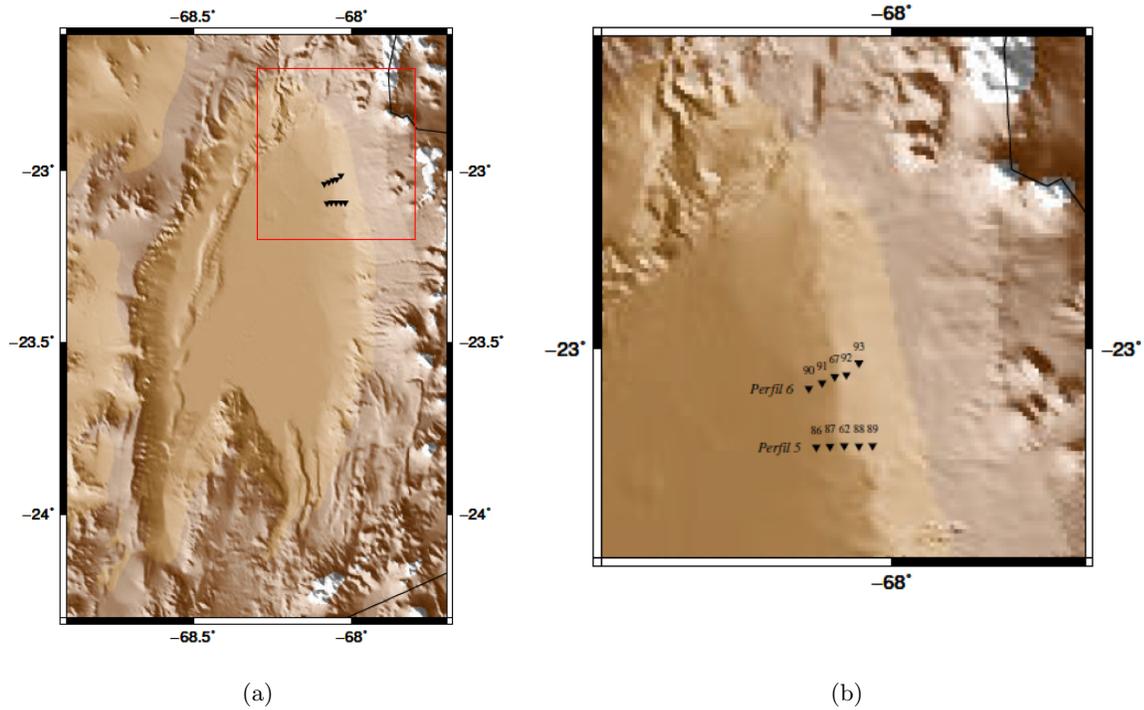


Figura 4.3: La imagen (a) es un mapa del Salar de Atacama, el rectángulo rojo acota el área de estudio. La imagen (b) es un zoom del rectángulo de la imagen (a). Los triángulos negros invertidos representan la ubicación de las estaciones en sus respectivos perfiles.

direcciones N-S y E-O, y un electrodo en el centro cercano al sistema de adquisición que se usa como descarga a tierra y para equilibrar el balance geoquímico. Cada electrodo del dipolo está separado 100 [m] de distancia y enterrado entre 20 a 30 [cm], estos son los encargados de medir las variaciones del campo eléctrico ( $E_x$  y  $E_y$ ), se les agrega agua con sal para mejorar su conductividad y evitar el contraste con el medio. Posteriormente se instalan los magnetómetros (bobinas de inducción), se entierran dos de ellas de forma paralela a los dipolos, para obtener los campos magnéticos horizontales ( $B_x$  y  $B_y$ ), en direcciones N-S y E-O. El tercer magnetómetro se entierra de manera vertical para obtener la componente vertical del campo ( $B_z$ ). Ambos sensores se conectan al *datta logger* con sus respectivos cables (figura (4.2)).

Para la medición se ocuparon cuatro bandas para separar la adquisición de las señales electromagnéticas, cada banda tiene su frecuencia de muestreo y tiempo de registro, las que se especifican en

el cuadro (4.2). Para altas frecuencias el tiempo de muestreo es menor que para las bajas frecuencias.

Bandas	Frecuencia de muestreo [Hz]	Tiempo de registro [minutos]
Banda 1	16384	5
Banda 2	4096	10
Banda 3	512	20
Banda 4	128	180

Cuadro 4.2: Frecuencias de muestreo programadas en el *datta logger* con su tiempo de registro.

## 4.2. Procesamiento

Las series de tiempo recolectadas se deben transformar al dominio de la frecuencia, esto se hace mediante el software Mapros de Metronix aplicando la transformada rápida de Fourier (FFT) a cada una de las bandas y luego se juntan para generar una sola curva. Para éste análisis se consideran los siguientes parámetros:

- Método de proceso, se elije *Selective stacking* o *remote reference* según lo que se disponga.
- Parámetros de FFT, como la longitud de la ventana de FFT, esto va a depender de la señal, y la función de la ventana, usualmente se usa Hanning.

Luego de hacer el análisis espectral se calculan las funciones de transferencia, como el tensor impedancia. Posterior a esto se obtienen los *cross-power* o productos cruzados, estos pueden ser generados para un frecuencia discreta en el dominio de la frecuencia. Las componentes de  $Z_{ij}$  son las incógnitas y se calculan a partir de las siguientes ecuaciones:

$$\langle E_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)E_x^*(\omega) \quad (4.2.1)$$

$$\langle E_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)E_y^*(\omega) \quad (4.2.2)$$

$$\langle E_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)H_x^*(\omega) \quad (4.2.3)$$

$$\langle E_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle = Z_{xx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega)H_y^*(\omega) \quad (4.2.4)$$

$$\langle E_y(\omega)E_x^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_x^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)E_x^*(\omega) \quad (4.2.5)$$

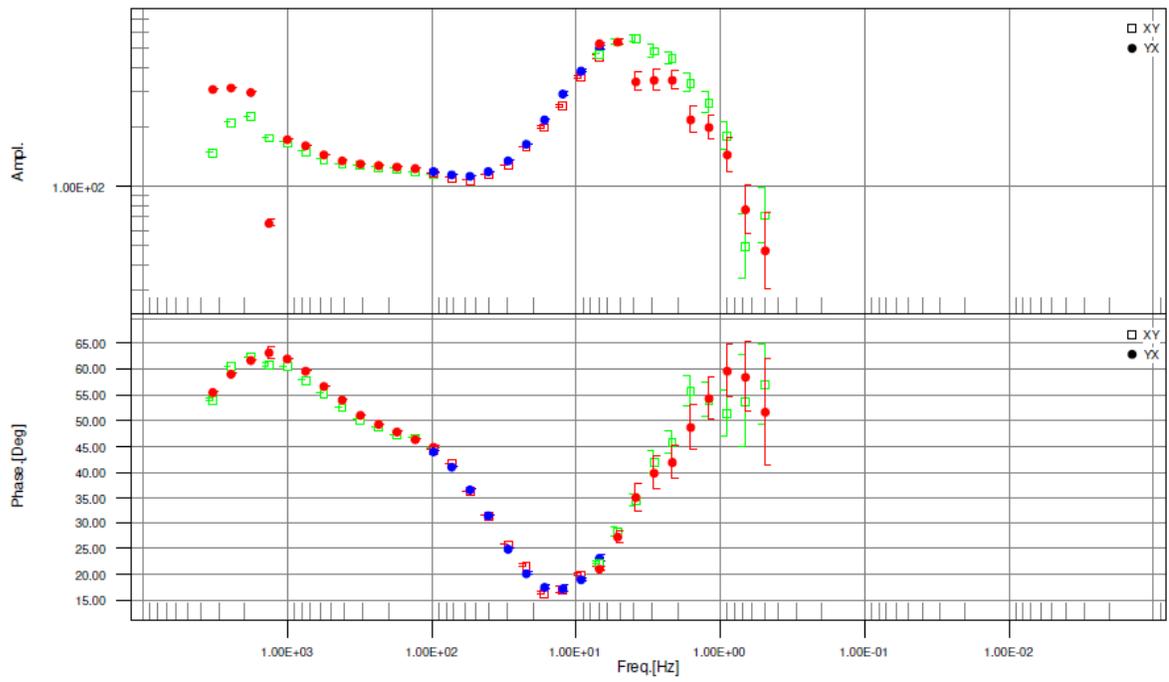
$$\langle E_y(\omega)E_y^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)E_y^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)E_y^*(\omega) \quad (4.2.6)$$

$$\langle E_y(\omega)H_x^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_x^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)H_x^*(\omega) \quad (4.2.7)$$

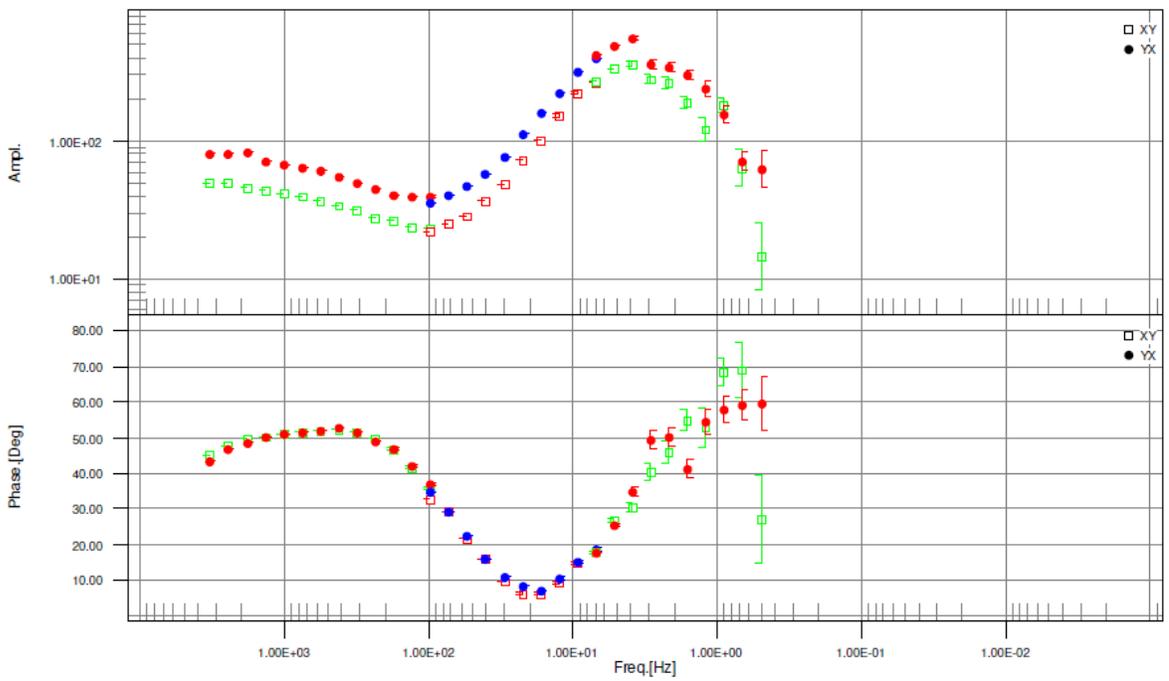
$$\langle E_y(\omega)H_y^*(\omega) \rangle = Z_{yx}(\omega)\langle H_x(\omega)H_y^*(\omega) \rangle + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega)H_y^*(\omega) \quad (4.2.8)$$

Algunas de estas ecuaciones contienen *auto-power*, por ello si las componentes tienen coherencia con si mismas, cualquier ruido en esa componente se va a amplificar. Para solucionar esto se ocupa el método de *remote reference* o referencia remota.

El método de referencia remota (Gamble et al., 1979) se emplea utilizando una estación adicional en un lugar apartado de la estación principal de manera significativa, y medir al mismo tiempo. La parte no contaminada del campo inducido se espera que sea coherente, por lo que el sesgo producido por la presencia de ruido puede ser removido. Se puede observar en la figura (4.4) como se comparan dos estaciones, una sin referencia remota y la otra con referencia remota.



(a)



(b)

Figura 4.4: Resultado del procesamiento en dos estaciones. La estación (a) se procesó con *selective stacking* y la estación (b) se le aplicó referencia remota. Los distintos colores representan las distintas bandas procesadas.

### 4.3. Inversión

Hacer una inversión radica en encontrar los valores que representen de manera correcta las observaciones que se están modelando. Para MT, el buscar una respuesta electromagnética del subsuelo presenta un efecto no lineal, por lo que se requiere usar un método iterativo. Esto hace que se ajusten los datos observados con los modelos previos hasta que se encuentre uno que se ajuste a los valores reales e inferidos.

Al hacer una inversión 1D se puede inferir la profundidad de la estructura, en cambio con una inversión 2D se puede observar si existe alguna estructura conductiva, tanto su espesor como su base.

Para poder hacer una inversión 1D se tiene que procesar cada una de las estaciones de manera individual. Antes de iniciar la inversión se tiene que cerciorar que los datos no muestren efectos de distorsión galvánica o *static shift*. El *static shift* es causado por la conservación de la corriente en las discontinuidades, lo que ocasiona una pequeña diferencia en las escalas de las conductividades. Para regularizar esto, se compararon las altas frecuencias de las estaciones con mediciones de Transiente Electromagnético (TEM) realizadas en el mismo lugar de estudio (figura (4.5)).

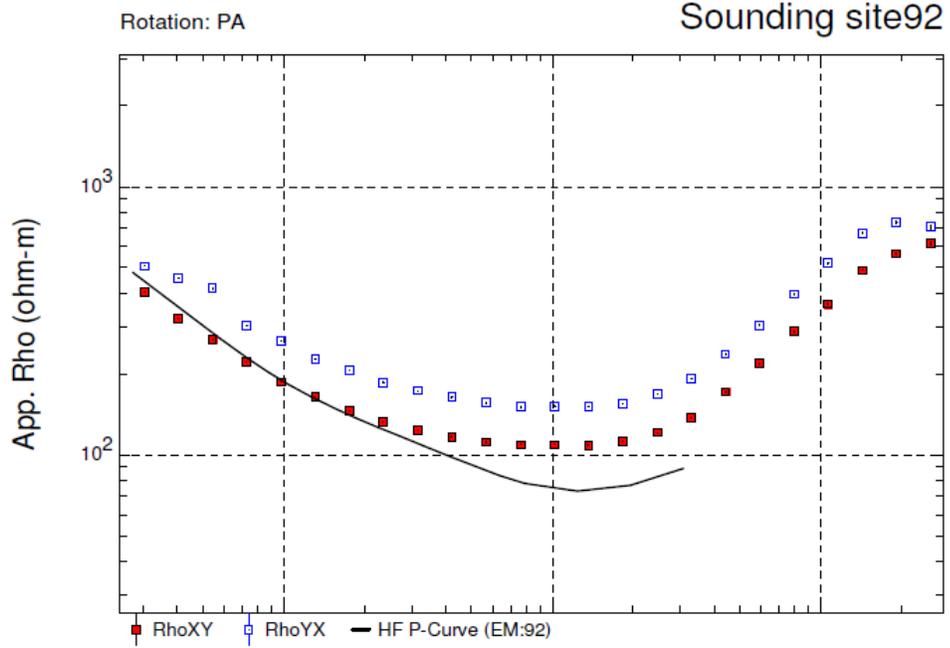


Figura 4.5: Ajuste de la curva de resistividad aparente para eliminar el *static shift*. La línea negra continua representa la curva de altas frecuencias generadas con TEM.

#### 4.3.1. Inversión 2D

El modelo de la inversión 2D se obtiene mediante el método del gradiente conjugado no lineal (NLCC por sus siglas en inglés), implementado por Rodi and Mackie, 2001, este resuelve de forma directa los problemas de minimización que no son cuadráticos.

Para encontrar una correcta distribución de la conductividad en la subsuperficie mediante el problema de inversión no lineal, es necesario resolver una rutina de inversión 2D suavizada con la que se encuentran soluciones regularizadas (regularización de Tikhonov) usando el método de NLCC, minimizando la función objetivo (Díaz Alvarado, 2011):

$$S(m) = \|W_d(d - F(m))\|^2 + \tau \|W_m(m - m_0)\|^2 \quad (4.3.1)$$

donde  $d$  es el vector con los datos,  $m$  es el vector del modelo,  $W_d$  es una matriz con datos de peso (generalmente las variaciones de los datos, por ejemplo la varianza),  $\tau$  es el parámetro de regularización,  $F(m)$  es el modelo de respuesta,  $m_0$  es el modelo inicial,  $W_m$  es el operador de regularización,

frecuentemente establecido como el laplaciano  $(\nabla^2 m)^2$ .

El error asociado a los datos y la respuesta del modelo es calculado mediante la raíz cuadrática media (RMS por sus siglas en inglés):

$$RMS = \sqrt{\frac{(d - F(m))^t W_d^{-1} (d - F(m))}{N}} \quad (4.3.2)$$

donde  $N$  es el número total de datos.

Ya que existe un amplio rango de frecuencias en magnetotelúrica, es fundamental definir una malla de celdas en un espacio semi-infinito, donde las dimensiones de las celdas aumenten con la profundidad y de manera horizontal mientras más lejos de los perfiles se encuentren. A esta malla se le asigna una resistividad inicial para que el modelo inicie desde un semi-espacio homogéneo, además de considerar la topografía.

## Capítulo 5

# Resultados

Posterior a las inversiones 2D realizadas en ambos perfiles (L5 y L6), se realizó un análisis estadístico de los modelos obtenidos, donde para el perfil L5, en el cual se produjo 20 inversiones, un 45 % de los modelos tienen resultados coherentes con la geología estudiada del terreno. Para el perfil L6, con 26 inversiones, un 34.6 % de los modelos presentan resultados coherentes.

La inversión 2D utiliza el método del gradiente conjugado no lineal descrito en la sección (4.3). Ésta se pudo realizar con los datos de resistividad aparente y fase de ambos modos de inversión (modo TE y TM), asumiendo que el *strike* geoelectrico coincide con el *strike* geológico y está en dirección N, y que los campos están polarizados de forma paralela y perpendicular al *strike*.

Cada perfil tiene diferentes parámetros para poder encontrar una correcta representación del medio y de sus diferentes estructuras. En el perfil L5 (figura (5.1)) los parámetros usados para encontrar esta representación fue utilizando un *error floor* de un 40 % para la resistividad y un 20 % para la fase, en el *data error* se usó un 20 % en la resistividad y un 10 % en la fase, y las dimensiones mínimas de los bloques es de 200 m × 200 m. Para el perfil L6 (figura (5.2)) los parámetros que se usaron fueron en el *error floor* un 40 % en la resistividad y un 20 % en la fase, en el *data error* un 30 % en la resistividad y un 15 % en la fase, y las dimensiones mínimas de los bloques bajo las estaciones es de 250 m × 250 m.

El *error floor* es cuanto se va a basar el programa para seguir el modelo inicial, si el error es bajo entonces tiene que encontrar un modelo similar al inicial, en cambio si el error es alto, puede buscar un modelo no tan parecido al inicial. El *data error* es el error que pueden tener los datos, es decir, si se le entrega un error pequeño, entonces se intenta aproximar lo más posible a los datos, por otra parte, si el error es alto el programa tiene mayor libertad para encontrar un modelo sin guiarse tanto por los datos.

Se logró alcanzar una profundidad aproximada entre los 4000-4500 metros. En ambos perfiles se puede observar una similitud entre sus distintas capas. Se logran apreciar por lo menos 3 capas bien definidas, la primera capa, de resistividades relativamente bajas ( $\sim 10 - 200\Omega\text{m}$ ) presenta un espesor entre 200-500 m; la segunda capa, con resistividades más altas ( $\sim 200 - 1000\Omega\text{m}$ ) con un espesor similar al de la primera capa, entre 200-500 m; la tercera capa tiene resistividades superiores a  $\sim 1000\Omega\text{m}$  y rellena el resto de la estructura.

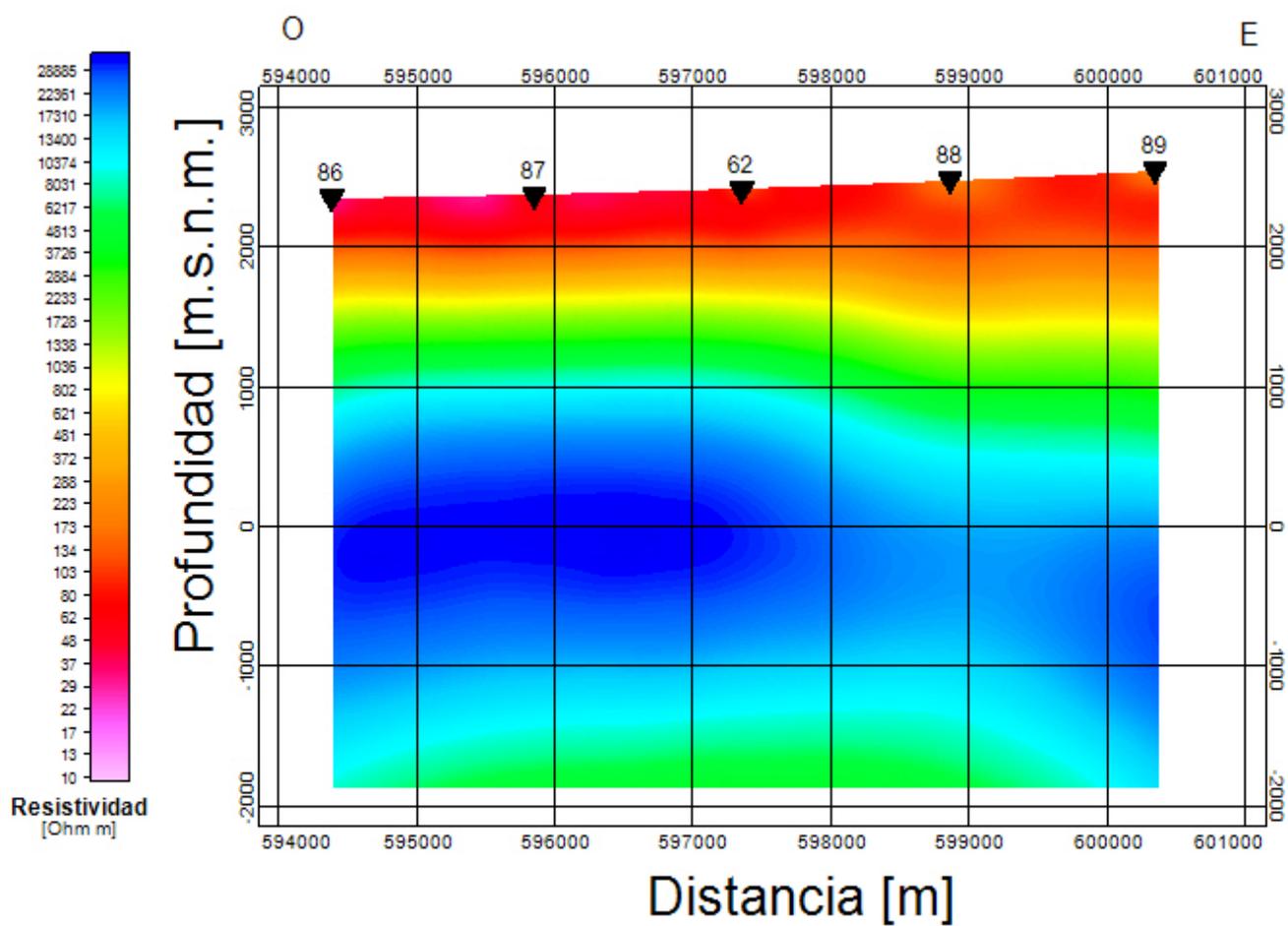


Figura 5.1: Inversión 2D del perfil L5, utilizando modos TE y TM; RMS=0.81.

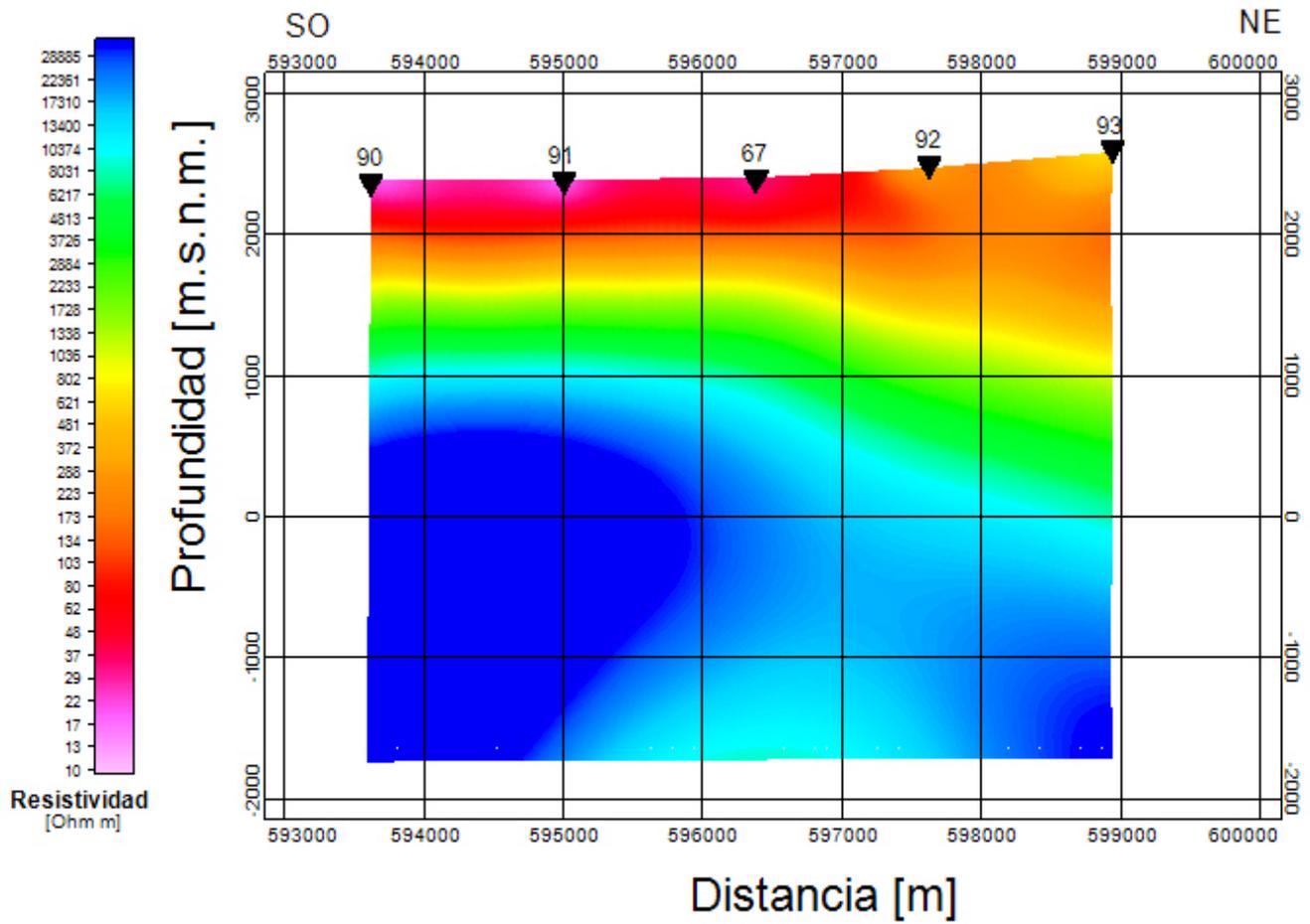


Figura 5.2: Inversión 2D del perfil L6, utilizando modos TE y TM; RMS=0.90.

## Capítulo 6

# Discusión

Al momento de hacer la inversión se van a generar gran cantidad de modelos, por lo que es necesario hacer un análisis exhaustivo de estos para poder elegir el que mejor representa la zona de estudio y tenga coherencia con los estudios geológicos y geofísicos realizados en ese sector, además de observar que las resistividades encontradas concuerden con estos datos.

Con motivo de encontrar las respuestas a las preguntas planteadas en la hipótesis y considerando que los modelos seleccionados en ambos perfiles presentan varias similitudes, se van a estudiar de manera similar.

Se pueden observar los distintos estratos del sector sin anomalías en la profundidad (figura (6.1)). Por lo que se va a caracterizar cada una de las distintas zonas observadas.

La primera capa, de resistividades relativamente bajas y de espesor entre 200-500 m, caracterizada como una zona de baja resistividad (ZBR), se encuentra en el sector superior izquierdo de los modelos. A ésta zona se le asocia con depósitos de evaporitas como la halita, rocas de tipo volcánico como la ignimbrita y material fino de rocas sedimentarias depositadas en sector por transporte eólico.

La segunda capa se conforma por la parte superior derecha del modelo y aproximadamente 200-500 metros bajo la ZBR. Ésta se caracteriza como una zona de resistividad media (ZRM). A esta zona se le va a asociar con ignimbritas provenientes de la cordillera, material volcánico depositado

por la expulsión de éstos desde aparatos volcánicos modernos y depositados sobre las ignimbritas, y sedimentos clásticos poco consolidados como "piedemont", con lo que se forman depósitos de forma directa provenientes de los aparatos volcánicos.

El sector oeste de la ZRM subyace la ZBR y el sector este de la ZRM va desde la superficie hasta su base. Ambas unidades corresponden a parte del Neógeno hasta sedimentos recientes.

La tercera capa es la que presenta zonas con las resistividades más elevadas y se extiende desde la base de la ZRM hasta la parte más profunda del modelo. Ésta zona esta asociada a la Formación Purilactis, esta unidad se considera del Cretáceo-terciario temprano y se pueden encontrar rocas sedimentarias cretácicas, rocas clásticas continentales con intercalaciones volcánicas y sedimentos litorales.

La Formación Purilactis se puede relacionar con el basamento impermeable del sector, por lo que cualquier aporte de agua dulce al salar se debería observar en la ZRM o ZBR.

Para poder visualizar un posible afluente hacia la cuenca, se debería apreciar una zona de baja resistividad ( $\sim 10-100 \Omega m$ ) que atravesase los modelos de Este a Oeste a una profundidad superior a los 500 metros. Es por esto que la ZBR no se considera como el afluente. Por lo tanto, en este estudio se encontró un afluente proveniente del este del salar, sin embargo sólo se analizaron dos perfiles, dejando una amplia extensión de terreno por investigar, por lo que está la posibilidad de encontrar un afluente si se analiza algún otro perfil.

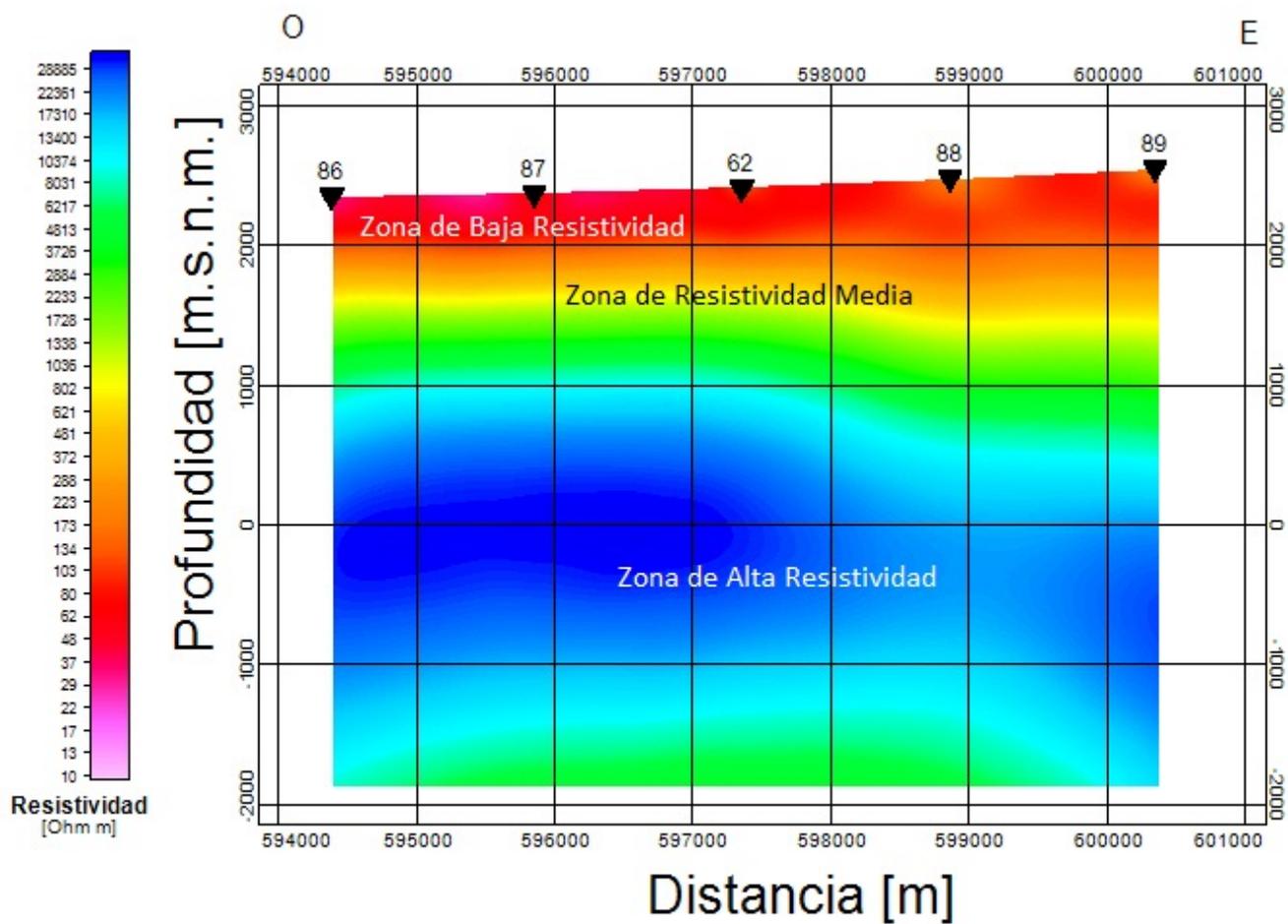


Figura 6.1: Interpretación del modelo de resistividad del perfil L5. Se puede apreciar la zona de baja resistividad, la zona de resistividad media y la zona de alta resistividad.

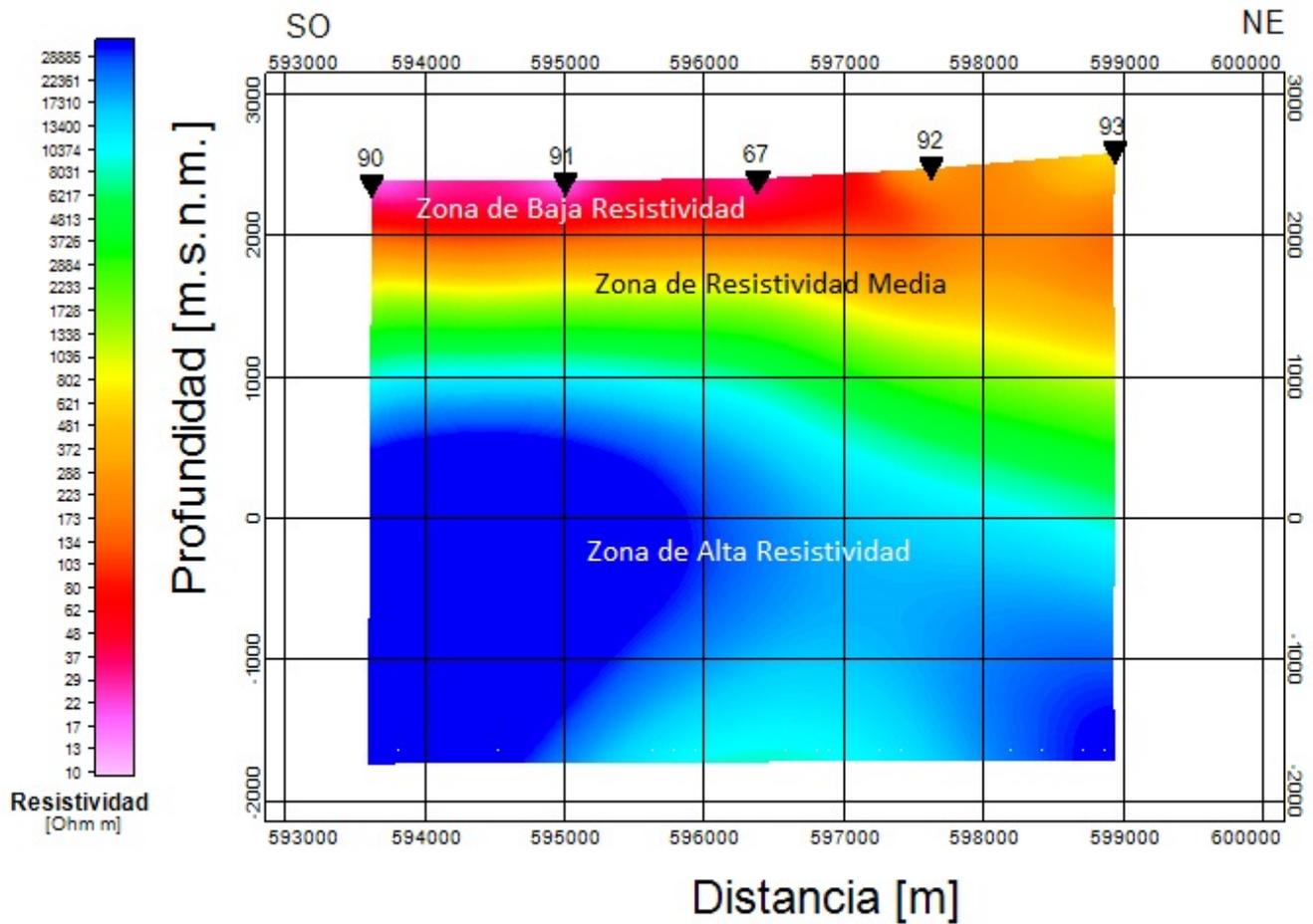


Figura 6.2: Interpretación del modelo de resistividad del perfil L6. Se puede apreciar la zona de baja resistividad, la zona de resistividad media y la zona de alta resistividad.

## Capítulo 7

# Conclusión

En este estudio de tesis de pregrado se describe el método bidimensional de sondeos magnetotelúricos realizados en el sector noreste del Salar de Atacama ( $22^{\circ}55' - 23^{\circ}11' \text{ S}$  y  $67^{\circ}54' - 68^{\circ}18' \text{ O}$ ), ubicado en la zona cordillerana de la región de Antofagasta. La campaña de obtención de datos se realizó entre los días 23 de julio y 6 de agosto de 2015, midiendo en 51 sitios distribuidos en ocho perfiles, de los cuales se estudiaron dos. Mediante estos sondeos se busca encontrar un afluyente de agua dulce desde el sector este hacia la cuenca del salar. Como la magnetotelúrica abarca un amplio espectro de frecuencias, esta nos resulta útil para poder alcanzar una profundidad adecuada donde se pueda observar el afluyente, cuyos contrastes en las resistividades nos dan una estimación de lo que se puede encontrar.

Para este estudio se asume que el *strike* geoelectrónico está en dirección  $0^{\circ} \text{ N}$ , y las altas frecuencias de los datos obtenidos se comparan con datos de Transiente Electromagnético (TEM), medidos en los mismos sitios de MT, para eliminar el *static shift*.

La inversión 2D se efectúa utilizando el método del gradiente conjugado no lineal (NLCG), con lo que se logra alcanzar una profundidad de aproximadamente 4000-4500 metros. Se puede apreciar de buena manera las estratificaciones de la zona de estudio, sin ser posible evidenciar alguna zona conductiva, que no sea en la superficie, que pueda representar un afluyente. En los primeros 200-500 metros del sector oeste de los modelos se logra apreciar una zona de baja resistividad, la que se asocia a depósitos de evaporitas y rocas tipo volcánicas. También se logra apreciar una zona de

resistividad media de espesor aproximado de 200-500 metros, la que se asocia a ignimbritas provenientes de la cordillera y material volcánico, ambas unidades corresponden a parte del Neógeno hasta sedimentos recientes. Finalmente se logra apreciar una zona de alta resistividad asociada a rocas sedimentarias cretácicas, unidad conocida como Formación Purilactis.

Con esto se puede concluir que mediante el método magnetotelúrico es posible alcanzar profundidades adecuadas para observar un afluyente hacia el salar, sin embargo no se observa ningún afluyente en los perfiles estudiados, por lo que se sugiere realizar el estudio en algún otro perfil.

# Bibliografía

- Aron, F., González, G., Veloso, E., and Cembrano, J. (2008). Architecture and style of compressive neogene deformation in the eastern-southeastern border of the salar de atacama basin (22° 30'-24° 15's): A structural setting for the active volcanic arc of the central andes. In *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, pages 52–55.
- Arriagada, C., Cobbold, P., Mpodozis, C., and Roperch, P. (2002). Cretaceous to paleogene compressional tectonics during deposition of the purilactis group, salar de atacama.
- Breitkreuz, C. and Zeil, W. (1994). The late carboniferous to triassic volcanic belt in northern chile. In *Tectonics of the Southern Central Andes*, pages 277–292. Springer.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3):605–635.
- Cantwell, T. (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals*. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Charrier, R. and Reutter, K.-J. (1994). The purilactis group of northern chile: Boundary between arc and backarc from late cretaceous to eocene. In *Tectonics of the Southern Central Andes*, pages 189–202. Springer.
- Díaz Alvarado, D. (2011). *Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano*. PhD thesis, Berlin, Freie Universität Berlin, Diss., 2011.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E., and Hartley, A. (1993). Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the salar de atacama, chilean andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5):603–617.

- Gamble, T., Goubau, W. M., and Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1):53–68.
- Gardeweg, M., Sparks, R., and Matthews, S. (1998). Evolution of lascar volcano, northern chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1):89–104.
- Kuhn, D. (2002). Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the se margin of the salar de atacama basin, chilean andes. *Tectonics*, 21(4).
- Lagos, G. (1986). *El litio, un nuevo recurso para Chile*. Universidad de Chile, Departamento Ingeniería en Minas.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., and Reich, M. (2005). Late mesozoic to paleogene stratigraphy of the salar de atacama basin, antofagasta, northern chile: implications for the tectonic evolution of the central andes. *Tectonophysics*, 399(1):125–154.
- Pimentel, F. (1976). Informe geológico resumido: área san pedro de atacama. *Estudios Atacameños. Arqueología y antropología surandinas*, (4):13–18.
- Reutter, K.-J., Charrier, R., Götze, H.-J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C.-D., Schmidt, S., Rietbrock, A., et al. (2006). The salar de atacama basin: a subsiding block within the western edge of the altiplano-puna plateau. In *The Andes*, pages 303–325. Springer.
- Rodi, W. and Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-d magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1):174–187.
- Schmucker, U. (1973). Regional induction studies: a review of methods and results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7(3):365–378.
- Simpson, F. and Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Smirnov, M., Korja, T., Dynesius, L., Pedersen, L. B., and Laukkanen, E. (2008). Broadband magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity: a fennoscandian pool of magnetotelluric instruments. *Geophysica*, 44(1-2):31–44.
- Tikhnov, A. (1950). The determination of the electrical properties of deep layers of the earth's crust. In *Dokl Acad Nauk SSR*, volume 73, pages 295–297.

Vozoff, K. (1991). Electromagnetic methods in applied geophysics.

Weidelt, P. (1972). The inverse problem of geomagnetic induction. *J. Geophys.*, 38:257–289.

Wilkes, E. and Görler, K. (1994). Sedimentary and structural evolution of the salar de atacama depression. In *Tectonics of the Southern Central Andes*, pages 171–188. Springer.



# Apéndice A

## Inversiones 1D

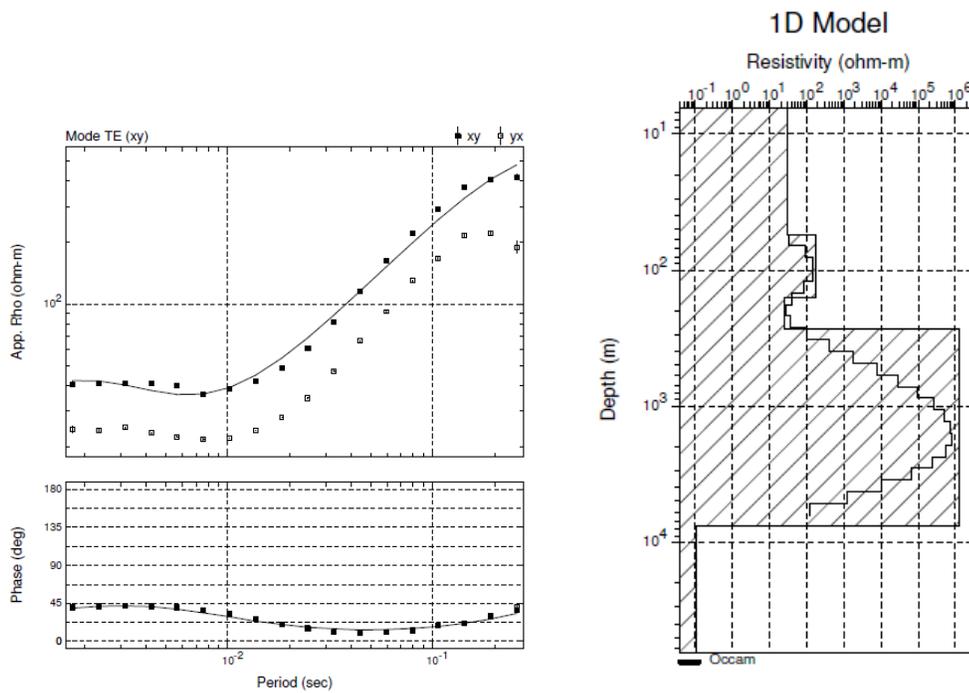


Figura A.1: Inversión 1D para la estación 86.

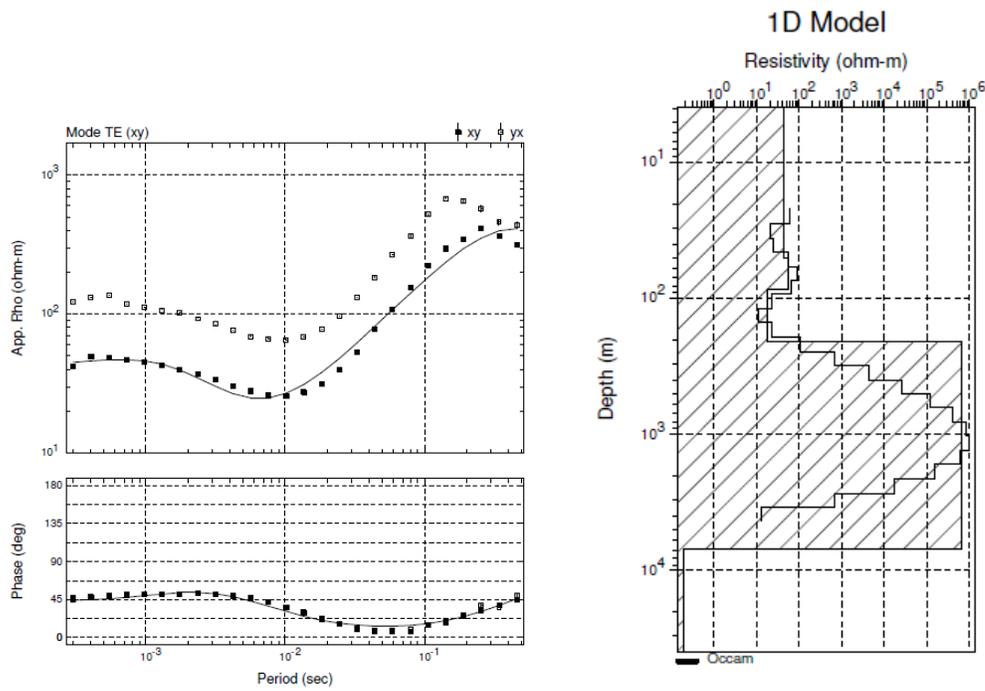


Figura A.2: Inversión 1D para la estación 87.

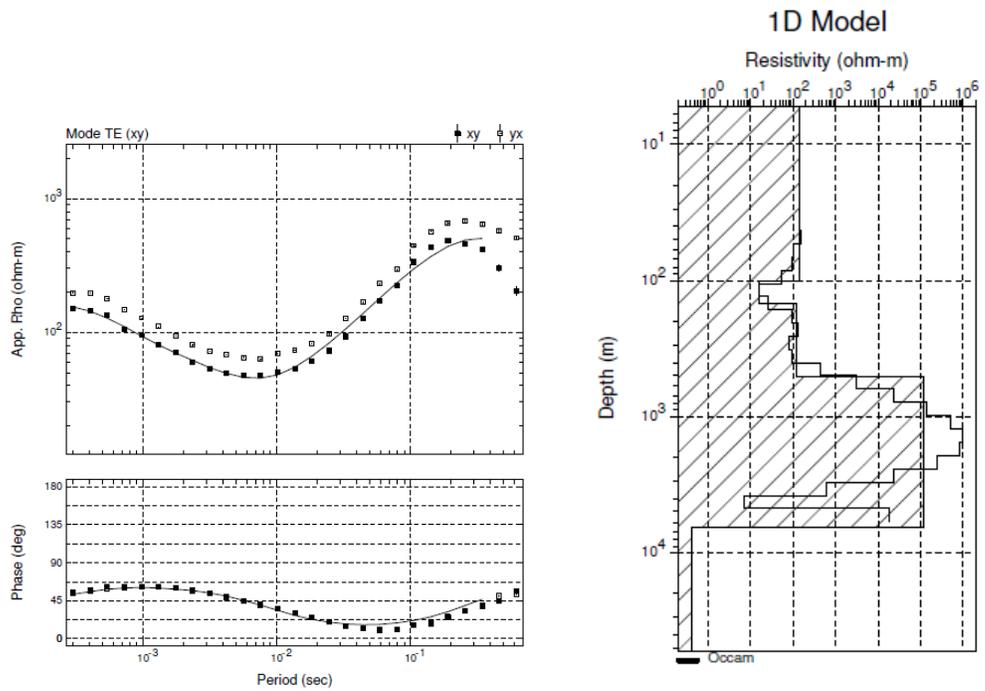


Figura A.3: Inversión 1D para la estación 62.

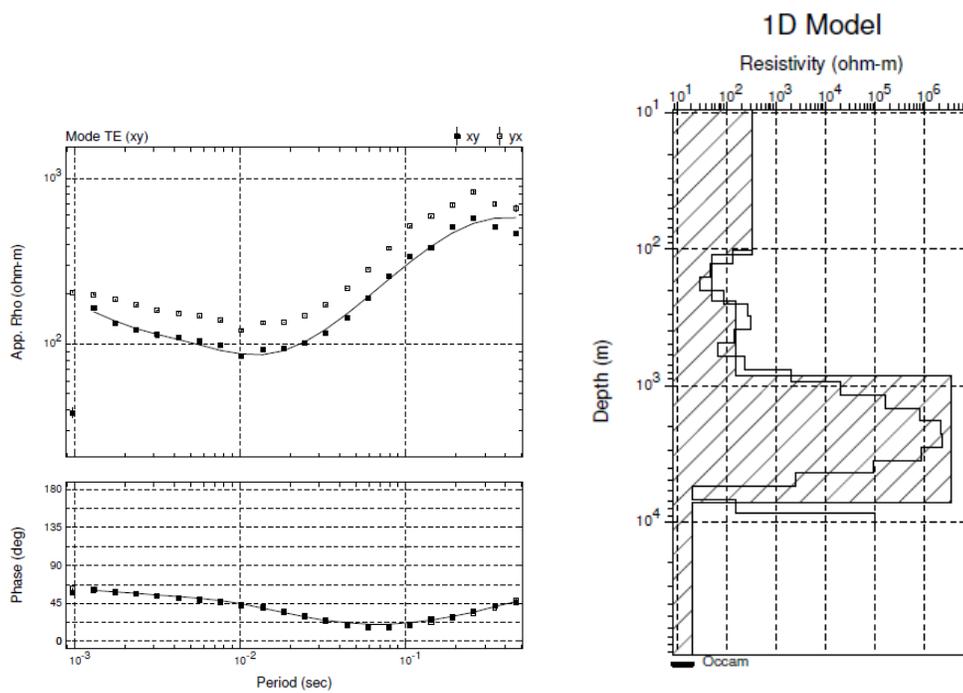


Figura A.4: Inversión 1D para la estación 88.

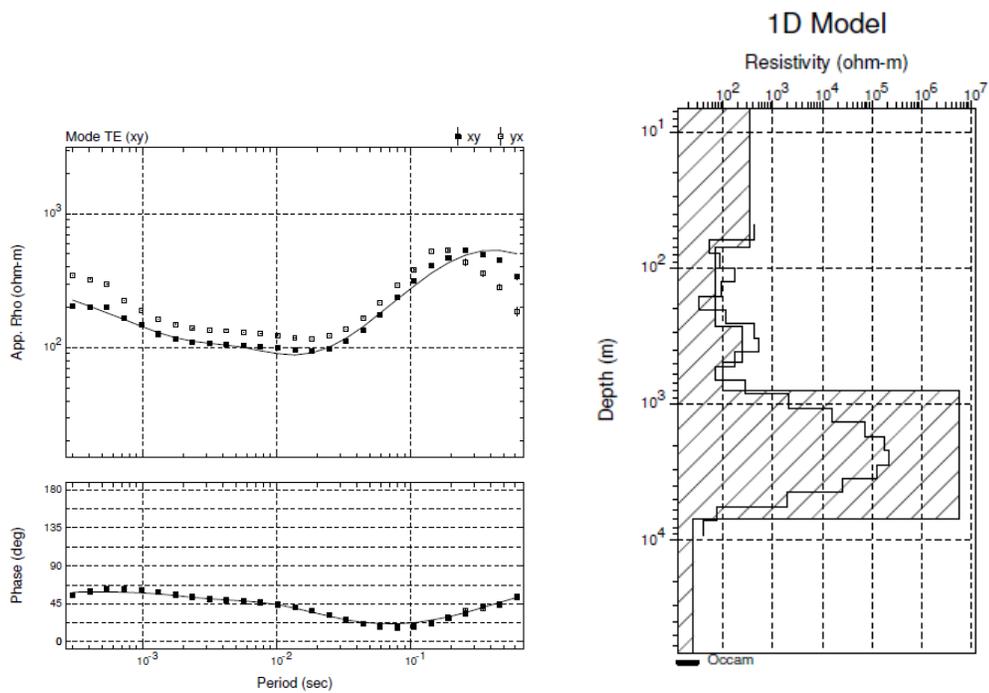


Figura A.5: Inversión 1D para la estación 89.

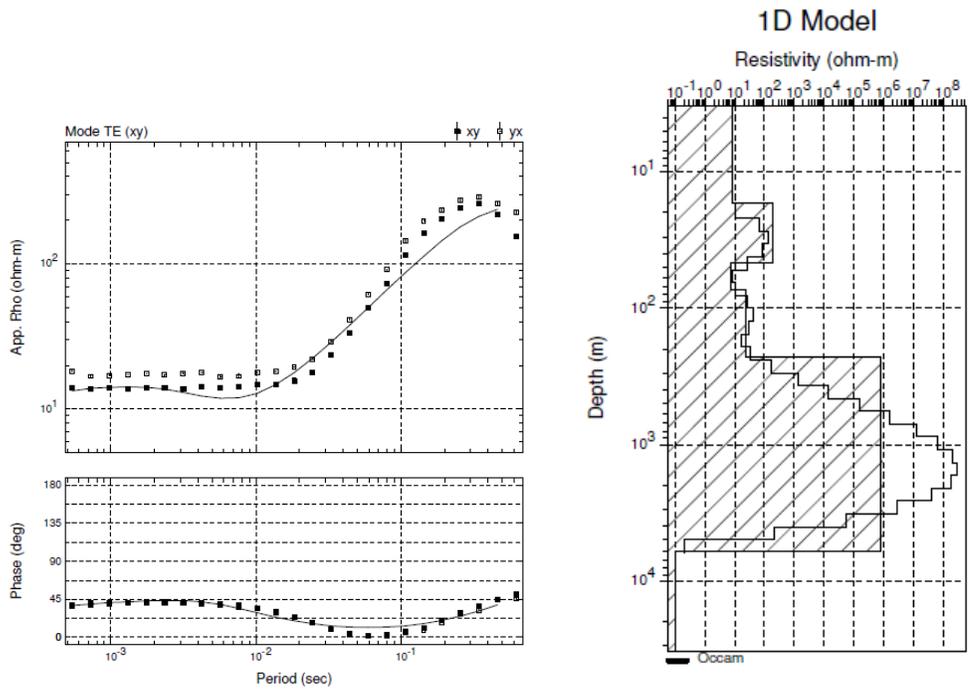


Figura A.6: Inversión 1D para la estación 90.

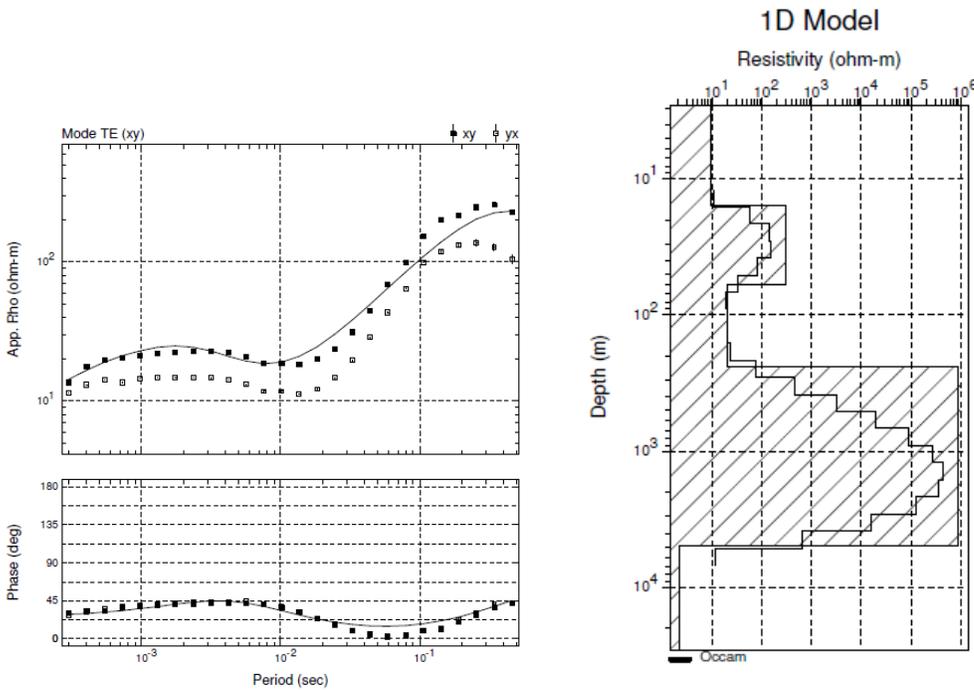


Figura A.7: Inversión 1D para la estación 91.

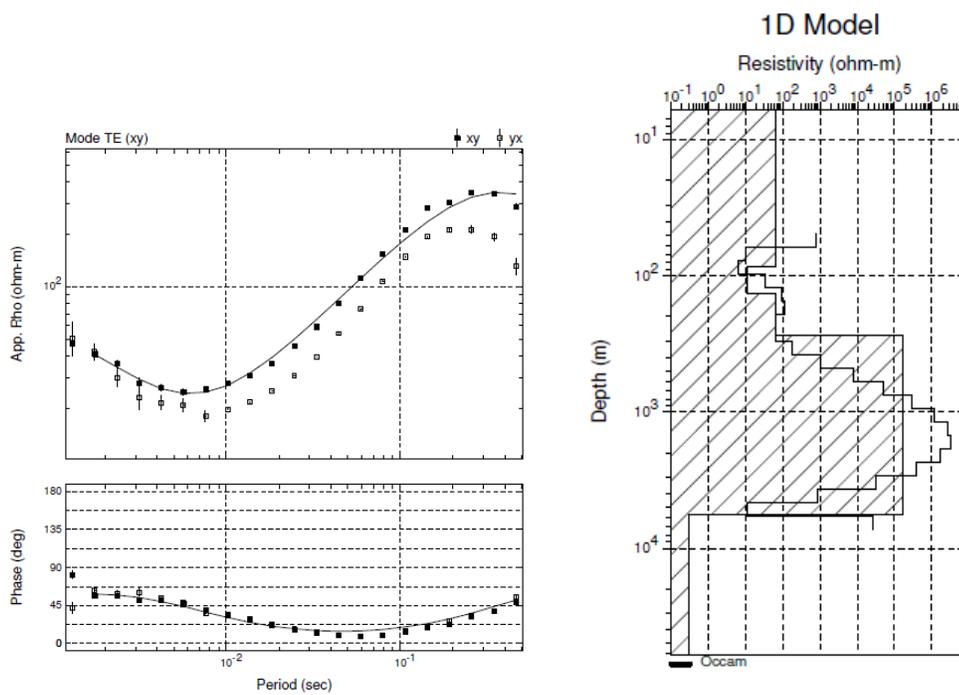


Figura A.8: Inversión 1D para la estación 67.

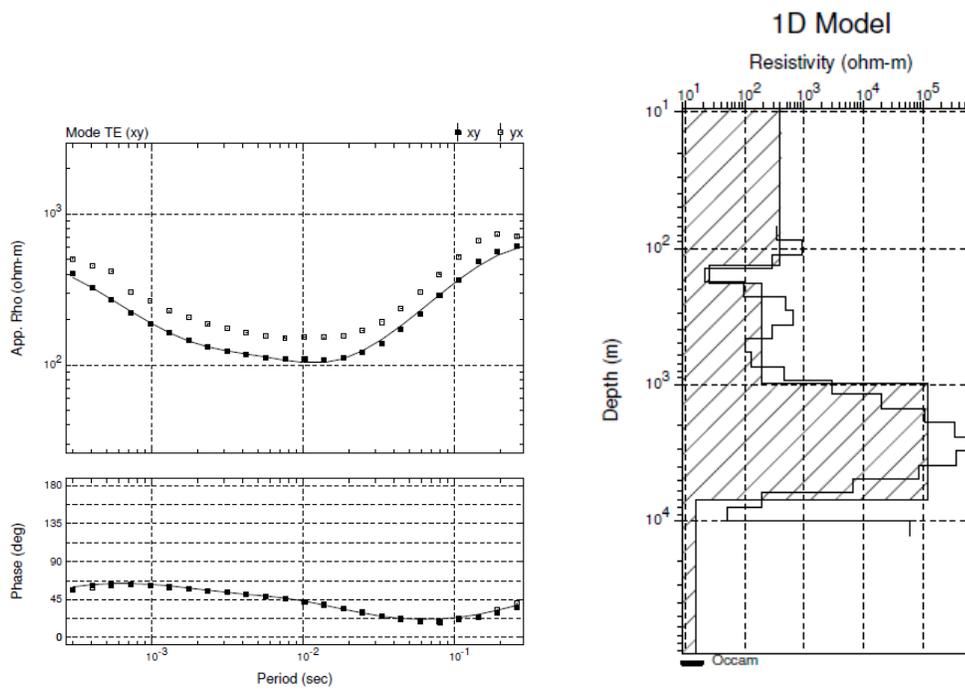


Figura A.9: Inversión 1D para la estación 92.

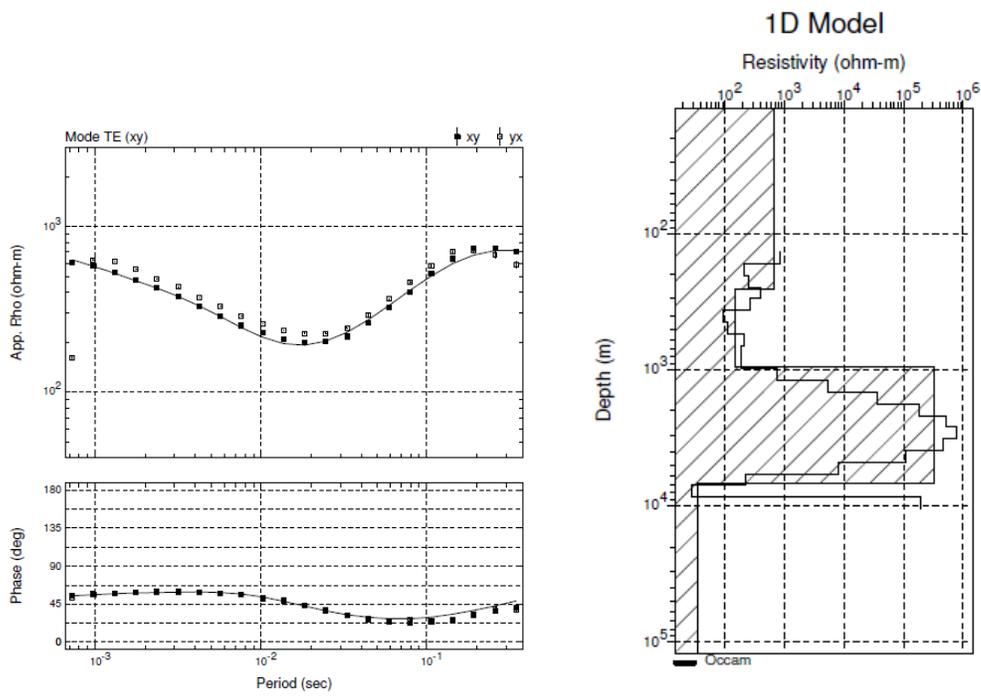
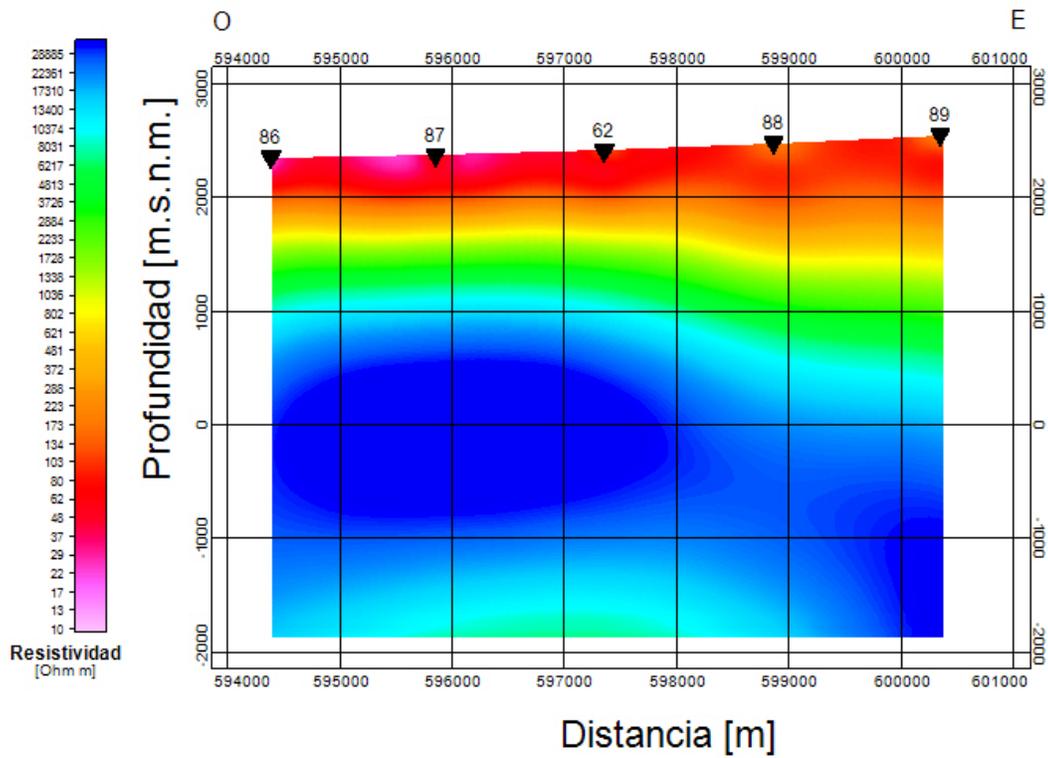
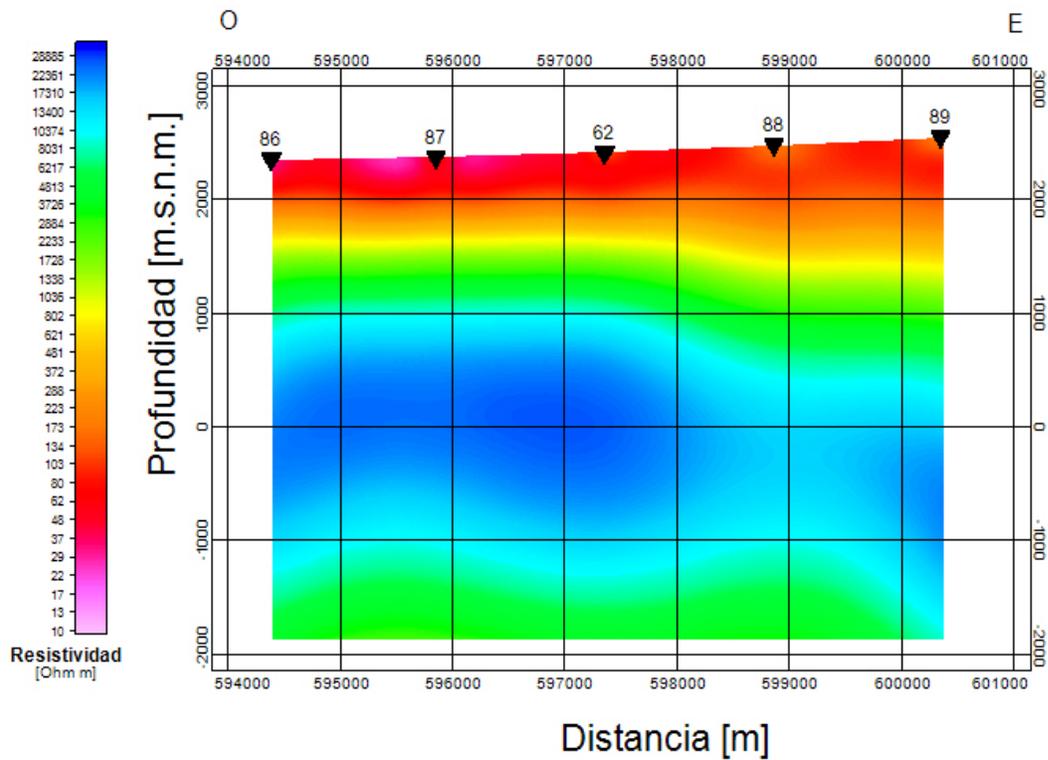
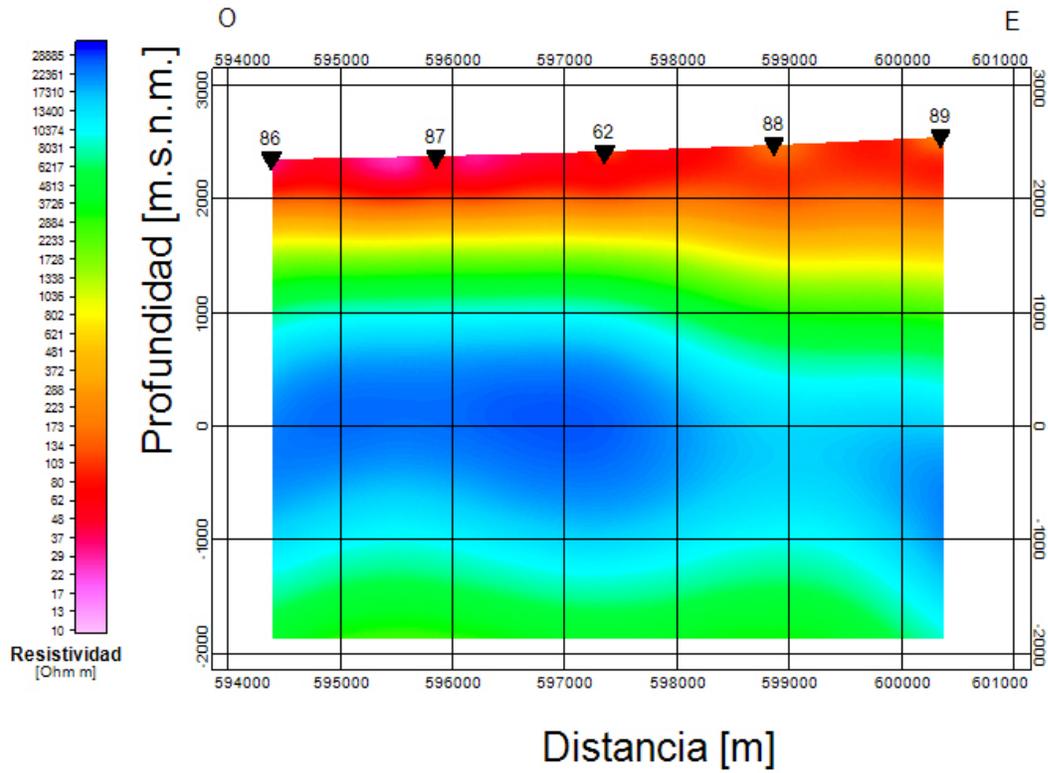


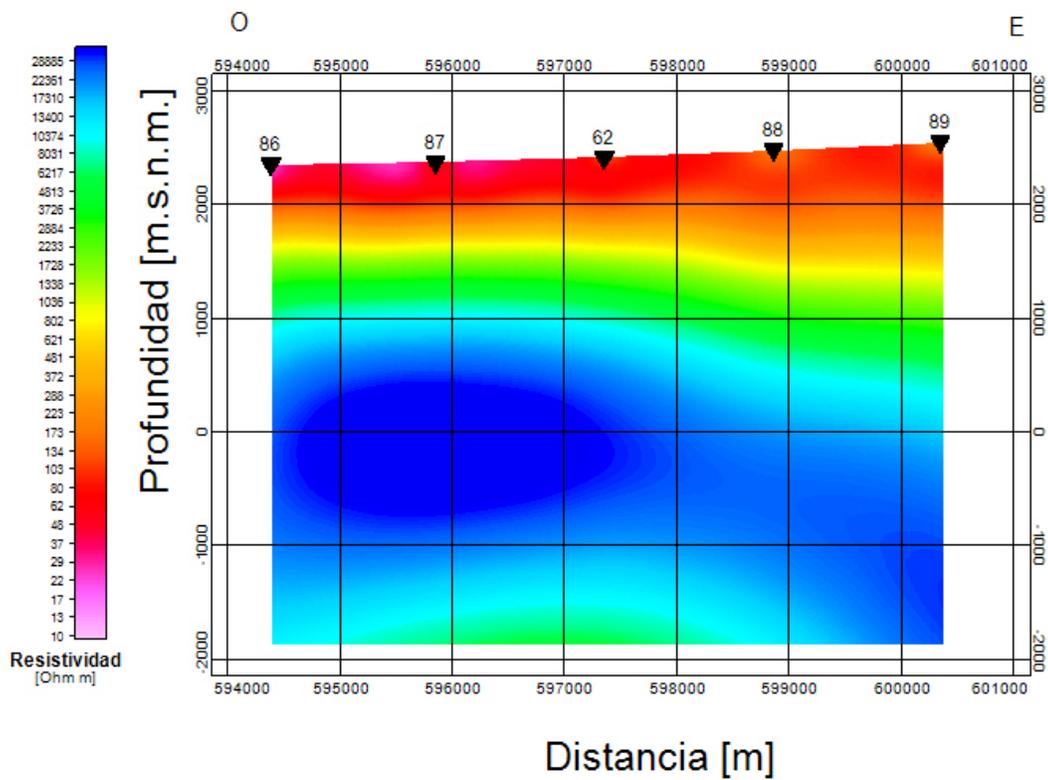
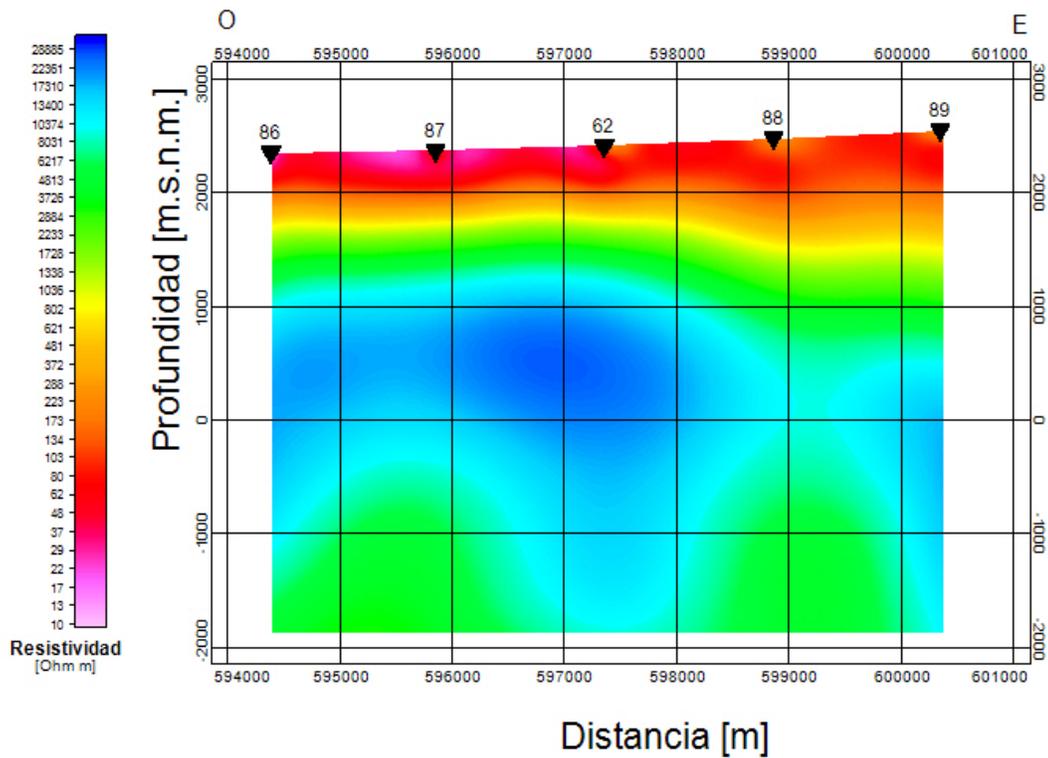
Figura A.10: Inversión 1D para la estación 93.

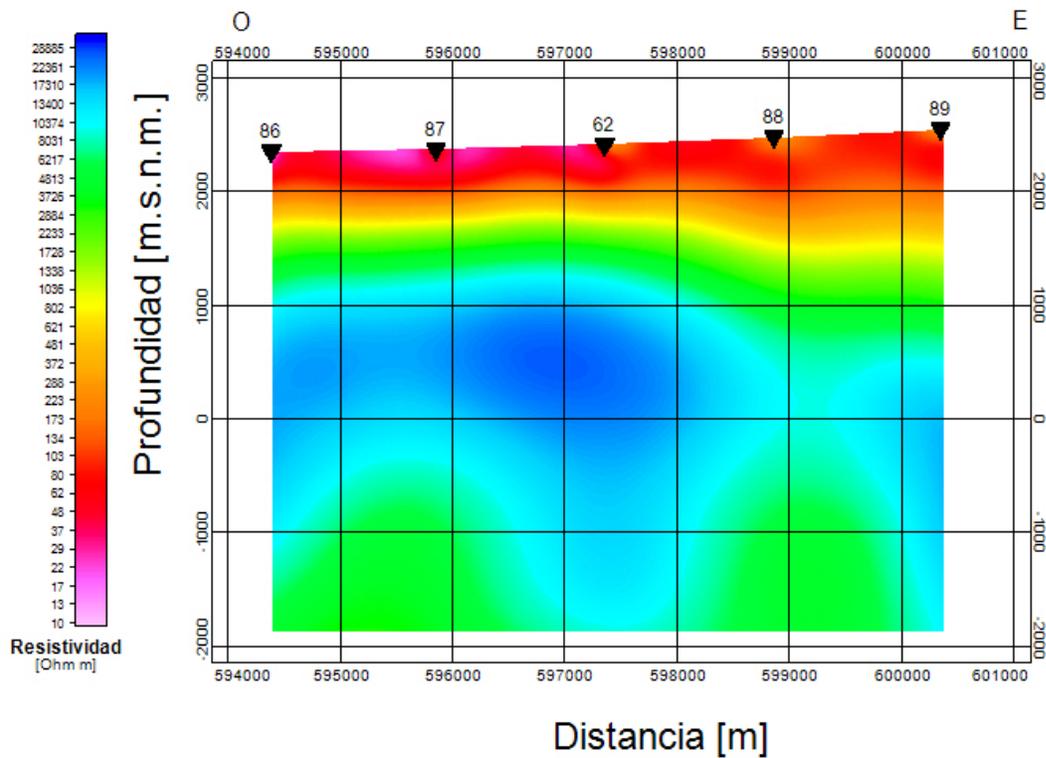
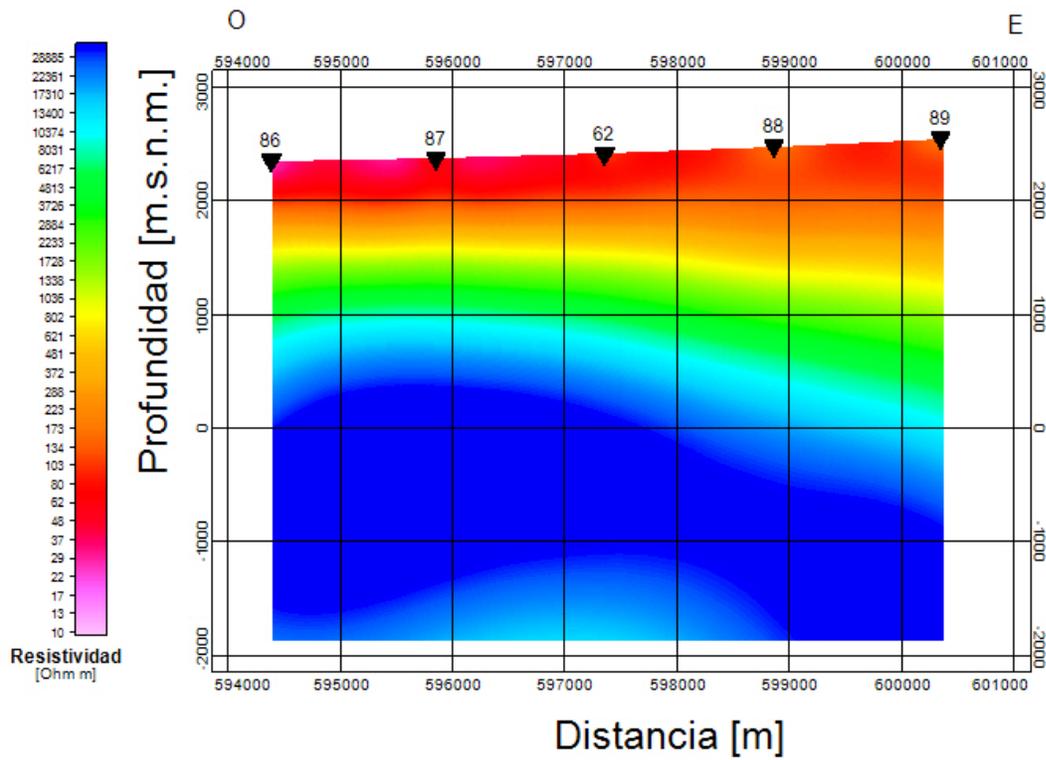
## Apéndice B

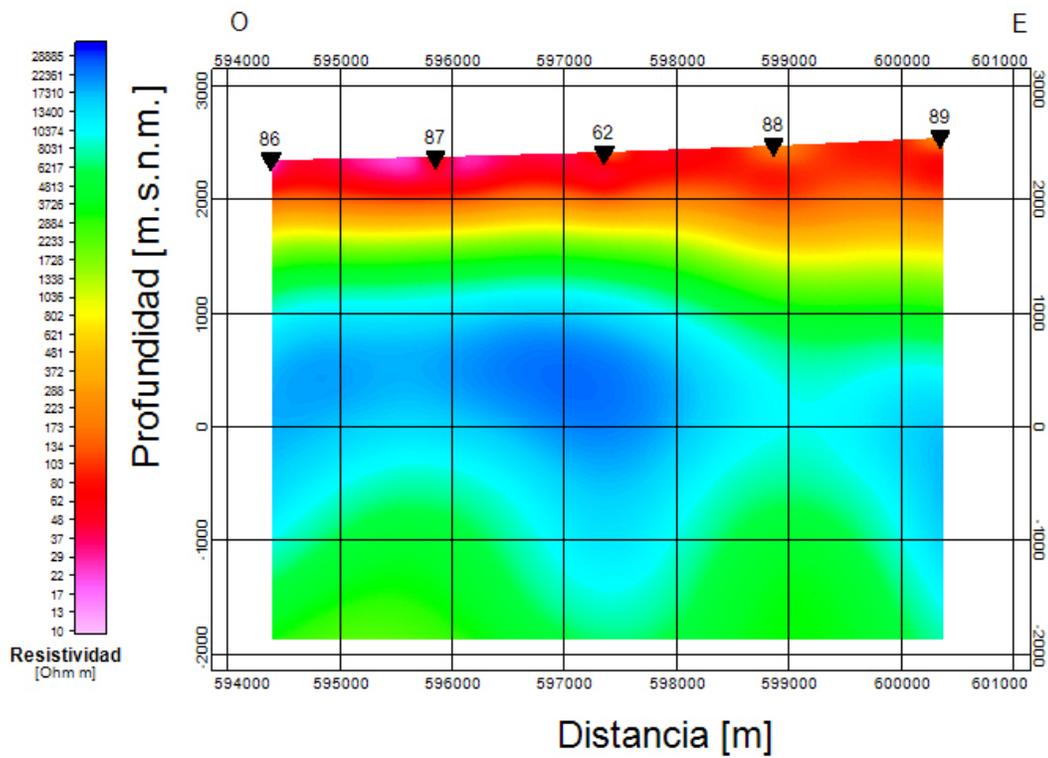
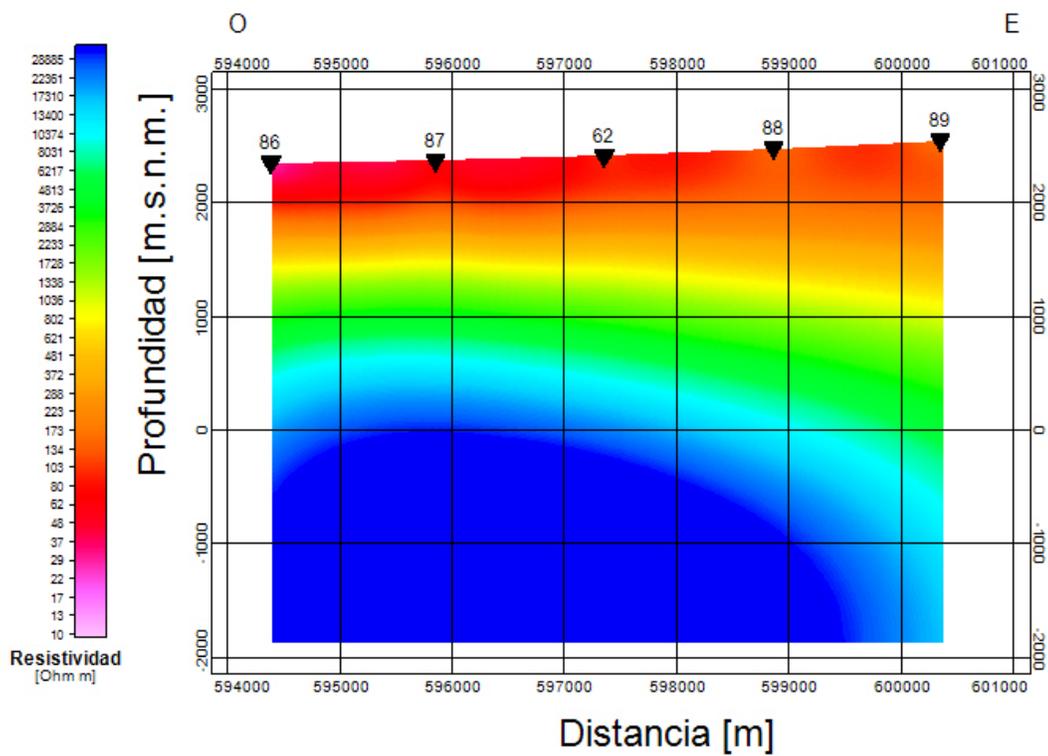
# Modelos de inversión 2D del perfil L5

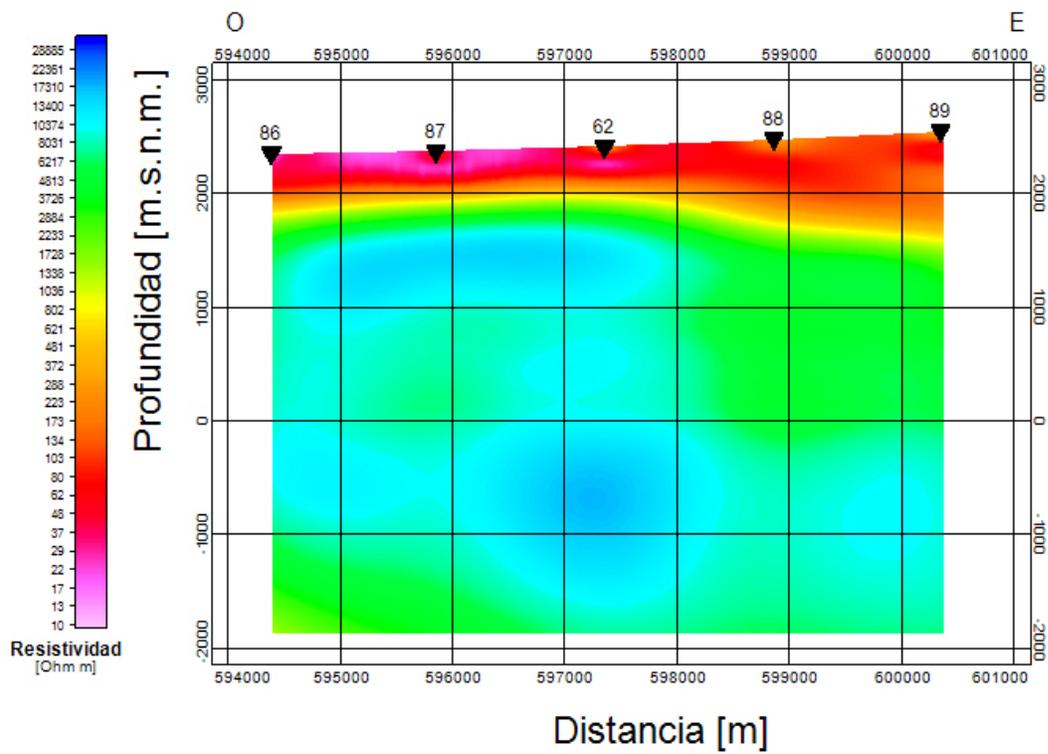
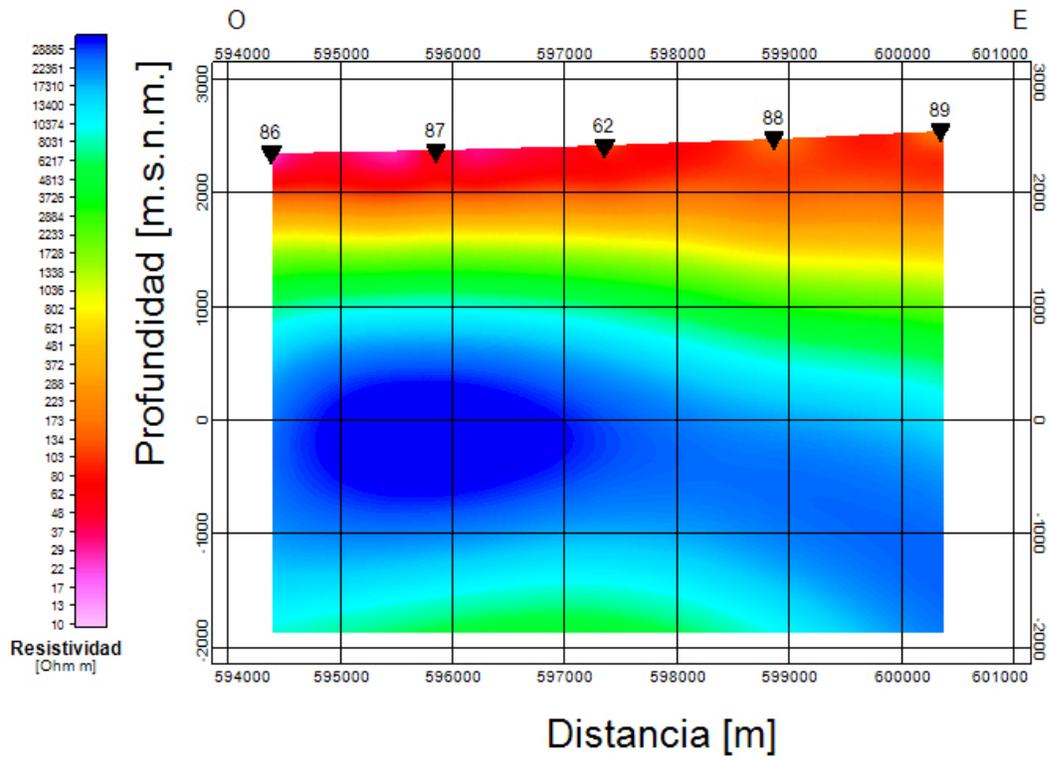


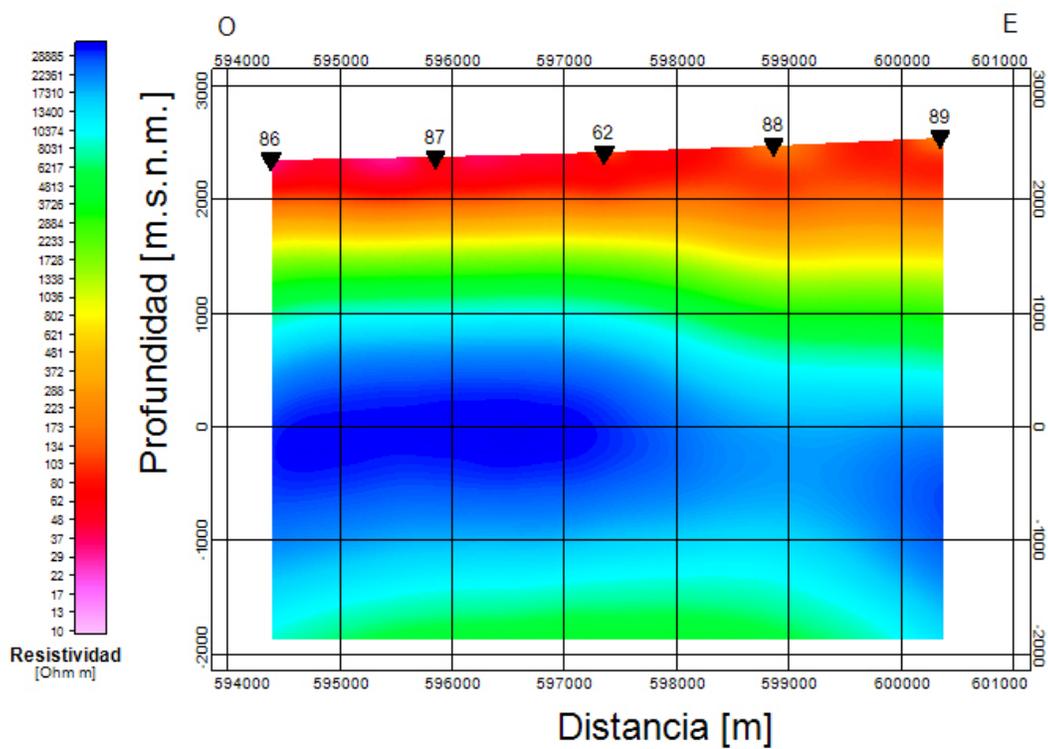
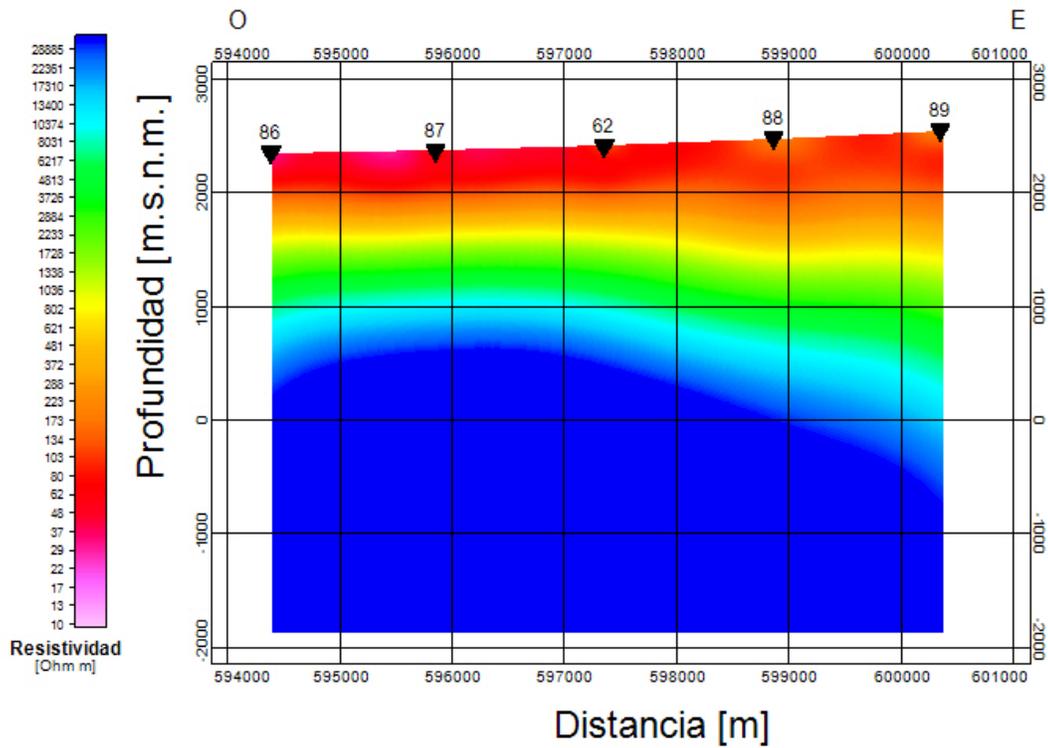


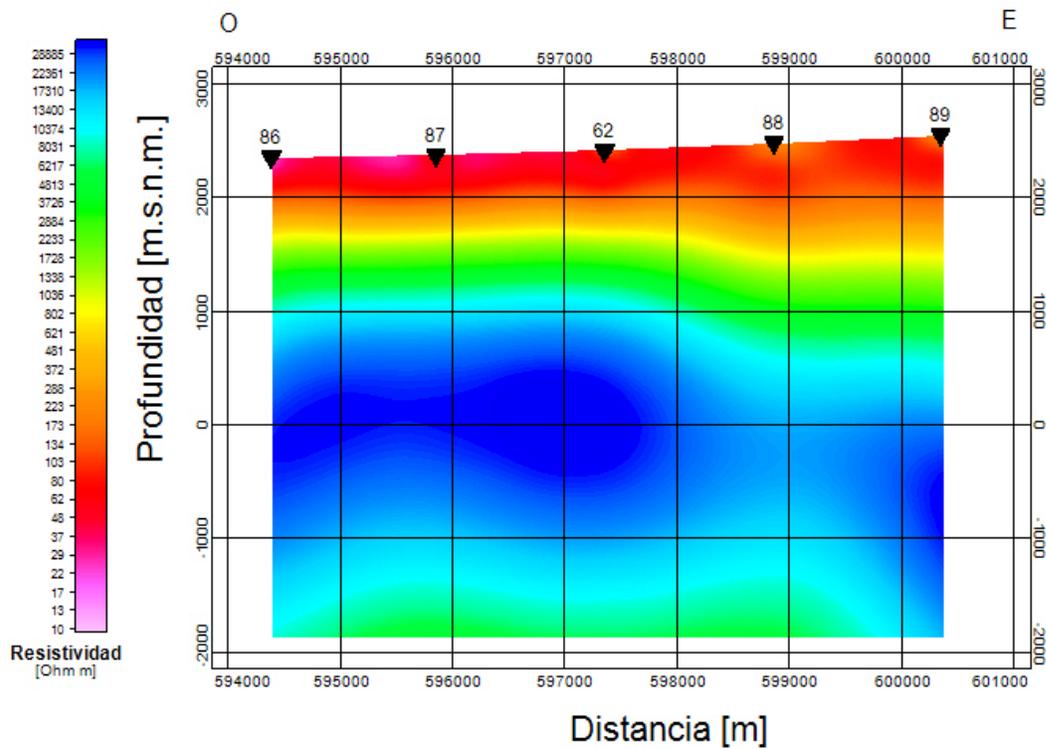
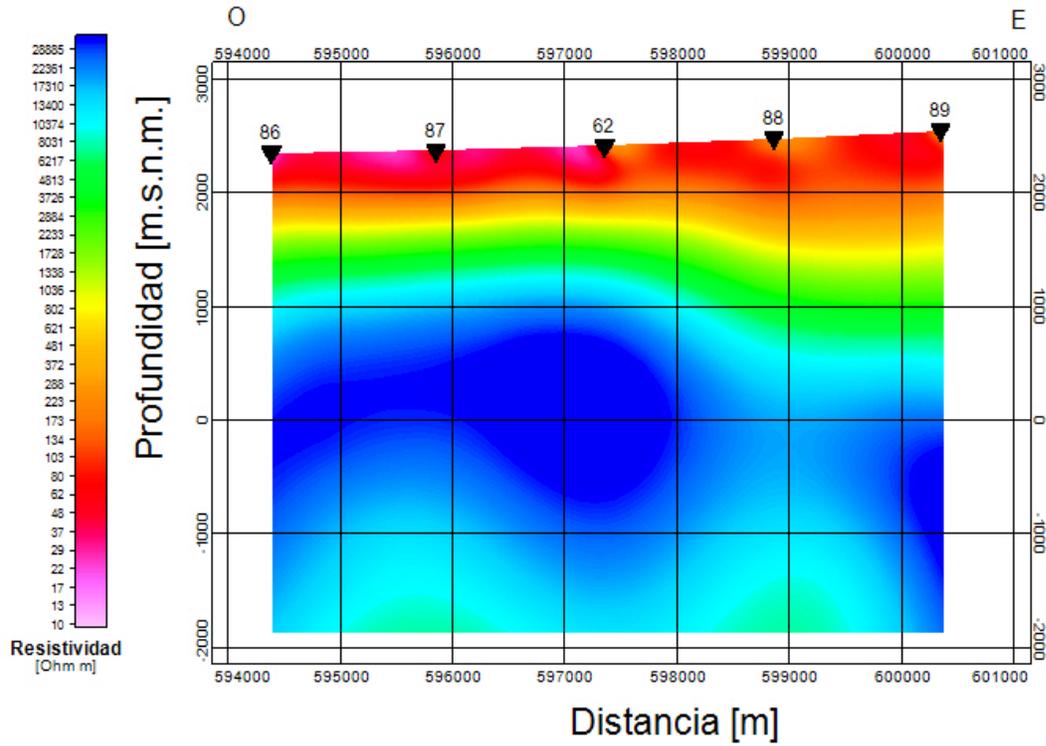


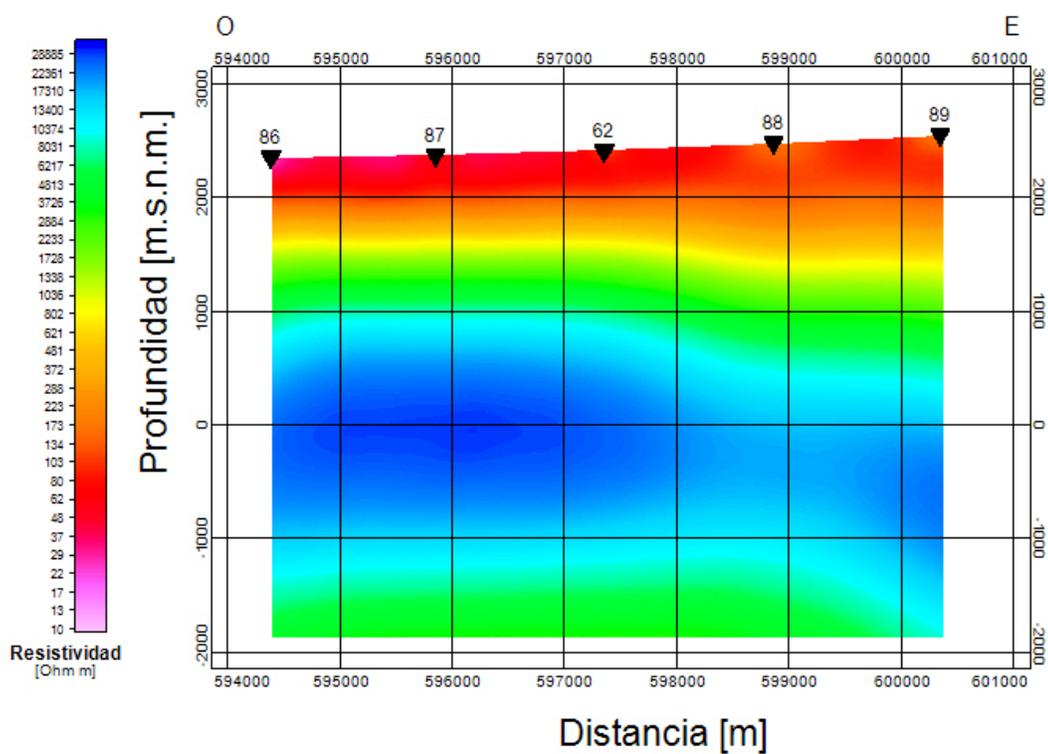
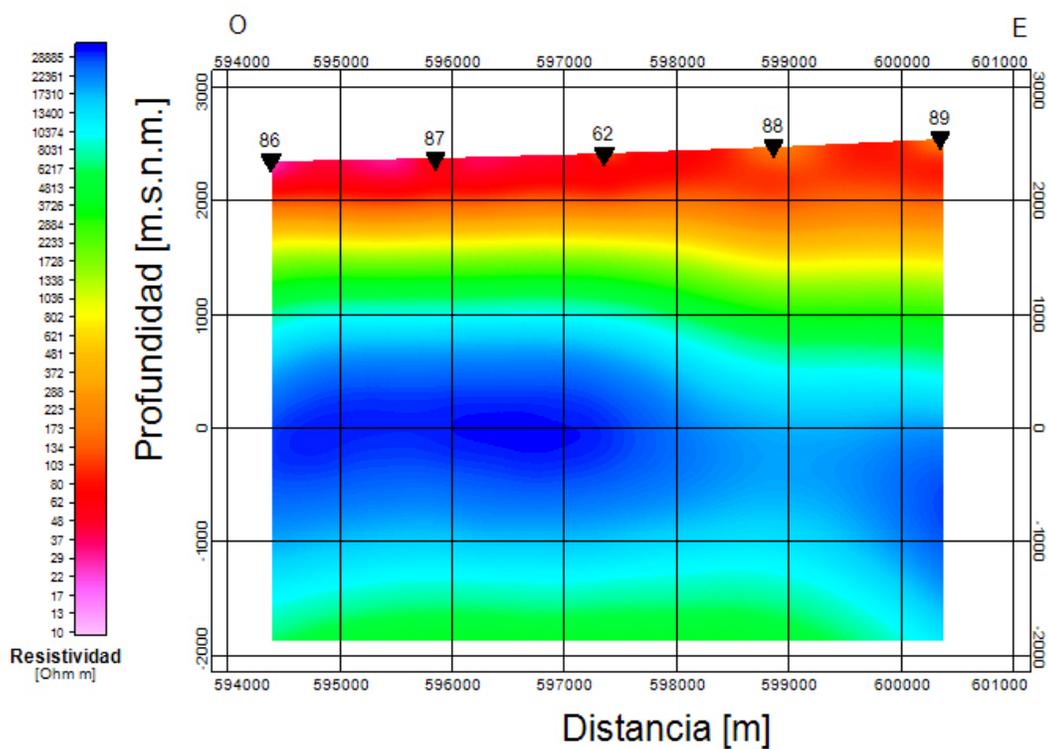


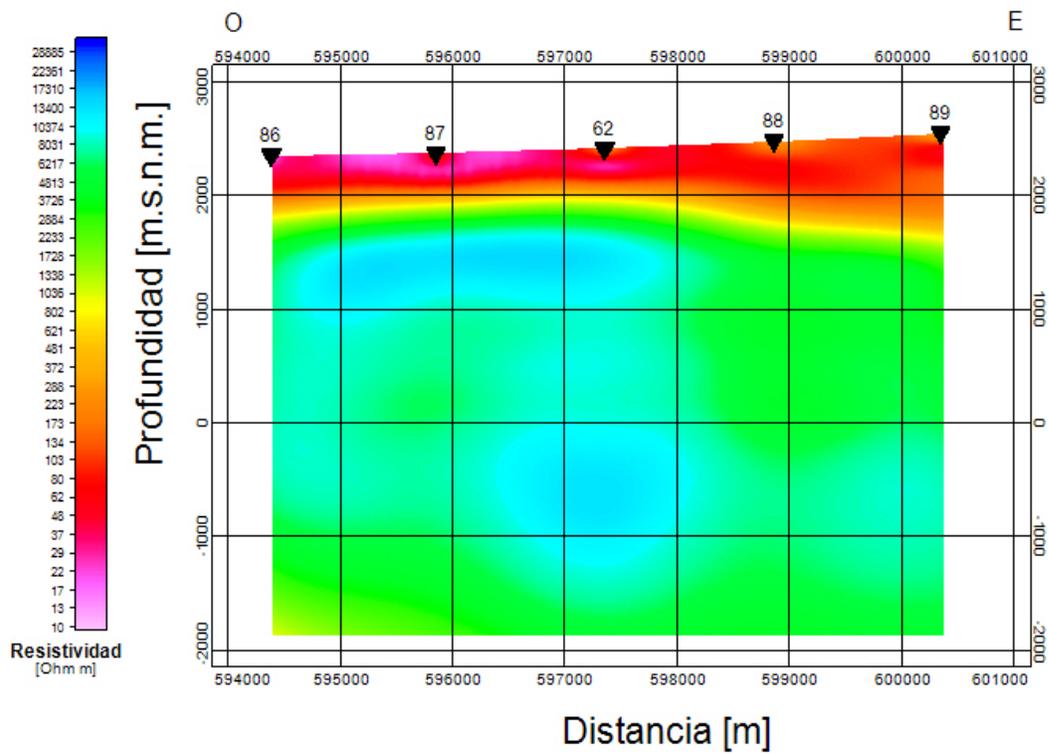
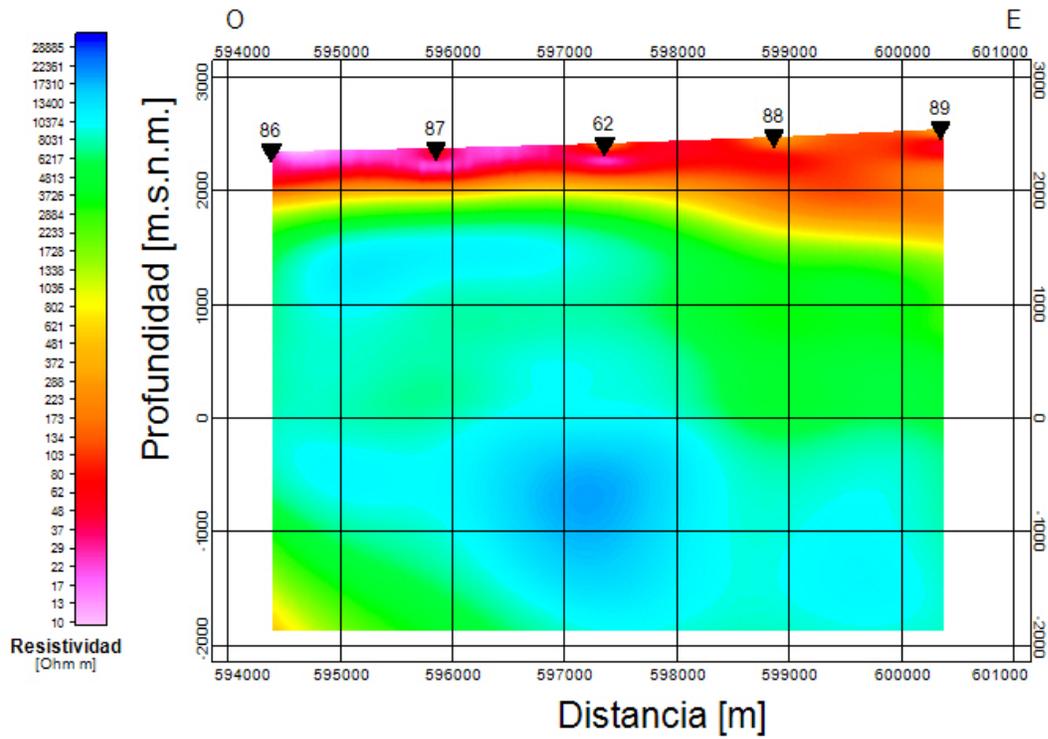






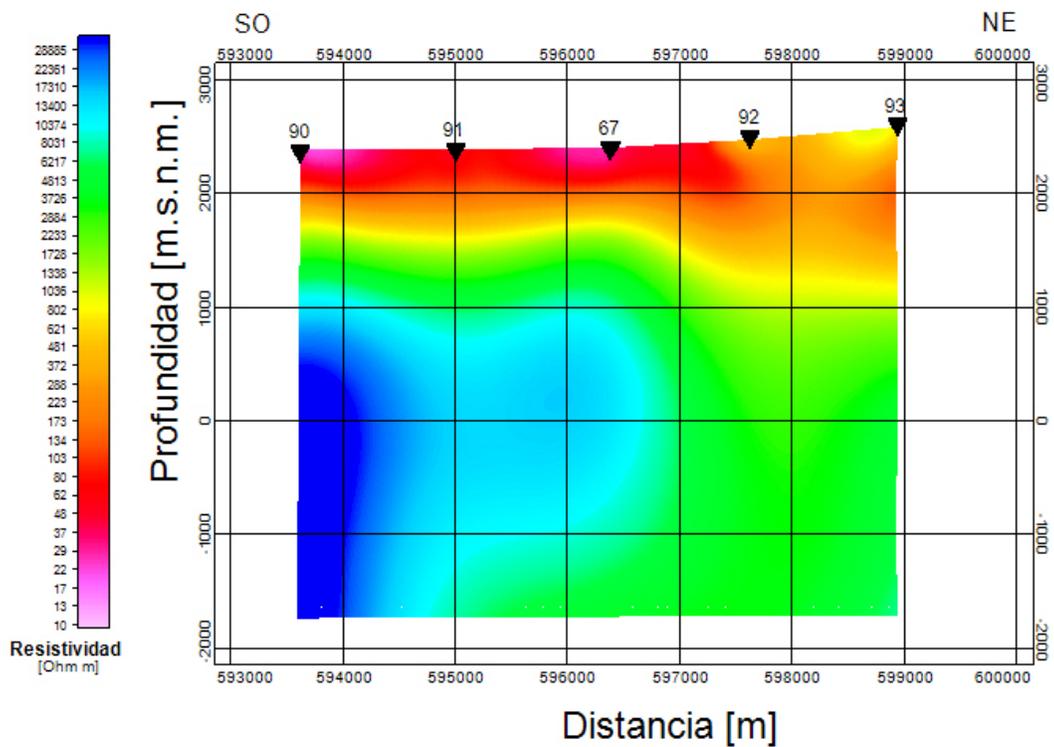


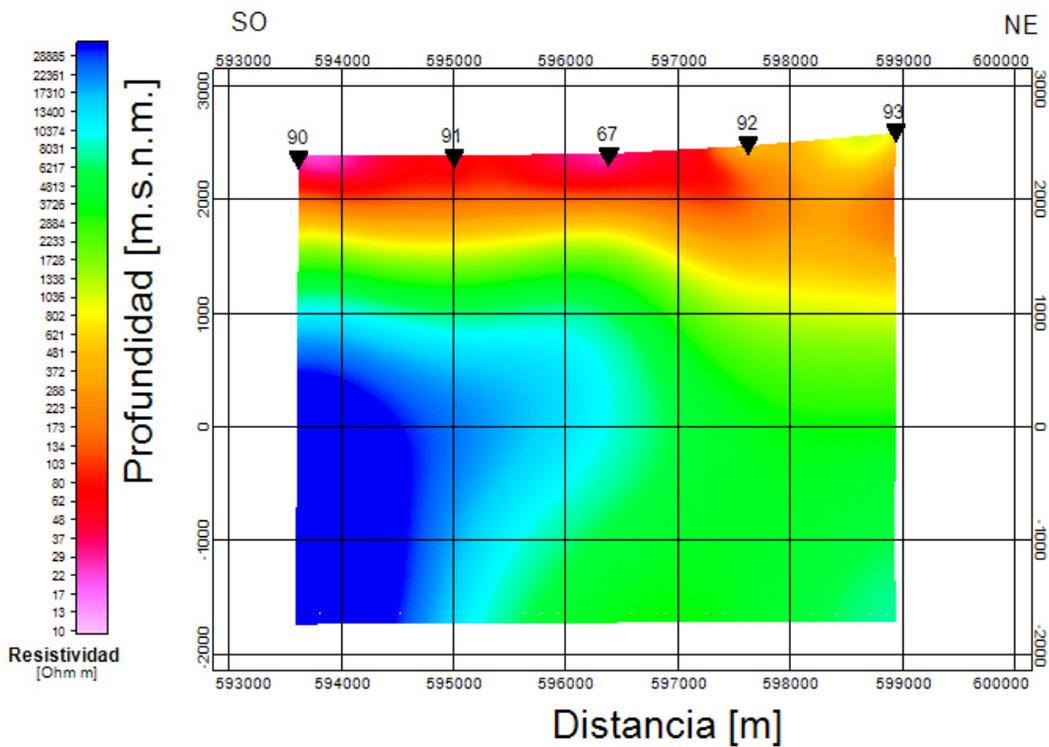
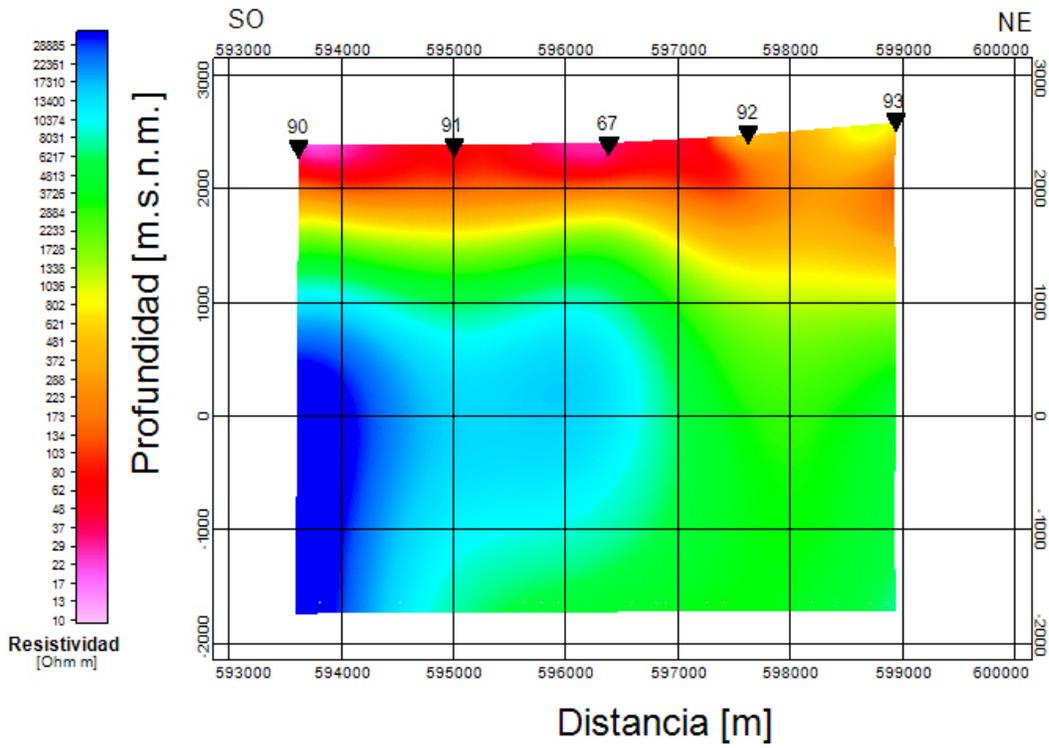


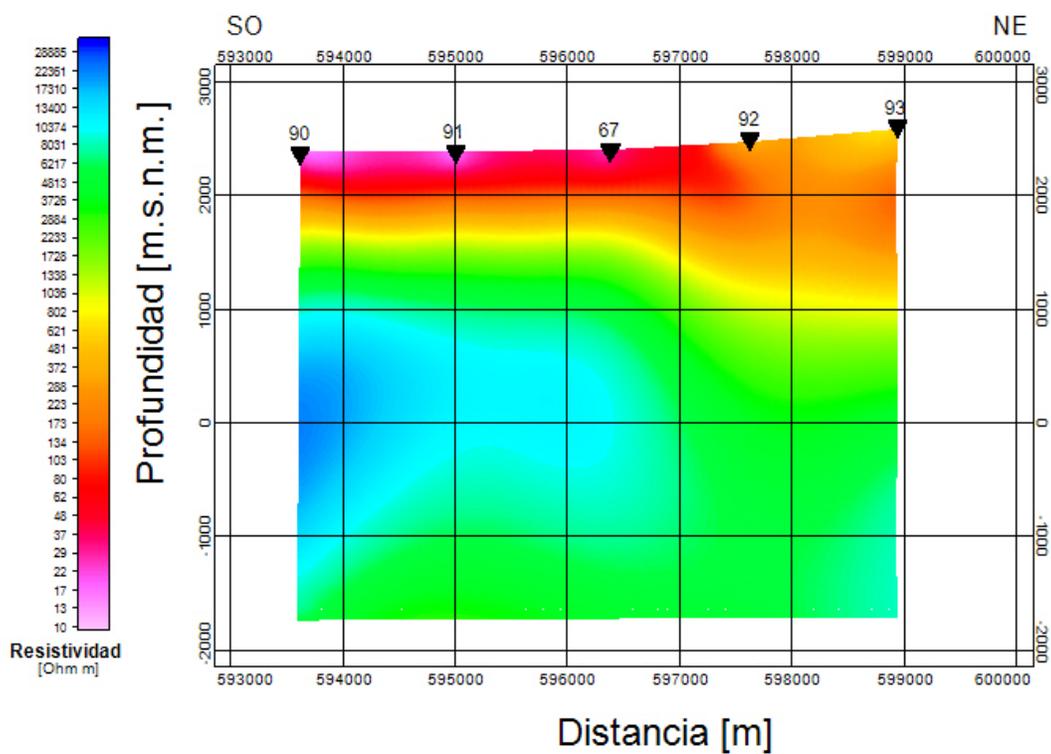
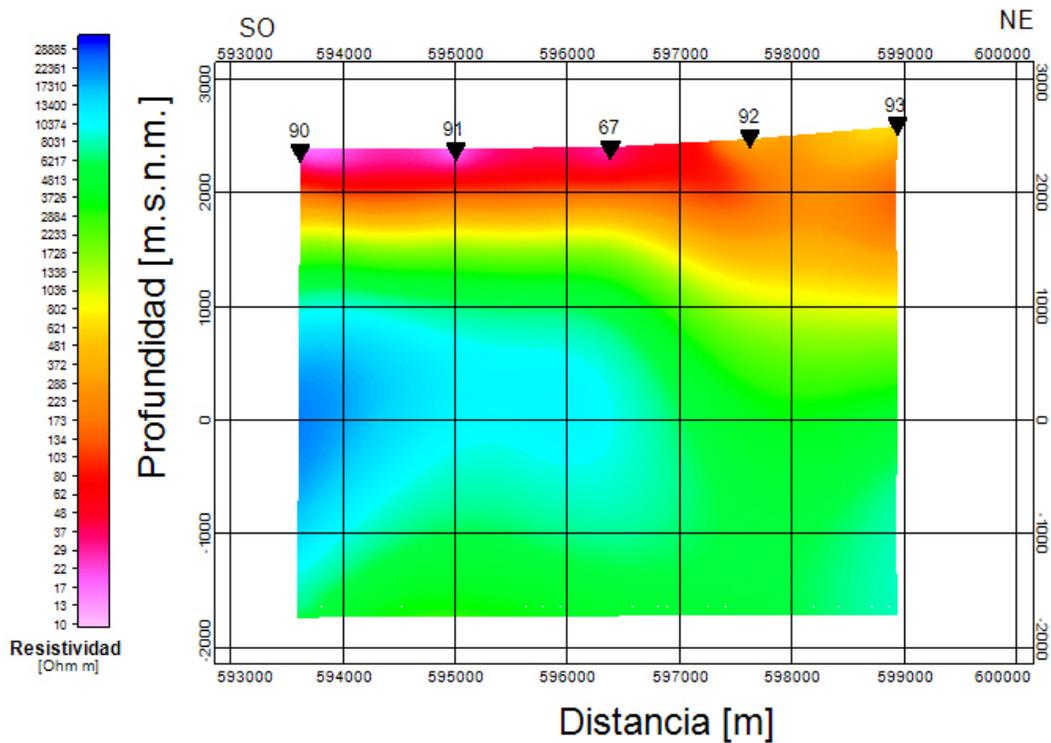


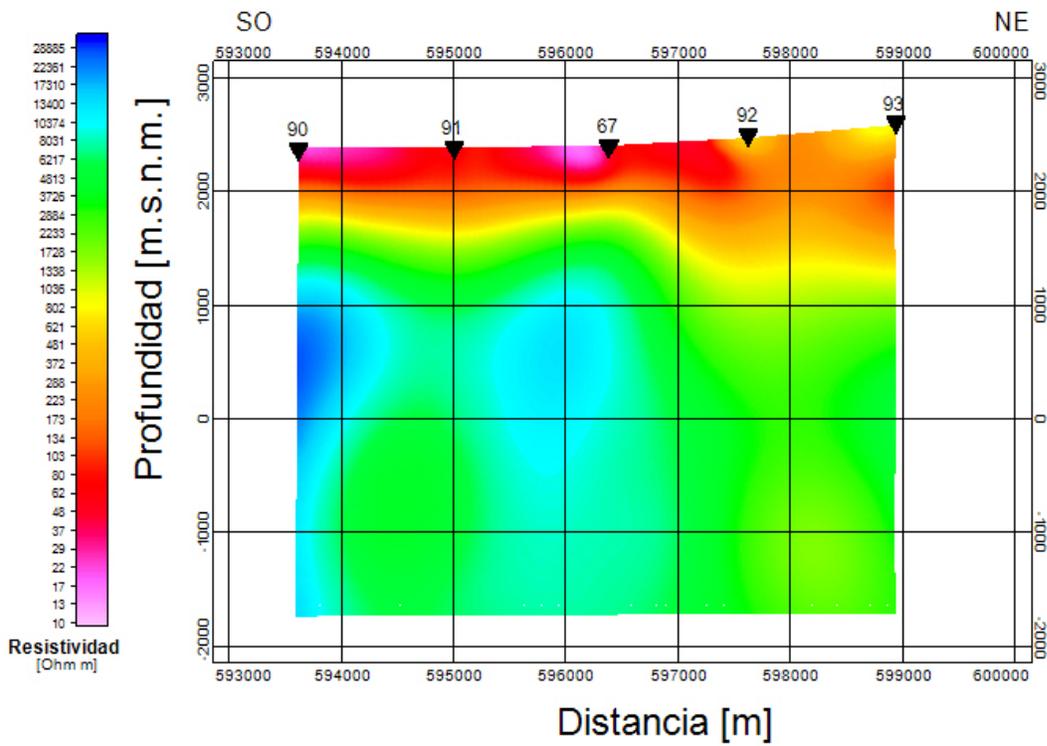
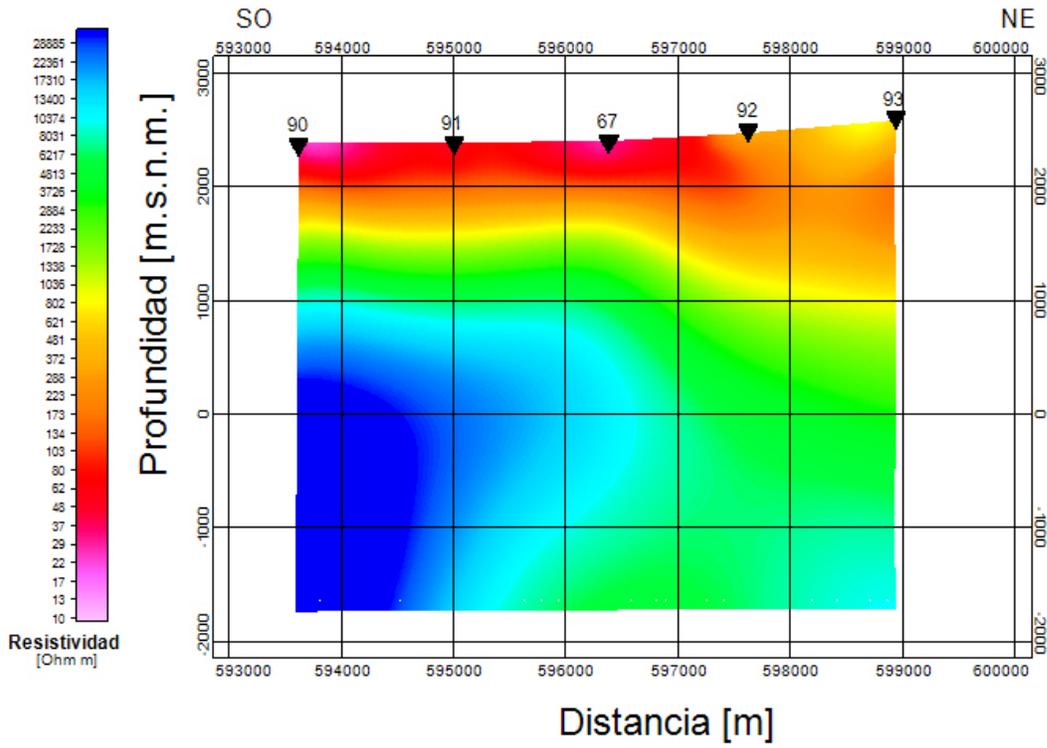
## Apéndice C

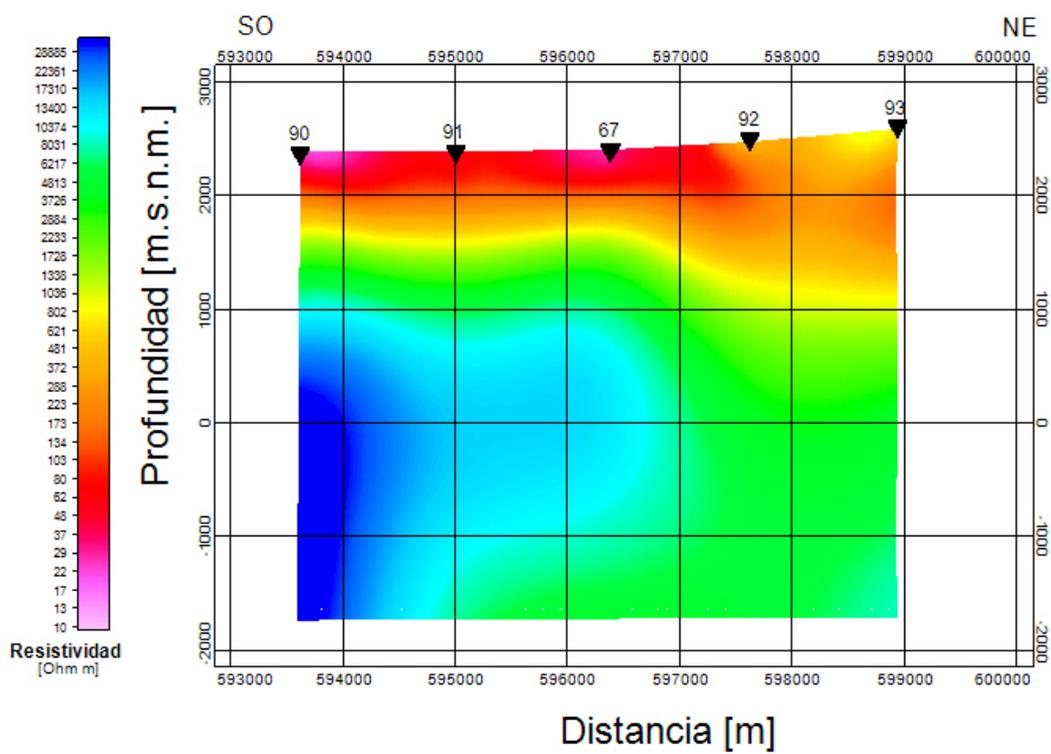
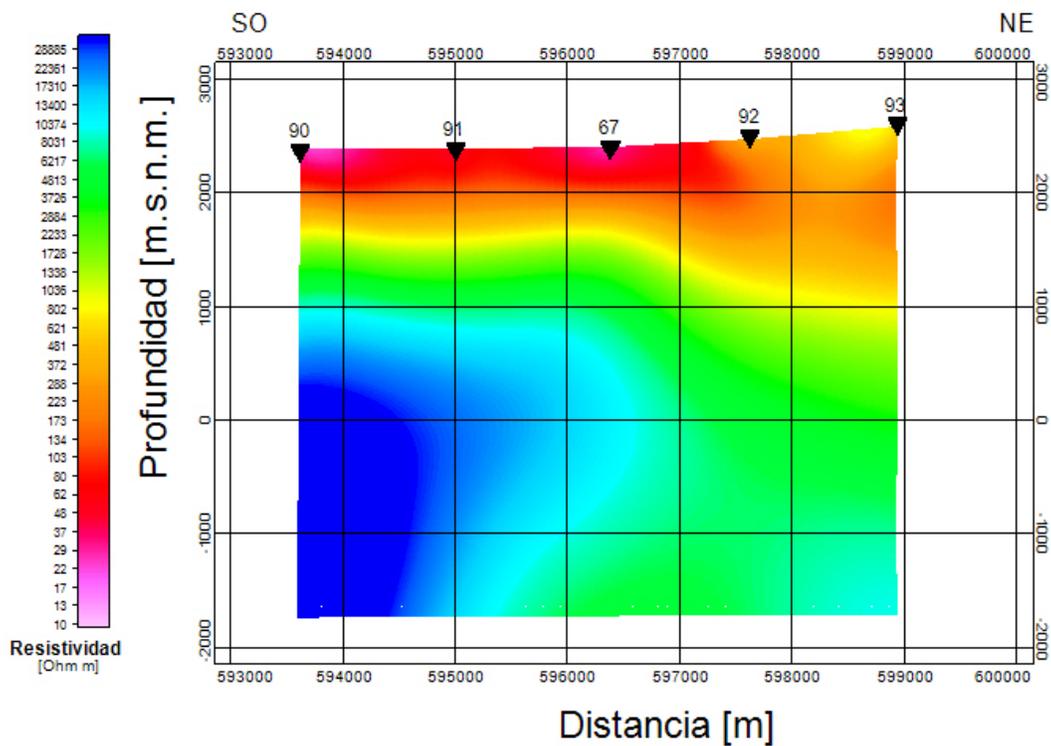
# Modelos de inversión 2D del perfil L6

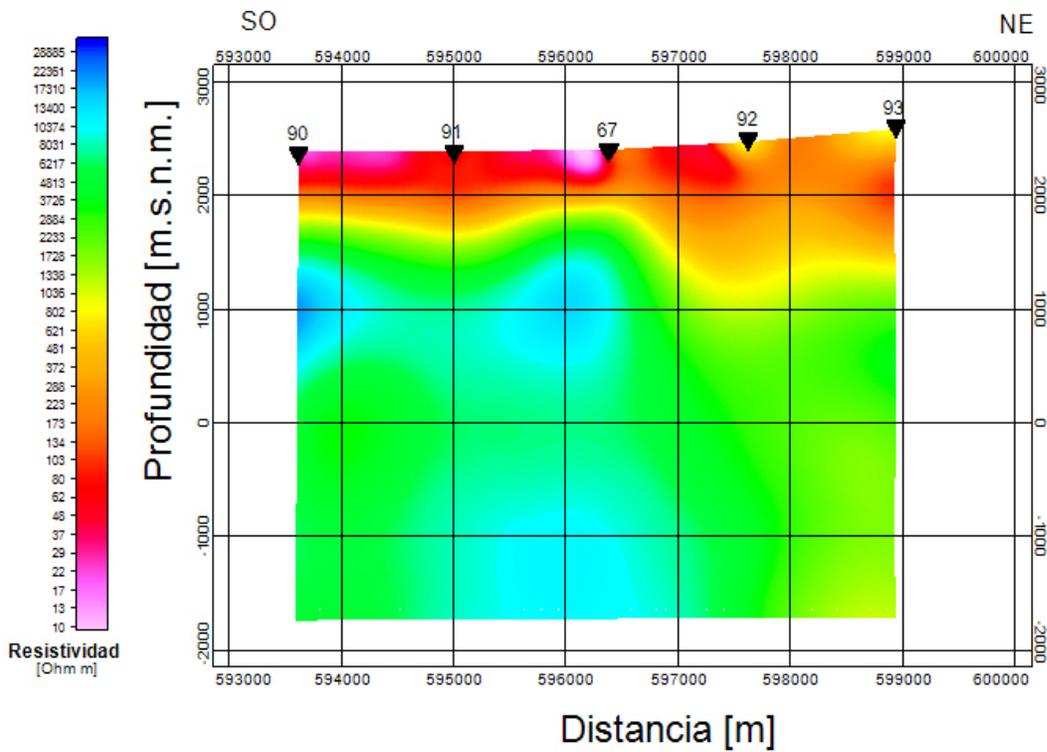
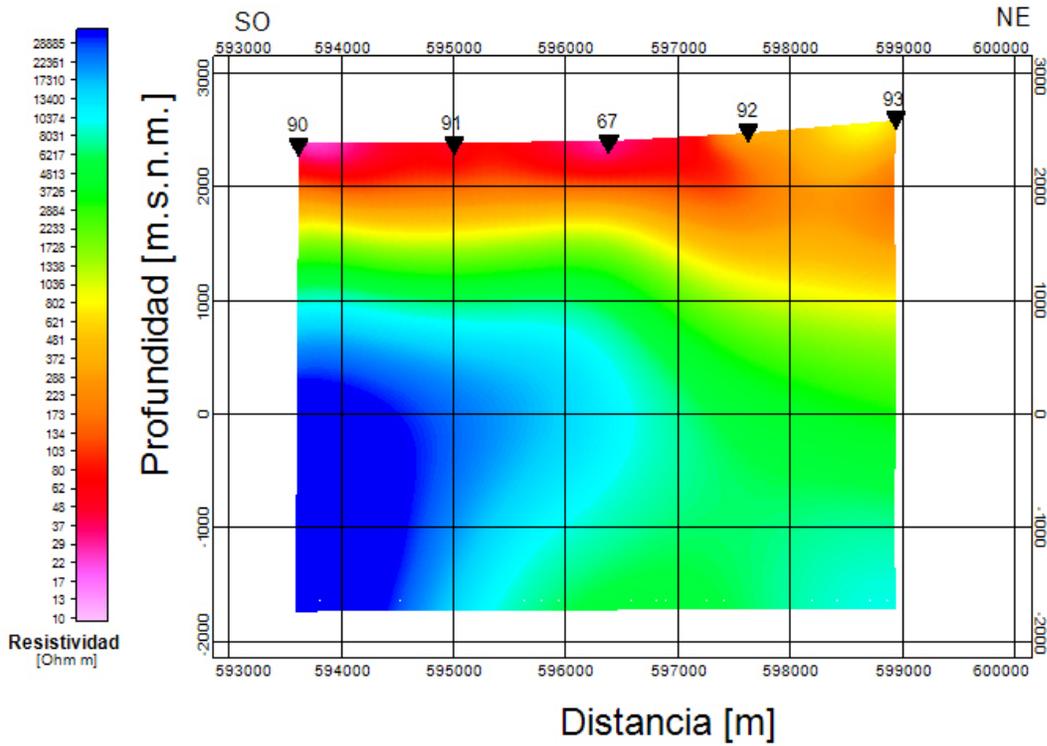


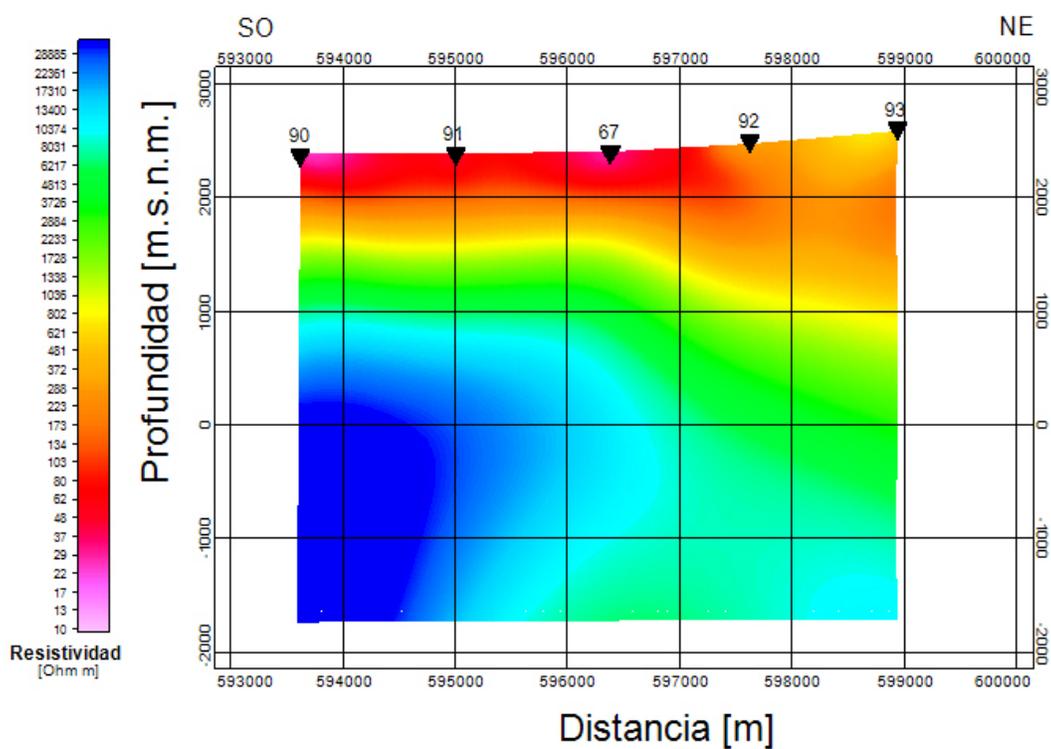
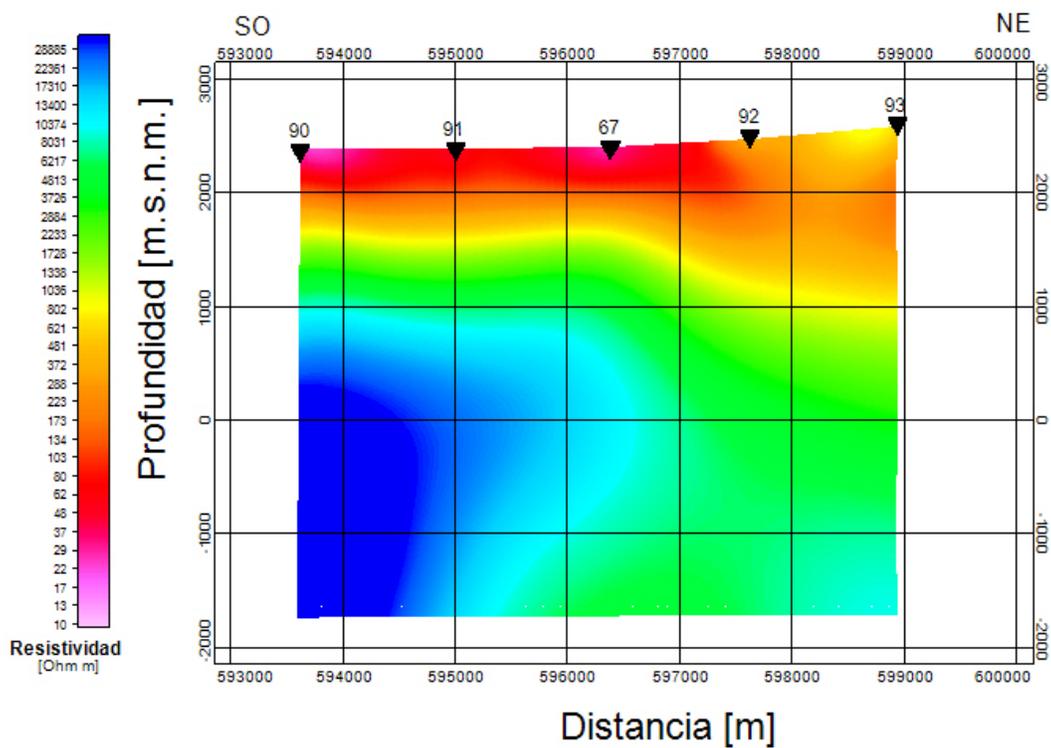


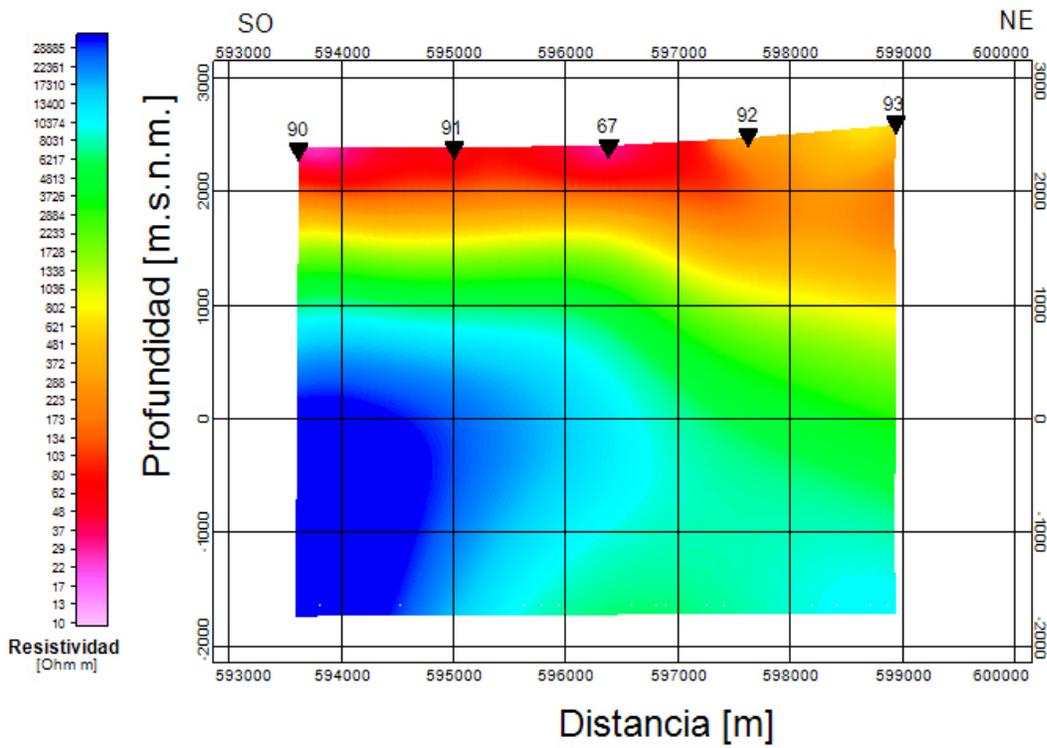
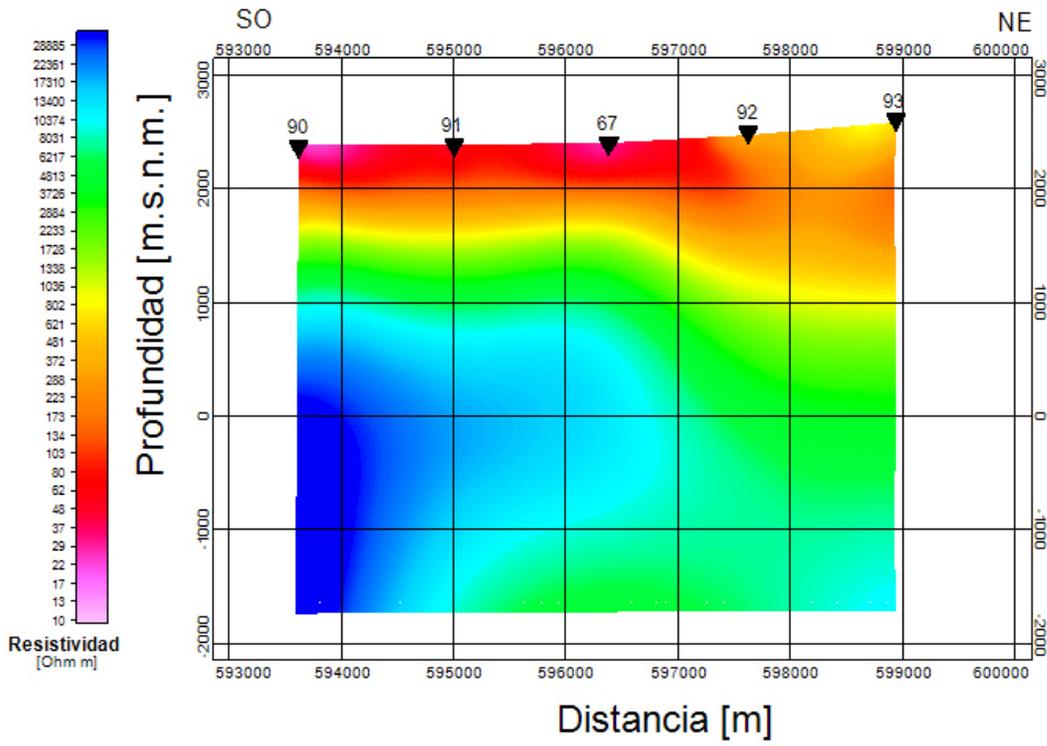


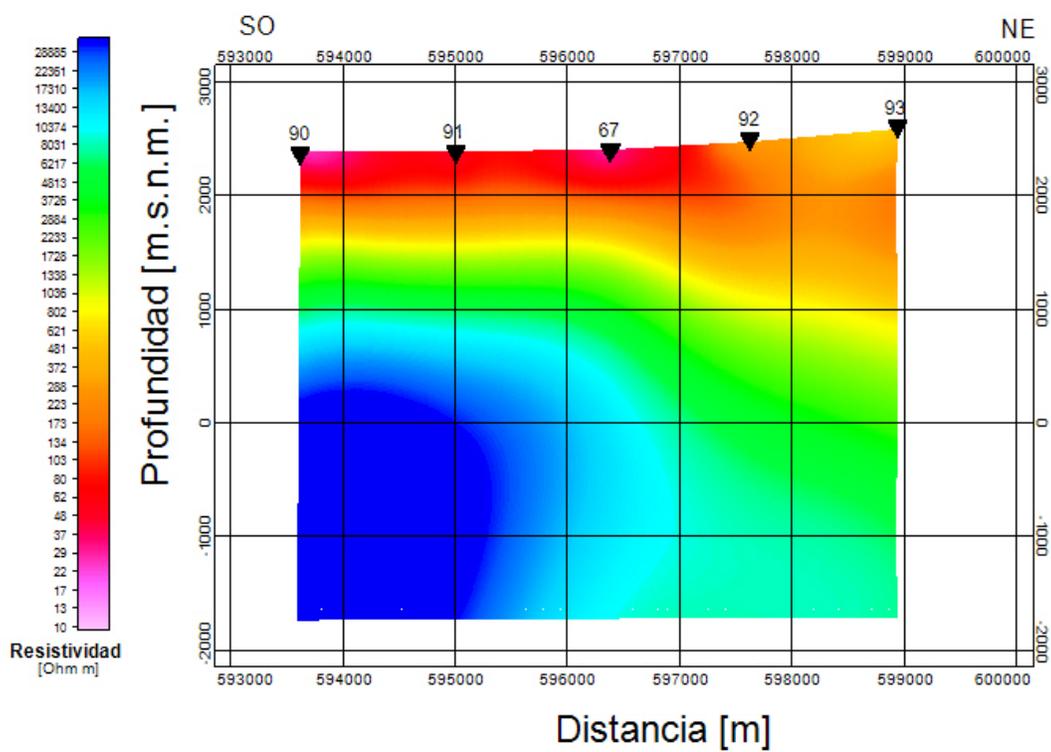
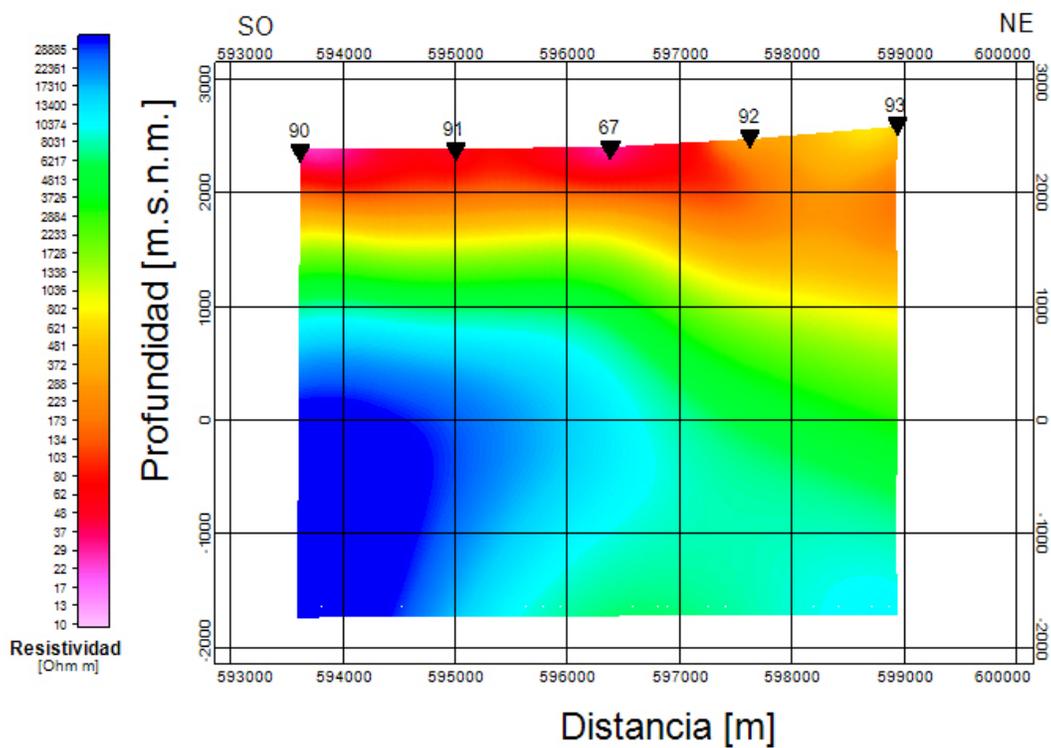


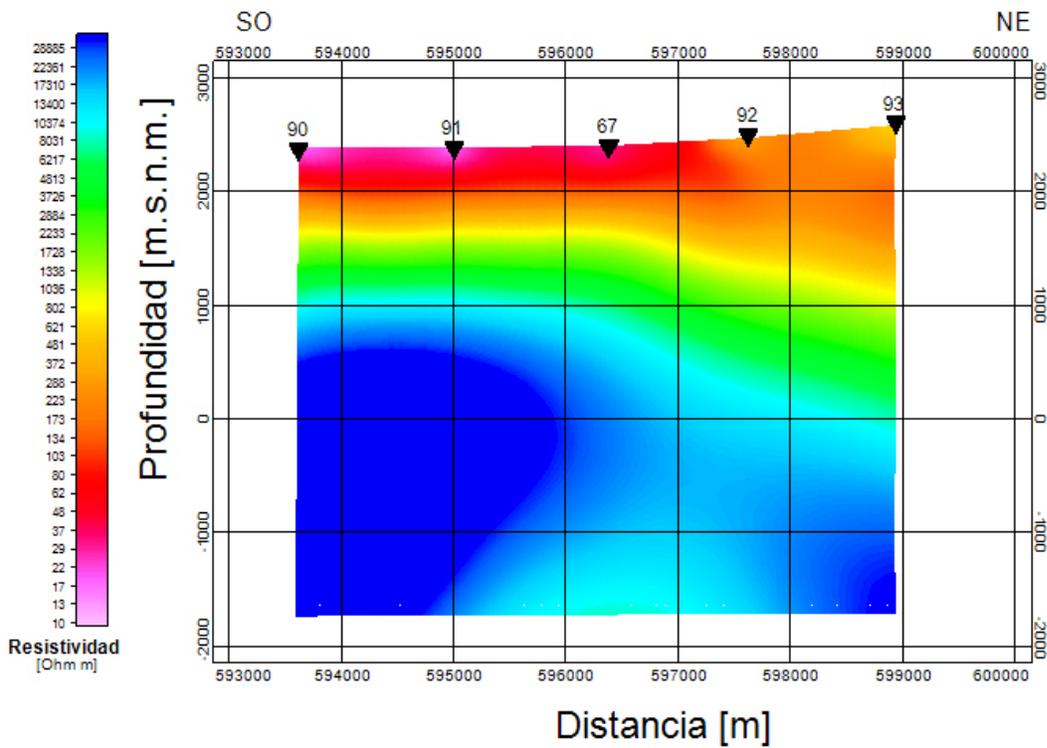
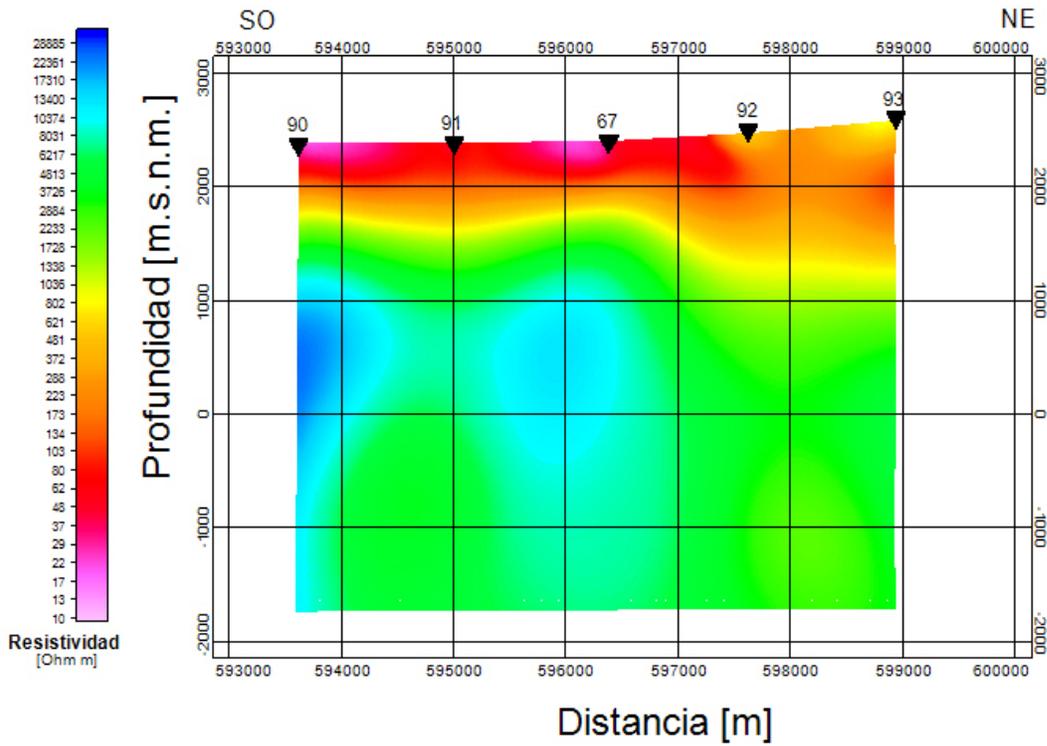


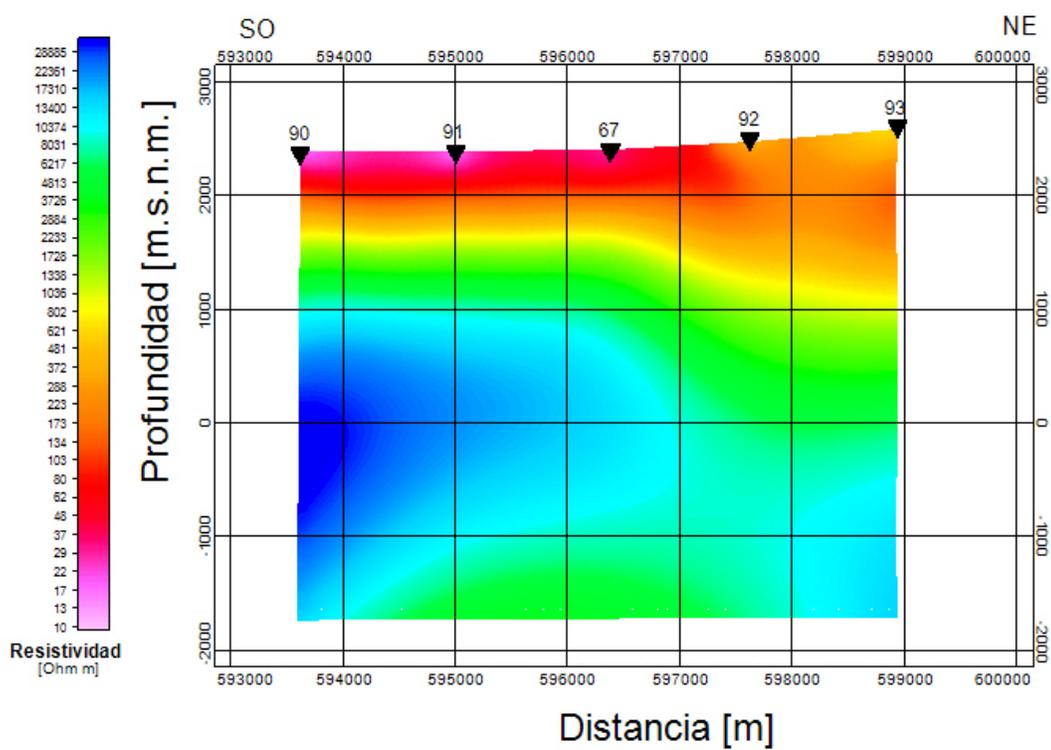
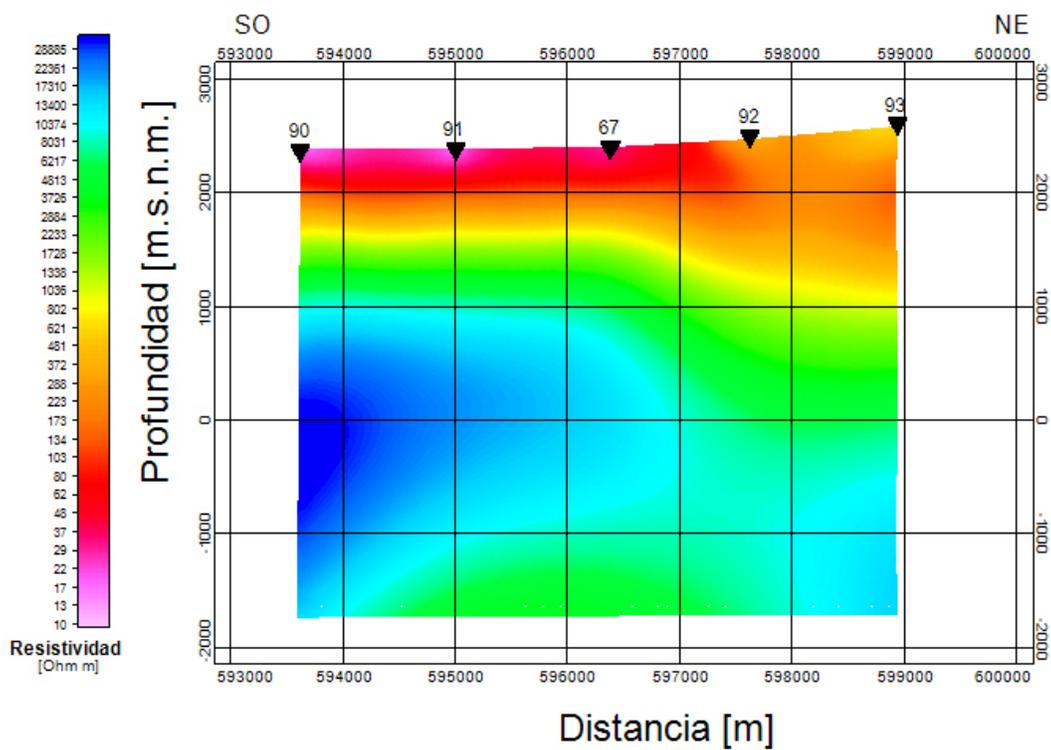


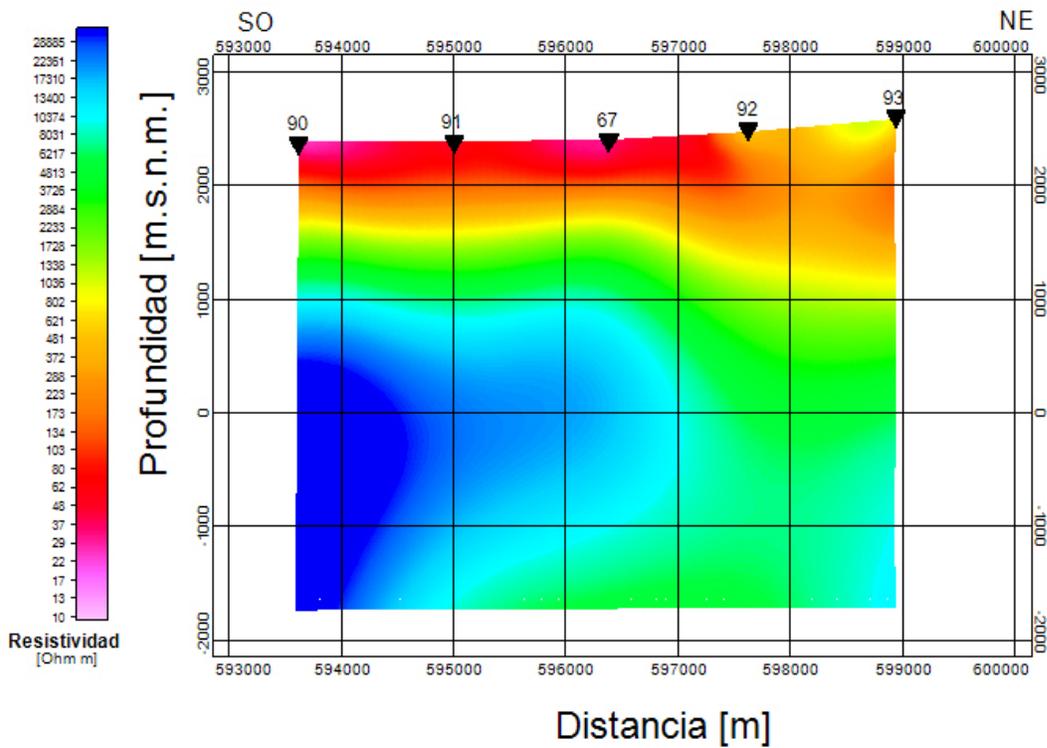
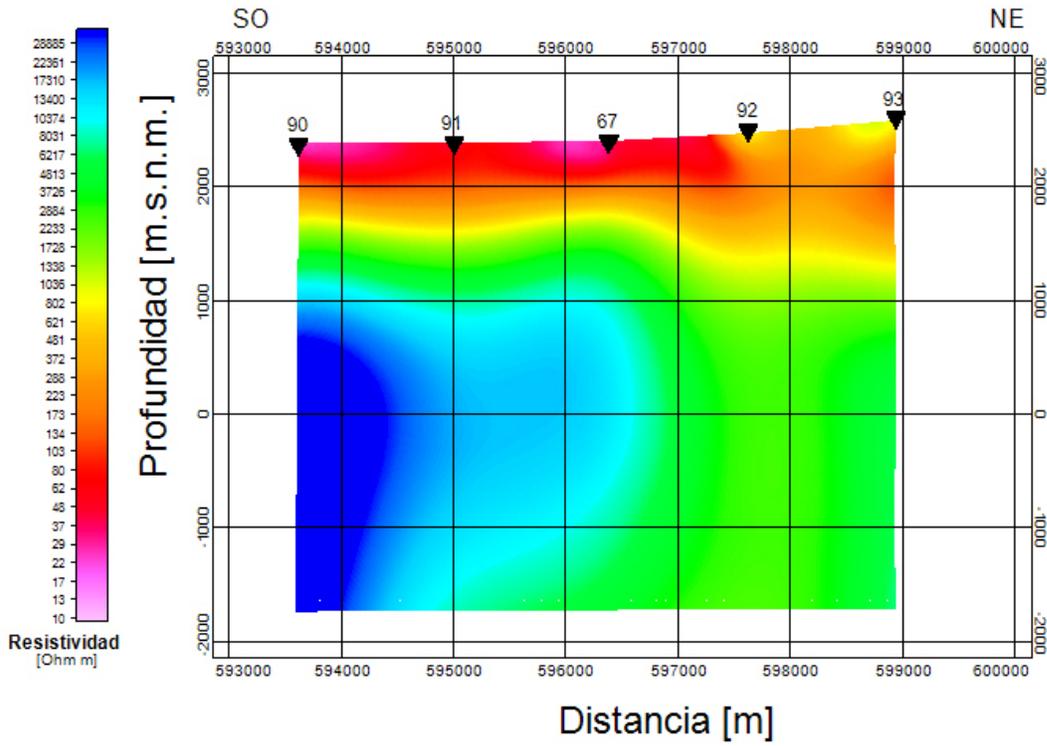


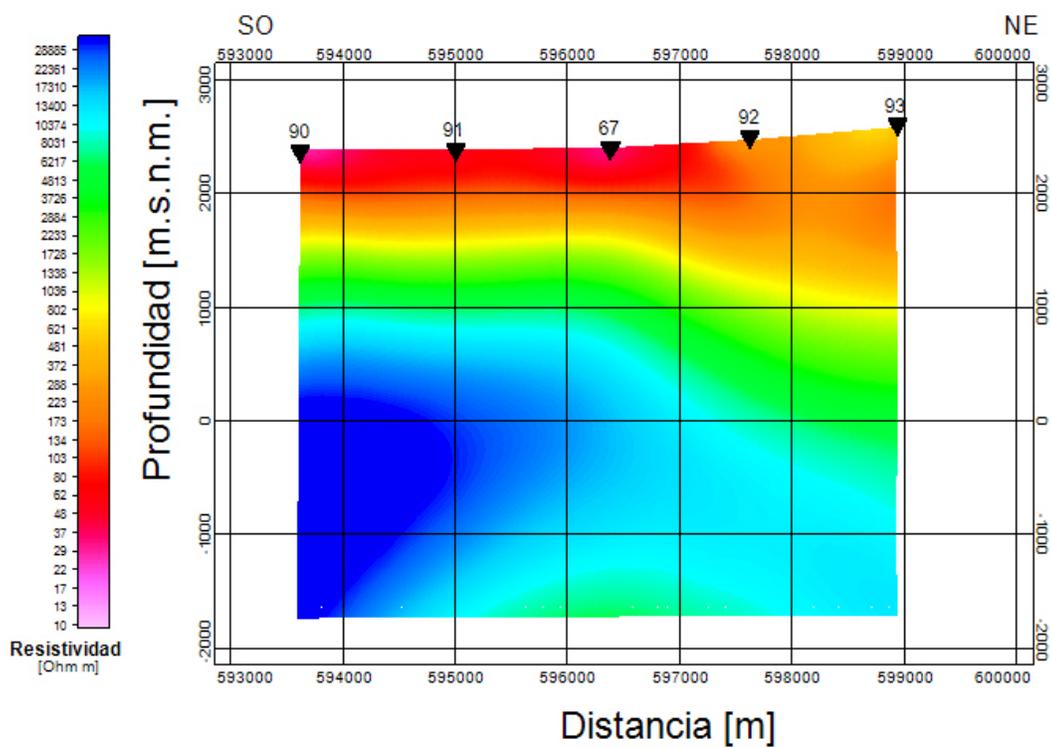
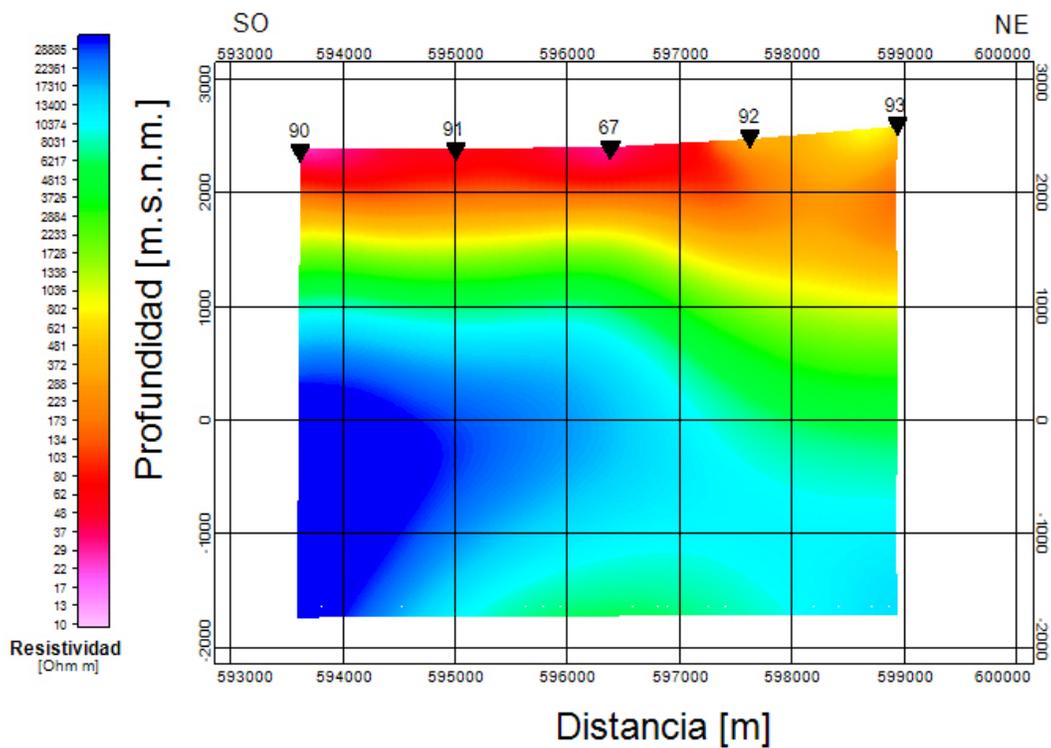














## Apéndice D

### Tabla de resistividades

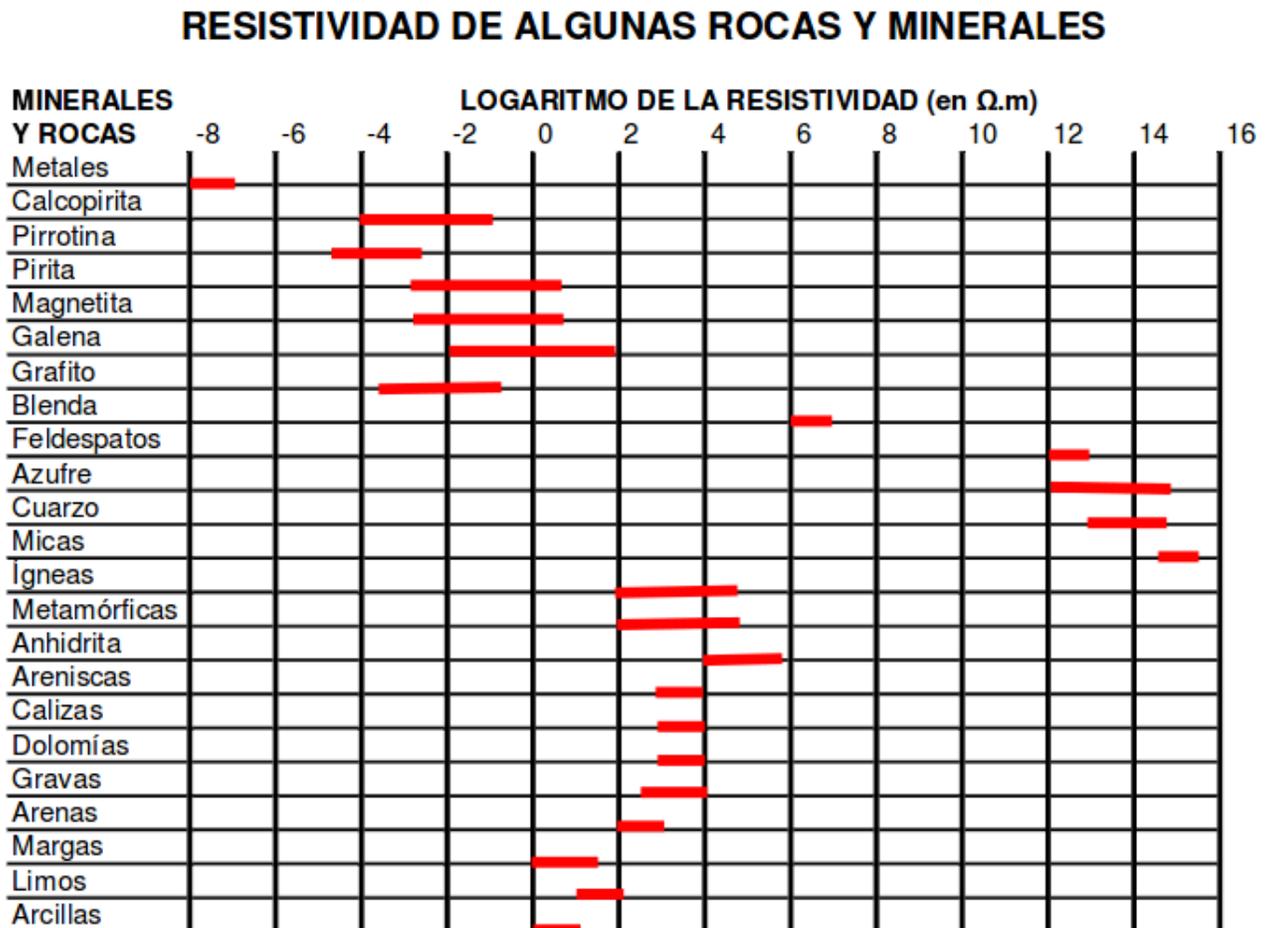


Figura D.1: Tabla con resistividades de distintas rocas.