



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

**ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA UTILIZANDO  
TRANSIENTE ELECTROMAGNÉTICO EN LA CUENCA DE SANTIAGO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

BÁRBARA NATALY BLANCO ARRUÉ

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS  
EMILIO VERA SOMMER

SANTIAGO DE CHILE  
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL GRADO DE: MAGÍSTER EN CIENCIAS,  
MENCION GEOFÍSICA  
POR: BÁRBARA NATALY BLANCO ARRUÉ  
FECHA: 22/07/2016  
PROFESOR GUÍA: DANIEL DÍAZ ALVARADO**

## **ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA UTILIZANDO TRANSIENTE ELECTROMAGNÉTICO EN LA CUENCA DE SANTIAGO**

La cuenca de Santiago se localiza en Chile Central, en la Depresión Intermedia, unidad geomorfológica ubicada entre la Cordillera de la Costa y el frente de la Cordillera Principal de Los Andes. En ella, se encuentra la ciudad de Santiago, siendo el principal núcleo urbano del país con una extensa área que supera los 900 [km<sup>2</sup>]. A esta latitud la depresión central está rellena por depósitos aluviales, fluviales y lacustres asociados a los ríos Mapocho y Maipo y a los esteros Colina, Lampa y Angostura. En el sector poniente hay depósitos volcánicos denominados Ignimbrita de Pudahuel. El basamento rocoso, inferido a partir de los principales cerros isla que se encuentran en la cuenca, corresponde a rocas intrusivas volcánicas y sedimentarias que datan desde finales del Oligoceno al Mioceno temprano.

En este estudio se utiliza el método de Transiente Electromagnético en diferentes lugares de la ciudad de Santiago para caracterizar el relleno sedimentario de la cuenca y se realiza un análisis utilizando como parámetro de estudio la resistividad eléctrica. Para esto, parte de este trabajo consiste en adquirir una base de datos utilizando 47 mediciones, las cuales se procesan analizando el comportamiento de las curvas de resistividad aparente, y luego se realiza un modelado 1-D, para finalmente obtener la variación de resistividad eléctrica v/s profundidad. Los resultados muestran que gravas y/o arenas tienen resistividades entre 30 (secas) y 200 [ $\Omega m$ ] (húmedas); ceniza volcánica 200 - 1500 [ $\Omega m$ ]; sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado entre 200 - 1000 [ $\Omega m$ ]; limos y/o arcillas y/o arenas saturadas < 30 [ $\Omega m$ ] y el basamento rocoso, resistividades > 1000 [ $\Omega m$ ]. Por otra parte, los resultados expuestos se contrastan con trabajos de gravimetría, información de niveles estáticos y la estratigrafía obtenida de diversos estudios en la zona.

Los modelos 1-D muestran profundidades de alcance entre los 100 y 250 [m], en los que se interpreta basamento en estaciones situadas a los bordes del valle. La existencia de estratos resistivos a profundidades importantes (> 150 [m]), ubicadas especialmente al centro de la cuenca, puede deberse a la presencia de depósitos de sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado, los cuales pueden considerarse como una zona de transición a un basamento rocoso cristalino. A partir de las estaciones restantes, se obtienen modelos en que se entregan espesores de relleno mínimos para diferentes sectores de la cuenca. En general, profundidades someras de la cuenca presentan depósitos de sedimento fino (limo y/o arcilla), arenas o sedimento saturado hacia el nor-poniente, depósitos de gravas y/o arenas húmedas hacia el norte y depósitos de gravas y/o arenas secas hacia el sur del sector de estudio. Los depósitos del relleno se asocian a un amplio rango de resistividades eléctricas y, con base en la geología de la zona, se revela la existencia de una cuenca heterogénea, con una distribución del relleno sedimentario asociada a la forma y etapas de depositación de los abanicos aluviales, principalmente los abanicos del Maipo y Mapocho.



**ABSTRACT OF THESIS FOR THE DEGREE  
OF: MASTER OF SCIENCES,  
IN GEOPHYSICS  
BY: BÁRBARA NATALY BLANCO ARRÚE  
DATE: JULY 22<sup>th</sup>, 2016  
ADVISOR: DANIEL DÍAZ ALVARADO**

## **ANALYSIS OF ELECTRICAL RESISTIVITY VARIATIONS IN THE SANTIAGO BASIN USING TRANSIENT ELECTROMAGNETIC**

Santiago basin is located in central Chile, in the Central Depression, which is a geomorphological unit placed between the Coastal Cordillera and the Western Andes Cordillera. Santiago city is the main urban area of the country, it has an areal extension of about 900 [km<sup>2</sup>] and it is entirely settled over this basin. At this latitude the Central Depression is filled by deposits of alluvial, fluvial and lacustrine associated with Mapocho and Maipo rivers and the estuaries Colina, Lampa y Angostura. In the western sector there are volcanic deposits called Ignimbrita de Pudahuel. Underneath, there is a bedrock, whose composition is possible to infer by the main isolated hills of the basin which corresponds to intrusive volcanic and sedimentary rocks, dating from the Late Oligocene to the Early Miocene.

This study uses Transient Electromagnetic method in different sites of Santiago city in order to characterize the sedimentary infill of the Santiago basin and a data analysis is performed using the electrical resistivity as a study parameter. To accomplish the latter, part of this work consisted in acquiring a data set of 47 soundings, which were processed by analyzing apparent resistivity curves behaviour and by 1-D modelling, in order to get the variation of electrical resistivity as a function of depth. The results shown gravel and/or sand with resistivities between 30 (dry) and 200 [ $\Omega m$ ] (wet); volcanic ash 200 - 1000 [ $\Omega m$ ]; silt and/or clays and/or wet sand lower than 30 [ $\Omega m$ ] and the bedrock with resistivities greatest than 1000 [ $\Omega m$ ]. On the other hand, this results were compared with the gravimetry surveys, static water level depth information and stratigraphic information from several previous studies in this zone.

The 1-D models showed depths ranging between 100 - 250 [m], where the presence of bedrock may be interpreted in soundings located at the edges of the valley. The existence of resistive layers at deep-rooted depths (> 150 [m]), specially found at the center of the basin, could be explained independently but not exclusively, by the presence of consolidated sediment deposits, residual soil or weathered bedrock, which could be considered as a transition stage to crystalline bedrock. In the case of the remaining stations, minimum thickness were established based upon 1-D modelling results, allowing a sedimentary infill characterization. In general, shallow depths north-westward of the basin present fine sediment and/or sands and/or saturated sediment fills, deposits of wet gravel and/or wet sands towards the north and dry gravel and/or dry sands deposits southwards of the study zone. Fill deposits were associated with a wide range of electrical resistivity which based on the geology of the area, reveals a heterogeneous basin and a distribution of the sedimentary infill linked to the form and depositional stages of the alluvial fans, mainly of Maipo and Mapocho alluvial fans.

# Agradecimientos

Agradezco a todos los integrantes del Núcleo de Geofísica Aplicada (NGA) del Departamento de Geofísica quienes me dieron la oportunidad de desarrollar esta tesis, con el financiamiento otorgado por el Programa de Riesgo Sísmico (PRS) de la Universidad de Chile.

Quisiera expresar mi más profundo agradecimiento a todas las personas que han hecho posible este trabajo. Entre ellos; mis colegas, compañeros y amigos quienes fueron partícipes de cada salida que realicé en la recopilación de los datos.

A Daniel, mi profesor guía, por todo su apoyo y oportunos comentarios en el desarrollo de este trabajo, aprecio enormemente la disposición que me entregó en cada momento que lo necesité.

A los profes de comisión: Sofía Rebolledo y Emilio Vera, por su paciencia, buena voluntad en participar y a todos sus conocimientos aportados.

A participantes extras que entregaron valiosa información en el desarrollo de esta investigación, en especial a Mauricio Muñoz, Lucho Villegas, Max Leiva, Andrei Maksymowicz y Karin García.

Una mención a carlitos rojas, pooky, carlitos H., vale reyes, efra, vale B., dani, topin y a todos los que forman parte del ambiente DGF, quienes hicieron que esta etapa en mi vida fuera mucho más amena y llevadera, sin duda contenta y agradecida de haber compartido con ustedes este proceso.

Agradecer a seba, por tu constante aliento en esta etapa, por tu confianza, compañía y todo lo que me has entregado, gracias por dejar de tener miedo y transformarte en una persona importante en mi vida.

A mi familia: mi mamita, mi padre, tío Paolo, tía Mimi y tía Yuk-Moy, quienes a pesar de la distancia me entregaron todo el apoyo y confiaron en esta persona a conseguir sus sueños. A mis hermanas y hermano, en especial a la Belí y a la mollyta por todo lo entregado y lo vivido, su apoyo fue esencial en esta etapa.

Y por último, pero no menos importante, agradecer a todas las personas que de alguna forma u otra han colocado su granito de arena durante esta etapa, sinceramente ¡GRACIAS A TODOS!.

# Tabla de contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	1
1.2. Motivación . . . . .	3
1.3. Objetivos . . . . .	4
1.3.1. Objetivo general . . . . .	4
1.3.2. Objetivos específicos . . . . .	4
1.4. Metodología . . . . .	4
1.5. Estructura de la tesis . . . . .	5
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>6</b>
2.1. Electromagnetismo . . . . .	6
2.1.1. Ecuaciones de Maxwell en medios materiales . . . . .	6
2.1.2. Ley de Ohm . . . . .	8
2.1.3. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia . . . . .	9
2.2. Fundamentos del Método Transiente Electromagnético . . . . .	10
2.2.1. Transiente Electromagnético, TEM . . . . .	10
2.2.2. Funcionamiento del TEM . . . . .	11
2.2.3. Fuentes de Error . . . . .	13
2.2.4. Principio Físico del TEM . . . . .	15
Solución para loop circular sobre un semi-espacio estratificado . . . . .	15
Soluciones en semi-espacio superior . . . . .	21
2.3. Resistividad eléctrica en rocas . . . . .	27
<b>3. Marco Geológico</b>	<b>29</b>
3.1. Geología Regional . . . . .	29
3.1.1. Formación de la Cuenca de Santiago . . . . .	29
3.2. Geología Local . . . . .	30
3.2.1. Rocas Estratificadas . . . . .	31
Rocas del Mesozoico . . . . .	31
Rocas del Mesozoico- Cenozoico . . . . .	32
Rocas del Cenozoico . . . . .	32
3.2.2. Rocas Intrusivas . . . . .	32
Intrusivos del Mesozoico . . . . .	32
Intrusivos del Cenozoico . . . . .	33
3.2.3. Basamento Rocoso . . . . .	33
3.2.4. Caracterización de los depósitos en la Cuenca de Santiago . . . . .	33

3.2.5.	Antecedentes Hidrogeológicos . . . . .	37
	Niveles Estáticos . . . . .	38
<b>4.</b>	<b>Adquisición de datos TEM, proceso y modelamiento 1-D</b>	<b>40</b>
4.1.	Adquisición de estaciones . . . . .	40
4.2.	Configuración del instrumento . . . . .	41
4.2.1.	Elementos equipo ABEM . . . . .	41
4.3.	Proceso de datos TEM . . . . .	45
4.4.	Modelamiento 1-D . . . . .	46
4.4.1.	Modelación-Inversión ViewTem . . . . .	46
4.4.2.	Modelación-Inversión IX1D Interpex . . . . .	47
4.4.3.	Aplicación de los softwares . . . . .	47
<b>5.</b>	<b>Análisis, interpretación y discusión de resultados</b>	<b>50</b>
5.1.	Modelos 1-D . . . . .	50
5.2.	Caracterización de abanicos aluviales a partir de TEM . . . . .	57
5.3.	Perfiles utilizando estaciones TEM . . . . .	62
5.4.	Grillas a partir de estaciones TEM . . . . .	71
5.5.	Asociación con otros métodos geofísicos . . . . .	74
5.6.	Discusión de resultados . . . . .	79
<b>6.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>81</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>83</b>
<b>A.</b>	<b>Resultados de Modelos 1D</b>	<b>88</b>
<b>B.</b>	<b>Resultados Imágenes por Grillas</b>	<b>114</b>
B.1.	Resistividad Eléctrica [ $\Omega m$ ] v/s Altitud [m] . . . . .	114
B.2.	Resistividad Eléctrica [ $\Omega m$ ] v/s Profundidad [m] . . . . .	116

# Índice de tablas

2.1. Variables y constantes elementales del electromagnetismo . . . . .	7
2.2. Resistividades eléctricas en diferentes materiales de la Tierra . . . . .	28
4.1. ViewTem v/s Interpex . . . . .	49
5.1. Descripción Litológica . . . . .	52
A.1. Detalle estaciones TEM I . . . . .	88
A.2. Detalle estaciones TEM II . . . . .	89

# Índice de figuras

1.1. Zona Estudio . . . . .	2
2.1. Conducción eléctrica en un material de sección circular. . . . .	8
2.2. Etapas de medición del TEM . . . . .	11
2.3. Esquema del funcionamiento del TEM . . . . .	12
2.4. Tipos de arreglos para el método TEM . . . . .	13
2.5. Acoplamiento Galvánico . . . . .	14
2.6. Acoplamiento Capacitivo . . . . .	14
2.7. Esquema para solución en Loop Circular . . . . .	15
2.8. Esquema de escalón de corriente . . . . .	22
2.9. Decaimiento de voltaje en un medio homogéneo . . . . .	24
2.10. Decaimiento de voltaje en un medio estratificado . . . . .	26
2.11. Resistividad aparente obtenida para un medio estratificado . . . . .	26
2.12. Resistividad eléctrica para diferentes composiciones litológicas . . . . .	28
3.1. Principales cerros de la cuenca de Santiago . . . . .	30
3.2. Mapa geológico de la cuenca de Santiago . . . . .	31
3.3. Principales abanicos aluviales de la cuenca de Santiago . . . . .	34
3.4. Modelo de un abanico aluvial. . . . .	35
3.5. Principales depósitos sedimentarios de la zona de estudio . . . . .	36
3.6. Niveles estáticos en la cuenca de Santiago . . . . .	38
4.1. Mapa de estaciones medidas en el sector de estudio . . . . .	41
4.2. Transmisor del equipo ABEM . . . . .	42
4.3. Receptor Rc-5 del equipo ABEM . . . . .	42
4.4. Receptor Rc-200 del equipo ABEM . . . . .	43
4.5. Computador del equipo ABEM . . . . .	43
4.6. Curva de decaimiento de voltaje para una medición utilizando dos receptores . . . . .	44
4.7. Configuración del instrumento ABEM, vista en planta . . . . .	45
4.8. Ejemplo de medición de resistividad aparente . . . . .	46
4.9. Comparación modelos Softwares . . . . .	49
5.1. Procesamiento de los datos . . . . .	51
5.2. Acoplamiento en estaciones . . . . .	52
5.3. Modelamiento y ajuste de los datos . . . . .	53
5.4. Medición y modelo para estación T01 . . . . .	55
5.5. Medición y modelo para estación T09 . . . . .	55
5.6. Medición y modelo para estación T07 . . . . .	56

5.7. Medición y modelo para estación T17 . . . . .	56
5.8. Abanico Mapocho 1, oeste . . . . .	59
5.9. Abanico Mapocho 1, este . . . . .	60
5.10. Abanico Maipo 3, sur . . . . .	61
5.11. Mapa descriptivo de la cuenca de santiago, junto a Perfiles TEM . . . . .	62
5.12. Perfil A-A' . . . . .	66
5.13. Perfil B-B' . . . . .	67
5.14. Perfil D-D' . . . . .	68
5.15. Perfil H-H' . . . . .	69
5.16. Perfil I-I' . . . . .	70
5.17. Grilla de resistividades I . . . . .	72
5.18. Grilla de resistividades II . . . . .	73
5.19. Modelo Sísmica de refracción . . . . .	75
5.20. Modelo Gravimétrico I . . . . .	77
5.21. Modelo Gravimétrico II . . . . .	77
5.22. Modelo gravimétrico de basamento v/s Modelos 1-D . . . . .	78
A.1. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T01. . . . .	90
A.2. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T02. . . . .	91
A.3. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T03. . . . .	91
A.4. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T04. . . . .	92
A.5. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T05. . . . .	92
A.6. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T06. . . . .	93
A.7. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T07. . . . .	93
A.8. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T08. . . . .	94
A.9. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T09. . . . .	94
A.10. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T10. . . . .	95
A.11. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T11. . . . .	95
A.12. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T12. . . . .	96
A.13. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T13. . . . .	96
A.14. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T14. . . . .	97
A.15. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T15. . . . .	97
A.16. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T16. . . . .	98
A.17. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T17. . . . .	98
A.18. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T18. . . . .	99
A.19. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T19. . . . .	99
A.20. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T20. . . . .	100
A.21. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T21. . . . .	100
A.22. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T22. . . . .	101
A.23. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T23. . . . .	101
A.24. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T24. . . . .	102
A.25. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T25. . . . .	102
A.26. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T26. . . . .	103
A.27. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T27. . . . .	103
A.28. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T30. . . . .	104
A.29. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T32. . . . .	104
A.30. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T33. . . . .	105

A.31. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T34. . . . .	105
A.32. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T35. . . . .	106
A.33. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T36. . . . .	106
A.34. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T37. . . . .	107
A.35. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T38. . . . .	107
A.36. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T39. . . . .	108
A.37. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T40. . . . .	108
A.38. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T41. . . . .	109
A.39. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T42. . . . .	109
A.40. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T43. . . . .	110
A.41. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T44. . . . .	110
A.42. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T45. . . . .	111
A.43. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T47. . . . .	111
A.44. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T48. . . . .	112
A.45. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T49. . . . .	112
A.46. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T50. . . . .	113
A.47. Curva de $\rho_a$ y modelo de resistividades para estación T52. . . . .	113
B.1. Grilla de resistividad a 500 [m] de altitud. . . . .	114
B.2. Grilla de resistividad a 450 [m] de altitud. . . . .	114
B.3. Grilla de resistividad a 400 [m] de altitud. . . . .	115
B.4. Grilla de resistividad a 350 [m] de altitud. . . . .	115
B.5. Grilla de resistividad a 300 [m] de altitud. . . . .	115
B.6. Grilla de resistividad en superficie. . . . .	116
B.7. Grilla de resistividad a 30 [m] de profundidad. . . . .	116
B.8. Grilla de resistividad a 50 [m] de profundidad. . . . .	117
B.9. Grilla de resistividad a 100 [m] de profundidad. . . . .	117
B.10. Grilla de resistividad a 150 [m] de profundidad. . . . .	117
B.11. Grilla de resistividad a 200 [m] de profundidad. . . . .	117
B.12. Grilla de resistividad a 250 [m] de profundidad. . . . .	118



# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Antecedentes

La cuenca de Santiago se encuentra emplazada en la Depresión Intermedia, una de las unidades geomorfológicas que conforma Chile Central (Fock, 2005). En ella, se sitúa la ciudad de Santiago, capital de Chile, donde vive gran parte de la población del país. La zona de investigación se ubica entre las latitudes  $33^{\circ}10' S$  y  $33^{\circ}40' S$  y longitudes  $70^{\circ}29' O$  y  $70^{\circ}53' O$  (Fig. 1.1).

Existen variadas investigaciones geológicas donde se discute la estructura del valle, además de su génesis y composición, entre ellas: Vergara *et al.* (2004); Fock (2005); Armijo *et al.* (2010) y Farías *et al.* (2010), las cuales entregan una vasta información sobre la disposición y edad que han sido reconocidas una variedad de intrusivos, formaciones rocosas y cerros islas que se encuentran en el sector de estudio (Fig. 1.1). Además, la cuenca de Santiago posee un relleno sedimentario, donde trabajos como el de Rauld (2011) y Gálvez Vega (2012) nos permiten entender cómo se han distribuido tanto los depósitos aluviales como también volcánicos y fluviales.

Por otro lado, investigaciones geofísicas han aportado a comprender la forma y composición de las diferentes unidades geológicas que son parte de la cuenca de Santiago, como por ejemplo: estudios de Dragicevic (1970), Kausel (1959), Araneda *et al.* (2000) y Yáñez *et al.* (2015). Estos, entregan un modelo de profundidad del basamento e identifican los principales depocentros existentes en la cuenca, utilizando la gravimetría como método de estudio. El cuál, es una primera aproximación a cómo se distribuye el relleno sedimentario en la cuenca de Santiago, siendo observado con mayor espesor hacia sectores al oriente y sur de la ciudad. En este mismo contexto, se han realizado estimaciones del efecto de sitio y mediciones a partir de la propagación de ondas generadas por terremotos, resultando modelos de velocidad los cuales son mostrados en artículos de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2009), Pilz *et al.* (2010) y Pilz *et al.* (2011).

Además, existen estudios geoelectrónicos, como sondaje eléctrico vertical (SEV) o tomografía de resistividad eléctrica (ERT), que se han realizado localmente en dicha cuenca (Leiva (2015), Díaz *et al.* (2014) y Alvarado (2002)). Estos estudios nos entregan valores esperables de resistividad eléctrica en sectores más bien localizados, al norte y oriente de la cuenca de Santiago. Sin embargo, no existen estudios utilizando métodos electromagnéticos que realicen una caracterización de la cuenca de forma local o en gran parte de ella.

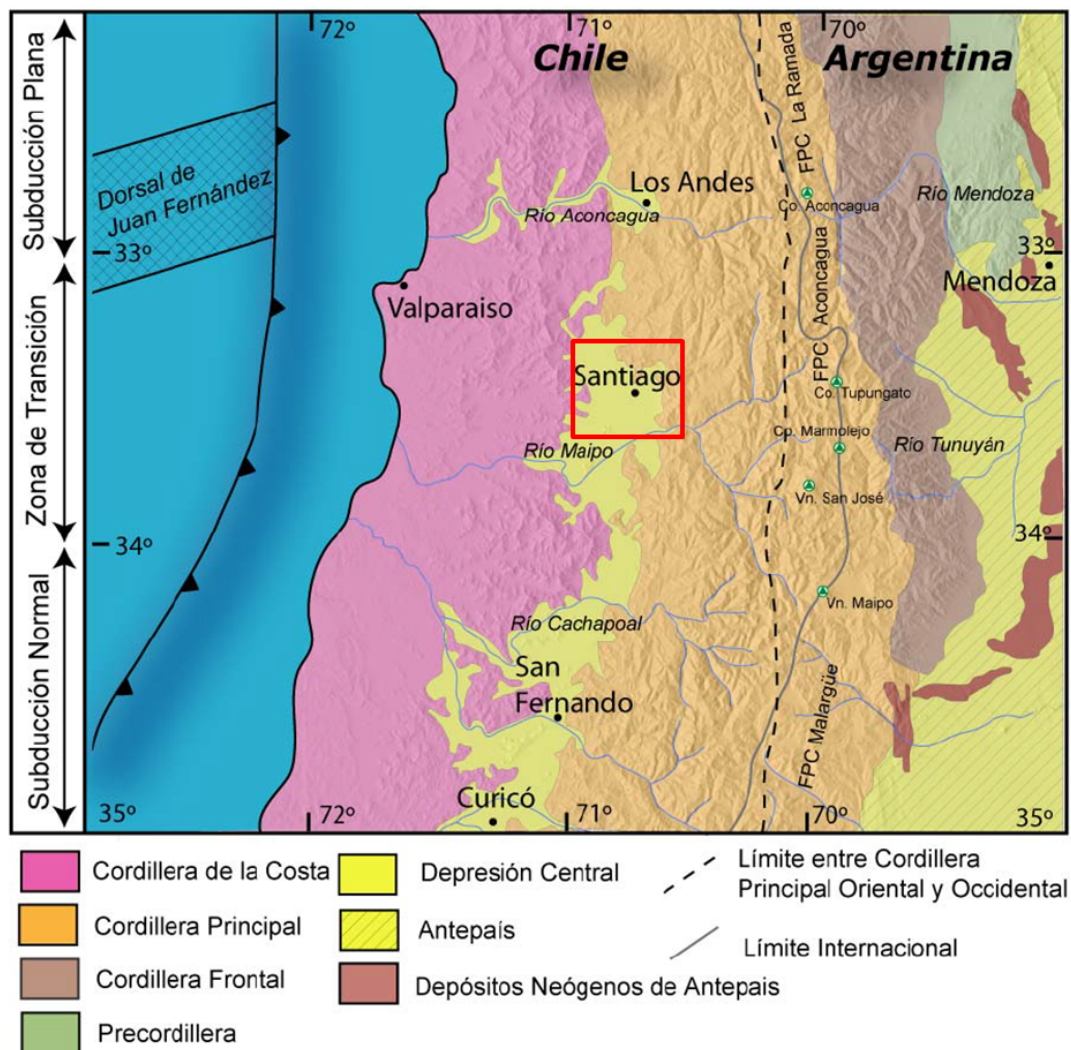


Figura 1.1: Morfoestructuras que conforman Chile Central, zona de estudio demarcada en color rojo, situada en gran parte de la Depresión Central, modificado de Fock (2005)

## 1.2. Motivación

Chile, al encontrarse en uno de los márgenes convergentes de placas y ser uno de los países más sísmicos del mundo, tiene la necesidad de estudiar y aportar con investigaciones que permitan mitigar los peligros que los terremotos y las catástrofes naturales generan en este marco tectónico.

Bajo este contexto, este trabajo de tesis colabora en el proyecto de investigación *”Caracterización geofísica de la cuenca de Santiago para la estimación de riesgo sísmico”*, y forma parte del Programa de Riesgo Sísmico (PRS). Dicho proyecto es realizado con el apoyo de diversos integrantes del Núcleo de Geofísica Aplicada (NGA) del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, en donde se realizaron campañas gravimétricas con el fin de construir un modelo geofísico para la caracterización de la cuenca de Santiago, entendiéndose éste modelo, como una forma de comprender la geometría que posee la cuenca de Santiago utilizando diferentes métodos geofísicos en los que es posible mencionar: gravimetría; tomografía de resistividad eléctrica (ERT); sondaje eléctrico vertical (SEV) y transiente electromagnético (TEM). En este contexto, el proyecto busca generar una zonificación del riesgo sísmico, conociendo y entendiendo los aspectos geofísicos y geológicos observables en la región de estudio.

A partir de los antecedentes antes mencionados, la realización de esta tesis tiene mayor importancia, ya que es una herramienta de apoyo y confiabilidad a las mediciones gravimétricas. Donde los datos TEM, facilitan la modelación, análisis e interpretación del modelo geofísico resultante. Hoy en día aún quedan incógnitas por responder, en cuanto a las diferentes propiedades y características que posee el relleno sedimentario en la región de estudio y en cuánto y cómo varía el espesor de este relleno en la cuenca. Es así como nace este estudio, bajo la hipótesis de que la cuenca de Santiago está conformada por diferentes tipos de depósitos que forman parte del relleno sedimentario, los cuales están asociados a variaciones en la resistividad eléctrica que pueden ser medidas utilizando el método Transiente Electromagnético (TEM), método geofísico empleado por primera vez a gran escala en la cuenca de Santiago.

Así, este estudio reunirá un set de datos TEM, en el cual los datos adquiridos serán procesados y modelados. Luego, de los modelos 1-D resultantes, se obtendrá información de las variaciones de resistividad eléctrica en la cuenca de Santiago. Con el fin, de que estas variaciones puedan ser comparadas e interpretadas para comprender la distribución del relleno sedimentario en dicha cuenca.

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo general

- Determinar la resistividad eléctrica empleando el método de transiente electromagnético (TEM) para estudiar unidades geológicas en la cuenca de Santiago.

### 1.3.2. Objetivos específicos

- Identificar la composición del relleno sedimentario a partir de las mediciones de transiente electromagnético y la caracterización geológica.
- Determinar niveles de sedimento saturado, comparando la información disponible de pozos y/o niveles estáticos.
- Comprender teóricamente el proceso de inversión - modelación del método Transiente Electromagnético.
- Estimar el espesor del relleno sedimentario y aportar restricciones al modelamiento de datos gravimétricos obtenidos en campañas de medición que forman parte del mismo proyecto de investigación.

## 1.4. Metodología

En base a lo mencionado anteriormente, la metodología se ha dividido en las siguientes etapas:

### 1. Revisión y recopilación de investigaciones anteriores

Se definen las características que posee la cuenca de Santiago en base a estudios geológicos, abordando temáticas como la variedad de suelos existentes, principales ríos y procesos tectónicos y/o estructurales ocurridos en el sector de estudio. Por otra parte, se analizan publicaciones sobre geofísica aplicada, geología e hidrogeología realizados en dicha cuenca.

### 2. Planificación y adquisición de mediciones

Se determina la ubicación de 40 estaciones teniendo en cuenta sitios que cumplan con las condiciones para realizar de manera óptima la medición, esto quiere decir, sectores que posean planicies de  $40 \times 40 [m^2]$ ,  $100 \times 100 [m^2]$  o  $200 \times 200 [m^2]$ , los cuales se encuentren alejados de torres de alta tensión y que logren minimizar de la mejor forma el ruido ambiental.

### 3. Procesamiento y modelamiento de datos

A partir de las mediciones adquiridas, se realiza el procesamiento de los datos. Luego, se realiza el modelamiento de las curvas de resistividad aparente, obteniendo para cada estación un modelo de capas, que refleja la variación de resistividad eléctrica con la profundidad. Para esto, se utilizan dos *softwares* comerciales disponibles: *Interpex* y *ViewTem*. Mayor detalle de esta etapa, se encuentra en el Capítulo 4.

### 4. Análisis e interpretación

Se comparan e interpretan los modelos de capas obtenidos utilizando la caracterización geológica disponible. Se asocian los contrastes de resistividad eléctrica con la información estratigráfica de pozos y niveles estáticos. Además, se correlaciona la profundidad de basamento modelada en base a datos de gravimetría con la profundidad de basamento y espesores mínimos que se determina en las estaciones adquiridas.

## 1.5. Estructura de la tesis

El presente estudio se divide en 6 capítulos, los cuales son detallados a continuación:

- El **primer capítulo** describe el tema a tratar, detallando antecedentes y motivación. Además, entrega objetivos y metodología planteados para esta tesis.
- El **capítulo dos** hace referencia a las herramientas teóricas utilizadas en esta investigación, junto al detalle del funcionamiento del método geofísico empleado.
- El **tercer capítulo** detalla el contexto geológico regional, local, e hidrogeológico en el cual está emplazada esta tesis.
- El **capítulo cuatro** realiza una explicación detallada de la metodología implementada en la realización de este trabajo. Además especifica las componentes del equipo empleado para la adquisición de datos. Y entrega una breve descripción respecto a la modelación-inversión generada en este estudio.
- El **quinto capítulo** muestra los resultados realizados en el marco de esta tesis, comprende los modelos 1-D, perfiles en dirección N-S, W-E, NW-SE y NE-SW generados a partir de los modelos de capas, y grillas que ilustra la resistividad eléctrica a diferentes profundidades. Sumado a esto, el análisis, interpretación y posterior discusión de todos éstos.
- Por último, el **sexto capítulo** presenta una conclusión general del trabajo expuesto, destacando resultados relevantes de cada sección, y planteando ideas para un eventual trabajo a futuro.

# Capítulo 2

## Marco Teórico

### 2.1. Electromagnetismo

Las ecuaciones de Maxwell resumen los fenómenos electromagnéticos estudiados por diversos autores, la formulación consiste en cuatro ecuaciones diferenciales vectoriales que relacionan el campo eléctrico, el campo magnético y sus respectivas fuentes materiales.

#### 2.1.1. Ecuaciones de Maxwell en medios materiales

La interacción de los campos electromagnéticos y sus fundamentos básicos son resumidas en la asociación de las cuatro ecuaciones de Maxwell y sus relaciones constitutivas. Estas expresiones forman un sistema de ecuaciones diferenciales lineales de primer orden. En el dominio del tiempo con dependencia  $(\mathbf{x}, t)$  y posteriormente en el dominio de la frecuencia con dependencia  $(\mathbf{x}, \omega)$ .

$$\nabla \times \mathbf{e} + \frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} - \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} = \mathbf{j} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = q \quad (2.4)$$

Donde las variables y constantes utilizadas en electromagnetismo, asociadas a estas ecuaciones quedan detalladas en la Tabla (2.1) (Ward & Hohmann, 1988). Las variables que sean vectores se mencionan en negrita a lo largo de este capítulo, y aquellas que se utilicen en el dominio del

tiempo se mostrarán en minúsculas, y aquellas que se utilicen en el dominio de la frecuencia en mayúsculas.

Nombre	Símbolo	Unidad (SI)
Intensidad del campo eléctrico	$e$	$\frac{V}{m}$
Desplazamiento dieléctrico	$d$	$\frac{As}{m^2}$
Campo magnético	$b$	$T = \frac{Vs}{m^2}$
Intensidad del campo magnético	$h$	$\frac{A}{m}$
Flujo de corriente	$j$	$\frac{A}{m^2}$
Densidad de carga eléctrica	$q$	$\frac{As}{m^3}$
Permitividad eléctrica	$\varepsilon$	$\frac{Vm}{As}$
Permitividad eléctrica en el vacío	$\varepsilon_0 = 8,845 \cdot 10^{-12}$	$\frac{Vm}{As}$
Permeabilidad magnética	$\mu$	$\frac{Vm}{As}$
Permeabilidad magnética en el vacío	$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$	$\frac{Am}{Vs}$
Conductividad eléctrica	$\sigma$	$\frac{A}{Vm}$
Resistividad eléctrica	$\rho = 1/\sigma$	$\Omega m = \frac{Vm}{A}$

Tabla 2.1: Variables y constantes elementales del electromagnetismo.

Para materiales homogéneos donde la conductividad es mayor que  $10^{-4}$  [S/m], la carga libre se disipa en menos de  $10^{-6}$  [s]. Entonces, en prospección geofísica donde se emplean frecuencias menores que  $10^5$  [Hz] se tiene que  $\frac{\partial q}{\partial t} \approx 0$  (Ward & Hohmann, 1988). Bajo estos supuestos, tomando la divergencia de (2.2) y utilizando (2.4) se obtiene:

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = 0 \quad (2.5)$$

Además de las relaciones de Maxwell (2.1-2.4) en medios materiales, se tienen las relaciones constitutivas,

$$\mathbf{D} = \varepsilon \cdot \mathbf{E} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{B} = \mu \cdot \mathbf{H} \quad (2.7)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \cdot \mathbf{E} \quad (2.8)$$

donde los parámetros de permitividad eléctrica ( $\varepsilon$ ), conductividad ( $\sigma$ ), y permeabilidad magnética ( $\mu$ ), en general son tensores que dependen de la frecuencia ( $\omega$ ), posición ( $\mathbf{x}$ ), las condiciones de presión ( $P$ ) y temperatura ( $T$ ) y podrían también variar en el tiempo ( $t$ ) (Ward & Hohmann, 1988).

## 2.1.2. Ley de Ohm

La expresión (2.8) es una relación lineal que corresponde a la *Ley de Ohm*, donde el flujo de corriente eléctrica ( $\mathbf{J}$ ) es proporcional al campo eléctrico ( $\mathbf{E}$ ) a través de la conductividad eléctrica del medio ( $\sigma$ ).

Si consideramos una geometría cilíndrica, como por ejemplo la de un cable de cobre de sección  $A$  y largo  $L$ , sometido a una diferencia de voltaje  $\Delta V$  entre sus caras (Figura 2.1) para la relación entre campo eléctrico y flujo de corriente se tiene

$$\mathbf{E} = \frac{1}{\sigma} \cdot \mathbf{J} \quad (2.9)$$

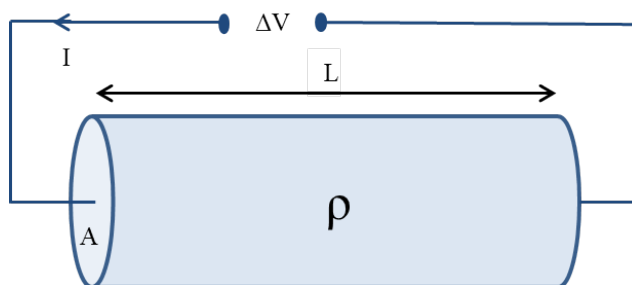


Figura 2.1: Conducción eléctrica en un material de sección circular de resistividad eléctrica ( $\rho$ ).

Considerando que,

$$\Delta V = \mathbf{E}L \quad (2.10)$$

y la relación entre el flujo de corriente eléctrica y el corriente eléctrica ( $I$ ),

$$\mathbf{J} = \frac{I}{A} \quad (2.11)$$

combinando (2.9 - 2.11), se tiene que:

$$\Delta V = I \frac{1}{\sigma} \frac{L}{A} \quad (2.12)$$

De (2.12) se puede escribir la expresión elemental de la *Ley de Ohm*,

$$\Delta V = IR \quad (2.13)$$



donde ( $R$ ) corresponde a la *Resistencia eléctrica* que se mide en *Ohms* [ $\Omega$ ] y depende del tipo de material y su geometría. En este caso es directamente proporcional a la longitud del cable e inversamente proporcional al área:

$$R = \frac{1}{\sigma} \frac{L}{A} \quad (2.14)$$

De (2.14), para la **resistividad eléctrica** ( $\rho$ ), recíproco de la conductividad eléctrica ( $\sigma$ ), propiedad intrínseca de cada material, se tiene

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (2.15)$$

La resistividad eléctrica mide la capacidad que un material tiene de oponerse al flujo de corriente eléctrica que se transmite a través de él, y cuya unidad de medición en el sistema internacional de unidades (SI) es el [ $\Omega m$ ].

En medio más complejos en general se tiene que

$$\rho = kR \quad (2.16)$$

donde  $k$  es un parámetro con unidades de longitud que depende de la geometría del sistema eléctrico en cuestión. En el caso simple de un cable cilíndrico aquí analizado  $k = A/L$ .

Para cada material se puede determinar su resistividad eléctrica, la que es de gran utilidad para el estudio de suelos y materiales terrestres. Éste parámetro puede ser medido mediante diversos métodos geofísicos, en especial el método empleado en este estudio, Transiente Electromagnético (TEM).

### 2.1.3. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia

Para obtener las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia debemos hacer uso de la transformada de Fourier mencionadas en (2.17) y (2.18).

$$\mathbf{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (2.17)$$

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{F}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.18)$$

Utilizando las relaciones constitutivas en función de la permitividad eléctrica ( $\epsilon$ ), la conductividad ( $\sigma$ ) y permeabilidad magnética ( $\mu$ ), podemos expresar las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia (Ward & Hohmann, 1988).

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\mu\omega\mathbf{H} = 0 \quad (2.19)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\varepsilon\omega)\mathbf{E} = 0 \quad (2.20)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (2.21)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.22)$$

## 2.2. Fundamentos del Método Transiente Electromagnético

### 2.2.1. Transiente Electromagnético, TEM

Las mediciones electromagnéticas son divididas en dos categorías: los métodos en el dominio de la frecuencia y los métodos en el dominio del tiempo. Con respecto a lo que atañe en este estudio y a este capítulo, mencionaremos sólo el correspondiente al dominio del tiempo.

El **Método de Transiente Electromagnético** (*Transient Electromagnetic*, TEM) es uno de los tantos métodos utilizados en Geofísica Aplicada. Esta técnica es utilizada en prospección geofísica, también puede ser llamada como Método Electromagnético en el Dominio del Tiempo (*Time Domain Electromagnetic*, TDEM). El método TEM ha sido desarrollado con mayor intensidad desde mediados de los años 80's, y es relativamente joven en comparación al resto de los métodos geo-eléctricos como: Sondaje Eléctrico Vertical (SEV), Inducción Electromagnética en el Dominio de la Frecuencia (FDEM), Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), entre otros. Publicaciones de diferentes autores explican sobre las técnicas electromagnéticas en el dominio del tiempo y la frecuencia ([Goldman & Neubauer \(1994\)](#), [Auken et al. \(2006\)](#), [Everett \(2012\)](#), entre otros).

En particular, este método utiliza *loops* de transmisión-recepción en donde no hay uso de electrodos, lo que lo hace un método 100 % inductivo, donde no existe la resistencia de contacto, debido a que no hay conexión directa con el suelo. Desde sus inicios, los métodos electromagnéticos han sido diseñados para investigaciones y exploraciones mineras, sin embargo, la interpretación cuantitativa de rocas en base a la resistividad permitió la realización de investigaciones para el medio ambiente, con fines hidro-geológicos, geo-térmicos o propósitos de ingeniería.

Entre las ventajas del TEM, tenemos que es posible obtener una óptima resolución lateral del subsuelo, operando a una separación Transmisor-Receptor menor que la profundidad de la estructura buscada. Por ejemplo, de manera experimental se sabe que se puede utilizar un *loop* de transmisión con un tamaño de  $100 \times 100 [m^2]$  para obtener datos a una profundidad de 300 [m] aproximadamente. Para el caso de la cuenca de Santiago, la cual esta conformada por sedimentos de diferente composición y la ciudad se encuentra emplazada relativamente homogénea en altitud,

nos permite implementar esta metodología en lugares como canchas de fútbol, parques públicos o privados, parcelas de terceros, entre otros.

A su vez, la metodología TEM posee la capacidad de penetración en capas conductoras dependiendo de la potencia en la señal primaria, al igual que otros métodos electromagnéticos. Sin embargo, este método es muy sensible a fuentes externas como ruido ambiental o la presencia de grandes conductores como: rieles de tren; torres de alta tensión; entre otros. Todo este tipo de factores deben ser tomados en consideración al momento de realizar la medición en terreno.

### 2.2.2. Funcionamiento del TEM

El principio de esta técnica se basa en hacer circular corriente por un *loop emisor* de cable, también llamado **transmisor**, éste se encuentra ubicado normalmente sobre una superficie. Esta corriente genera un campo magnético primario variable en el tiempo (Fig. 2.2 (a)). Luego, esta corriente es cortada abruptamente ocasionando una inducción electromagnética en el subsuelo, conocidas como *corrientes de Eddie* que fluyen en una trayectoria cerrada migrando en profundidad y lateralmente, disminuyendo su intensidad con el tiempo (Fig. 2.3). Estos cortes de corriente generan un campo magnético secundario transitorio que va decreciendo desde la superficie (Fig. 2.2 (c)).

Además, este campo magnético cambiante posee un flujo magnético variable en el tiempo que para un *loop* cerrado llamado **receptor** se induce una fuerza electromagnética correspondiente al voltaje variable en el tiempo (Fig. 2.2 (b)). Éste último, es la medición que se adquiere por el **receptor**, donde la forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la resistividad eléctrica del subsuelo, debido a la magnitud y distribución de las corrientes inducidas, que dependerán de la prioridades y características del subsuelo (Fig. 2.3).

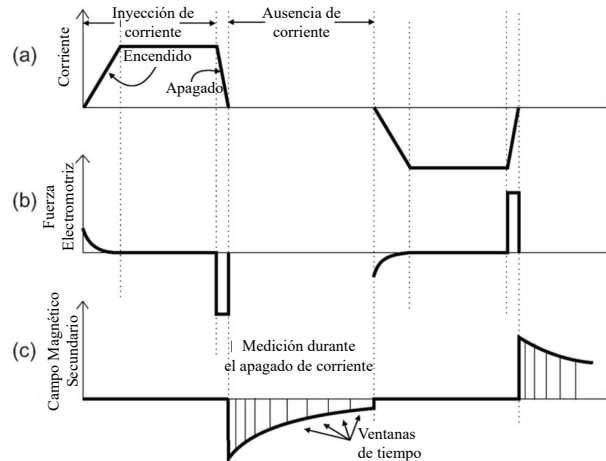


Figura 2.2: Esquema explicativo de las etapas de medición en TEM. (a) Pulso de transmisión, (b) Fuerza Electromotriz y (c) campo magnético secundario (Modificado ABEM, 2015).

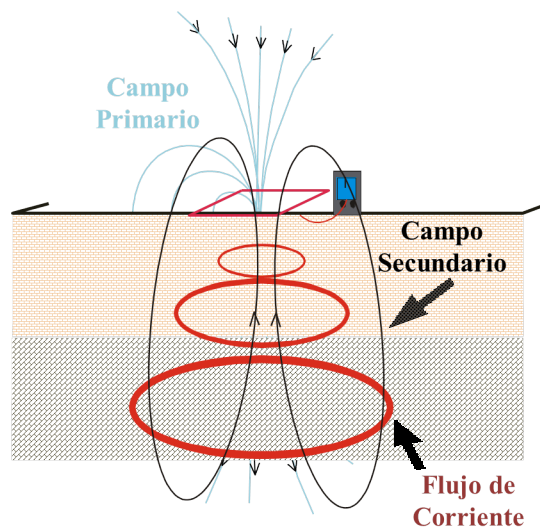


Figura 2.3: Esquema explicativo del transiente electromagnético, describe el flujo de corriente y campos magnéticos que se generan en la aplicación del método TEM (Modificado ABEM, 2015)

Existen variados arreglos geométricos aplicables en terreno, estos dependen de la configuración de la bobina transmisora y receptora cuyas formas pueden ser elíptica, circular o cuadrada. Ésta última, es más utilizada debido a su práctica instalación en terreno (Fig. 2.4). A su vez, el tamaño del transmisor y/o receptor dependerá de la profundidad que se quiera estudiar, los arreglos más comunes son los siguientes:

- (a) **Loop central:** En este arreglo el transmisor y receptor de menor tamaño, son bobinas distintas que coinciden geoméricamente en la planicie a utilizar. Existe una variante de este *loop*, en el cual se utiliza una bobina receptora de menor tamaño, localizada normalmente en el centro de la bobina transmisora, siendo concéntricos entre sí.
- (b) **Loop coincidente:** Este arreglo utiliza un *loop* que funciona como transmisor y receptor. La corriente fluye cuando el *loop* actúa como transmisor, y una vez que la corriente se corta en los extremos de la bobina, la señal puede ser medida utilizando éste como receptor.
- (c) **Loop separado:** En este arreglo, el *loop* transmisor y receptor están separados una distancia fija.

Para el desarrollo de esta investigación se utiliza el arreglo geométrico **Loop central**. Además, el equipo de medición dispone dos bobinas receptoras; una para ser instalada en el centro del *loop* transmisor, y otra receptora, para ser ubicada de forma concéntrica al transmisor.

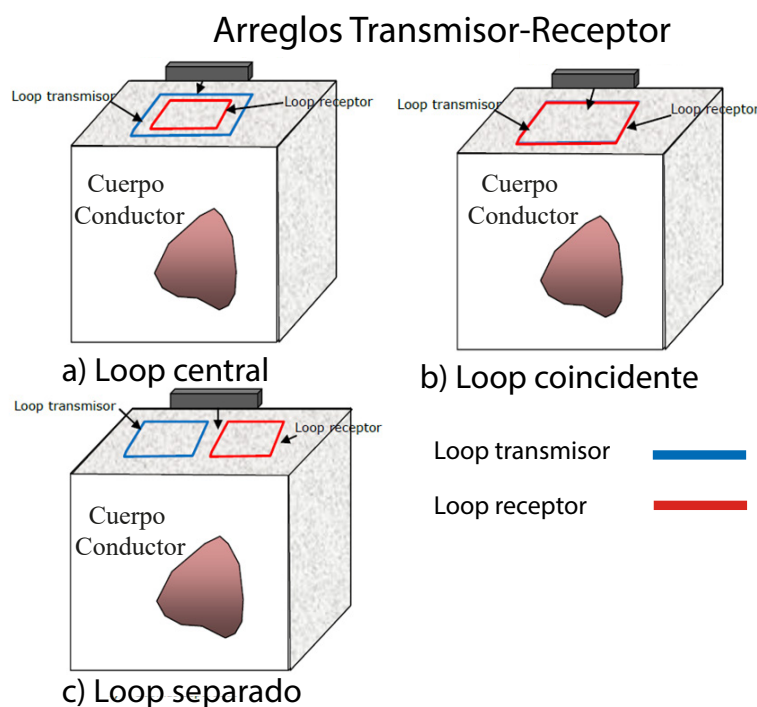


Figura 2.4: Configuraciones más comunes, utilizadas en terreno para la aplicación del método TEM. (a) *Loop central*, (b) *Loop coincidente* y (c) *Loop separado*. (tomado de Nabighian & Macnae (1991)).

### 2.2.3. Fuentes de Error

Todo método geofísico posee ciertas limitaciones, las cuales se debe tener en consideración a la hora de realizar campañas geofísicas. Es crucial conocer y entender los diferentes tipos de ruidos que se pueden generar a partir de la utilización de este método para el óptimo manejo de los datos. Existen varias fuentes de error tales como: las instrumentales, los efectos geométricos, geológicos y culturales.

Entendemos por ruido instrumental aquel que es generado por el equipo de medición, donde la forma de onda transmitida toma mayor importancia, una incorrecta programación de está puede producir una falta de calibración en los datos, y por ende, una pobre calidad de éstos. Por otro lado, tenemos una fuente de error geométrico, que es generada por la configuración del transmisor-receptor, que en ciertos casos no es colocada de manera adecuada en la superficie del suelo, dejando partes del cable transmisor y/o receptor cruzados en él mismo, generando bobinas que inducen error en la señal, también puede ocurrir por cambios abruptos en la topografía del sector, se sugiere colocar el instrumento en zonas sin grandes variaciones en la altitud. Además, existe el ruido geológico que ocurre principalmente por anisotropías en el medio, cuando ciertas conductividades son dependientes de la frecuencia (efectos de polarización inducida), o la existencia de capas buzantes y heterogeneidades cerca de la superficie. Este tipo de ruido, es considerado sólo si se presenta en una escala de frecuencias muy diferente a la esperada. De lo contrario, es considerado parte del dato que se busca interpretar. Y por último, tenemos el ruido cultural que es generado por el hombre, como por ejemplo: transmisores VLF (baja frecuencia) generan señales fuertes alrededor de 15 a 24  $[kHz]$ , transmisores de radio AM que producen señales alrededor de los 200  $[kHz]$ ,

y fuentes como conductores metálicos que generan ruido acoplado. En TEM, nos enfrentamos a acoplamientos que se generan durante el funcionamiento del transmisor, en su mayoría se generan en zonas donde existe densa urbanización, donde hay presencia de tuberías enterradas, cañerías y cables subterráneos, o torres de alta tensión. Se pueden destacar dos tipos: **acoplamiento galvánico** y **capacitivo**. Sus nombres son debido a la trayectoria que recorre la corriente después de haber sido inducida en un cuerpo conductor (Sørensen *et al.*, 2000).

En un acoplamiento galvánico, el transmisor induce corrientes en un conductor artificial (creado por el hombre) que está en contacto con la tierra. La Figura 2.5 representa un cable de conexión a tierra en un poste de una línea eléctrica, y la correspondiente respuesta en decaimiento de voltaje [ $V/m^2$ ] v/s tiempo [s]. Este sistema forma un circuito LR (circuito eléctrico formado por una resistencia "R" y una bobina "L" en serie) y tiene un decaimiento exponencial. La respuesta generada en esta situación distorsiona la señal recibida generando una baja en las resistividades mostradas en el modelo interpretado. La respuesta de un acoplamiento galvánico es difícil identificar en los datos, y sólo se reconoce mediante la comparación utilizando otros métodos geo-eléctricos.

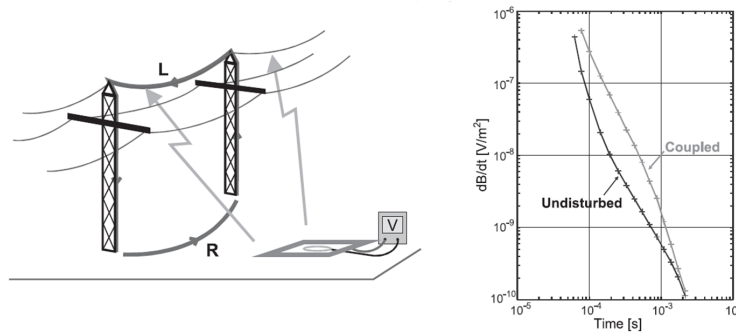


Figura 2.5: Acoplamiento galvánico, tomado de Danielsen *et al.* (2003) & ABEM.

El acoplamiento capacitivo, se genera debido a corrientes inducidas por el transmisor a través del aislamiento de un cable enterrado a la tierra como se ilustra en la Figura 2.6, junto con la respuesta del decaimiento de voltaje para el caso expuesto. Esta trayectoria de corriente forma un circuito LCR (circuito eléctrico formado por una resistencia "R", una bobina "L" y un condensador "C", pueden estar conectados en serie o en paralelo) que tiene un decaimiento oscilante, que se reconoce fácilmente en los datos.

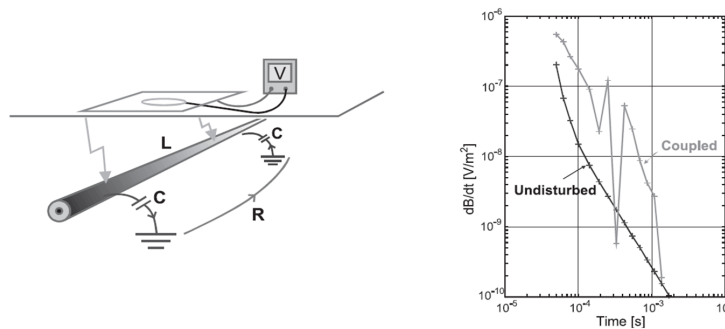


Figura 2.6: Acoplamiento capacitivo, tomado de Danielsen *et al.* (2003) & ABEM.

En ambos casos, la amplitud del acoplamiento dependerá del tamaño y de la distancia a la cual se encuentre el cuerpo conductor del transmisor (Sørensen *et al.*, 2000).

## 2.2.4. Principio Físico del TEM

Los fundamentos teóricos son necesarios para comprender la interacción de cierto conductor y los campos electromagnéticos. Se explicarán de manera básica en este capítulo y se prestará especial atención a la descripción del método TEM y sus rasgos característicos. Gran parte de estas descripciones son trabajos realizados por Morrison *et al.* (1969), Ward & Hohmann (1988), Nabighian & Macnae (1991), Spies & Frischknecht (1991), Kirsch & Yaramanci (2009), entre otros.

### Solución para loop circular sobre un semi-espacio estratificado

La solución para un *loop* circular que se expone a continuación sigue cercanamente aquellas presentadas por Morrison *et al.* (1969), Ward & Hohmann (1988), entre otros. Se considera entonces un *loop* circular de radio  $a$  como transmisor sobre un semi-espacio estratificado, donde en cada capa el medio es eléctricamente homogéneo, lineal e isotrópico (Figura 2.7). Un *loop* circular es una buena aproximación a un *loop* cuadrado (como el usado en la presente tesis) de la misma área, si el receptor se ubica en el centro del *loop* emisor (Ward & Hohmann, 1988).

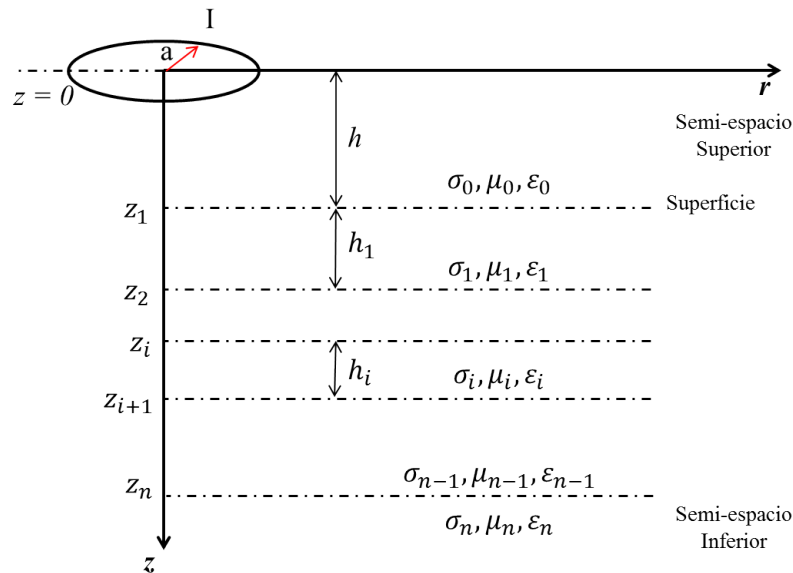


Figura 2.7: Modelo de capas planas eléctricamente homogéneas. La primera (índice 0) y la última capa (índice  $n$ ) son semi-espacios superior e inferior respectivamente. El semi-espacio superior corresponde a la capa de aire (vacío) cuyo límite inferior es la superficie terrestre. En este semi-espacio se ubica el *loop* transmisor de radio  $a$ , situado a una altura  $h$  sobre la superficie y por el que circula una corriente  $I$ . En este semi-espacio normalmente también se ubica el *loop* receptor en diferentes posiciones, siendo lo más común una ubicación concéntrica con el *loop* transmisor. Cada capa se caracteriza por su conductividad eléctrica ( $\sigma$ ), su permeabilidad magnética ( $\mu$ ), su permitividad eléctrica ( $\epsilon$ ) y su espesor ( $h$ ).

La simetría cilíndrica ( $r, \theta, z$ ) del problema propuesto indica que el campo eléctrico tiene solo componente tangencial, y el magnético componentes radial y vertical:

$$\mathbf{E} = (0, E_\theta, 0) \quad , \quad \mathbf{H} = (H_r, 0, H_z) \quad (2.23)$$

Tomando las ecuaciones de Maxwell en frecuencia (2.19) y (2.20), utilizando coordenadas cilíndricas, y considerando que:

$$E_\theta = E_\theta(r, z, \omega) \quad , \quad H_r = H_r(r, z, \omega) \quad , \quad H_z = H_z(r, z, \omega) \quad (2.24)$$

es decir que no hay dependencias de  $\theta$ , se obtiene

$$\frac{\partial E}{\partial z} = i\omega\mu H_r \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial r} = (\sigma + i\varepsilon\omega)E \quad (2.26)$$

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}(rE) = -i\omega\mu H_z \quad (2.27)$$

donde por simplicidad de notación se ha usado  $E_\theta = E$ . Las ecuaciones (2.25 - 2.27) son válidas en todas las capas y semi-espacio inferior (índices 1 a  $n$ , Figura 2.7), pero no en el semi-espacio superior (índice  $n = 0$ ) donde está el transmisor, es decir el *loop* de corriente. El flujo de corriente  $\mathbf{J}$  asociado al *loop* tiene sólo componente tangencial  $J$ , la que debe ser entonces sumada al miembro izquierdo de (2.26). Para el *loop* de radio  $a$  en  $z = 0$ , por donde circula una corriente  $I$ ,  $J$  en coordenadas cilíndricas y en el dominio de las frecuencias es:

$$J = \frac{I(\omega)a\delta(r-a)\delta(z)}{r} \quad (2.28)$$

donde  $\delta$  representa la función delta de Dirac (Morrison *et al.*, 1969). Para la Ecuación 2.26 en el semi-espacio superior donde se encuentra el *loop* transmisor se tiene entonces:

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial r} = (\sigma + i\varepsilon\omega)E + J \quad (2.29)$$

donde  $J$  viene dado por (2.28). Reemplazando (2.25) y (2.27) en (2.29), luego de álgebra sencilla se obtiene una ecuación que contiene solamente el campo eléctrico:

$$\left[ \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{\partial^2}{\partial r^2} + k^2 \right] E = i\omega\mu J \quad (2.30)$$

donde



$$k^2 = \omega^2 \mu \varepsilon + i \omega \mu \sigma \quad (2.31)$$

Una vez obtenido  $E$ , las Ecuaciones (2.25) y (2.27) permiten obtener  $H_r$  y  $H_z$  respectivamente.

Siguiendo a Morrison *et al.* (1969), para la resolución de la Ec. (2.30) se aplica la transformada de Hankel de primer orden con lo que la variable  $r$ , pasa a la variable recíproca  $\lambda$ :

$$E(\lambda, z, \omega) = \int_0^\infty E(r, z, \omega) J_1(\lambda r) r dr \quad (2.32)$$

cuya transformada inversa es

$$E(r, z, \omega) = \int_0^\infty E(\lambda, z, \omega) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (2.33)$$

donde  $J_1$  es la función de Bessel de orden uno. La transformada de  $J$  es inmediata:

$$J(\lambda, z, \omega) = \int_0^\infty \frac{I(\omega) a \delta(r-a) \delta(z)}{r} J_1(\lambda r) r dr \quad (2.34)$$

de donde,

$$J(\lambda, z, \omega) = I(\omega) a \delta(z) J_1(\lambda a) \quad (2.35)$$

La transformación del miembro izquierdo de (2.30) es más elaborada y requiere el uso de relaciones de recurrencia entre las funciones de Bessel de orden cero y uno. Sin mayores detalles y considerando (2.35), el resultado de la transformada de Hankel de (2.30) es:

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} - (\lambda^2 - k^2) E = i \omega \mu I(\omega) a \delta(z) J_1(\lambda a) \quad (2.36)$$

con  $E = E(\lambda, z, \omega)$ . La Ecuación (2.36) es en general válida para cada capa del modelo mostrado en la Figura 2.7. Salvo en el semi-espacio superior, basta para ello considerar la corriente nula ( $I = 0$ ). Específicamente se tiene:

$$\frac{\partial^2 E_i}{\partial z^2} - u_i^2 E_i = \begin{cases} i \omega \mu_0 I(\omega) a \delta(z) J_1(\lambda a) & , i = 0 \\ 0 & , i = 1, 2, \dots, n \end{cases} \quad (2.37)$$

donde  $E_i = E_i(\lambda, z, \omega)$  es el campo eléctrico en la capa  $i$ ,

$$u_i^2 = \lambda^2 - k_i^2 = \lambda^2 - \omega^2 \mu_i \varepsilon_i + i\omega \mu_i \sigma_i \quad (2.38)$$

Las soluciones para las correspondientes homogéneas de (2.37) son inmediatas

$$E_i = E_i^+ e^{-u_i z} + E_i^- e^{u_i z} \quad (2.39)$$

donde  $E_i^+ = E_i^+(\lambda, \omega)$ ,  $E_i^- = E_i^-(\lambda, \omega)$  son las amplitudes de las soluciones propagándose en la dirección positiva (hacia abajo) y negativa (hacia arriba) de  $z$  respectivamente. Para las capas de la 1 a la  $n$ , (2.39) representa la solución general. Para el semi-espacio superior sin embargo, se debe encontrar una solución particular que incluya la fuente. Para ello se considera entonces la Ecuación (2.37) con  $i = 0$ , es decir:

$$\frac{\partial^2 E_0}{\partial z^2} - u_0^2 E_0 = i\omega \mu_0 I(\omega) a \delta(z) J_1(\lambda a) \quad (2.40)$$

Llevando a cabo una transformación de Fourier de (2.40), de  $z$  al número de onda  $k_z$ ,

$$E_0(\lambda, k_z, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} E_0(\lambda, z, \omega) e^{-ik_z z} dz \quad (2.41)$$

se tiene:

$$E_0(\lambda, k_z, \omega) = \frac{-i\omega \mu_0 a I(\omega) J_1(\lambda a)}{k_z^2 + u_0^2} \quad (2.42)$$

sabiendo por otro lado que,

$$T.Fourier \left[ e^{-u_0 |z|} \right] = \frac{2u_0}{k_z^2 + u_0^2} \quad (2.43)$$

se obtiene la solución particular que incluye el *loop* transmisor:

$$E_0(\lambda, z, \omega) = -i\omega \mu_0 a I(\omega) J_1(\lambda a) \frac{e^{-u_0 |z|}}{2u_0} \quad (2.44)$$

Para  $z > 0$ , es decir por debajo del *loop*, la Ecuación (2.44) representa una solución propagándose en la dirección positiva del tipo:

$$E_0 = E_0^+ e^{-u_0 z} \quad (2.45)$$

donde

$$E_0^+ = \frac{-i\omega\mu_0 a I(\omega)}{2u_0} J_1(\lambda a) \quad (2.46)$$

En el semi-espacio superior salvo la contribución de la fuente (2.45), no existen otras soluciones en la dirección positiva (crecerían exponencialmente para  $z < 0$ ), y la solución general incluyendo el *loop* transmisor se puede escribir como:

$$E_0 = E_0^+ e^{-u_0 z} + E_0^- e^{u_0 z} \quad (2.47)$$

donde  $E_0^+$  viene dado por (2.46), y  $E_0^-$  representa la respuesta del medio estratificado a la acción del *loop* transmisor. En virtud de (2.47) las soluciones del tipo (2.39) se pueden generalizar a todas las capas más los semi-espacios inferior y superior, es decir de  $i = 0$  a  $i = n$ . Combinando (2.39) y (2.25) se obtiene la componente radial del campo  $\mathbf{H}$ :

$$H_{ri} = H_{ri}^+ e^{-u_i z} + H_{ri}^- e^{u_i z} \quad , \quad i = 0 \text{ a } n \quad (2.48)$$

donde

$$H_{ri}^+ = -\frac{u_i}{i\omega\mu_i} E_i^+ \quad , \quad H_{ri}^- = \frac{u_i}{i\omega\mu_i} E_i^- \quad (2.49)$$

En el método TEM, la medición de los campos eléctrico y magnético que contienen la respuesta del medio estratificado se realiza, al igual que la transmisión, en el semi-espacio superior. Interesa entonces conocer el campo eléctrico ( $E_0$ ) en el semi-espacio superior, lo que implica conocer  $E_0^-$  en función de  $E_0^+$  (señal transmitida conocida).

Para ello se debe propagar la solución a través de las capas respetando las condiciones de borde en las interfaces entre capas, y condiciones de radiación en los semi-espacios inferior y superior. Las condiciones a imponer son la continuidad de las componentes tangenciales de  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{H}$ , es decir  $E_\theta = E$  y  $H_r$ , y la ausencia de propagación hacia arriba en el semi-espacio inferior, es decir  $E_n^- = H_n^- = 0$ , y hacia abajo en el semi-espacio superior, salvo la originada por el *loop* transmisor (ver Ecuación 2.47). En el semi-espacio inferior entonces se tiene:

$$E_n = -E_n^+ e^{-u_n z} \quad , \quad H_{rn} = H_{rn}^+ e^{-u_n z} \quad (2.50)$$

Con el objetivo de propagar la solución a través de las capas del modelo, se definen la *impedancia intrínseca* de la capa  $i$ :

$$Z_i = -\frac{i\omega\mu_i}{u_i} \quad (2.51)$$

e *impedancia de entrada* de la capa  $i$ :

$$Z^i = \left. \frac{E_i}{H_{ri}} \right|_{\text{tope capa } i} = \frac{E_i(z)}{H_{ri}(z)} \quad (2.52)$$

Para la impedancia intrínseca de acuerdo con la Ecuación (2.49) se puede también escribir:

$$Z_i = -\frac{i\omega\mu_i}{u_i} = \frac{E_i^+}{H_{ri}^+} = -\frac{E_i^-}{H_{ri}^-} \quad (2.53)$$

Para la impedancia de entrada por otro lado, asumiendo continuidad de las componentes tangenciales  $E$  y  $H_r$  en el fondo de la capa  $i$  ( $z = z_{i+1}$ ) se tiene:

$$Z^{i+1} = \frac{E_{i+1}(z_{i+1})}{H_{ri+1}(z_{i+1})} = \frac{E_i(z_{i+1})}{H_{ri}(z_{i+1})} \quad (2.54)$$

y además en virtud de (2.50) y (2.53) que:

$$Z^n = \frac{E_n(z_n)}{H_{rn}(z_n)} = \frac{E_n^+}{H_{rn}^+} = -\frac{i\omega\mu_n}{u_n} = Z_n \quad (2.55)$$

Definidas las impedancias y combinando (2.48) y (2.53) se tiene que:

$$H_{r0} = \frac{1}{Z_0} \left( E_0^+ e^{-u_0 z} - E_0^- e^{u_0 z} \right) \quad (2.56)$$

y de (2.54) con  $i = 0$ , (2.47) y (2.56) que:

$$Z^1 = \frac{E_0(z_1 = h)}{H_{r0}(z_1 = h)} = \frac{E_0^+ e^{-u_0 h} + E_0^- e^{u_0 h}}{\frac{1}{Z_0} \left( E_0^+ e^{-u_0 h} - E_0^- e^{u_0 h} \right)} \quad (2.57)$$

De esta última expresión es posible despejar  $E_0^-$  en función de  $E_0^+$  como:

$$E_0^- = \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{-2u_0 h} E_0^+ \quad (2.58)$$

de donde una vez conocida  $Z^1$  es posible calcular la solución completa para el campo eléctrico en el semi-espacio superior.

La combinación de las Ecuaciones (2.39), (2.48) y (2.54) permiten deducir la recursión de [Wait \(1954\)](#):

$$Z^i = Z_i \frac{Z^{i+1} + Z_i \tanh(u_i h_i)}{Z^i + Z^{i+1} \tanh(u_i h_i)} \quad (2.59)$$

Entonces partiendo del semi-espacio inferior donde de acuerdo con (2.55)  $Z^n = Z_n$  es conocida, (2.59) permite avanzar hacia arriba a través de las capas y calcular  $Z^1$  necesaria para la evaluación de la Ecuación (2.58).

### Soluciones en semi-espacio superior

En lo que sigue y por simplicidad de notación se omitirá el sub-índice cero (0) en las componentes de los campos:

$$E_0 \longrightarrow E, \quad H_{r0} \longrightarrow H_r, \quad H_{z0} \longrightarrow H_z$$

Combinando las Ecuaciones (2.46), (2.47), (2.58) y llevando a cabo la transformada inversa (2.33) se tiene:

$$E(r, z, \omega) = -\frac{i\omega I(\omega)\mu_0 a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad , \quad (2.60)$$

Utilizando la Ecuación (2.25) y (2.27) en conjunto con (2.60) se obtienen:

$$H_r(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty e^{-u_0 z} \left[ 1 - \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (2.61)$$

$$H_z(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (2.62)$$

donde para la última ecuación se ha usado que

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r J_1(\lambda r)) = \lambda J_0(\lambda r) \quad (2.63)$$

Una versión importante de (2.60 - 2.62), es aquella donde se considera el efecto del *loop* transmisor en la superficie es decir, al fondo del semi-espacio superior en la interfaz aire (vacío) - tierra. Con la geometría y sistema de coordenadas adoptado (Figura 2.7), esto significa evaluar en  $z = h$ . De (2.60 - 2.62) se tiene:

$$E(r, h, \omega) = -i\omega I(\omega)\mu_0 a \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (2.64)$$

$$H_r(r, h, \omega) = -i\omega I(\omega)\mu_0 a \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \frac{1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (2.65)$$

$$H_z(r, h, \omega) = I(\omega) a \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (2.66)$$

Para considerar que el *loop* transmisor también se ubica en la superficie basta colocar  $h = 0$ . Un caso relevante en el desarrollo de esta tesis es el cálculo del campo magnético  $B_z = \mu_0 H_z$  en la superficie ( $h = 0$ ) y en el origen ( $r = 0$ ), producido por un *loop* transmisor también en la superficie.

De acuerdo con la Ley de Inducción de Faraday (Ec. 2.1), la derivada temporal de este campo es proporcional al voltaje (Fuerza Electromotriz) inducido en su *loop* receptor “pequeño” ubicada sobre la superficie y centrado en el origen. La evolución temporal de esta señal depende de la estructura de resistividad del medio estratificado, y su estudio y modelamiento constituyen un importante medio para conocer esta estructura. De la Ecuación (2.66) se tiene:

$$B_z(0, 0, \omega) = I(\omega)\mu_0 a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (2.67)$$

La derivada temporal de la Ecuación (2.67) se consigna simplemente multiplicando el espectro  $I(\omega)$  de la corriente en el *loop* transmisor por  $i\omega$ . Para el espectro de un escalón de corte abrupto de corriente de amplitud  $I_0$  como el representado en la Figura 2.8, caso ampliamente usado en la práctica, se tiene:

$$I(\omega) = \frac{-I_0}{i\omega} \quad (2.68)$$

Combinando (2.67 y 2.68), para la derivada temporal de  $B_z$  en este caso se tiene:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \dot{B}_z(0, 0, \omega) = -I_0 \mu_0 a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (2.69)$$

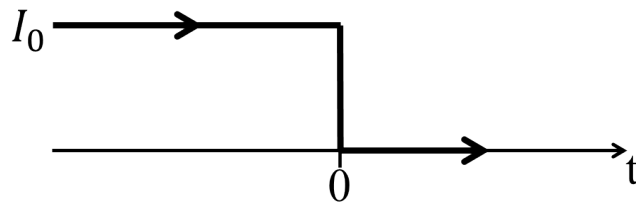


Figura 2.8: Descripción de un escalón de corte abrupto de una corriente con amplitud  $I_0$ .

El cálculo de  $\dot{b}_z(t)$  a través de la Ecuación (2.69) para un medio estratificado general, requiere casi inevitablemente cálculo numérico. Para un semi-espacio homogéneo ( $n = 1$ ) y con ciertas aproximaciones adecuadas, sin embargo, es posible obtener expresiones analíticas. De acuerdo con las Ecuaciones (2.51) y (2.55) con  $n = 1$  se tiene:

$$Z_0 = -\frac{i\omega\mu_0}{u_0}, \quad , \quad Z^1 = Z_1 = -\frac{i\omega\mu_1}{u_1}$$

Asumiendo además la aproximación quasi-estática donde el término correspondiente a corrientes de desplazamiento proporcional a  $\omega^2$  en  $u_i$  se desprecia, que en el semi-espacio superior  $\sigma_0 = 0$ ,  $\sigma_1 = \sigma$  y que  $\mu_1 \sim \mu_0$ , después de álgebra sencilla se obtiene:

$$\dot{B}_z(0, 0, \omega) = -I_0\mu_0a \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (2.70)$$

donde

$$u = u_1 = \sqrt{\lambda^2 + i\omega\mu_0\sigma}$$

Utilizando técnicas asociadas a la transformada de Laplace y su inversa, para  $\dot{b}_z(t)$  correspondiente a la Ecuación (2.70) se encuentra la expresión analítica exacta:

$$\dot{b}_z(0, 0, t) = \frac{I_0\rho}{a^3} \left[ 3\text{erf}(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}}x(3 + 2x^2)e^{-x^2} \right] \quad (2.71)$$

donde  $\rho = \frac{1}{\sigma}$  es la resistividad eléctrica del semi-espacio inferior,  $x^2 = \frac{1}{4\tau}$ ,  $\tau =$  tiempo adimensional  $= t/t_c$ ,  $t_c = \mu_0\sigma a^2 =$  tiempo característico del sistema (ver Ecuación (4.97), [Ward & Hohmann \(1988\)](#)).

La Figura 2.9, muestra ejemplos de  $\dot{b}_z$  calculados de acuerdo a (2.71) para un semi-espacio eléctricamente homogéneo con diferentes resistividades ( $\rho = 10, 50, 100$  y  $500 \text{ } [\Omega m]$ ). Se observa en general, un decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido en función del tiempo ( $\dot{b}_z$ ). Mientras más conductor sea el medio, más demora en decaer la señal, una vez cortada la corriente ( $t = 0$ ). Además, mientras más resistivo es el medio, mayores son los valores iniciales del campo magnético inducido.

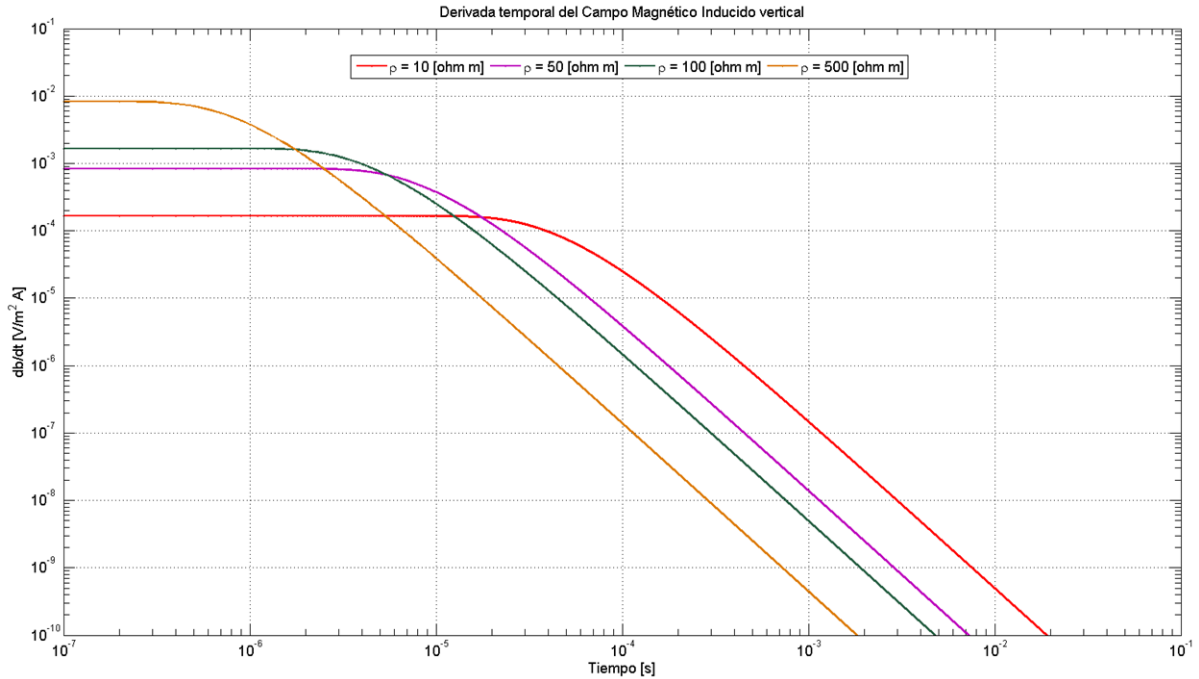


Figura 2.9: Decaimiento de voltaje en la componente vertical del campo magnético inducido, utilizando un *loop* circular de radio  $a = 56,41$  y, para un medio eléctricamente homogéneo con resistividades de 10, 50, 100 y 500  $[\Omega m]$ .

Para tiempos grandes ( $t > t_c, x < 1$ ) la señal decae linealmente (en escala logarítmica). En este rango, mediante una expansión en serie de la función error en (2.71), se llega fácilmente a la expresión:

$$\dot{b}_z(0, 0, t) \approx -\frac{I_0 \rho^{3/2} \mu_0^{5/2} a^2 t^{-5/2}}{20\sqrt{\pi}} \quad (2.72)$$

donde queda claro un decaimiento de la señal con la potencia de  $-5/2$  del tiempo.



Despejando ( $\rho$ ) de (2.72), se obtiene:

$$\rho \approx \left( \frac{Ia^2}{20\pi^{1/2}} \right)^{2/3} \left( \dot{b}_z(t) \right)^{-2/3} \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3} \quad (2.73)$$

de donde conocido un punto  $(\dot{b}_z(t), t)$  para un cierto tiempo de decaimiento  $t$  es posible calcular una resistividad ( $\rho$ ). Para un medio homogéneo, este cálculo dará la resistividad real del medio. Para un medio estratificado sin embargo, este valor de resistividad será sólo un valor aparente ( $\rho_a$ ) que corresponderá a un promedio de las resistividades de las diferentes capas. La construcción de curvas de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) a partir de un conjunto de datos  $(\dot{b}_z(t_i), t_i)$  es utilizada ampliamente en el procesamiento de datos en varios métodos de prospección geo-eléctricos, en particular el método de Transiente Electromagnético (TEM) utilizado en esta tesis (Ver por ejemplo sección 4.3).

En la Figura 2.10 se muestra un ejemplo del decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido  $\dot{b}_z$  (curva azul gruesa continua) calculada para un medio estratificado en base a la Ecuación (2.69). El medio estratificado en cuestión consiste en dos capas de 25 y 50 [m] de espesor, sobre un semi-espacio, con resistividades eléctricas de 100, 5 y 500 [ $\Omega m$ ] respectivamente. La señal fue calculada para un largo total de tiempo de 30 [ms], mostrando inflexiones que hacen que el decaimiento para tiempos grandes (mayores que  $\approx 0,01$  [s]), no sea del tipo  $t^{-5/2}$  como se esperaría para un medio eléctricamente homogéneo. En Figura 2.10 se muestran también curvas de decaimiento para un medio eléctricamente homogéneo (curvas con línea discontinua) calculadas según expresión (2.72) para diferentes resistividades que barren el rango de resistividades del modelo estratificado. Como es de esperar, estas curvas interceptan la curva de decaimiento para el medio estratificado en diversos puntos demarcados con asteriscos. Estas intercepciones son la base para definir la curva de resistividad aparente (Figura 2.11).

La curva de decaimiento obtenida para un medio estratificado no alcanza a interceptar las curvas de decaimiento para un medio homogéneo con resistividades de 5 y 500 [ $\Omega m$ ], que corresponden a los valores de la segunda capa y semi-espacio del modelo expuesto. Esto da cuenta, que a partir de la curva de decaimiento para un medio estratificado, se define una curva de resistividad con valores aparentes, debido a que la señal, a medida que aumenta el tiempo  $t$ , se ve afectada por la presencia de estratos de distintas resistividades a mayor profundidad, lo que genera una variación directa en la componente vertical del campo magnético inducido  $\dot{b}_z$  medido en superficie.

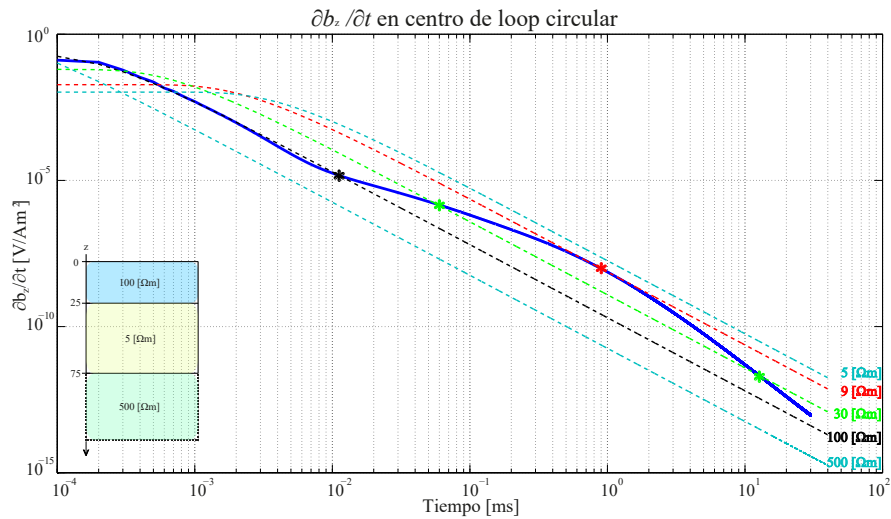


Figura 2.10: Decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido (curva azul gruesa continua), para un medio estratificado de dos capas de 25 y 50 [m] de espesor, sobre un semi-espacio, con resistividades eléctricas de 100, 5 y 500 [ $\Omega m$ ]. Decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido (curvas con líneas discontinuas) para un medio eléctricamente homogéneo aplicando (2.72), con resistividades de 5, 9, 30, 100 y 500 [ $\Omega m$ ]. Asteriscos muestran los puntos donde las curvas de decaimiento para un medio homogéneo interceptan a la curva de decaimiento para un medio estratificado con su respectiva resistividad eléctrica. Los decaimientos sintéticos han sido calculados a partir de un *loop* circular de radio  $a = 11,28$  [m] que tiene la misma área de un *loop* cuadrado de  $20 \times 20$  [ $m^2$ ].

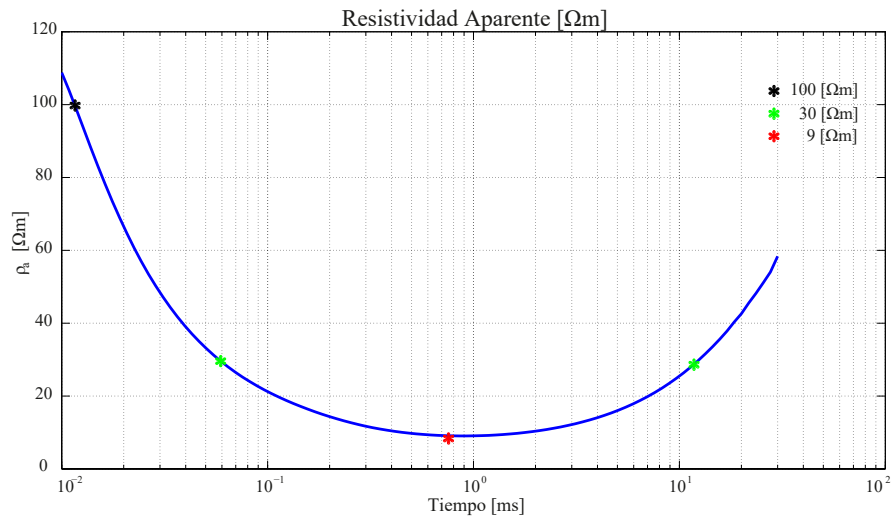


Figura 2.11: Resistividad aparente calculada a partir de (2.72) utilizando la señal de decaimiento obtenida para un medio estratificado. Asteriscos muestran los puntos donde las curvas de decaimiento para un medio homogéneo interceptan a la curva de decaimiento para un medio estratificado con su respectiva resistividad eléctrica (ver Figura 2.10), utilizando un *loop* circular de radio  $a = 11,28$  [m].

## 2.3. Resistividad eléctrica en rocas

La resistividad en rocas posee diferentes propiedades eléctricas, donde podemos mencionar que ésta es inversamente proporcional a la conductividad, que es determinada por la cantidad de corriente que pasa por una roca al aplicar una diferencia de potencial específica.

Factores que pueden variar la resistividad eléctrica en rocas:

- **La permeabilidad de la roca:** La diferente composición, produce variaciones en la capacidad que tiene un material de permitirle a un flujo que lo atraviese sin alterar su estructura interna. Entonces, este parámetro depende del tipo de litología de las rocas, la densidad y la presión a la que se encuentra el flujo en el sector (Powrie, 2013). Esto genera notables variaciones en la resistividad de las rocas, generalmente en limos y arcillas se observan resistividades menores con respecto a rocas compuestas por gravas.
- **La porosidad de la roca:** Es posible observar que espacios vacíos en la matriz rocosa pueden ser cubiertos por fluidos de diferente resistividad. Entonces, mientras mayor porosidad tenga una roca, y los poros de la roca sean cubiertos por fluidos, reflejará una menor resistividad. Así mismo, a menor porosidad, la roca indicará mayor resistividad eléctrica.
- **El contenido de fluidos en las rocas y poros:** Cada roca posee un porcentaje diferente de fluidos insertos en su matriz de roca y pueden bajar significativamente la resistividad total. Para considerar esto, se utiliza la Ley de Archie (Archie *et al.*, 1942), expresión ilustrada en la Ecuación 2.74.

$$\sigma_G = F\sigma_f = a\phi^n S^m \sigma_f \quad (2.74)$$

Dónde  $\sigma_G$  corresponde a la conductividad total de la roca,  $\sigma_f$  es la conductividad del fluido y  $F$  es el factor de formación.  $\phi$  es la porosidad y  $S$  la parte de poros que contienen fluidos. Las constantes:  $a$ ,  $n$  y  $m$  son determinadas en forma experimental.

- **La salinidad del fluido en el poro y su porcentaje de saturación:** Es importante mencionar, que los poros de una matriz deben estar conectados para que estos influyan directamente en la resistencia total de la roca.
- **La temperatura,** estado de fase de la roca y contenido de poros.

A continuación se ilustra la relación entre la resistividad y los diferentes ambientes litológicos generado por observaciones de campañas geológicas y geofísicas (Palacky, 1988) (ver Fig. 2.12).

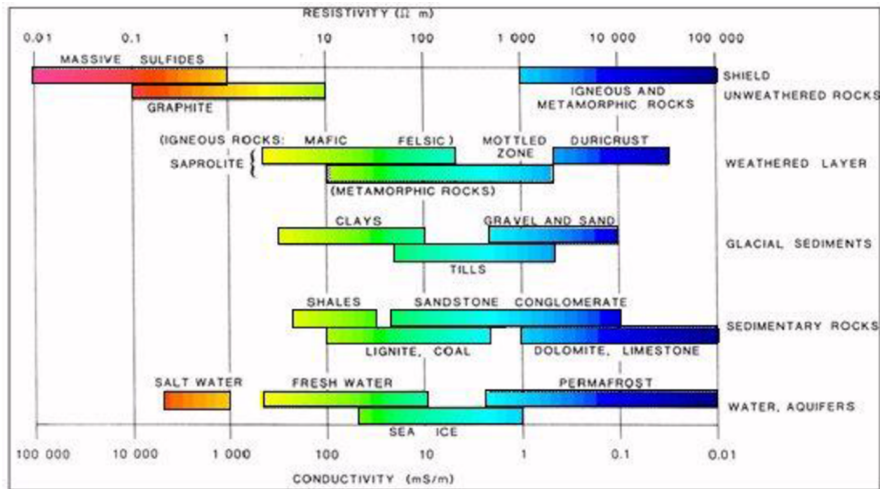


Figura 2.12: Resistividad eléctrica para diferentes composiciones litológicas (Tomado de Palacky (1988) & Nabighian & Macnae (1991)).

Además, se muestra la Tabla (2.2) con valores típicos de resistividad eléctrica en materiales que han sido adquiridos en laboratorios y medidos a temperatura ambiente. Parte de estos, se encuentran en el sector de estudio en base a trabajos de Nabighian & Macnae (1991).

Material	Rango en resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]
Arcilla	$\approx 1$ (húmeda) - 100 (seca)
Esquisto	$\approx 20 - 2 \times 10^3$
Pizarra	$\approx 6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Arenas	$\approx 20 - 2 \times 10^3$
Limo	$\approx 50 - 10^4$
Grava y arenas	$\approx 100 - 10^4$
Basalto	$\approx 10 - 1,3 \times 10^7$
Ceniza	200 (húmeda) - $10^5$ (seca)
Agua salada	$\approx 0,3 - 1$
Agua dulce	$\approx 2 - 100$

Tabla 2.2: Rango de resistividades eléctricas para diferentes materiales de la Tierra Nabighian & Macnae (1991) & Telford *et al.* (1990). Valores sujetos a condiciones del entorno, contenido de agua, temperatura, entre otros.

# Capítulo 3

## Marco Geológico

### 3.1. Geología Regional

#### 3.1.1. Formación de la Cuenca de Santiago

En un contexto geológico y en base a la literatura estudiada, la génesis y formación de la cuenca de Santiago correspondería a una morfología que ha sido perturbada por procesos volcánicos, tectónicos, de exhumación y erosivos.

Estudios como el de (Thiele, 1980) interpretan la formación de la cuenca como un episodio tectónico completamente extensivo que se manifiesta desde el Plioceno hasta el reciente, y que es posterior a dos episodios compresivos que produjeron la deformación que afecta a las formaciones del Mioceno y Cenozoico ubicadas en la Cordillera Principal. Dicho de otro modo, la Depresión Central era respuesta de un graben delimitado por fallas normales.

Complementario a lo anterior, trabajos describen que durante la génesis, la cuenca de Santiago fue testigo de actividad volcánica, como el estudio descrito por Vergara *et al.* (2004), donde señala que el área de la ciudad de Santiago, desde finales del Oligoceno al Mioceno temprano se formaron al menos cinco complejos intrusivos, que dieron lugar a emblemáticos cerros, entre ellos: Cerro de las Canteras (22,3 [Ma]), Cerro San Cristóbal, Cerro Renca (21,8 [Ma]), Cerro Gordo (21,1 [Ma]), y Cerro Santa Lucía (21,2 – 20,3 [Ma]) (Fig. 3.1). Ellos principalmente se encuentran al norte del río Mapocho y están conformadas esencialmente por basaltos y andesitas basálticas Vergara *et al.* (2004). De estas formaciones volcánicas, sólo el cuello permanece, los cuales fueron afectados por la erosión. Luego a esto, indican que durante el Mioceno temprano (20,3a16,7 [Ma]), la actividad volcánica continuó en esta misma zona, aunque con menos intensidad generada por un gran estratovolcán, actualmente denominado cerro Manquehue.

Por otro lado, Fock (2005) señala que las evidencias de una tectónica extensional para la deposición de la Formación Abanico (detallada en la siguiente sección) no son concluyentes debido a las bajas tasas de acumulación reportadas para esa formación, indicadas entre el Eoceno tardío y Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002) y a la falta de depósitos sintectónicos en las cercanías a

las estructuras reportadas. Además, [Farías et al. \(2010\)](#) postula que posiblemente la formación de la cuenca de Santiago este asociada principalmente a efectos de erosión y alzamiento del ante-arco. Así también, la Depresión Central correspondería a una morfología donde predomina la respuesta litológica sobre los agentes erosivos y por sobre la estructura, por lo que se interpreta el frente cordillerano como una estructura exhumada ([Farías et al., 2008](#)). Por último, trabajos de [Armijo et al. \(2010\)](#) aportan antecedentes que mencionan que la cuenca de Santiago ha sido formada por una tectónica principalmente compresiva.

Aludiendo a lo anterior, y considerando las variadas interpretaciones, entendemos que la cuenca de Santiago se formó en torno a un margen continental caracterizado por una baja tasa de subducción que favoreció una extensión y formación de cuencas volcano-sedimentarias, en el Paleogeno - Oligoceno. Entonces producto de una tectónica inversa, ha sido afectada posteriormente por procesos erosivos y exhumativos a escala del Cenozoico tardío ([Rauld, 2011](#)).

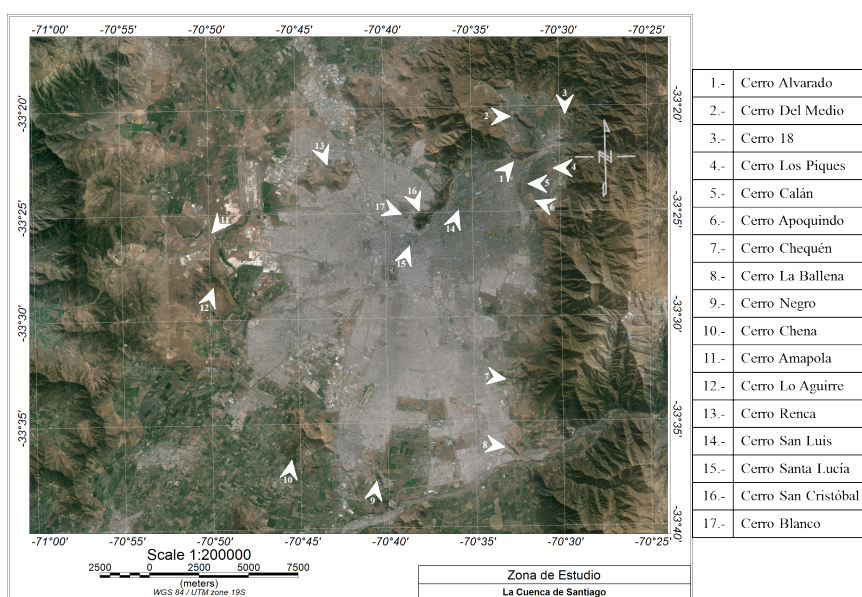


Figura 3.1: Mapa de la ciudad de Santiago donde se ilustran los principales cerros islas de la zona de estudio.

## 3.2. Geología Local

Para explicar la geología local de la zona de estudio se realiza una revisión de forma general a investigaciones de [Rauld \(2011\)](#), [Fock \(2005\)](#), [Morales \(2002\)](#), [Sellés & Gana \(2001\)](#) [Milovic \(2000\)](#) y [Rauld \(2011\)](#). Se hace mención a las diferentes composiciones de rocas y depósitos que componen la cuenca de Santiago en la actualidad, mencionando las principales estructuras e información hidrogeológica del sector de estudio (Fig. 3.2).



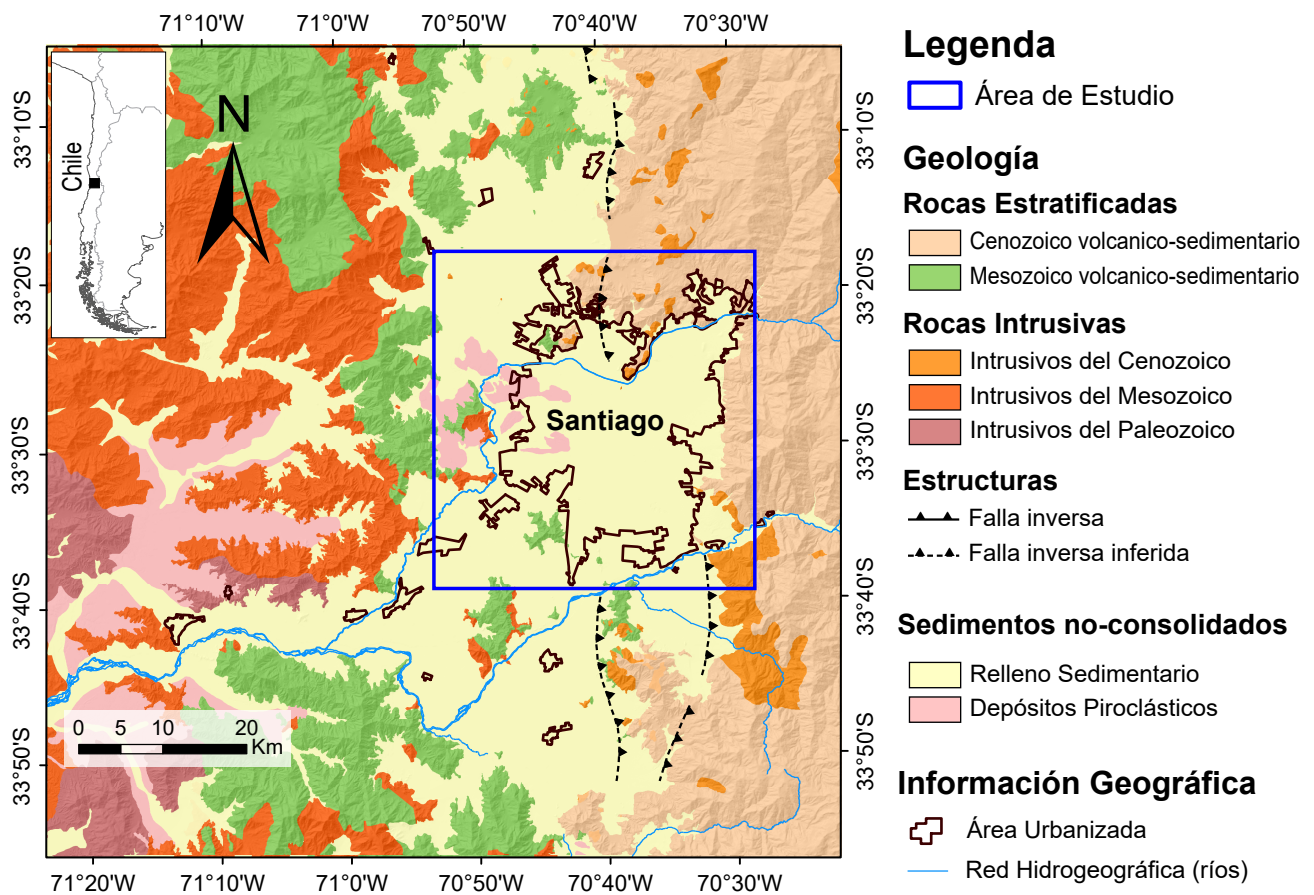


Figura 3.2: Mapa Geológico de la cuenca de Santiago y alrededores. Modificado de Muñoz *et al.* (2015)

### 3.2.1. Rocas Estratificadas

#### Rocas del Mesozoico

En estas rocas se destacan tres formaciones diferentes que se ubican al occidente del sector de estudio:

- La *Formación Lo Prado* que corresponde a una secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias marinas, instruida por granitoides cretácicos (Thomas *et al.*, 1958).
- La *Formación Veta Negra*, dispuesta concordantemente sobre la Formación Lo Prado y en discordancia angular sobre la Formación Las Chilcas (Wall *et al.*, 1999). Compuesta por rocas volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas, con intercalaciones sedimentarias (Thomas *et al.*, 1958).
- Por último, tenemos la *Formación Las Chilcas* que aflora en la zona oriental de la cordillera de la costa, instruida por rocas plutónicas del Cretácico (Sellés & Gana, 2001). En su mayoría representan rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas con intercalaciones de lavas basálticas, que van gradando a conglomerados y areniscas con restos vegetales e intercalaciones marinas (Wall *et al.*, 1999).

## Rocas del Mesozoico- Cenozoico

Se destacan dos formaciones dentro del sector de estudio:

- Por un lado, la *Formación Lo Valle*, que corresponde a una secuencia de rocas piroclásticas de composición andesítica a riolítica con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales con restos de troncos fósiles. Aflora hacia el norte de la cuenca de Santiago. Cubre en discordancia erosiva a la Formación Las Chilcas y subyace a la Formación Abanico (Wall *et al.*, 1999).
- Y por otro, la unidad denominada *Estratos del Cordón Los Ratones* que aflora principalmente en la Depresión Central, constituida por una secuencia volcánica y subvolcánica, formada por tobas de lapilli y brechas piroclásticas, además de escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias que afloran en el cordón de los cerros del mismo nombre, al sur del Río Maipo, y en pequeños cerros islas al sur del mismo sector (Sellés & Gana, 2001).

## Rocas del Cenozoico

Principalmente se destacan dos formaciones:

- Una denominada *Formación Abanico* correspondiente a una secuencia volcánica principalmente andesítica a basáltica, con intercalaciones piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias continentales. Aflora en el sector oriente de la cuenca de Santiago (Thiele, 1980).
- Y otra denominada *Formación Farellones*, compuesta por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas manifiestan un claro predominio sobre las tobas y brechas, mientras que la alternancia de rocas volcanoclásticas más finas, con espesores de 4 a 5 [m], producen una marcada estratificación en la secuencia. Esta formación sobreyace a la Formación Abanico entre los 32 °S hasta los 35 °S (Thiele, 1980).

### 3.2.2. Rocas Intrusivas

#### Intrusivos del Mesozoico

- Intrusivos del Jurásico: Los afloramientos son rocas plutónicas de edad cercana a los 160 [Ma], con litologías representadas por gabros y leucogranitos, ilustrando una distribución zonada en sentido oeste-este (Sellés & Gana, 2001).
- Intrusivos del Cretácico Superior: Se dividen en dos grupos, el primero pertenece a plutones y stocks monzodioríticos, granodioríticos, dioríticos y tonalíticos, cubriendo áreas de 100 [km<sup>2</sup>]. Y el segundo grupo se caracteriza por intrusivos hipoabisales, intruyen formaciones Las Chilcas y Veta Negra (Sellés & Gana, 2001) & (Wall *et al.*, 1999).



## Intrusivos del Cenozoico

En su mayoría representan intrusivos del Mioceno:

- Los más antiguos pertenecientes al Mioceno Inferior (20 – 18 [Ma]), compuesto por diferentes plutones que intruyen a la Formación Abanico y su litología corresponde a granodioritas, entre los que se destacan: el Plutón La Obra (río Maipo frente a la Depresión Central); Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco); y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980).
- Y los más jóvenes cuyo rango varía entre los 13 y 8 [Ma] pertenecientes al Mioceno Medio-Superior, se ubican hacia el sector este de la franja de intrusivos del Mioceno Inferior. Entre ellos destacan el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo); Plutón La Gloria (río Colorado) y el intrusivo Colina (Portezuelo de Colina). Las litologías principales de esta unidad son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980).

### 3.2.3. Basamento Rocoso

Entenderemos que el basamento rocoso en la zona de estudio se estima de lo que es posible observar y apreciar en superficie. En este contexto, el basamento se constituye por rocas estratificadas volcano-sedimentarias, sedimentarias y rocas ígneas intrusivas e hipabisales de diferente composición. Con mayor presencia de rocas estratificadas volcano-sedimentarias del Cenozoico hacia el este de la cuenca, y del Mesozoico hacia el Oeste de ésta misma, ver Figura 3.2 (Fock (2005), Wall *et al.* (1999)).

Así también, las rocas intrusivas han dado lugar a cerros islas durante el Oligoceno Tardío (30,9 – 25,2 [Ma]) y Mioceno Temprano (20,3 – 16,7 [Ma]), compuestas de basaltos a andesitas basálticas y pórfidos de anfíbola que hoy en día dan forma a cerros como el Renca, San Cristóbal, entre otros, detallado en trabajos de Fock (2005) y Vergara *et al.* (2004).

### 3.2.4. Caracterización de los depósitos en la Cuenca de Santiago

El relleno sedimentario de la cuenca corresponde en su mayoría a depósitos cuaternarios provenientes de la erosión de la Cordillera Principal (Fock, 2005). Se conforma por depósitos aluviales, fluviales, lacustres y volcánicos, que representan una serie de facies depositacionales, a partir de descripciones geológicas y geomorfológicas. En general, el sector de estudio posee un relleno sedimentario que es principalmente aluvial y fluvial, pero también hay facies coluviales y lacustres de menor extensión areal, y sedimentos volcánicos piroclásticos pobremente consolidados del Pleistoceno. Es posible destacar los abanicos aluviales más importantes de la cuenca, los del río Maipo y Mapocho, tal como se ilustra en la Figura 3.3 Rauld (2011).

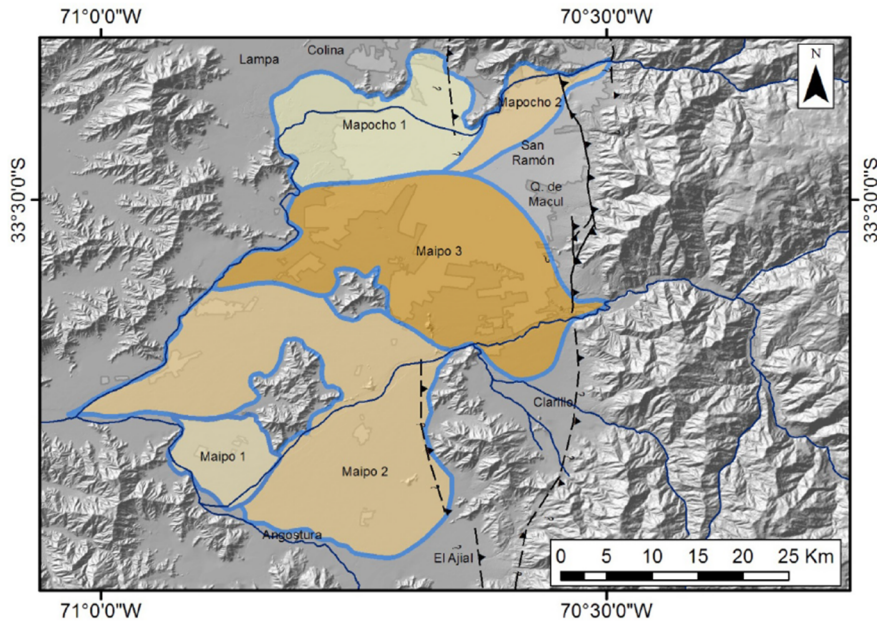


Figura 3.3: Principales abanicos aluviales de la parte central de la cuenca de Santiago, se muestra las distintas etapas depositacionales de cada abanico. Tomado de [Rauld \(2011\)](#)

Los depósitos ubicados al oeste de la cuenca, corresponden a depósitos lacustres, depósitos de ceniza piroclástica y en especial hacia el norte tenemos la llamada **Ignimbrita de Pudahuel** y depósitos de piedra pómez ([Sellés & Gana, 2001](#)). Además, estudios de [Gálvez Vega \(2012\)](#) muestran perfiles estratigráficos en el borde norte de la cuenca, siendo un sector con sedimentos finos de origen lacustre en su mayoría, entre arenas y limos con intercalaciones de ceniza.

En el centro de la cuenca los depósitos son en su mayoría aluviales, originados en la Cordillera Principal que provienen de los ríos Maipo y Mapocho y, en menor medida de quebradas ubicadas en el frente cordillerano (Quebrada de Macul, San Ramón). Estos depósitos muestran una tendencia de grano de tamaño decreciente hacia el oeste ([Rauld, 2011](#)). Siendo desde el occidente gravas fluviales redondeadas con intercalación de depósitos aluviales, luego arenas y en menor medida depósitos finos asociados a eventos de flujos de barro y/o detritos. Este tipo de depositación es esperable en ambientes sedimentarios y cumple con la distribución de un abanico aluvial mostrado en la Figura 3.4, subdivido en tres zonas; el abanico superior compuesto por sedimentos consolidados, un abanico medio compuesto por sedimentos de arenas y gravas, con intercalaciones de sedimento más consolidado y el abanico distal correspondiente a sedimentos finos como barros y/o detritos ([McGowen & Groat \(1971\)](#), [Reineck & Singh \(2012\)](#) y [Miall \(2013\)](#)).

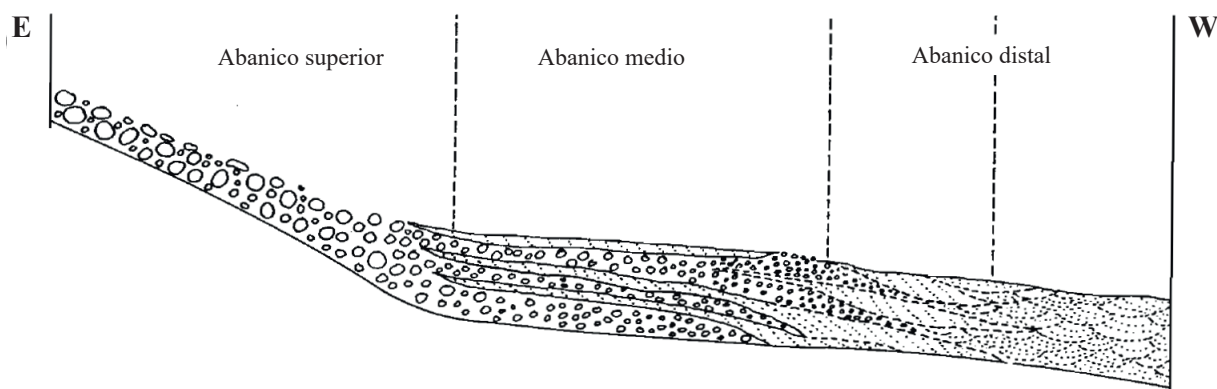
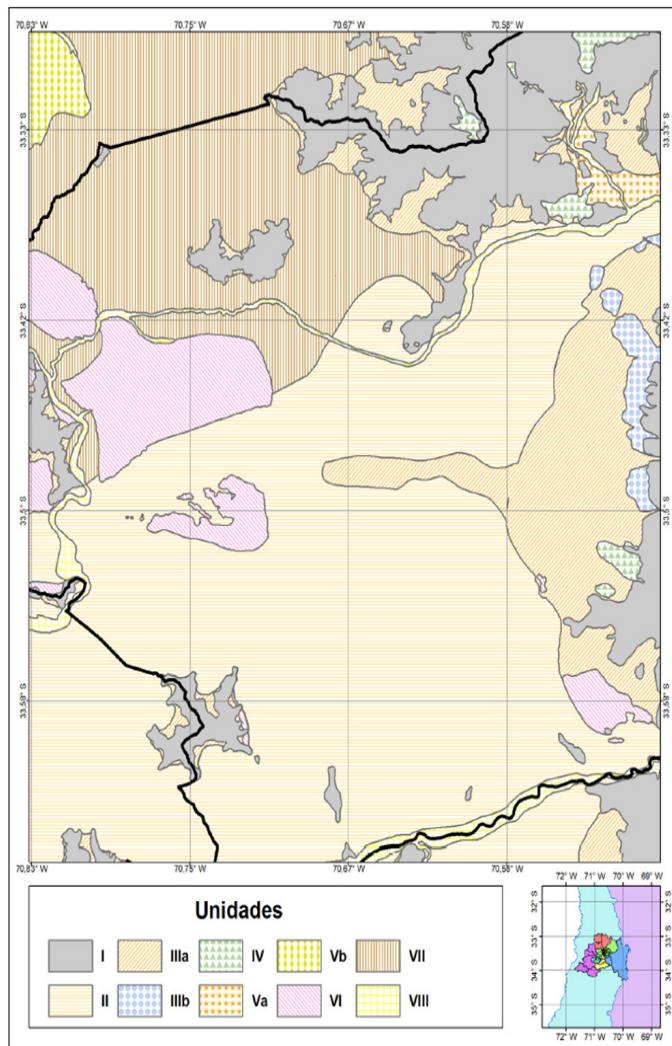


Figura 3.4: Diagrama esquemático de la distribución de facies en un depósito aluvial, tomado y modificado de [McGowen & Groat \(1971\)](#).

Bajo este mismo contexto, los depósitos pueden ser caracterizados principalmente según las características del material que integra y su geomorfología asociada. Para describir en profundidad, los diferentes depósitos existentes en la cuenca se utiliza información de variados perfiles estratigráficos realizados en la cuenca de Santiago, pertenecientes al proyecto ISCM Chileno Núcleo Científico Milenio de Sismotectónica y Peligro Sísmico, proporcionados por el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Por otro lado, en un trabajo realizado por [Leyton \*et al.\* \(2010\)](#) se diferencian los depósitos en 10 unidades distintas (Fig. 3.5), basándose en las características granulométricas dominantes en los primeros 30 [m] de profundidad, entregan una clara situación de la litología en parte del sector de estudio.

- **Unidad I. Rocas:** Estas afloran en los cordones montañosos que rodean la cuenca de Santiago y los cerros islas (cerros Chena, Santa Lucía, Renca, entre otros.). Hacia el noreste encontramos rocas pertenecientes a la Formación Abanico, en su mayoría ígneas. Al norte y oeste dominan rocas más antiguas, asignadas a las formaciones Lo Valle, Veta Negra, Lo Prado y cuerpos intrusivos cretácicos ([Fock, 2005](#)).
- **Unidad II. Gravas:** Corresponden a depósitos asociados a abanicos aluviales, provenientes principalmente de los ríos Maipo, Mapocho y Clarillo. Son en su mayoría materiales gruesos, con predominio de gravas arenosas de compacidad media a alta. Esta unidad es la que posee mayor distribución en la cuenca ([Brantt, 2011](#)).
- **Unidad IIIa. Bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa:** Esta unidad corresponde a depósitos aluvio-coluviales que se ubican generalmente al borde oriente de la cuenca. Poseen una matriz areno-arcillosa con intercalaciones de arenas, limos y arcillas.



**Unidad I.** Rocas.

**Unidad II.** Gravas.

**Unidad IIIa.** Bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa.

**Unidad IIIb.** Bloques y gravas en matriz soportante areno-arcillosa.

**Unidad IV.** Bloques y gravas en matriz soportante arcillo-arenosa.

**Unidad Va.** Arenas y gravas en matriz soportante areno-arcillosa.

**Unidad Vb.** Arenas finas a gruesas.

**Unidad VI.** Ceniza volcánica.

**Unidad VII.** Limos y arcillas.

**Unidad VIII.** Granulometría variable entre gravas y limos.

Figura 3.5: Depósitos sedimentarios característicos de la cuenca de Santiago, tomado de [Leyton et al. \(2010\)](#).

- **Unidad IIIb. Bloques y gravas en matriz soportante areno-arcillosa:** En la cuenca se encuentran representados por abanicos aluviales antiguos, asociados al río Mapocho, en su mayoría ubicados al noreste de la cuenca, específicamente en los cerros Apoquindo y Calán.
- **Unidad IV. Bloques y Gravas en matriz soportante arcillo-arenosa:** Esta unidad corresponde a depósitos de remociones en masa antiguos. Constituidos por clastos altamente angulosos, alterados (de origen volcánico e intrusivo), inmersos en matriz soportante arcillosa ([Milovic, 2000](#)).
- **Unidad Va. Arenas y gravas en matriz areno-arcillosa:** Corresponden a depósitos de abanicos aluviales ubicados en el sector noreste de la cuenca en los ésteros Colina y Arrayán, y en el sector sur en el río Angostura; incluyen depósitos distales del abanico del río Maipo.
- **Unidad Vb. Arenas finas a gruesas:** Caracterizan los depósitos ubicados en el estero Lampa, poseen una mezcla variable de limos y arcillas.
- **Unidad VI. Ceniza volcánica:** Esta unidad representa depósitos constituidos por espesores

de ceniza volcánica mayores a 20 [m], denominada *Ignimbrita de Pudahuel* (Leyton *et al.*, 2010), con fragmentos líticos y pómez, con intercalaciones de arenas, limos y gravas.

- **Unidad VII. Limos y arcillas:** Esta unidad constituida por limos y arcillas posee intercalaciones de gravas, arenas y cenizas. Generalmente se encuentran en el sector norte de la cuenca de Santiago.
- **Unidad VIII. Granulometría variable entre gravas y limos:** Corresponden a depósitos actuales generados por los cauces fluviales los cuales se distribuyen en toda la cuenca.

### 3.2.5. Antecedentes Hidrogeológicos

En la cuenca de Santiago, la distribución de los acuíferos depende principalmente de la permeabilidad y drenabilidad que tienen ciertas unidades geológicas. Los depósitos que de preferencia son propicios como medios permeables son los rellenos sedimentarios del tipo fluvial, aluvial o coluvial Falcón *et al.* (1970). La permeabilidad de éstos depende básicamente de la cantidad de arcilla que presenten y secundariamente al grado de compactación y cementación que posea cada estrato. Uno de los primeros trabajos donde se entrega información del acuífero en la cuenca, es el de Falcón *et al.* (1970), donde se utilizó alrededor de 900 pozos con profundidades entre los 30 y 110 [m]; junto al trabajo de (Morales, 2002), es posible definir 3 unidades hidrogeológicas, basándose en la estratigrafía de la zona.

- **Unidad A:** Corresponde a la unidad más antigua; dominan depósitos de granulometría fina, con una alta proporción de arcillas. Se ubica en la base de la secuencia sedimentaria. Este grupo pueden estar geológicamente asociados a depósitos antiguos, del tipo lacustres, glacio-lacustres, fluviales y flujos de barro (Falcón *et al.*, 1970). Los acuíferos en esta unidad son en su mayoría confinados a semi-confinados que se define como una unidad impermeable (Morales, 2002).
- **Unidad B:** En esta unidad se encuentran la mayoría de pozos explotados, sobreyace a la Unidad A y está caracterizada por granulometría más gruesa. Está compuesta en su mayoría por gravas y arenas gruesas, con una matriz de arenas medias a finas con baja cantidad de limo y arcillas, catalogándose como una unidad permeable (Morales, 2002). Con respecto a la sedimentología es difícil dar una distribución específica debido a que poseen diferentes tamaños de grano, lo que determina una fuerte anisotropía con dimensiones variables y dispersa. Los lentes de alta conductividad se constituyen de arenas y gravas con baja cantidad de arcillas. Corresponden a depósitos fluviales y glacio-fluviales y es el principal acuífero regional (Falcón *et al.*, 1970).
- **Unidad C:** Esta unidad sobreyace a la Unidad B, siendo la más joven, se caracteriza por la existencia de sedimentos de grano fino, donde se observan limos y arcillas limosas con cantidades variables de arenas y gravas. Esta unidad presenta importante discontinuidad lateral debido principalmente a las contribuciones heterogéneas del frente montañoso y alturas topográficas (Morales, 2002). Se define como una unidad poco permeable.



## Niveles Estáticos

Trabajos de [Garat \(2014\)](#) y [Muñoz \*et al.\* \(2015\)](#) nos entregan información detallada del nivel estático en gran parte de la cuenca de Santiago. Estos estudios fueron realizados utilizando alrededor de 2000 puntos, recopilación de datos que se han adquirido durante las últimas cinco décadas, con la participación de proyectos del Centro de Investigación, Desarrollo e Innovación de Estructuras y Materiales (IDIEM, Universidad de Chile), de Iniciativa Científica Milenio (ISCM) proyecto de sismotectónica y peligro sísmico de la Universidad de Chile, y de la Dirección General de Aguas (DGA).

A continuación, la Figura 3.6 ilustra un mapa con los niveles estáticos obtenidos por [Muñoz \*et al.\* \(2015\)](#), con un error entre los 5 - 30 [m] ilustrado en resultados de la tesis de [Garat \(2014\)](#). Se observa que la cuenca de Santiago muestra niveles estáticos bastante someros (0 – 5 [m]) en los bordes ponientes de la cuenca misma. Cabe destacar, un lineamiento central que genera un contraste claro de la profundidad de los niveles al centro de la cuenca que se extiende desde aproximadamente el cerro San Cristóbal por el norte, hasta el cerro Chena por el lado suroeste de la cuenca. Dando claridad de profundidades someras hacia el poniente y mayores al sector oriente de la cuenca de Santiago.

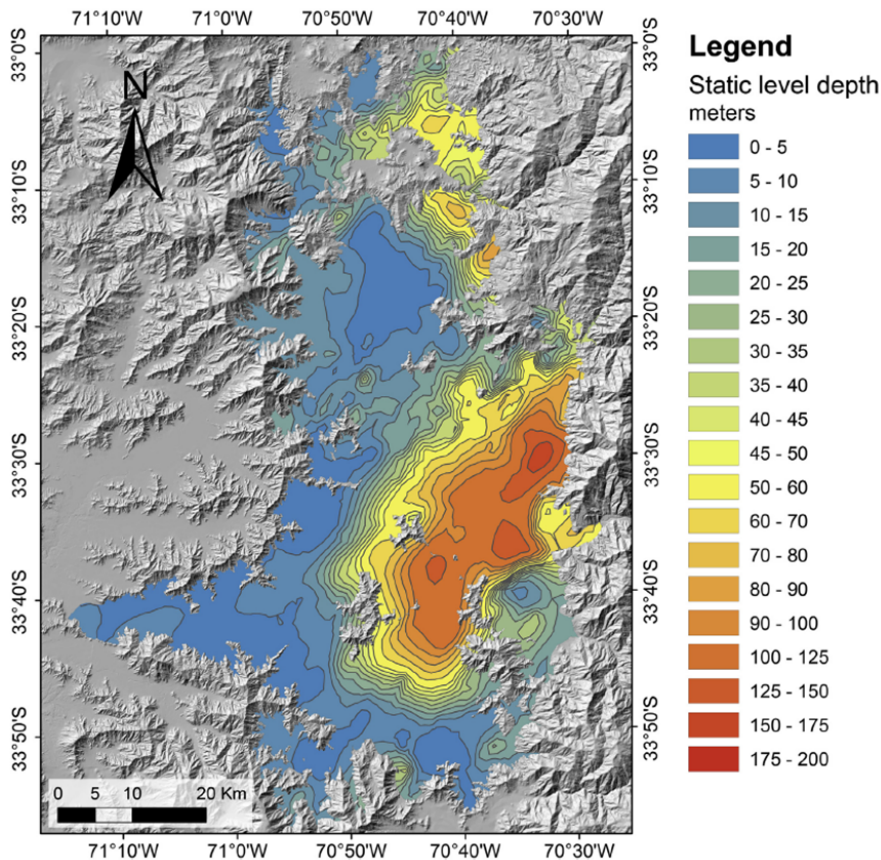


Figura 3.6: Niveles estáticos de la cuenca de Santiago, datos recopilados durante las últimas cinco décadas, tomado de [Muñoz \*et al.\* \(2015\)](#).

La distribución de los niveles estáticos puede variar con respecto al tipo de acuífero se encuentra en el sector. En varios sectores al centro de la cuenca de Santiago se observa un acuífero libre. En este caso, el acuífero denominado **libre**, se caracteriza por representar estratos con una superficie libre y real del agua encerrada, que ésta en contacto con el aire y a la presión atmosférica. Entre la superficie del terreno y el nivel freático se encuentra la zona no saturada. En estos casos, el nivel freático, correspondiente al nivel de saturación del acuífero, coincide con el nivel estático del pozo perforado (Falcón *et al.*, 1970).

Bajo este mismo contexto, si nos encontramos en presencia de un acuífero **confinado**, que es posible evidenciar en sectores hacia el norte de la cuenca de Santiago (Alvarado, 2002), el agua se encuentra sometida a una presión superior a la atmosférica y ocupa totalmente los poros o huecos de la formación geológica, saturando totalmente la roca, entonces hay inexistencia de zonas no saturadas (Falcón *et al.*, 1970).

Por último, para un acuífero **semi-confinado**, el muro o techo no es completamente impermeable sino que actúan como acuitardos y permiten la filtración vertical del agua y, por tanto, puede recibir recarga o descarga de agua a través del techo o de la base. En esta situación, de acuífero confinado, el nivel estático (nivel piezométrico) se ubica por sobre el nivel de saturación del acuífero, correspondiente al nivel freático del sector (Falcón *et al.*, 1970).

# Capítulo 4

## Adquisición de datos TEM, proceso y modelamiento 1-D

En este capítulo se entrega detalles de las estaciones medidas, dando información del equipo utilizado, además de la metodología para el proceso y modelamiento de los datos adquiridos.

### 4.1. Adquisición de estaciones

Parte de esta tesis consiste en realizar una planificación de 40 sitios en la ciudad de Santiago para adquirir datos utilizando el método de Transiente Electromagnético (TEM). Para estimar el espesor sedimentario de la cuenca se considera planicies extensas para penetrar a una profundidad mayor a 250 [m]. Para esto, se escoge tres tamaños de *loop* ( $40 \times 40 [m^2]$ ,  $100 \times 100 [m^2]$  y  $200 \times 200 [m^2]$ ), los cuales variaron dependiendo de las condiciones del terreno. Se seleccionan sitios que logran tener una planicie de  $100 \times 100 [m^2]$ , lejos de torres de alta tensión o el metro de la ciudad, ya que estos afectan en gran parte la calidad de las mediciones. En su mayoría, las estaciones se instalan en estadios municipales, parques públicos y privados, canchas de golf y terrenos privados con previa autorización de los dueños y/o personas a cargo.

De todas las estaciones medidas se seleccionan una totalidad de 47 mediciones, la ubicación de cada una se encuentra detallada en el Anexo A. A continuación, se ilustra en detalle la densidad de estaciones adquiridas en la cuenca de Santiago (Fig. 4.1).



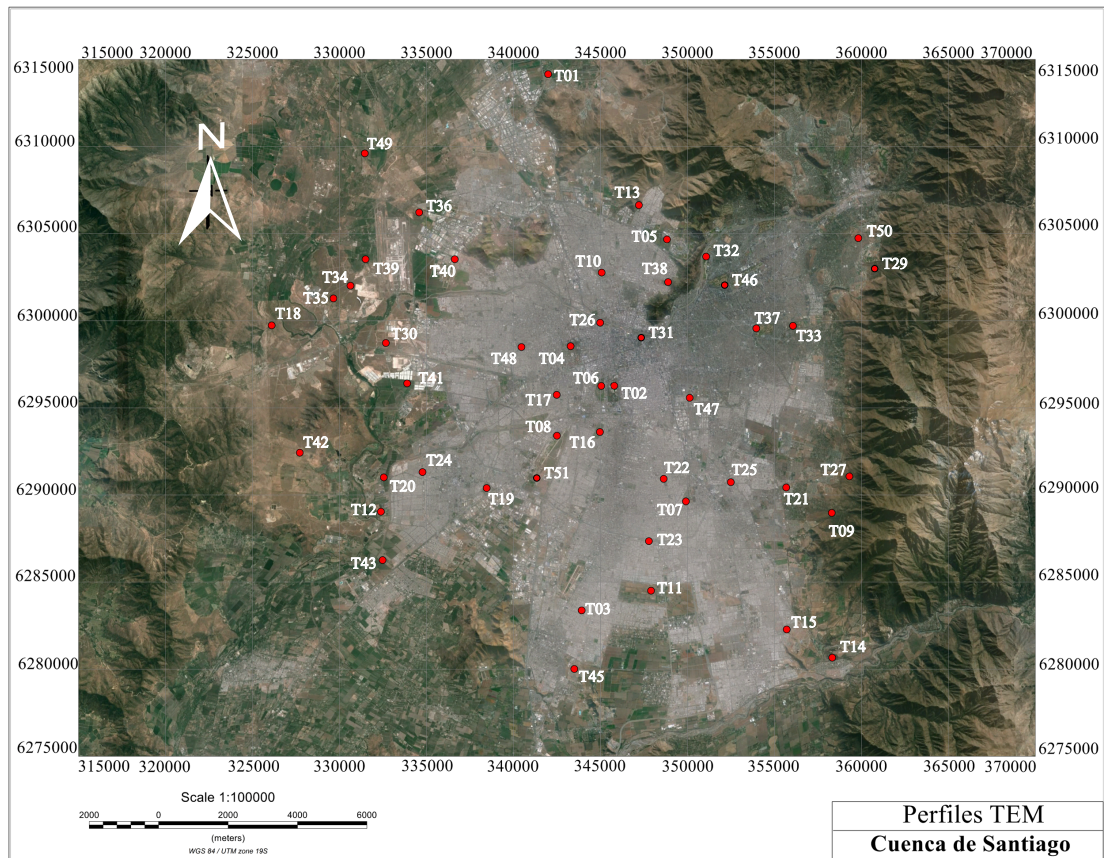


Figura 4.1: Estaciones TEM en la cuenca de Santiago. Círculos color rojo indican ubicación de cada estación.

## 4.2. Configuración del instrumento

Para la adquisición de los datos se utilizó el equipo *WalkTem* de la empresa ABEM (<http://www.abem.se/products/abem-tem>).

### 4.2.1. Elementos equipo ABEM

El instrumento *WalkTem* ABEM consta de 4 elementos básicos para la aplicación del TEM:

- **Transmisor:** Consiste en un cable de cobre, donde el largo total es modificable dependiendo del tamaño de *loop* a utilizar, tal como se muestra en la Figura 4.2. Para la configuración geométrica del *loop* cuadrado de  $100 \times 100 [m^2]$ , en terreno se utilizan dos de éstos para completar el perímetro del *loop*.

Además, el equipo requiere de resistencias que son conectadas al transmisor, de forma experimental se observa que la utilización de éstas, generan una atenuación del acoplamiento capacitivo, en particular en altas frecuencias, que se genera al inyectar una alta cantidad de

corriente al transmisor. El valor de la resistencia varía con respecto a cada tamaño de *loop*, para un transmisor de  $100 \times 100 \text{ [m}^2\text{]}$  se sugiere una resistencia de  $820 \text{ [\Omega]}$ . Para una mayor información de esto véase en [ABEM \(n.d.\)](#).



Figura 4.2: Carrete de 200 [m] de cable utilizado como parte del loop transmisor.

- **Receptor, antena  $0,5 \times 0,5 \text{ [m}^2\text{]}$ :** Consiste en una bobina de  $0,5 \times 0,5 \text{ [m}^2\text{]}$  recubierta en un plástico de color naranja. Esta bobina posee 20 vueltas internas entregando un área efectiva de  $5 \text{ [m}^2\text{]}$ , óptima para tomar datos en altas frecuencias. Además, posee un factor de ganancia en amplitud de 7, entonces esta bobina posee un factor de ganancia en amplitud total de 35. La polaridad positiva de esta antena viene dada colocando la entrada del cable (caja negra) en posición vertical hacia arriba tal como muestra la Figura 4.3.

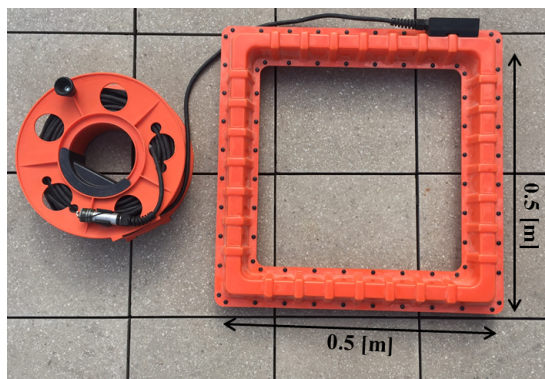


Figura 4.3: Antena receptora Rc-5 de  $0,5 \times 0,5 \text{ [m}^2\text{]}$ .

- **Receptor, antena  $10 \times 10 \text{ [m}^2\text{]}$ :** Consiste en un bobina generada por un cable amarillo cubre un área de  $10 \times 10 \text{ [m}^2\text{]}$ , tal como se muestra en la Figura 4.4. Esta bobina posee 2 vueltas internas generando un área efectiva de  $200 \text{ [m}^2\text{]}$ , óptima para adquirir datos en bajas frecuencias. Además, posee un factor de ganancia en amplitud de 7, entonces esta bobina posee un factor de ganancia en amplitud total de 1400, para una mayor información de esto véase en [ABEM \(n.d.\)](#). La polaridad positiva de esta antena viene dada en la unión entre la conexión del cable de extensión y el *loop* receptor, donde se indica el sentido horario del cable.

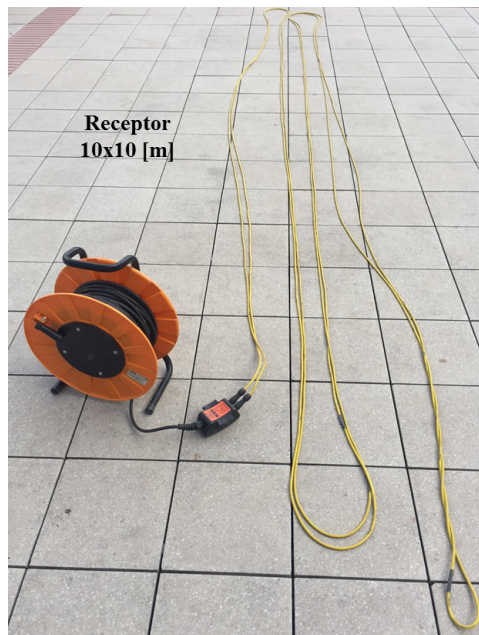


Figura 4.4: Antena receptora Rc-200 de  $10 \times 10 [m^2]$ , cable amarillo forma la bobina y carrete de cable negro corresponde a la extensión de la consola.

- **Consola:** Corresponde al computador donde se programan las mediciones y se adquieren los datos. Al costado de éste se encuentran las entradas del transmisor, receptores, USB y conector para baterías externas, entre otros (Fig. 4.5).

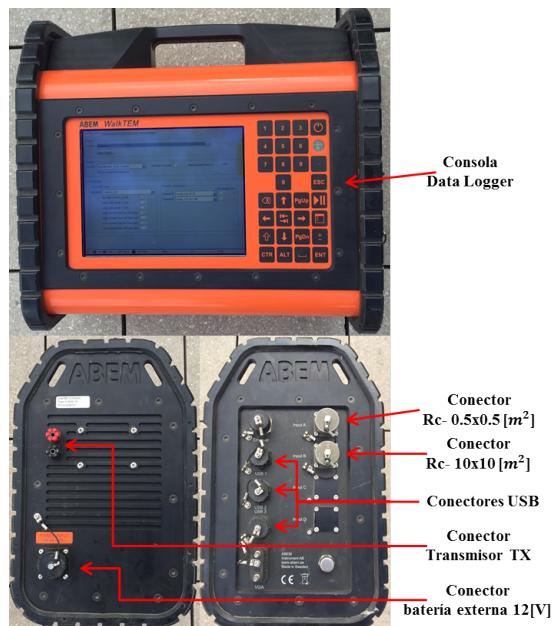


Figura 4.5: *Data logger* para la adquisición de datos TEM.

Durante la instalación del equipo en terreno se debe tener consistencia en la polaridad del transmisor y de los receptores. Esto quiere decir, que si la inyección de corriente en el transmisor es en sentido horario, genera una polaridad positiva, de esta forma, los receptores deben ser instalados cumpliendo una polaridad positiva.

La utilización de ambas antenas no induce errores en las mediciones obtenidas, esto fue comprobado experimentalmente en terreno sin existir inconvenientes. Esto quiere decir, que el sondeo puede ser tomado con ambas antenas sin generar acoplamiento entre ellas ni ruido instrumental a los datos resultantes.

El equipo *WalkTem* consta de diferentes modalidades, en donde las principales variables a configurar previo a la medición son: la duración de la ventana de tiempo, con opciones de 10 [ms] o 30 [ms] y el número de veces que adquiere la señal, en donde se puede escoger un número de 32 o 40 veces. Una vez escogidas las opciones anteriores, el instrumento utiliza dos formas de inducción: la primera con una intensidad de corriente de 2[A] a una frecuencia de 222[Hz] y otra, con una corriente de 11[A] a una frecuencia de 25[Hz]. El equipo obtiene dos curvas que muestran el decaimiento de voltaje para cada antena receptora diferenciándose en la forma de inducción. La Figura 4.6, muestra la señal que toma el instrumento con dos receptores: las curvas de color rojo y verde ilustran el decaimiento medido por la antena de  $0,5 \times 0,5 [m^2]$  y, las curvas amarillo y rosada, el decaimiento de voltaje adquirido por la antena de  $10 \times 10 [m^2]$ . Además, este instrumento mide una señal correspondiente al ruido para cada receptor, la cual se observa en puntos de colores aleatorios en dicha figura. Cada dato muestra una barra vertical correspondiente a la desviación estándar.

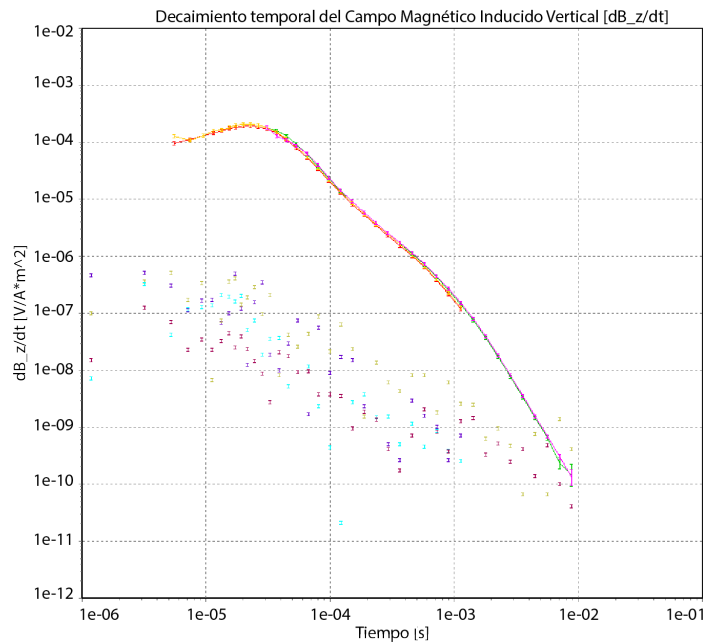


Figura 4.6: Curva de decaimiento de voltaje para una medición utilizando dos receptores.

La configuración en terreno de todas las estaciones fue "**Loop Central**" mencionadas en el Capítulo 2, a continuación se ilustra la disposición del instrumento en terreno para el caso de un transmisor de  $100 \times 100 [m^2]$  (Fig. 4.7), destacando la posición de las antenas receptoras y transmisor.



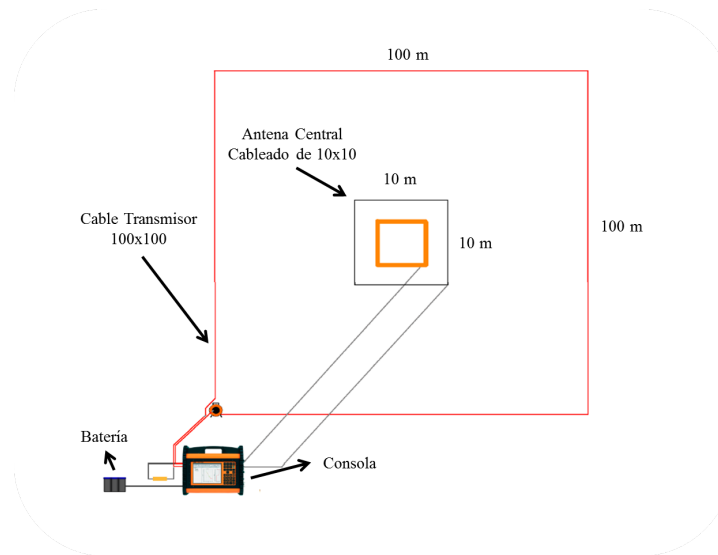


Figura 4.7: Disposición del instrumento con la antena receptora central, la antena receptora de  $10 \times 10 [m^2]$ , *loop* transmisor y el computador que recibe los datos, vista en planta.

### 4.3. Proceso de datos TEM

El procesamiento de los datos consiste en la selección adecuada de los datos para observar el comportamiento de las curvas de resistividad aparente en cada estación medida. Para esto, se utiliza dos *softwares* comerciales: *ViewTem*, *software* propio del instrumento *WalkTem* e *IX1D Interpex*. Esto, debido a que el algoritmo de inversión para cada uno no es público. La conversión de las curvas del decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido ( $\dot{b}_z$ ) a resistividad aparente es realizada por cada *software* de manera automática. La utilización de ambos *softwares*, permite validar los modelos obtenidos y evitar la ambigüedad del método en el proceso de Modelación-Inversión, debido a que una curva de resistividad aparente puede entregarnos un sin número de modelos 1-D equivalentes.

En la Figura 4.8 se muestra la curva del decaimiento de la componente vertical del campo magnético inducido ( $\dot{b}_z$ ) en la izquierda, y hacia la derecha la curva de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) utilizando la Ecuación 2.73 para un *loop* circular con área equivalente a un *loop* cuadrado de  $100 \times 100 [m^2]$ . A partir de la curva de resistividad aparente, es posible observar las inflexiones más dominantes, las que nos indican un primer acercamiento de cómo es suelo en profundidad.

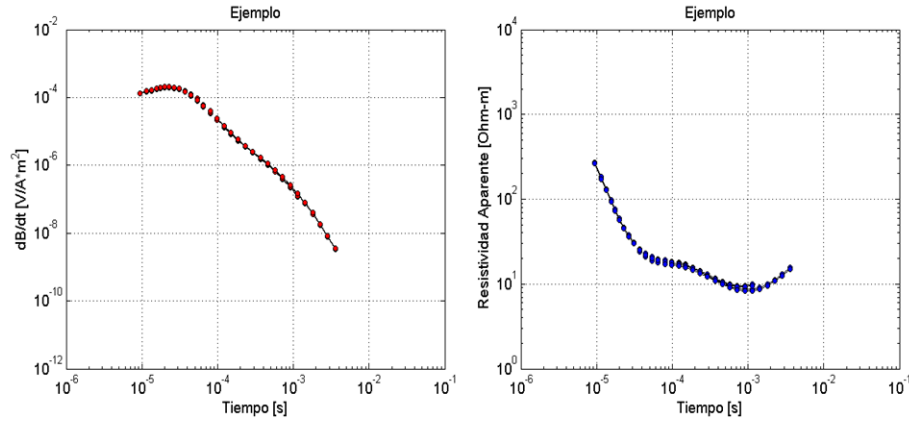


Figura 4.8: Ejemplo de derivada temporal del campo magnético inducido con su respectiva curva de resistividad aparente utilizando la expresión de (Ward & Hohmann, 1988).

## 4.4. Modelamiento 1-D

En este contexto, todo dato geofísico debe ser modelado e interpretado en términos de geología del subsuelo. Para esto, tenemos dos formas, la directa conocida como **forward** y de forma indirecta, conocida como **inversión**. En el método **forward**, a partir de los datos observados se define una curva de resistividad aparente y se obtiene un modelo de resistividad  $v/s$  profundidad, donde el modelo resultante se asocia con las observaciones geológicas y geofísicas disponibles en el sector de estudio. Por otra parte, la **inversión** utiliza un modelo resistividad  $v/s$  profundidad, generando a partir de éste una curva de resistividad aparente que ajuste a un modelo *forward* inicial, siendo este proceso una primera iteración. Este procedimiento puede realizar una serie de iteraciones hasta que exista una diferencia mínima entre las respuestas calculadas y observadas.

En ambos casos, a partir de la componente vertical de la derivada temporal del campo magnético inducido (decaimiento de voltaje) obtenemos la **resistividad aparente**, con esto, dependiendo de las inflexiones que se observen en las curvas y los tiempos en los que ocurren las inflexiones, es posible generar modelos de capas con **resistividad eléctrica** del subsuelo.

### 4.4.1. Modelación-Inversión ViewTem

El *software* de inversión **ViewTem** es propio del instrumento WalkTem ABEM, usado en la adquisición de los datos para esta tesis. El modelo *forward* está basado en la literatura expuesta en Ward & Hohmann (1988). Y el modelo de inversión se basa en los trabajos realizados por Auken *et al.* (2005) y Auken & Christiansen (2004). Este problema inverso llamado también *ID LCI* (*laterally constrained inversion*), busca minimizar el desajuste entre datos observados y una función de respuesta dada por una resistividad aparente generadas por el modelo *forward*. Utilizando una aproximación de primer orden de la expansión de Taylor:

$$\mathbf{d}_{obs} + \mathbf{e}_{obs} \cong \mathbf{G}(\mathbf{m}_{true} - \mathbf{m}_{ref}) + \mathbf{g}(\mathbf{m}_{ref}) \quad (4.1)$$

donde  $g$  es una función no-lineal, y  $d_{obs}$  corresponde a los datos observados,  $e_{obs}$  indica los errores observados en los datos adquiridos,  $m_{ref}$  es el modelo de referencia arbitrario generados a partir de parámetros de resistividad asociados al subsuelo,  $m_{true}$  es el modelo a obtener y  $G$  es la matriz Jacobiana.

La ecuación 4.1 se puede reescribir en términos de un modelo iterativo el cual queda representado por la siguiente expresión:

$$G\delta\mathbf{m}_{true} = \delta\mathbf{d}_{obs} + \mathbf{e}_{obs} \quad (4.2)$$

donde

$$\delta\mathbf{d}_{obs} = \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_{ref}) \quad (4.3)$$

#### 4.4.2. Modelación-Inversión IX1D Interpex

Este *software* comercial en el caso del método TEM utiliza para el *forward* la transformada de Fourier - Hankel descritas por Anderson (1979) para obtener la respuesta del campo secundario en una determinada capa de nuestro modelo de resistividades. Por otro lado, este *software* describe un proceso de inversión que se lleva a cabo utilizando **Regresión Ridge** de una manera similar a la descrita por Inman (1975), el cual consiste en mínimos cuadrados utilizando parámetros no lineales. Asumiendo que el problema directo es localmente lineal, es representado por la siguiente matriz:

$$obs = fc + Adp \quad (4.4)$$

donde  $fc$  es el resultado del método *forward*,  $obs$  es el set de datos observados,  $A$  es la matriz Jacobiana de derivadas parciales que se obtiene para cada capa, y  $dp$  es el resultado del modelo deseado donde los datos se ajustan a las observaciones en el caso ideal. Para cada iteración, una corrección del modelo se calcula utilizando el mejor factor de amortiguación disponible para esa iteración. En la práctica, el *software* dispone de un comando para que el proceso de iteración se realice sólo una vez. Para múltiples iteraciones, el proceso se repite y continua hasta conseguir una reducción en el error de ajuste de la etapa anterior.

La descripción del detalle en el procedimiento de inversión para este *software* no están especificados en el manual, pero están disponibles para el lector en los trabajos previamente citados.

#### 4.4.3. Aplicación de los softwares

La obtención de los modelos en ambos *softwares* se realiza en dos modalidades, en *layered model*, donde el número de capas por modelo es menor a 6 estratos y en *smooth model*, en el cual los modelos resultantes se generan de forma suavizada con un número de capas entre 15 y 30. La utilización de uno u otro depende del objetivo por el cual generamos los modelos resultantes.

Para efectos de esta investigación, se selecciona *layered model*, donde los modelos se encuentren acotados a mostrar no más de 6 estratos que ajusten la curva de resistividad aparente. A partir de ésta misma, se observa los principales cambios de inflexión, con esto, se puede inferir en una primera aproximación el número de capas que posee la medición. una vez calculado el modelo, denominaremos **semi-espacio** a la última capa del modelo, que en principio puede tener un valor de espesor determinado por el usuario previo a generar la inversión. Para efectos de esta tesis se considera sólo 50 [m] de espesor para un posterior análisis. De esta forma, cada estrato nos entrega un valor de resistividad eléctrica en el que puede caracterizar un tipo de sedimentos o asociar a algún depósito que predomina en la capa modelada.

A continuación, en la Figura 4.9 se muestran dos modelos de dos capas y un semi-espacio realizados a partir de la medición ilustrada en la Figura 4.8, utilizando ambos *softwares* de inversión. Cada *software* posee ciertas diferencias que son importantes mencionar. Por un lado, *ViewTem* nos entrega un parámetro de confiabilidad respecto a nuestro modelo que es denominado *Depth Off Investigation* (DOI) (Vest Christiansen & Auken, 2012), en donde indica que el modelo es válido hasta una profundidad de 165 [m] ilustrado en línea segmentada de color verde. Por otro lado, *Interpex* no entrega este parámetro, sin embargo, tiene la opción de replicar modelos equivalentes para una misma curva de resistividad aparente ajustada, éste también resulta un indicador de validez al modelo resultante. Éstos mismos, se muestran en líneas segmentadas de color verde en la imagen derecha de la Figura 4.9. De esta forma, a partir de los modelos equivalentes, se puede estimar un rango en profundidad el cual puede variar el espesor de la capa. Otras diferencias entre ambos *softwares* son mencionadas en la Tabla (4.1).

Cada capa del modelo pondera una resistividad eléctrica del medio con un espesor dado al igual que el semi-espacio. Es posible visualizar en la Figura 4.9 que el modelo obtenido en cada caso es idéntico, y responden de la misma forma a la curva de resistividad aparente ajustada. De este modo, a juzgar por los valores de resistividad obtenidos, el primer descenso observado en ambos modelos, indica un estrato que corresponde a la segunda capa, que podría ser interpretado como un estrato de mayor conductividad que la primera capa, con un valor de 6 [ $\Omega m$ ] a unos 50 [m] de profundidad. Y por otro lado, el semi-espacio de los modelos, indican un estrato más resistivo, mayor a 200 [ $\Omega m$ ], a una profundidad de 165 [m]. Estos valores de resistividad eléctrica obtenidos para cada capa se analizan e interpretan para caracterizar la resistividad eléctrica con los depósitos existentes e identificar la presencia de basamento rocoso o espesores mínimos en la cuenca de Santiago.

De esta forma, se entiende como **basamento rocoso**, aquella roca que se encuentra bajo el relleno sedimentario, siendo la base donde se depositan todos los sedimentos, se define como roca con un alto grado de compactación, sometida a poco fracturamiento, siendo escaso el transporte de fluidos. De este modo, y en base a las características mencionadas, se esperan valores relativamente altos de resistividad en el caso de visualizar capas con basamento, sobre los 1000 [ $\Omega m$ ]. Y por otro lado, se define **espesor mínimo** como el límite de profundidad donde los datos son válidos y confiables en cada modelo, donde se puede corroborar la presencia de relleno sedimentario desde este valor hacia superficie. La existencia de basamento, es posible evidenciar bajo este límite. De esta forma, estos procedimientos se generan en todas las estaciones utilizadas en esta tesis.



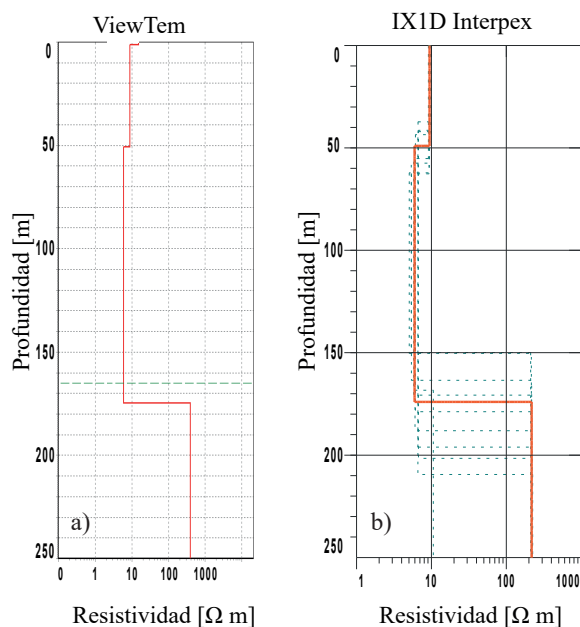


Figura 4.9: Modelos de resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] v/s profundidad [m], generados para una misma curva de ajuste (ver Figura 2.27). a) Modelo resultante utilizando el *software Viewtem*, se ilustra el DOI en línea verde segmentada. b) Modelo resultante en línea roja utilizando el *software Interpex*, y modelos equivalentes en líneas verdes segmentadas.

<i>ViewTem</i>	<i>IX1D Interpex</i>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• El ruido obtenido se muestra separado a las curvas de resistividad aparente (<math>\rho_a</math>).</li> <li>• Demora en el proceso de inversión. En la mayoría de los casos la curva de resistividad aparente (<math>\rho_a</math>) a modelar no ajusta bien a bajas frecuencias, tendiendo a generar imprecisión en los modelos resultantes.</li> <li>• Es posible observar la desviación estándar en cada dato, lo que permite validar el uso o no de éste en el procesamiento.</li> <li>• Posee un parámetro adicional llamado <b>Depth Off Investigation (DOI)</b>, que entrega un valor de profundidad en el cual el modelo es válido.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• El ruido se muestra siendo parte de las curvas de resistividad aparente (<math>\rho_a</math>).</li> <li>• Rapidez en la inversión. La forma de modelar es más amigable para el usuario lo que permite mayor eficiencia en campañas de numerosas mediciones.</li> <li>• La desviación estándar se observa como dispersión los datos, debido a que utiliza una interpolación de las mediciones observadas.</li> <li>• Genera modelos equivalentes, a partir de la misma curva de ajuste.</li> </ul>

Tabla 4.1: Ventajas y desventajas en el procesamiento de los datos, utilizando los *softwares Interpex* y *ViewTem*.

# Capítulo 5

## Análisis, interpretación y discusión de resultados

A continuación, se muestran los resultados de esta tesis. Este capítulo, se divide en cinco secciones diferentes; en la primera se mencionan modelos 1-D obtenidos para cada estación TEM, en la segunda se realiza una interpretación del relleno en base a sondeos TEM, en la tercera se ilustran perfiles generados a partir de las mediciones modeladas, en la cuarta se muestran resultados correspondientes a grillas de interpolación a diferentes profundidades y por último, se describen trabajos geofísicos que aportan en la confiabilidad y validez de los resultados, y por último, se hace referencia a cómo este estudio fue útil en el procesamiento de datos gravimétricos, campaña realizada en el mismo proyecto de investigación.

### 5.1. Modelos 1-D

Durante el proceso previo a la modelación de los datos TEM, se procuró la selección adecuada de los datos de resistividad aparente, evitando procesar datos que no correspondan o se alejen de ser una respuesta propia y confiable de la roca en profundidad.

Para explicar en detalle este proceso la Figura 5.1 muestra dos mediciones. El *Ejemplo 1* se ubica en la comuna de Puente Alto, la cual se midió utilizando dos bobinas receptoras y el *Ejemplo 2* se ubica en la comuna de Colina, la cual se midió utilizando sólo una de las antenas receptoras. A modo de explicación, la zona **A)** del *Ejemplo 1* muestra un acoplamiento en altas frecuencias observado comúnmente en zonas con densa urbanización. Esto indica que existe ruido cultural en el sector que no siempre el instrumento es susceptible de corregir. En general, datos con este tipo de acoplamientos no se consideran en la posterior modelación, esto evita dar una interpretación errónea a singularidades que no son respuesta del subsuelo estudiado. Este efecto no se observa en el *Ejemplo 2*, ya que éste fue medido en un sector lejos de la urbanización sin influencia del ruido cultural.

Hacia bajas frecuencias, la zona **B)** del *Ejemplo 1* muestra un acoplamiento en torno a las bajas frecuencias, que empobrece la calidad de los datos. Este acoplamiento puede ser resultado de dos

efectos: uno es que dichos datos estén influenciados en gran parte a la tendencia de error presente, en especial a períodos de 10 a 100 [ms], ilustrada en la zona **C**) y, otro efecto, es debido a que en bajas frecuencias la señal puede llegar muy débil, entonces se pierde confiabilidad en los datos, como se indica en las barras de desviación estándar, representadas en líneas verticales en cada punto de la curva de resistividad aparente. En el *Ejemplo 2*, la zona **E**) se observa sin acoplamiento y la tendencia de ruido se indica en **D**), siendo poco dispersa y no perturba a la curva de resistividad aparente a períodos entre 0,1 y 10 [ms]. Agregar también, que en ésta última medición no se visualizan acoplamientos en altas frecuencias debido a que la ubicación se encuentra lejos de fuentes externas, por lo que la señal en profundidad llega más clara y sin dispersión. Cabe destacar, que este el análisis se realizó para cada estación de esta tesis.

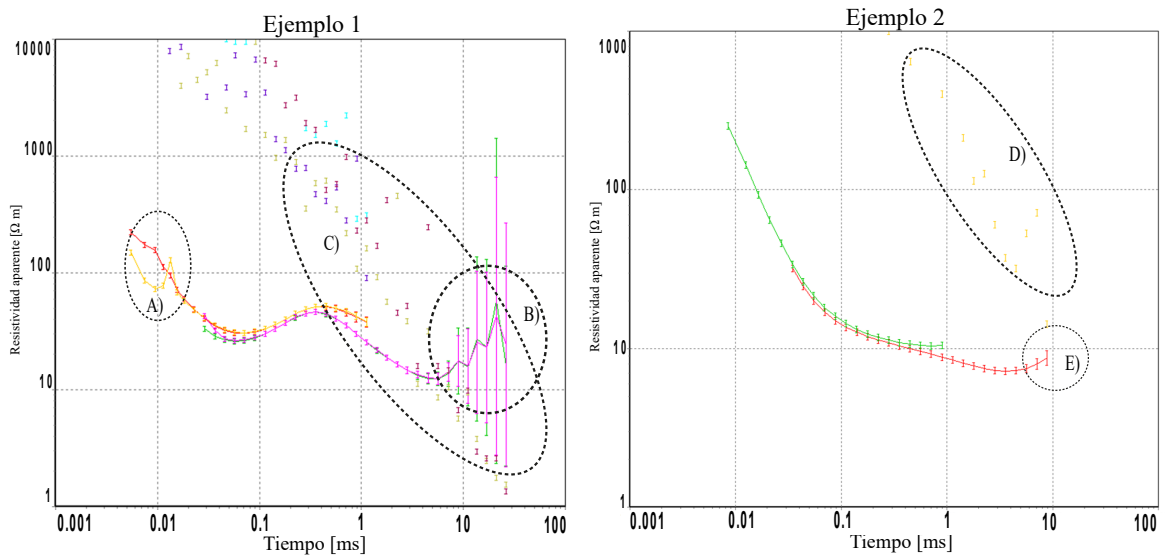


Figura 5.1: Caso explicativo de los factores a considerar en el procesamiento de los datos. *Ejemplo 1*: 4 curvas de resistividad aparente v/s tiempo, roja y verde indican antenna Rc-5, amarilla y rosada indican datos medidos con antenna Rc-200. *Ejemplo 2*: 2 curvas de resistividad aparente v/s tiempo, roja y verde indican datos tomados por antenna Rc-5. Líneas verticales indican la desviación estándar presente en cada dato. En ambos ejemplos la tendencia del ruido corresponde a puntos de diferentes colores señalados en las zonas **C**) y **D**).

Existen casos en que las mediciones tomadas en ciertas estaciones no son como las expuestas anteriormente, donde los datos adquiridos presentan acoplamientos en un amplio rango de períodos. Estos, se descartan en la etapa de procesamiento y modelamiento de los datos. Se ilustra la Figura 5.2, donde se destaca las zonas **A**, **B**, **C**, **D** y **E**, que representan acoplamiento en las estaciones T29 y T46, excluidas del presente estudio.

Las razones de estos acoplamientos observados en la Figura 5.2 son variadas, generalmente el de altas frecuencias (zonas **A**) y **D**)) responden al tipo de acoplamiento capacitivo el cual se genera por existencia de elementos metálicos que crean circuitos LCR, sus decaimientos de voltaje son oscilantes en su mayoría. Para el acoplamiento ilustrado en **C**) y **E**) ya hemos mencionado algunos factores, siendo el de mayor predominancia la existencia de la tendencia de error ilustrada en los datos, al presentarse en los mismos períodos que los datos observados causan dispersión y poca calidad en las mediciones. Finalmente para la zona **B**), el acoplamiento entre períodos de 0,1 a 1 [ms] se puede inferir que el sitio donde se adquiere la medición posee alguna fuente externa que emite en esas frecuencias (0,01 - 0,001 [Hz]), el cual se ven reflejadas en nuestros datos, éstos se

descartan del posterior modelamiento de las señales observadas.

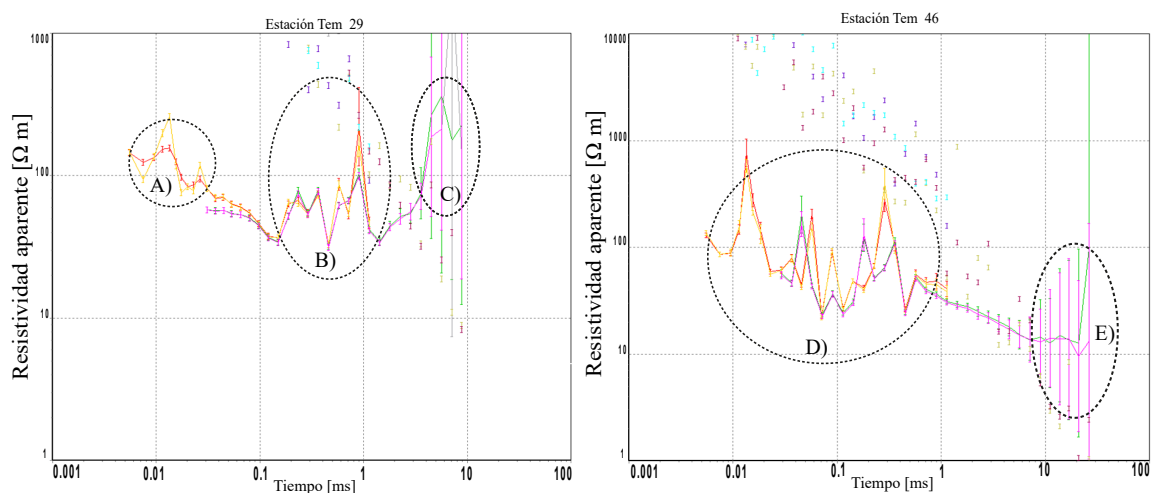


Figura 5.2: Estaciones  $T29$  y  $T46$  (para ubicación ver Figura 4.1). Zonas **A**, **B**, **C**, **D** y **E** muestran el acoplamiento generado en estos datos, incapacitando su utilidad en el modelamiento de los datos.

Una vez que se analizan todas las señales y se procesan todas las curvas de resistividad aparente, se genera un modelo de capas representativo de cada medición. Se realizan modelos a partir de dos *softwares* diferentes ya descritos en el Capítulo 4. Los modelos se compararan con la estratigrafía de diversos trabajos realizados en la zona de estudio y se asocian a la información de pozos (niveles estáticos) sugerida por Muñoz *et al.* (2015). Para interpretar el relleno sedimentario en la cuenca de Santiago (ver Capítulo 3), se asocia un rango de resistividad eléctrica a un determinado tipo de depósito existente a partir de los valores típicos de resistividad eléctrica para ciertos materiales de la Tierra (Tabla 2.2). De este modo, se obtiene la Tabla 5.1, donde el valor de resistividad eléctrica obtenido en cada capa del modelo se asocia con un depósito en particular, dando una claridad de como se distribuyen en forma y composición el relleno sedimentario en diferentes sectores de la cuenca.

Descripción Litológica	Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]
Sedimento fino (limo y/o arcilla), arena o sedimento saturado	< 28
Arena y/o gravas	28 (seca) - 200 (húmeda)
Sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado	201 - 1000
Ceniza	200 - 1500
Basamento rocoso	> 1000

Tabla 5.1: Descripción de las diferentes composiciones litológicas con respecto a los valores de resistividad observados en la cuenca de Santiago.

Para un mayor entendimiento del análisis realizado en los modelos obtenidos, en la Figura 5.3 se muestran dos modelos 1-D para una misma curva de resistividad aparente. El modelo de la izquierda se modela utilizando el *software ViewTem* (Modelo II) y el modelo de capas de la derecha se modela utilizando el *software Interpex* (Modelo I). De este modo, se observa que el Modelo I posee una capa adicional indicada en **A**), correspondiente a la segunda capa del modelo menor a

5 [m] de espesor, ésta no aparece en el Modelo II. Para validar la existencia de los estratos en el medio se observan los cambios de inflexión en la curva de resistividad aparente. En el *Ejemplo 3* (Figura 5.3) no se observa un cambio de inflexión significativo en altas frecuencias que represente existencia de este estrato a profundidades someras, por lo que no se considera como un estrato existente en el medio. Entonces, se decide validar el modelo de la derecha (Modelo II), que ajusta a la curva de resistividad aparente ubicada a la izquierda de la figura. De aquí, el modelo 1-D se asocia a la información de niveles estáticos y la estratigrafía del sector. Cabe mencionar, que experimentalmente se observa que el método también posee limitaciones, en cuanto a la resolución que se puede considerar en cada estación, dependiendo principalmente del tipo de medición que se utilice, la zona donde se tome la medición y de las propiedades y características de las rocas y fluidos que puedan coexistir en el sector medido.

Para determinar espesores mínimos o basamento rocoso en cada modelo se realiza un análisis del semi-espacio de cada modelo 1-D, en que se contrasta la resistividad eléctrica del último estrato con los depósitos existentes en la cuenca de Santiago. De este modo, los modelos que se exponen en la Figura 5.3, específicamente las zonas **B)** y **C)** indican el ingreso al semi-espacio a una profundidad de 210 - 220 [m]. De esta forma, y como se menciona en el [Capítulo 4](#), la profundidad de alcance del modelo 1-D presentado posee un espesor mínimo 260 - 270 [m], esto se debe a que en este caso no se observan estratos resistivos interpretables como basamento rocoso.

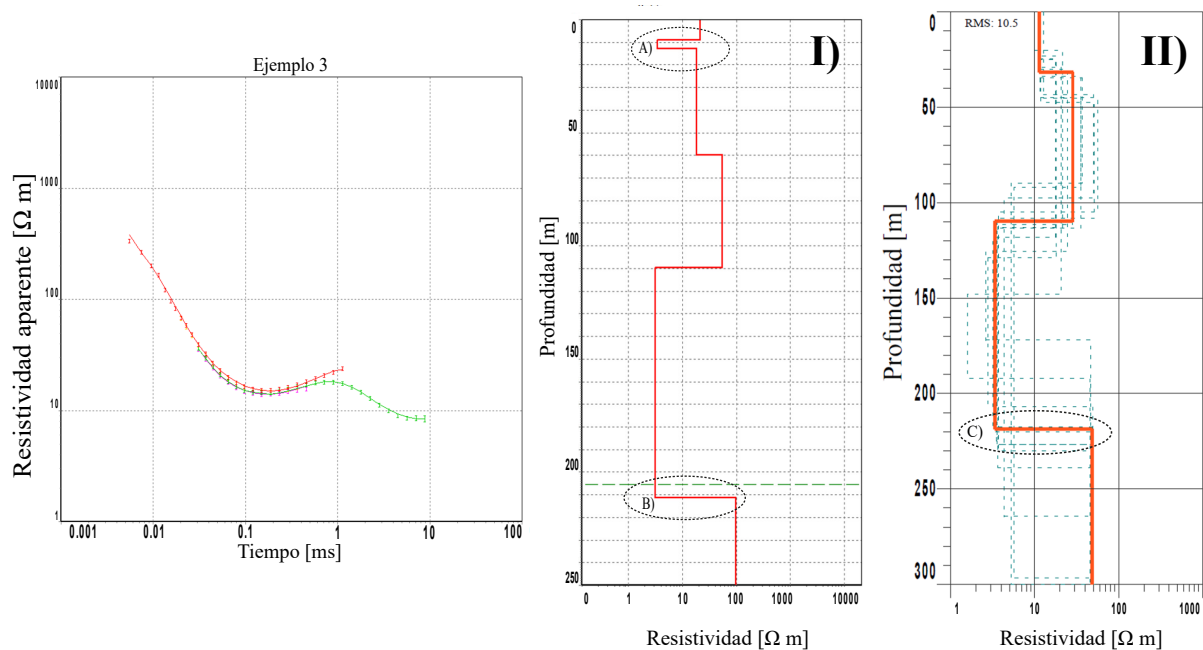


Figura 5.3: *Ejemplo 3*: caso explicativo para mostrar los factores a considerar en el modelamiento y ajuste de los datos. Curva de resistividad aparente ajustada para dos modelos de capas diferentes. **I)** Modelo resultante utilizando el *software Viewtem*, se ilustra el DOI en línea verde segmentada. **II)** Modelo resultante en línea roja utilizando el *software Interpex*, y modelos equivalentes en líneas verdes segmentadas.

Finalmente, aplicando lo que se menciona anteriormente, se realiza este procedimiento para 47 estaciones. A continuación, se muestra cuatro modelos 1-D que representan parte de la cuenca de Santiago. En cada imagen, la ilustración de la izquierda muestra la curva de resistividad aparente obtenida con la antena *Rc-5* y/o *Rc-200*, y a la derecha se ilustra el modelo de capas en línea roja,

junto a los modelos 1-D equivalentes en líneas segmentadas de color verde. Los estaciones restantes se encuentran en el Anexo A, detallando la curva de resistividad aparente ajustada y el modelo 1-D, además de las coordenadas donde fue adquirida la medición.

A continuación, se muestra un modelo de 2 capas y un semi-espacio, la estación *T01* (Fig. 5.4), medida hacia el borde norte de la cuenca y otro modelo de 3 capas y un semi-espacio correspondiente a la estación *T09* (Fig. 5.5), medida hacia el borde este de dicha cuenca. Para detalle de la ubicación de estaciones se recomienda ver Figura 4.1. La estación *T01*, se caracteriza por poseer estratos conductores a profundidades someras, menores a 10 [ $\Omega m$ ] hasta los 175 [m] de profundidad, hacia un estrato más resistivo de 200 [ $\Omega m$ ]. Este modelo se interpreta como sedimento fino (limo y/o arcillas) a profundidades someras, hacia una mayor presencia de arenas y/o gravas a profundidades mayores. Por otro lado, la inflexión que posee la curva de resistividad aparente entre períodos de 1 – 10 [ms] (bajas frecuencias) y a la estratigrafía del sector, el último estrato del modelo *T01* (> 175 [m]) puede ser evidencia de un sedimento más bien consolidado y competente, es decir, una zona de transición hacia el basamento rocoso.

En la Figura 5.5 se muestra un modelo de 3 capas y un semi-espacio con una profundidad mayor a 400 [m], éste se adquiere hacia el sector sur-este de la cuenca en El Bosque de Panul. En este sector la estratigrafía sugiere la existencia de depósitos aluviales del Pleistoceno Superior y Holoceno (Rauld, 2011). De acuerdo a lo anterior, las primeras dos capas del modelo, con resistividades entre los 40 y 100 [ $\Omega m$ ], puede corresponder a depósitos compuestos de gravas y/o arenas hasta una profundidad de 200 [m]. La tercera capa del modelo entre 200 - 340 [m] de profundidad, con una resistividad de 21 [ $\Omega m$ ], se interpreta como un estrato saturado de fluidos con sedimentos que pueden variar en granulometría. Esto coincide con la base de niveles estáticos sugeridos por Muñoz *et al.* (2015). A partir de los 340 [m] de profundidad del modelo *T09* se observa una resistividad eléctrica sobre los 600 [ $\Omega m$ ]. Este valor escapa de lo que se espera observar de un basamento rocoso en ubicaciones cercanas al frente montañoso. Entonces, dada la ubicación en las laderas de cordones montañosos y la falta de información de sondajes y/o pozos, el último estrato puede corresponder a suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado.

Existen otros modelos con comportamiento similar al que se menciona anteriormente como la estación *T05* (Fig. A.5), *T22* (Fig. A.22), *T23* (Fig. A.23) y *T40* (Fig. A.37), donde se observa una inflexión en la curva de resistividad aparente entre un tiempo de 1 – 10 [ms] (bajas frecuencias), que indica el ingreso a capas más resistivas. Por ejemplo, en la estación *T05* tomada en el sector de Espacio Riesco, el modelo 1-D posee un semi-espacio de 351 [ $\Omega m$ ] a 169 [m] de profundidad. Otro caso, es la estación *T22* tomada en la comuna de San Miguel en el centro de la cuenca, en donde el modelo posee un estrato resistivo de 499 [ $\Omega m$ ] a una profundidad de 150 [m]. Sin embargo, estos estratos no visualizan resistividades eléctricas que evidencien basamento rocoso. Entonces, dependiendo del sector en el cual se adquiere la medición, los modelos 1-D que presenten estratos muy resistivos a profundidades mayores se caracterizan como depósitos compuestos de sedimentos consolidados y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado.

Por otro lado, en la estación *T07* (Figura 5.6) se obtiene un modelo de dos capas y un semi-espacio, medido en el centro de la cuenca, y la estación *T17* adquirida hacia el sector centro-sur de la cuenca misma (Figura 5.7). En ambas mediciones, la curva de resistividad aparente no muestra un ascenso en bajas frecuencias (períodos entre 1 – 10 [ms]), y de acuerdo a los modelos 1-D obtenidos se sugieren espesores mínimos del relleno sedimentario, a 125 [m] de profundidad en *T07* y 309

[m] de profundidad en T17. Ambos modelos, son coincidentes con los depocentros identificados en trabajos de *Araneda et al. (2000)*, *Yáñez et al. (2015)* y *Núcleo de Geofísica Aplicada (2015)*.

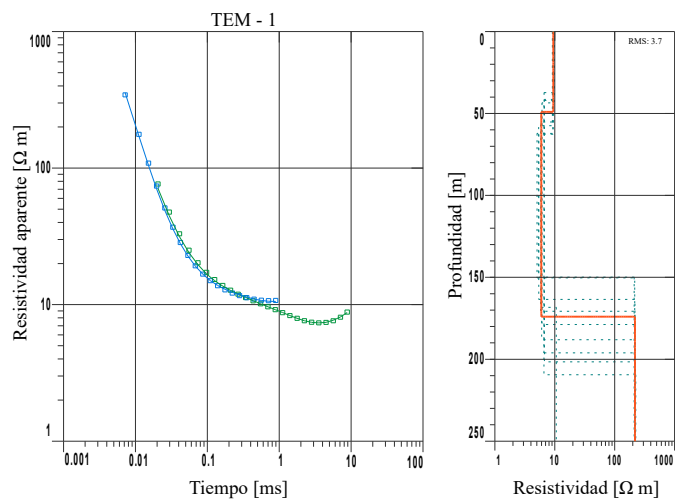


Figura 5.4: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T01.

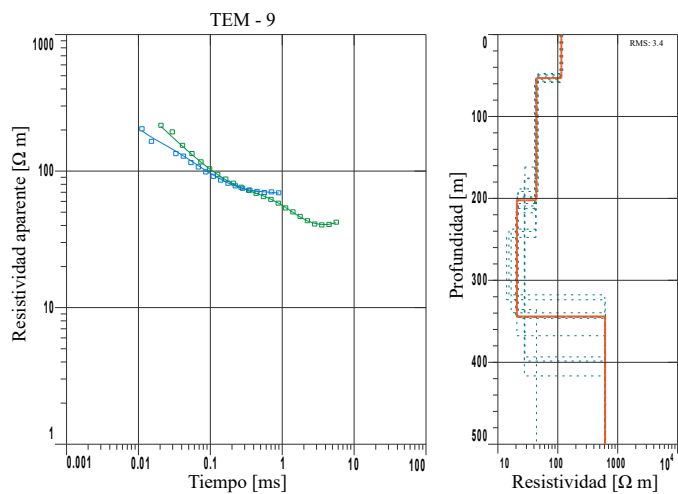


Figura 5.5: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T09.

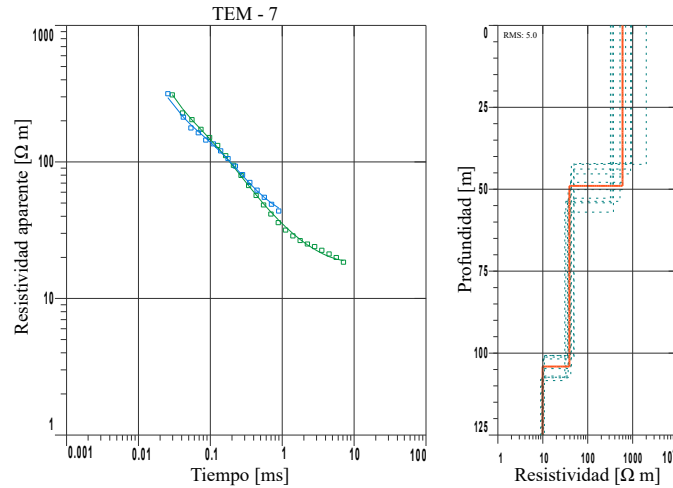


Figura 5.6: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación  $T07$ .

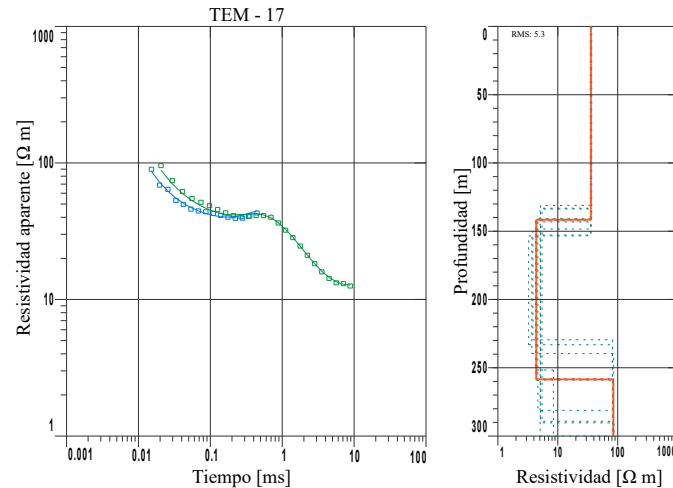


Figura 5.7: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación  $T17$ .

En totalidad, se validan 3 modelos con basamento representativo de una roca más cristalina, que se ubican hacia los bordes de la cuenca. Por otro lado, en 15 estaciones se observan estratos con resistividades eléctricas entre 200 - 800 [ $\Omega m$ ], estos indican suelos que pueden encontrarse a profundidades de transición entre lo que denominamos relleno sedimentario y basamento rocoso, los que se caracterizan como sedimentos consolidados y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado, que indican suelos competentes, con escaso transporte de fluidos. Las estaciones restantes se encuentran en el Anexo A, detallando en la Tabla (A.1) y (A.2) la profundidad límite del modelo, resistividad del semi-espacio y el nivel donde se interpreta sedimento saturado en cada modelo 1-D.



La presencia de estaciones con capas resistivas en profundidad, es mayor hacia el sector suroeste de la cuenca de Santiago, donde se encuentran los depósitos del abanico aluvial del río Maipo (Rauld, 2011). Además, estos depósitos se caracterizan por poseer sedimentos con una mayor cantidad de gravas en matriz soportante de limo, los que se mencionan en estudios de Leyton *et al.* (2010). Los depósitos con compuestos de sedimentos finos, provocan que la roca posea menor porosidad, limitando la interconexión entre poros. Esto puede generar un escaso transporte de fluidos, y se refleja directamente en modelos con resistividades más altas que en el resto de la cuenca.

## 5.2. Caracterización de abanicos aluviales a partir de TEM

A continuación, se interpretan los resultados tomando en cuenta la caracterización realizada de los principales abanicos aluviales existentes en la cuenca de Santiago (Rauld, 2011), depósitos presentes (Leyton *et al.*, 2010), la información de perfiles estratigráficos (Gálvez Vega, 2012) y niveles estáticos sugeridos por Muñoz *et al.* (2015). Las estaciones adquiridas abarcan principalmente los abanicos del Mapocho 1, Mapocho 2 y Maipo 3 (Figura 3.3). De estos, se seleccionan tres zonas que representan el relleno sedimentario en cada abanico.

En primer lugar, en la Figura 5.8 se ilustran 4 modelos correspondientes a las estaciones *T34* (Fig. A.31), *T39* (Fig. A.36), *T35* (Fig. A.32) y *T30* (Fig. A.28), las que se ubican al sector oeste del abanico del Mapocho 1. En su mayoría, los modelos presentan estratos superficiales resistivos. En particular, el modelo de *T34* ubicado en la empresa Cementos Melón, posee un estrato superficial con una resistividad superior a 250 [ $\Omega m$ ] y espesor de 51 [m]. Esto se interpreta como un depósito en el que predomina ceniza volcánica asignada a la unidad denominada *Ignimbrita de Pudahuel* (Leyton *et al.*, 2010), correspondiente a un material impermeable, con escaso transporte de fluidos. La variación de los valores de resistividad eléctrica en capas someras como en *T35* y *T30*, puede estar asociada a la presencia de sedimento fino, en especial depósitos con matriz de limo y/o arcilla con arena, que genera una baja en las resistividades de estos estratos. Esto se asocia con perfiles estratigráficos mostrados en el trabajo de Gálvez Vega (2012), donde el sector predomina la existencia de arena siguiendo con intercalaciones de sedimentos de limo y/o arcilla. Por debajo de las capas resistivas ubicadas a profundidades someras, se observan estratos conductores con resistividades eléctricas menores a los 15 [ $\Omega m$ ], siendo consistente con los niveles estáticos que se consideran como estratos saturados de fluidos, con sedimentos de variada granulometría. Esto además, es consistente con la profundidad de alcance de los modelos, la mayoría no supera los 100 [m] de profundidad, ya que al estar en presencia de un suelo conductor, la corriente inyectada para inducir un campo magnético secundario se disipa rápidamente, siendo incapaz de penetrar a profundidades mayores.

En segundo lugar, en la Figura 5.9 se ilustran 4 modelos correspondientes a las estaciones *T26* (Fig. A.26), *T10* (Fig. A.10), *T48* (Fig. A.44) y *T04* (Fig. A.4), las que se ubican al sector este del abanico del Mapocho 1. En estos modelos las resistividades eléctricas de los estratos superficiales se encuentran en torno a 38 y 86 [ $\Omega m$ ], estos valores se asocian a depósitos de gravas y/o arena y, son consistentes con interpretaciones de Rauld (2011), en donde se menciona que la zona media de este abanico se encuentra depósitos de gravas y arena, a diferencia de la zonas distales donde predomina los sedimentos finos con alto contenido arcilloso. Se puede sugerir que a partir de la estratigrafía, la mayor presencia de gravas aumenta los valores de resistividad observados, por lo que los estratos

con resistividades mayores a 70 [ $\Omega m$ ] se consideran como depósitos con predominancia en gravas con respecto arena. Además, gran parte de los depósitos en el centro de la cuenca corresponden a gravas fluviales redondeadas con intercalación de depósitos aluviales hacia el occidente y, arenas y en menor medida depósitos finos asociados a eventos con flujo de barro y/o detritos hacia el poniente (Leyton *et al.*, 2010). Entonces, es esperable que en este sector del abanico se observe variabilidad en las resistividades eléctricas de los estratos de cada modelo, variando en espesores de 50 [m], los que se interpretan con diferente composición de sedimentos. Se sugiere que los estratos con resistividades eléctricas entre 7 y 8 [ $\Omega m$ ] están compuestos por sedimentos saturados de diferente granulometría, siendo coherente con los niveles estáticos mostrados por Muñoz *et al.* (2015). Los estratos con resistividades menores a 5 [ $\Omega m$ ] presentes en los modelos de las estaciones de T10, T04 y T26, pueden corresponder a lentes arcillosos saturados, sin embargo, el espesor de estos estratos varía entre 40 - 90 [m], y la información de estratigrafía es escasa a profundidades mayores a 250 [m] por lo que no es posible validar esta aseveración, por lo que se sugiere como estratos con sedimento saturado de diferente granulometría.

Por último, en la Figura 5.10 se ilustran 4 modelos correspondientes a las estaciones T11 (Fig. A.11), T03 (Fig. A.3), T43 (Fig. A.40) y T45 (Fig. A.42), las que se ubican al sector sur del abanico del Maipo 3. A diferencia de los modelos ilustrados en el abanico del Mapocho, los modelos aquí expuestos presentan estratos más resistivos, sobre los 100 [ $\Omega m$ ]. En los modelos 1-D de las estaciones T43 y T45, no se observan niveles saturados y, a partir del contraste realizado con la información litológica de los sondajes, es posible destacar depósitos con mayor presencia de gravas en matriz de limo, gravas y/o arenas. Los niveles estáticos en este sector se encuentran a profundidades mayores a 100 [m] con respecto al sector norte de la cuenca. De esta forma, es posible interpretar depósitos con un menor grado de porosidad, y más compactados en su mayoría, que provocan una tendencia a modelar estratos con resistividades altas en este sector. En los modelos T11 y T03, se observan capas con resistividades menores alojadas entre estratos más resistivos. En el modelo T11 se observa un estrato saturado aproximadamente a 200 [m] de profundidad con un resistividad de 23 [ $\Omega m$ ], que sugiere un depósito compuesto sedimento fino. Para el modelo T03, los estratos conductores, menores a 11 [ $\Omega m$ ], se sugiere un depósito compuesto por sedimento saturado y/o arenas y/o sedimento fino, que se encuentran a partir de 155 [m] de profundidad, siendo consistente con la información de pozos de Muñoz *et al.* (2015).

En resumen, es claro mencionar el contraste visualizado entre los abanicos aluviales del Maipo y del Mapocho, en el que se ilustran estratos más resistivos hacia el sur de la cuenca, en que predominan depósitos compuestos por gravas en matriz de sedimento finos, y que reflejan depósitos con alto grado de compactación y probablemente con menor permeabilidad. En cambio hacia el norte de la cuenca, predomina la presencia de gravas y/o arenas, en el cual los valores de resistividad eléctrica responden a sedimentos más permeables, los niveles de sedimento saturado se observan más someros con respecto al sur de la cuenca. Exceptuando el sector nor-oeste del abanico del Mapocho, donde la presencia de ceniza volcánica es representada en estratos con resistividades eléctricas entre los 200 - 1500 [ $\Omega m$ ], y la existencia de sedimento fino (limo y/o arcilla) se representa por capas con valores de resistividad bajos menores a 20 [ $\Omega m$ ].

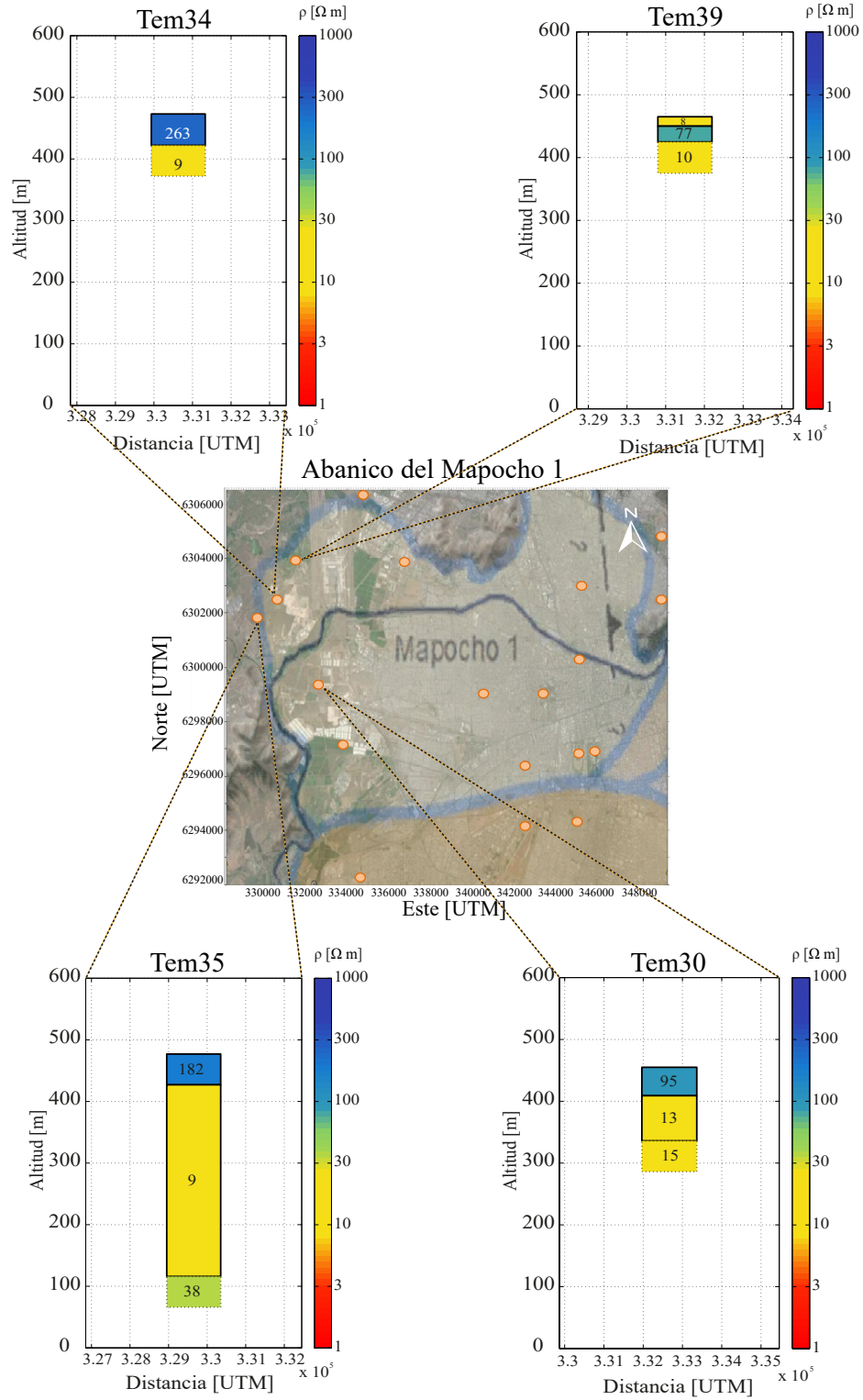


Figura 5.8: Estaciones T34, T39, T35 y T30, situadas en el Abanico del Mapocho 1, sector oeste.

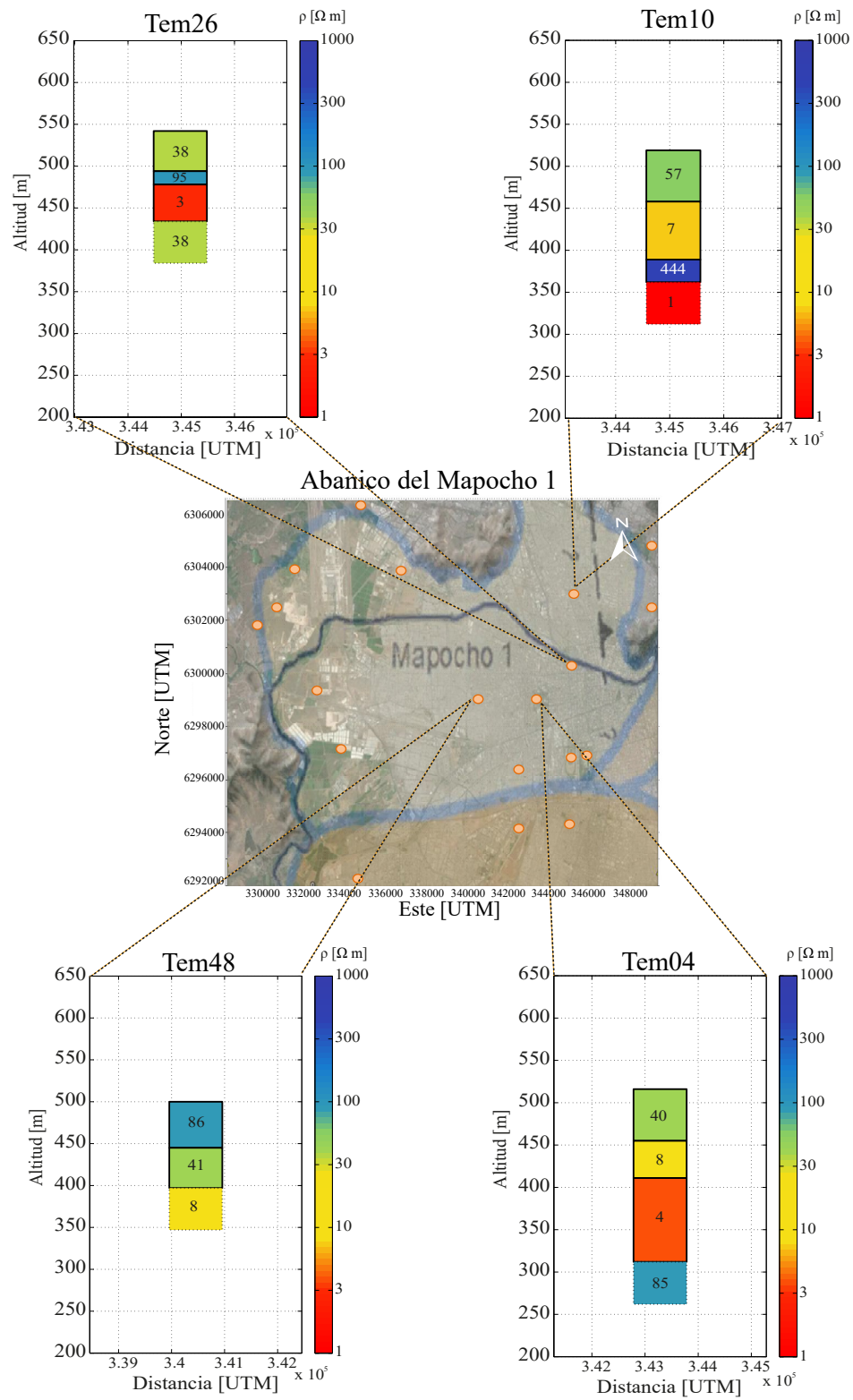


Figura 5.9: Estaciones  $T_{26}$ ,  $T_{10}$ ,  $T_{48}$  y  $T_{04}$ , situadas en el Abanico del Mapocho 1, sector este.

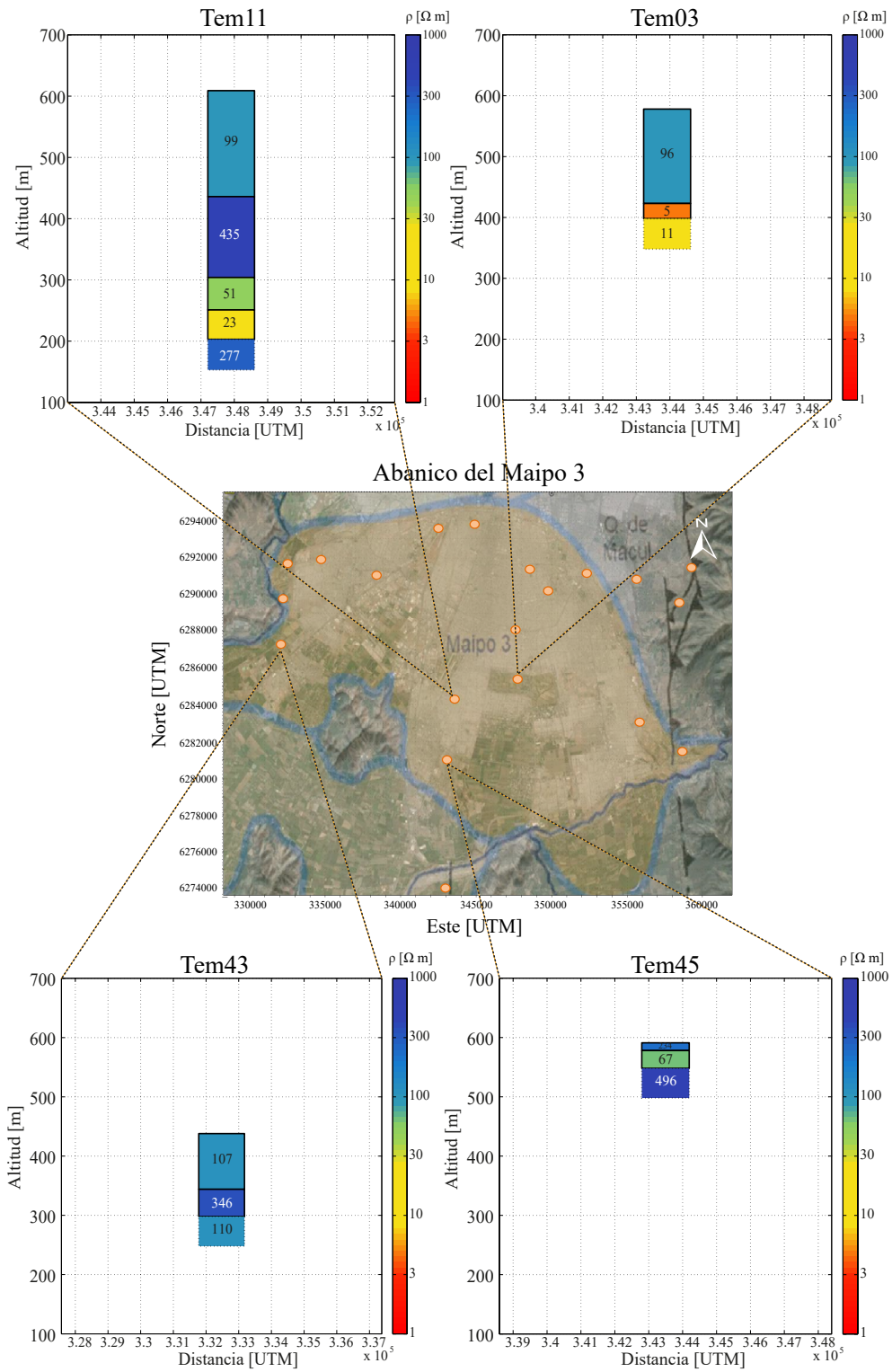


Figura 5.10: Estaciones  $T_{11}$ ,  $T_{03}$ ,  $T_{43}$  y  $T_{45}$ , situadas en el Abanico del Maipo 3, sector sur.



### 5.3. Perfiles utilizando estaciones TEM

De las estaciones adquiridas, se muestran 5 perfiles generados en la cuenca de Santiago, se ilustran en una vista en planta en la Figura 5.11, los cuales se interpretan en base a la caracterización geológica disponible, a la información existente de pozos, perfiles estratigráficos e investigaciones geofísicas generadas en diferentes sectores de la zona de estudio (Núcleo de Geofísica Aplicada (2015), Yáñez *et al.* (2015), Díaz *et al.* (2014), Kausel (1959), entre otros). Por otro lado, la estratigrafía se interpreta a partir de los sondajes cercanos a cada estación, en donde la composición de cada depósito se representan en rangos de resistividad eléctrica, éstos se ilustran en la Tabla 5.1. Cada perfil muestra los modelos obtenidos en cada estación y el tipo de sedimento al que se asocia a los estratos de los respectivos modelos 1-D.

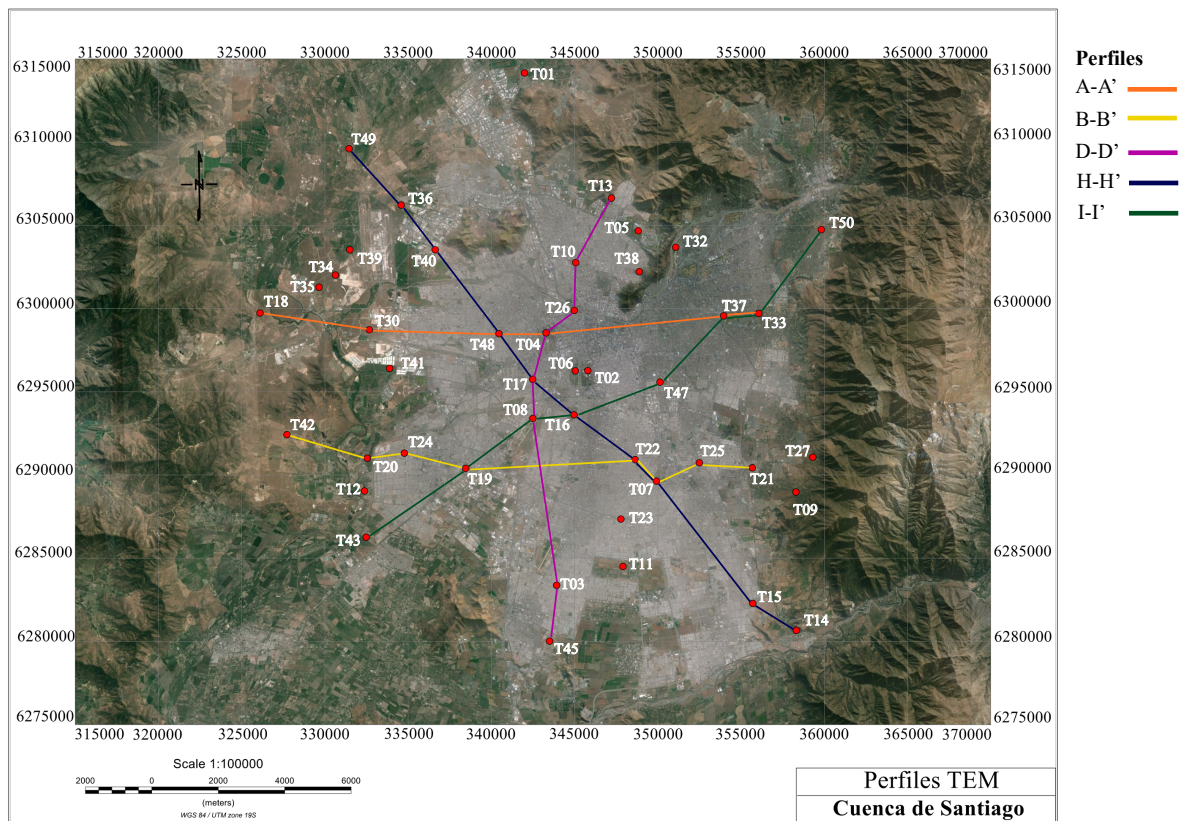


Figura 5.11: Mapa descriptivo de la cuenca de Santiago junto a Perfiles Tem, vista en planta.

A lo largo del Perfil A-A' (Fig. 5.12), con una dirección W-E ubicado al centro del sector de estudio, se observa presencia de gravas y/o arenas a profundidades someras en gran parte del perfil, destacando los modelos T48, T04, T37 y T33, con valores en resistividad eléctrica entre 40 [ $\Omega m$ ] y 95 [ $\Omega m$ ]. A profundidades mayores, es posible visualizar estratos con resistividades eléctricas menores a 21 [ $\Omega m$ ], con espesores considerables por lo que se caracterizan como sedimentos finos (limo y/o arcilla) y/o saturados. Los modelos presentados en este perfil muestran que el descenso de resistividad eléctrica en las capas de cada modelo está directamente relacionado con la presencia de fluidos en el subsuelo, algunos estratos se interpretan por depósitos compuestos por gravas y/o arenas saturada y los más conductores como sedimentos finos y/o sedimento saturado. Los niveles

de sedimento saturado coinciden con los niveles estáticos mencionados por [Muñoz et al. \(2015\)](#) y [Garat \(2014\)](#), este comportamiento observado a partir del Perfil A-A' responde a un acuífero libre [Falcón et al. \(1970\)](#).

En particular, en la estación *T18* se observa la presencia de basamento (Fig. A.18), tomada en el sector de Laguna Carén. El modelo ilustrado entrega un basamento a los 76 [m] de profundidad con una resistividad mayor a los 1000 [ $\Omega m$ ]. Esto se valida con observaciones de métodos geofísicos de sísmica y tomografía eléctrica (ERT), adquiridas en campañas de medición que forman parte de los cursos de Métodos de Exploración (2014) y Geofísica General (2015), realizadas en el mismo sector del sondeo *T18*, guiados por el profesor Emilio Vera y Daniel Díaz, del departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

El Perfil B-B' (Fig. 5.13), que se ubica al sur de la cuenca y paralelo al Perfil A-A' con dirección W-E se observan estratos superficiales más resistivos hacia el este de la cuenca, se interpretan como gravas y/o arenas, variando hacia el oeste del perfil con estratos que sugieren ser depósitos compuestos de sedimento fino. Además, los modelos *T42*, *T20* y *T24* ilustran capas a un altitud mayor que 400 [m] con valores de resistividad eléctrica alta, mayor a 500 [ $\Omega m$ ] hacia sur - oeste de la cuenca, el que se asocian a gravas con un alto grado de compactación y/o sedimentos compactos con escaso transporte de fluidos, se destacan zonas de Pudahuel, Noviciado y áreas de Rinconada en la comuna de Maipo. Además, en los modelos antes mencionados, se observan estratos en altitudes variadas con valores de resistividad eléctrica menores a 28 [ $\Omega m$ ], todos estos se interpretan como sedimentos finos (limo y/o arcilla) y/o arenas y/o sedimento saturado. Por otro lado, se observan estratos resistivos profundos presentes en los modelos 1-D de las estaciones de *T24*, *T22* y *T21*. Se sugiere que éstos corresponden a depósitos compuestos de sedimentos consolidados y/o basamento rocoso meteorizado.

En detalle, el segundo estrato del modelo 1-D de la estación *T42*, se caracteriza como un depósito en el que predomina ceniza volcánica asignada a la unidad denominada *Ignimbrita de Pudahuel* ([Leyton et al., 2010](#)), con un espesor de 36 [m] y un valor en resistividad eléctrica por sobre los 1500 [ $\Omega m$ ]. Este análisis se asocia con trabajos de [Gálvez Vega \(2012\)](#) y [Rauld \(2011\)](#). De la misma forma que el Perfil A-A', se observa un descenso gradual en dirección W-E de los estratos que sugieren estar compuestos por sedimentos saturados, siendo consistentes con los valores de niveles estáticos obtenidos por [Muñoz et al. \(2015\)](#) y [Garat \(2014\)](#). Todo esto, indica un suelo permeable en esta zona de estudio.

Luego, se ilustra el Perfil D-D' (Fig. 5.14), con una dirección N-S y ubicado al centro de la cuenca de Santiago. Desde esta perspectiva, es relevante mencionar que la presencia de capas conductoras interpretables como estratos saturados son en su mayoría consistentes con los valores de niveles estáticos que se muestran en la Figura 3.4, siendo mayores hacia el sur de la cuenca con respecto al norte y exceptuando los modelos *T17* y *T45*. Para la estación *T17*, [Muñoz et al. \(2015\)](#) sugiere que los niveles estáticos están entre 15 - 35 [m], en cambio el modelo 1-D responde a un descenso en resistividad eléctrica a una profundidad de 142 [m]. Este sector se encuentra en una zona de transición donde los niveles estáticos observados cambian su profundidad de manera considerable de someros (5 - 10 [m]) desde el sector oeste de la cuenca a profundos (100 - 150 [m]) hacia el este de ésta misma, lo que de manera local puede generar variaciones en las observaciones medidas, es posible que el nivel estático en esta medición varíe por el diferente uso que se le otorga al pozo. Y para la estación *T45* ubicada hacia el oriente del perfil, el modelo 1-D posee tres estratos

con resistividades eléctricas mayores a 60 [ $\Omega m$ ], con una profundidad de alcance de 123 [m]. Por otro lado, [Muñoz et al. \(2015\)](#) sugiere que los niveles estáticos se encuentran a una profundidad entre los 90 - 150 [m]. Esto quiere decir, que nuestro modelo no posee una profundidad para observar el nivel estático del sector. Sin embargo, en virtud de los valores de resistividad observados, el primer y tercer estrato del modelo se interpretan como sedimento consolidado y/o gravas en matriz soportante, y el segundo estrato se interpreta como depósitos de gravas y/o arenas.

Al realizar un análisis con respecto a los modelos presentados en este perfil, se observa una similitud en los valores de resistividad de los estratos hacia el sector norte de la cuenca, no así, hacia el sector sur. En general, la mayoría de las estaciones que se muestran en este perfil poseen estratos someros que pueden corresponder a gravas y/o arenas húmedas, los modelos 1-D *T13*, *T10*, *T26*, *T04* y *T17* (Figuras [A.13](#), [A.10](#), [A.26](#), [A.4](#) y [A.17](#)) ubicados al norte del perfil, presentan valores de resistividad eléctrica menores a 45 [ $\Omega m$ ], los que gradan en profundidad a estratos conductores del orden de 5 [ $\Omega m$ ] que pueden corresponder a sedimentos finos y/o saturados. En cambio, hacia el sur del perfil, las estaciones *T08*, *T03*, *T45* y *T52* (Figuras [A.8](#), [A.3](#), [A.42](#) y [A.47](#)) ilustran modelos con estratos someros con resistividades mayores a 100 [ $\Omega m$ ] que se asocian a gravas y/o arenas secas, y de la misma forma que en el sector norte del perfil, los estratos en profundidad se interpretan como sedimentos finos y/o saturados. Esto indica que entre los modelos *T17* y *T08* existe un cambio en la descripción litológica a profundidades someras, la que se observa a partir de los datos de transiente electromagnético.

Bajo este mismo contexto, se muestran perfiles NW-SE y SW-NE, los que se crean a partir de las estaciones modeladas. En primer lugar, tenemos el Perfil H-H' (Fig. [5.15](#)), hacia el sur-oeste del perfil, se observa una mayor presencia de estratos interpretados como sedimento consolidado y/o gravas con matriz soportante, con estratos en los que se observan resistividades eléctricas mayores a 300 [ $\Omega m$ ]. Hacia el centro del perfil se observan estratos con resistividades eléctricas menores a 50 [ $\Omega m$ ] que sugieren ser depósitos compuestos de gravas y/o arenas húmedas. Y hacia el nor-este de éste mismo, se observan estratos menores a 28 [ $\Omega m$ ] que se interpretan como sedimento fino (limo y/o arcilla) y/o arenas y/o sedimento saturado. El comportamiento observado coincide en forma y composición que idealmente tiene un abanico aluvial [McGowen & Groat \(1971\)](#), donde el abanico superior corresponde a la zona donde se observan estratos interpretados como sedimentos consolidados y/o suelo residual, que en este perfil, representan valores de resistividad alta. El abanico medio corresponde a la zona central del perfil, en el que predominan estratos interpretados como gravas y/o arenas, y en los que se observa valores de resistividad variados. Finalmente, en el abanico distal se sugieren estratos compuestos por arenas y/o sedimento fino (limo y/o arcilla) y/o saturado, en los que se observan bajos valores de resistividad.

En particular, el modelo *T07* presenta una capa superficial resistiva con un valor de 594 [ $\Omega m$ ] y espesor de 50 [m] aproximadamente. Esto no se observa en otros modelos en la cuenca, puede estar asociado a la influencia del hombre en el terreno. Esta estación fue medida en el Parque Brasil, donde antiguamente existía un relleno sanitario, y fue restaurado por la municipalidad para la comunidad, lo que puede ocasionar un cambio en la resistividad eléctrica del sector. Por otro lado, no dejamos de lado la opción de que el valor de resistividad obtenido sea realmente característico de la zona medida, y que represente algún tipo de intrusivo expuesto en superficie. Sin embargo, se considera la existencia de un suelo que no representa la litología del sector. De todas formas, los estratos obtenidos en profundidad para este modelo pueden ser interpretables de acuerdo a los perfiles estratigráficos, sin causar variaciones en la interpretación.



En el modelo *T14* (Fig. A.14), no fue posible observar estratos con resistividades bajas que fuesen asociada a los niveles estáticos mencionados por Muñoz *et al.* (2015), debido a que éste se observa entre los 45 y 70 [m] de profundidad, y el modelo observado posee una capa con resistividad eléctrica alta que no es posible asociar a presencia de fluido. El modelo de capas muestra sólo dos estratos conductores, uno superficial de 16 [m] de espesor, y otro por debajo de los 380 [m] de profundidad. Este caso puede deberse a la ubicación geográfica, además, la estación se sitúa entre cerros y cerca al río Maipo, la que corresponde a un abanico aluvial más viejo (Pleistoceno Sup y Holoceno) que los que se ubican hacia el norte de la cuenca (Pleistoceno Medio y Sup), descritos por Rauld (2011). Esto indica un suelo más competente y menos permeable, limitando la interconexión entre poros, por lo que dificulta el transporte de fluidos. Además, no existe información de perfiles estratigráficos para validar el nivel estático adecuado para la zona medida. Por lo que a juzgar del espesor del estrato resistivo visible en este modelo, es posible que la saturación de fluidos se encuentre representada de forma superficial en el modelo descrito, con un valor de 28 [ $\Omega m$ ] y un espesor de 13 [m]. Sin embargo, esto no ocurre en el modelo *T15* donde si es posible visualizar el nivel de sedimento saturado a 112 [m] de profundidad y que si es consistente con los niveles estáticos del sector entregados por Muñoz *et al.* (2015).

En segundo lugar, tenemos el Perfil I-I' (Fig. 5.16), en el que se observan modelos 1-D con capas someras que se caracterizan como gravas y/o arenas hacia el nor-oeste y sur-este del perfil, con resistividades relativamente mayores hacia el sector nor-oeste de la cuenca. Esta última zona puede indicar una menor porosidad y un grado de impermeabilidad mayor con respecto a las resistividades observadas hacia el sur-este de la misma. En el centro del perfil, se destacan estratos someros de baja resistividad y, de la misma forma que se menciona en perfiles anteriores, las capas con resistividades eléctricas menores a 28 [ $\Omega m$ ] sugieren estratos con sedimento saturado y/o arenas y/o sedimento fino. Los niveles estáticos son consistentes con los estratos con resistividades menores a 26 [ $\Omega m$ ] en la mayoría de los modelos del perfil mostrado. Es válido mencionar, que en los modelos *T08*, *T16* y *T47* ((Figuras A.7, A.16 y A.43), el semi-espacio en cada modelo se observa con resistividades mayores a 200 [ $\Omega m$ ] que sugieren un sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado, con un alto grado de compactación con respecto a los estratos observados hacia superficie.

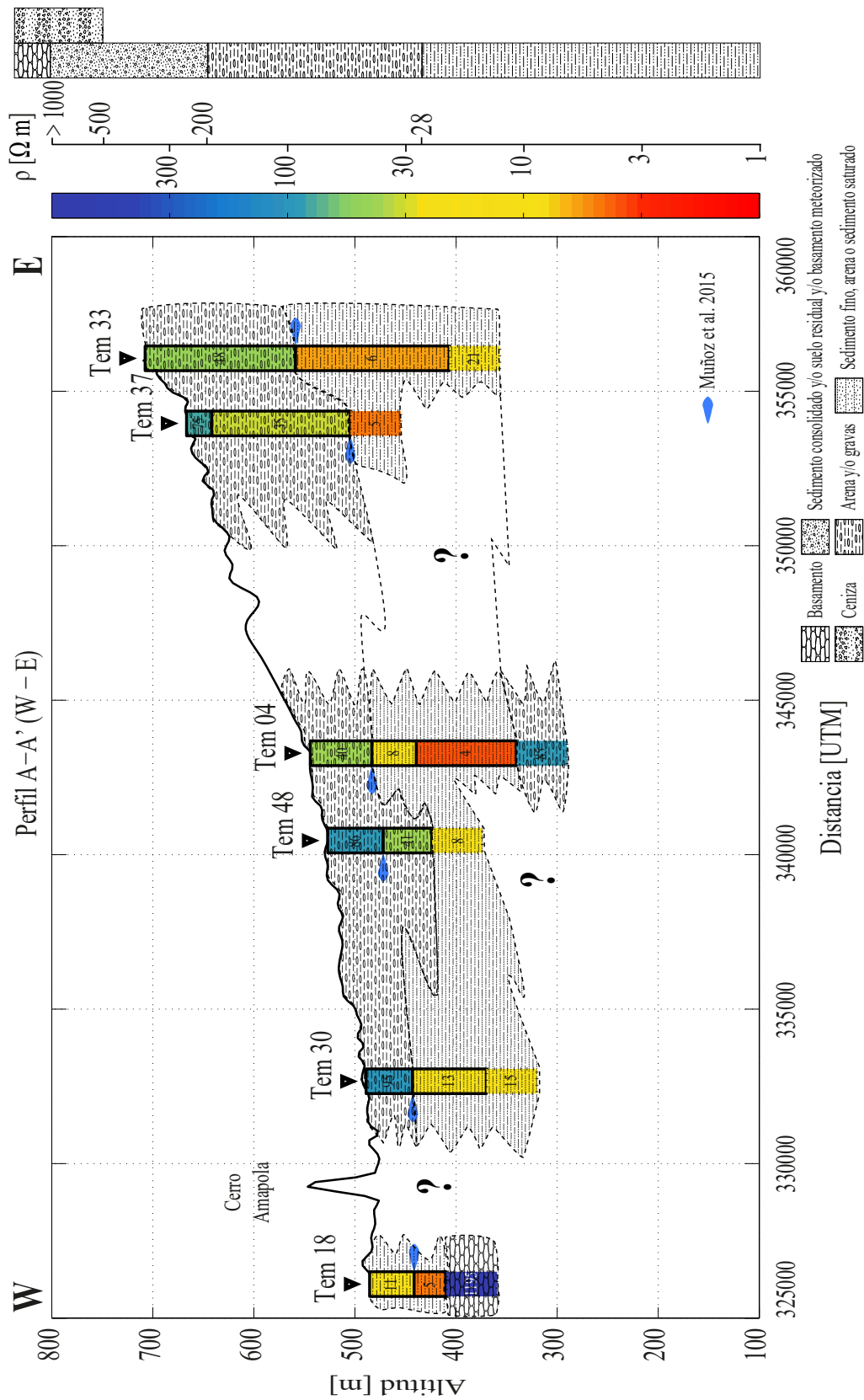


Figura 5.12: Perfil A-A' en dirección W-E, escala de colores indica la resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]. Descripción litológica representativa de los valores de resistividad observados. Se ilustra el nivel estático sugerido por [Muñoz et al. \(2015\)](#) en color celeste. Cada modelo indica el nombre de la estación medida. Valor de resistividad eléctrica queda indicado en cada estrato. Topografía del perfil es representada por línea de color negro por sobre los modelos estudiados. Signos de interrogación corresponden a zonas sin información interpretable.

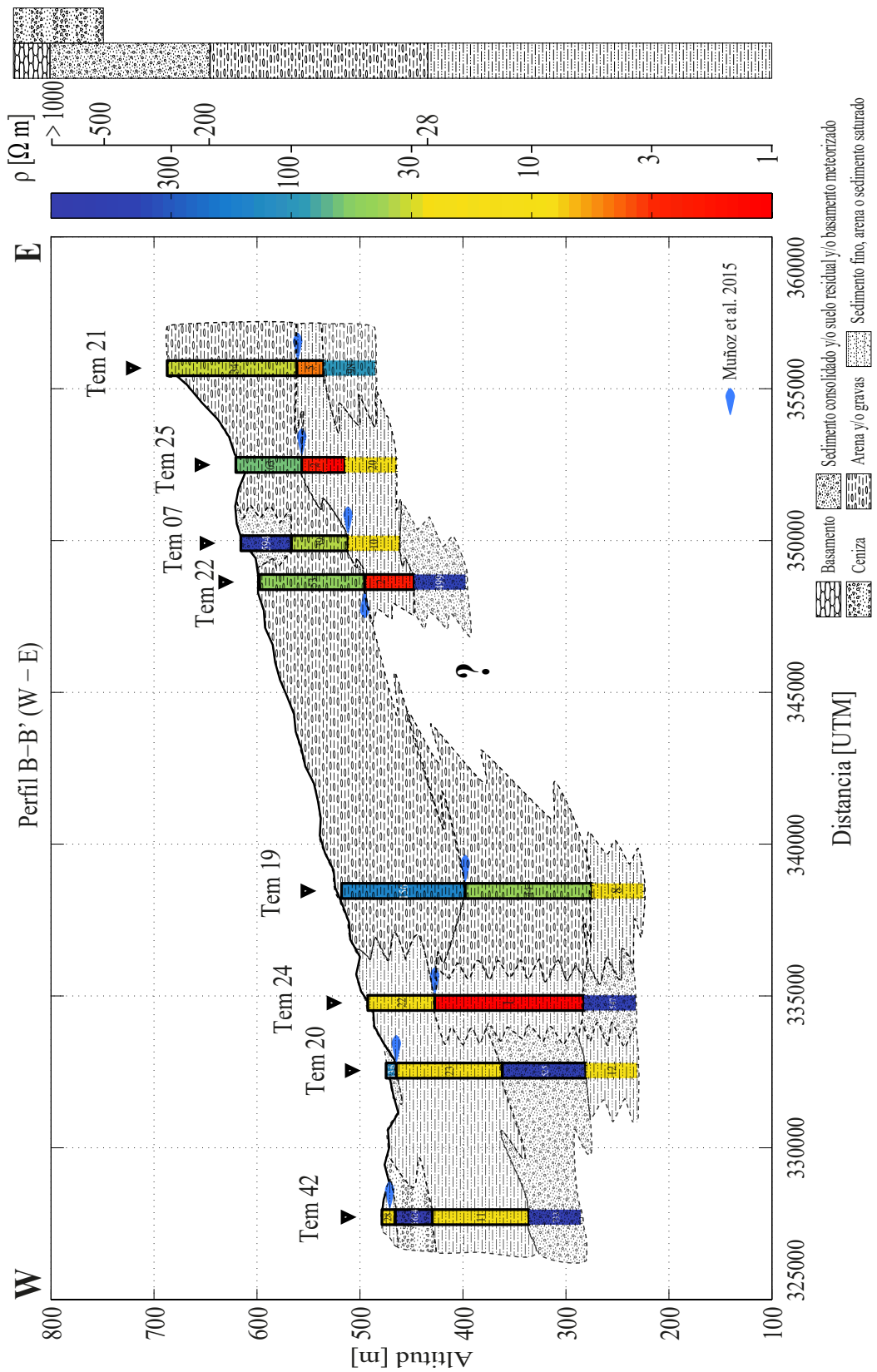


Figura 5.13: Perfil B-B' en dirección W-E, escala de colores indica la resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]. Descripción litológica representativa de los valores de resistividad observados. Se ilustra el nivel estático sugerido por Muñoz *et al.* (2015) en color celeste. Cada modelo indica el nombre de la estación medida. Valor de resistividad eléctrica queda indicado en cada estrato. Topografía del perfil es representada por línea de color negro por sobre los modelos estudiados. Signos de interrogación corresponden a zonas sin información interpretable.

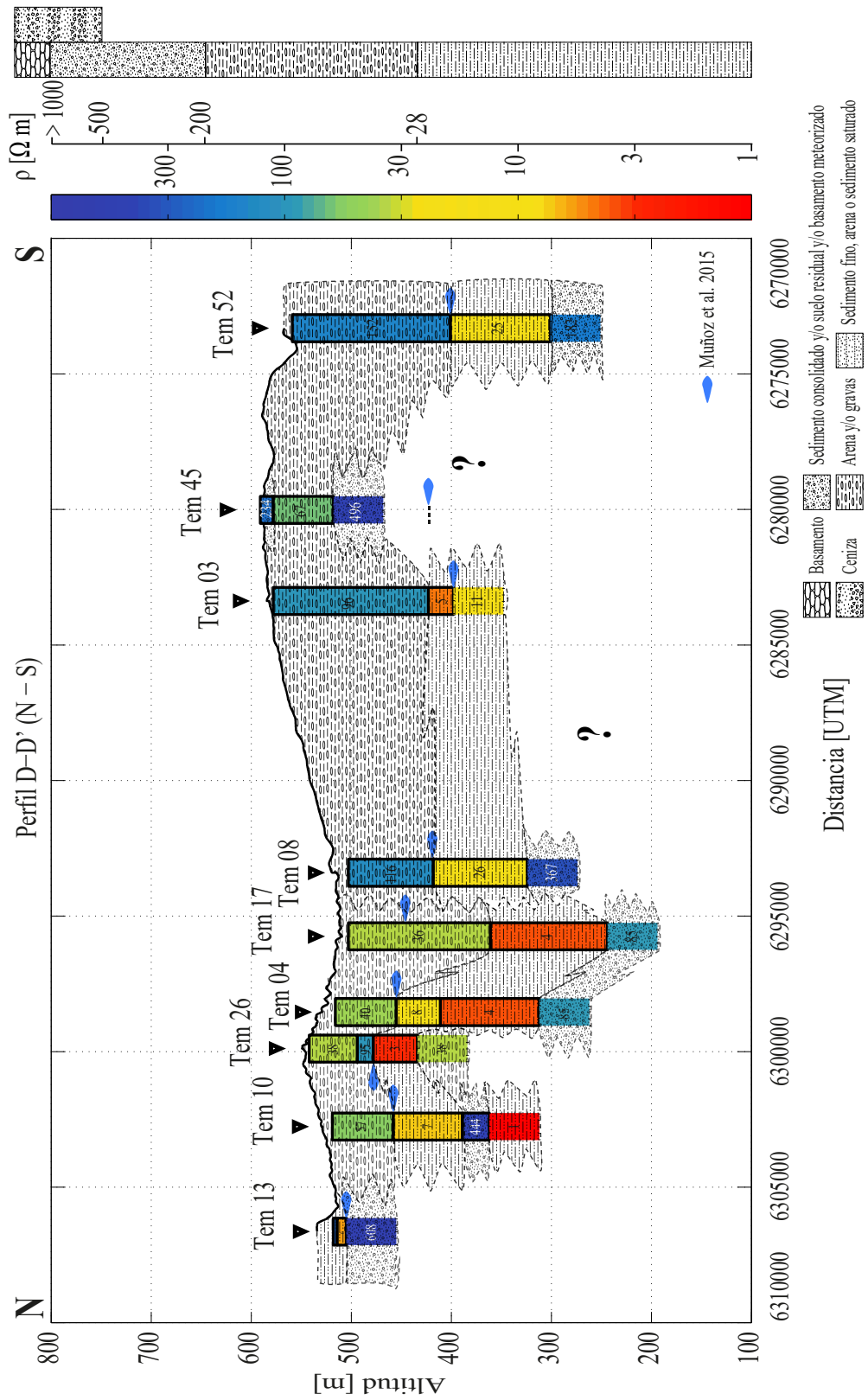


Figura 5.14: Perfil D-D' en dirección N-S, escala de colores indica la resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]. Descripción litológica representativa de los valores de resistividad observados. Se ilustra el nivel estático sugerido por Muñoz *et al.* (2015) en color celeste. Cada modelo indica el nombre de la estación medida. Valor de resistividad eléctrica queda indicado en cada estrato. Topografía del perfil es representada por línea de color negro por sobre los modelos estudiados. Signos de interrogación corresponden a zonas sin información interpretable.

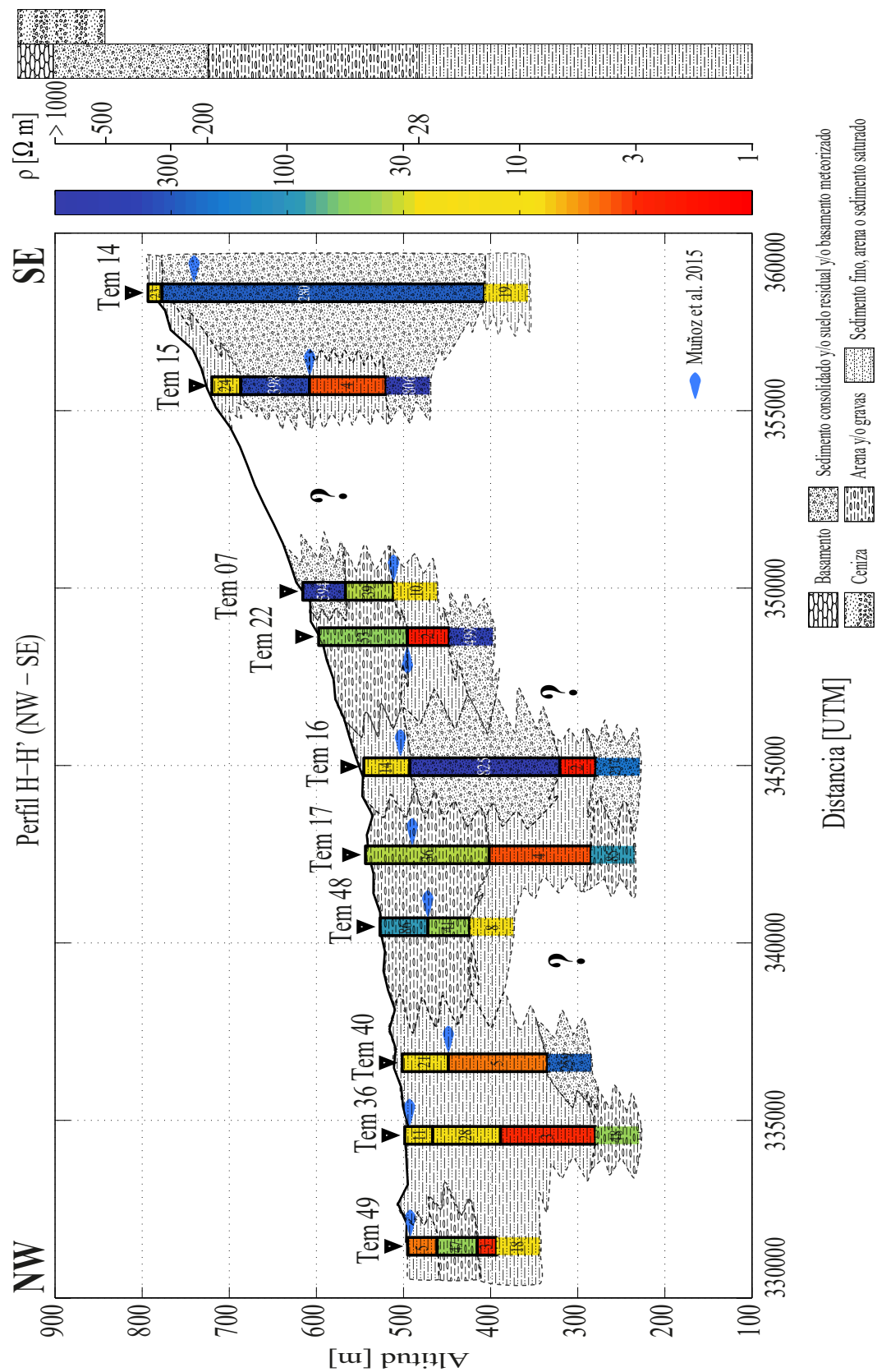


Figura 5.15: Perfil H-H' en dirección NW-SE, escala de colores indica la resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]. Descripción litológica representativa de los valores de resistividad observados. Se ilustra el nivel estático sugerido por Muñoz *et al.* (2015) en color celeste. Cada modelo indica el nombre de la estación medida. Valor de resistividad eléctrica queda indicado en cada estrato. Topografía del perfil es representada por línea de color negro por sobre los modelos estudiados. Signos de interrogación corresponden a zonas sin información interpretable.

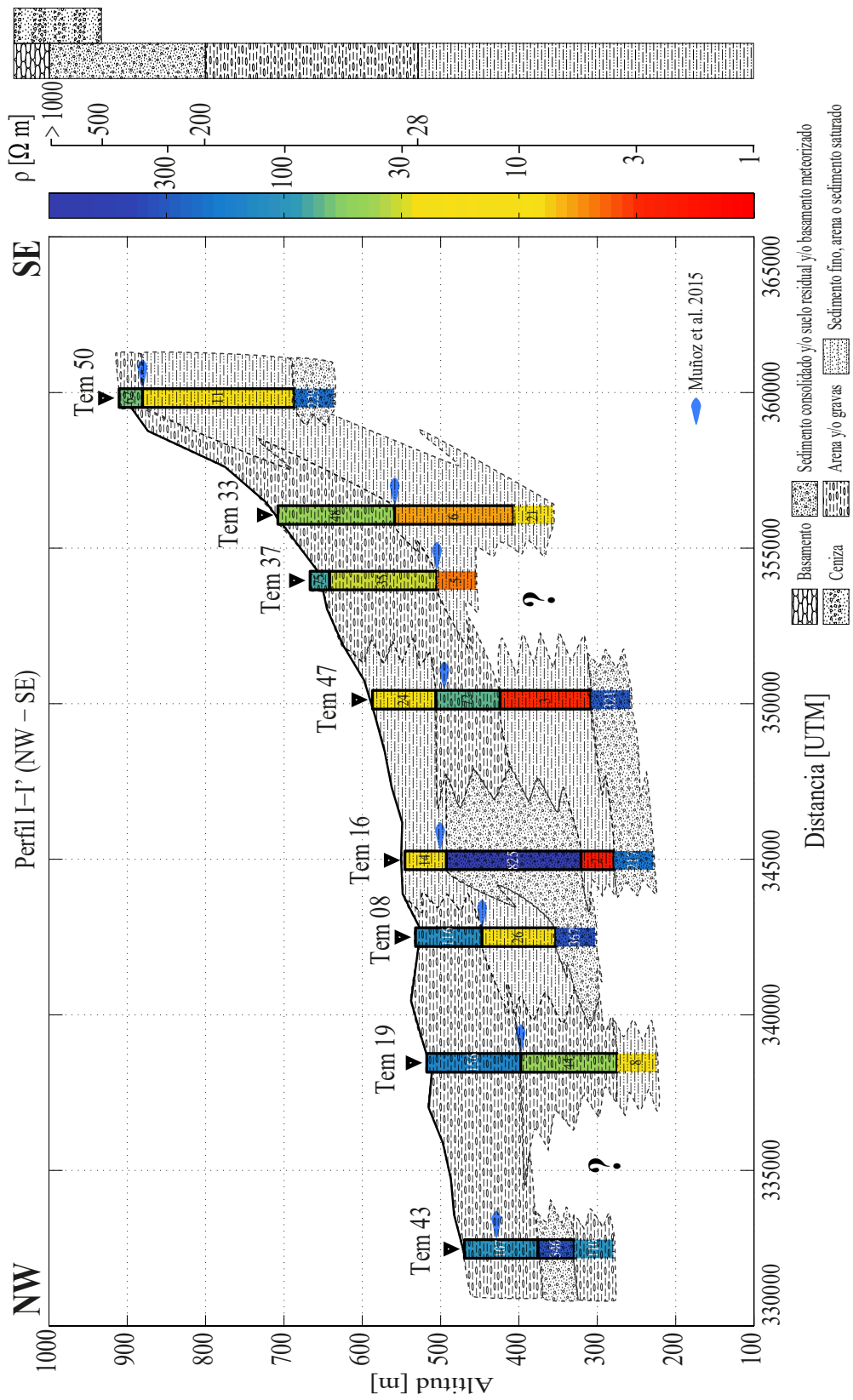


Figura 5.16: Perfil I-I' en dirección SW-NE, escala de colores indica la resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ]. Descripción litológica representativa de los valores de resistividad observados. Se ilustra el nivel estático sugerido por Muñoz *et al.* (2015) en color celeste. Cada modelo indica el nombre de la estación medida. Valor de resistividad eléctrica queda indicado en cada estrato. Topografía del perfil es representada por línea de color negro por sobre los modelos estudiados. Signos de interrogación corresponden a zonas sin información interpretable.



## 5.4. Grillas a partir de estaciones TEM

En la presente sección, se muestran 2 imágenes con grillas de resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ], valores tomados a partir de los modelos 1-D interpolados a 500, 450, 400, 350 y 300 [m] de altitud (Anexo A), la vista en planta de estas imágenes se encuentran en el Anexo B. La interpretación y análisis que se genera en esta sección consiste en asociar las resistividades eléctricas observables desde superficie, en las que se utiliza la caracterización de depósitos, y en profundidad, con base en la información hidrogeológica y estructural recopilada para la cuenca de Santiago.

La Figura 5.17 ilustra las grillas de resistividad a 500, 450 y 400 [m] de altitud (para vista en planta ver B.1, B.2 y B.3). La interpolación que se genera a 500 [m] de altitud involucra menos modelos interpolados, ya que el sector nor-poniente de la cuenca se encuentra a niveles de altitud más bajos que el resto, por debajo del valor mencionado. En general, se aprecia una tendencia a resistividades eléctricas mayores hacia el sur de la cuenca a 450 y 400 [m] de altitud, específicamente indicado como zona A), además, es posible identificar otra zona resistiva en B) a una altitud de 500 [m] en el cerro de Huechuraba. En su mayoría, estos representan depósitos de sedimentos consolidados y/o sedimentos compuestos de gravas y/o arenas secas. Por otro lado, se indica la zona C) hacia la comuna de Pudahuel a los 450 [m] de altitud, aquí, se sugiere predominancia en depósitos con contenido de ceniza volcánica expuesta en superficie (Falcón *et al.* (1970), Gálvez Vega (2012), Leyton *et al.* (2010)), que supera los 100 [ $\Omega m$ ] en estratos que bordean los 40 [m] de espesor. Sin embargo, la presencia de sedimento fino (limo y/o arcilla) y/o arenas y/o sedimento saturado genera disminución en la resistividad eléctrica observada, por lo que hacia profundidades mayores, como es indicada en la zona D) a 400 [m] de altitud, se observa resistividades eléctrica menores alrededor de los 10 [ $\Omega m$ ].

A los 450 [m] de altitud, se destaca una clara variación de resistividades en el relleno sedimentario existente. Se observa que la zona norte de la cuenca se representa por los depósitos aluviales provenientes del río Mapocho, que indican valores de resistividad más bien bajos con respecto al sur de dicha cuenca, se sugiere predominancia en depósitos compuestos por gravas y/o arenas húmedas, que indican suelos más permeables y con bajo grado de compactación. Por otro lado, hacia el sur de la cuenca los sectores representados por valores altos en resistividad sobre 200 [ $\Omega m$ ], se caracterizan como depósitos asociados al abanico aluvial provenientes principalmente del río Maipo, con sedimentos más consolidados y/o compuesto por una matriz de sedimento fino, con menor porosidad, siendo escaso el transporte de fluidos. Bajo este mismo contexto, los abanicos aluviales caracterizados anteriormente corresponden a unidades de depositación diferentes, por lo que la gradación de flujos energía en cada una varía Rauld (2011). Entonces, esto cumple y tiene directa relación con la diferente presencia de sedimentos depositados en el norte con respecto al sur y las variaciones observadas a través del parámetro de resistividad eléctrica.

En general, la zona E) a una altitud de 400 [m], se encuentra situada entre los ríos Maipo y Mapocho, se caracterizan por depósitos de gravas y/o arenas saturados, muy permeables y que facilitan el transporte de fluidos en la cuenca, con valores relativamente bajos en resistividad (5 -20 [ $\Omega m$ ]), característico de zonas saturadas de fluidos.

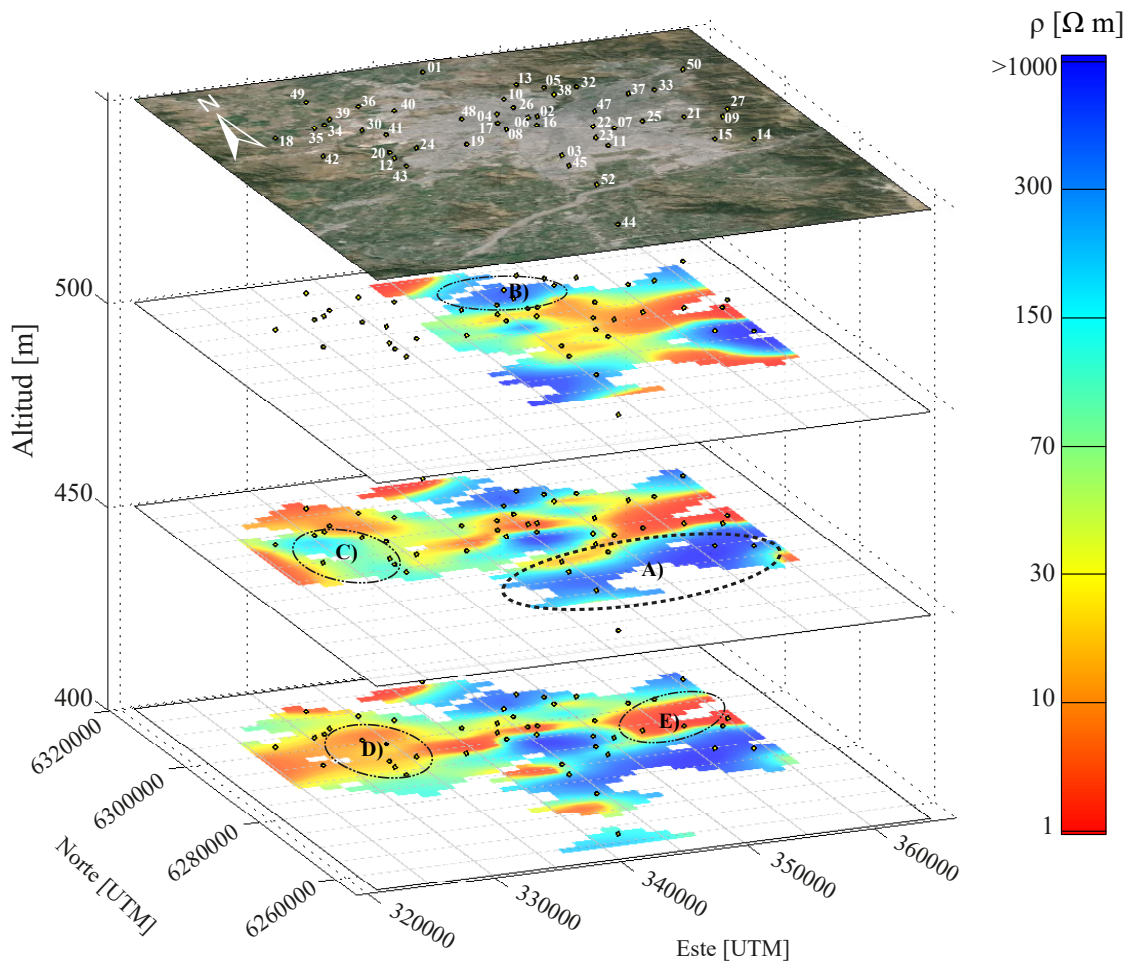


Figura 5.17: Interpolación de resistividades eléctricas [ $\Omega\text{m}$ ] a 500, 450 y 400 [m] de altitud.

La Figura 5.18 muestra las grillas de resistividad eléctrica a 350 y 300 [m] de altitud (para vista en planta ver B.4 y B.5). Cabe mencionar, que las zonas G, y J son circundantes con el río Mapocho por el norte y con el río Maipo por el sector sur de la cuenca de Santiago. En su mayoría, corresponden a depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno (Rauld, 2011). Esta zona se caracteriza con resistividades eléctricas bajas, en las que se infiere permeabilidad en ese sector, al igual como se visualiza en la figura anterior a 400 [m] de altitud. Además, la presencia de la Falla San Ramón por el sector oriente de la cuenca aporta generando infiltración de fluidos a los depósitos aluvio-coluviales que cubren parte de la cuenca y parte de la falla misma Díaz *et al.* (2014). A partir de los modelos 1-D, este tipo de relleno puede corresponder en su mayoría a gravas y/o arenas saturadas (Leyton *et al.*, 2010). Por otro lado, en las zonas F) e I) se observan zonas de alta conductividad, que se interpreta como depósitos en los que predominan sedimentos saturados y/o existencia de sedimentos finos y/o arenas. Diferente es el caso al oeste de la zona D) a una altitud de 300 [m], donde se observan resistividades mayores ( $> 400 [\Omega\text{m}]$ ), esto sugiere una roca más compacta compuesta por rocas estratificadas del Cenozoico y Mesozoico (volcánico-sedimentario), las que se interpretan como sedimento consolidado y, se infiere que la presencia de relleno sedimentario hacia ese sector es más escasa.

Es interesante destacar aquellos sectores donde se conserva valores bajos en conductividad, en-



tre 100 a 300 [ $\Omega m$ ], hacia al centro de la cuenca (zona **K**)), debido a que trabajos de [Kausel \(1959\)](#) mencionan la existencia de una cordón montañoso que cruza y uno de los cerros San Cristóbal y Chena. En este caso, los modelos 1-D correspondientes a las estaciones *T08*, *T16* y *T47* medidas en la zona central de la cuenca, se observan valores resistivos, que pueden corresponder a sedimentos consolidados de forma que representan un suelo más compacto, reflejando una zona de transición a rocas intrusivas existentes a profundidades más someras con respecto al resto de la cuenca. En estudios de [Rauld \(2011\)](#) se menciona que los procesos constructivos de los abanicos aluviales, se han producido en etapas erosivas y de depositación, por lo que no queda exento que parte del basamento rocoso haya estado expuesto a estos mismos procesos, generando una disminución en la resistividades eléctricas esperadas para una roca donde han sido depositados los diferentes sedimentos.

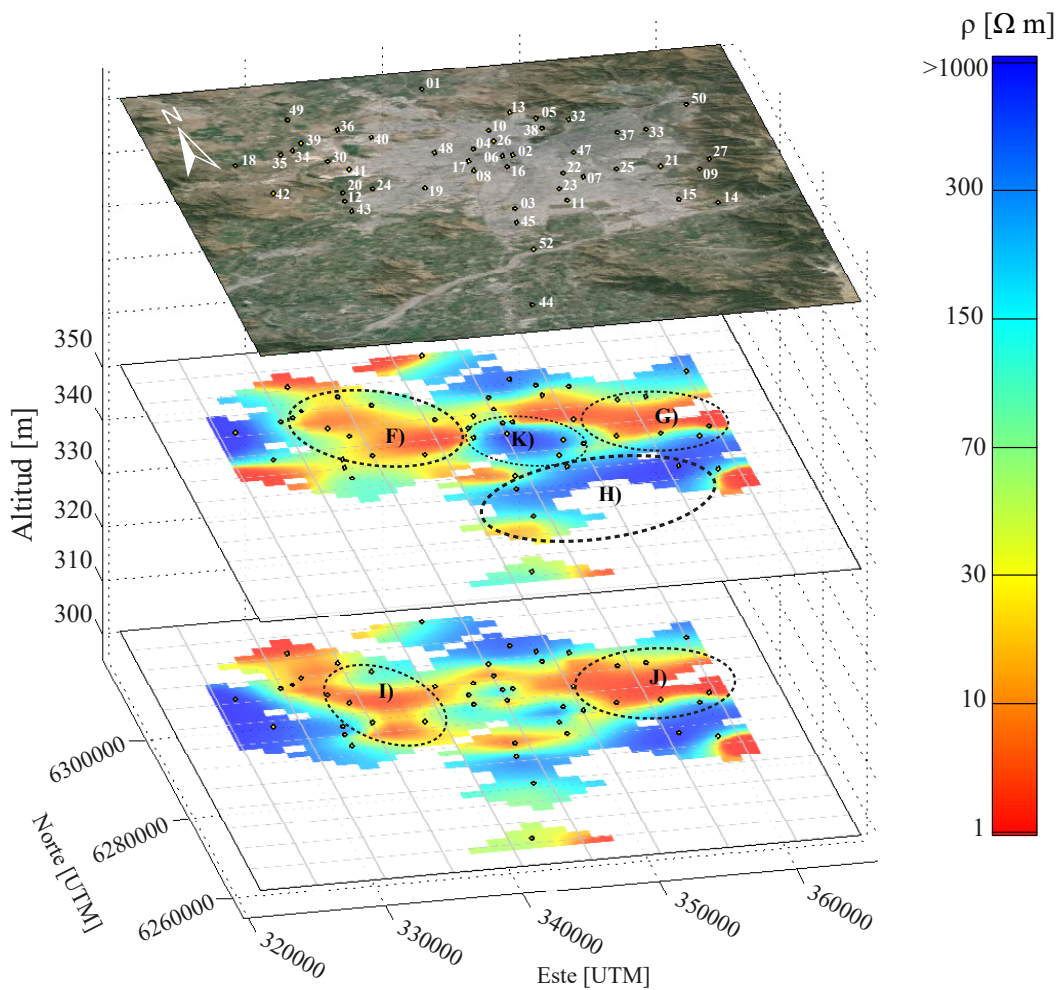


Figura 5.18: Interpolación de resistividades eléctricas [ $\Omega m$ ] a 350 y 300 [m] de altitud.

## 5.5. Asociación con otros métodos geofísicos

A continuación, se mencionan trabajos que han servido de apoyo para constreñir, comparar y validar parte de los resultados presentados a lo largo de esta tesis.

- En el trabajo de [Kausel \(1959\)](#) se empleó el método de gravimetría. En éste, se muestran resultados representados en mapas de anomalías de bouguer, mediciones que abarcan gran parte de la comuna de Santiago Centro. Se observa que la densidad de rocas volcánicas y sedimentarias es heterogénea, generando un rango bastante amplio en magnitud. Kausel, propuso que el basamento de la cuenca de Santiago esta comprendida entre los 350 y 450 [m] de profundidad. Además, hace mención a un cordón subterráneo, interpretada como una continuación del cerro San Cristóbal y cerro Santa Lucía que desaparece entre el relleno sedimentario y aparece a unos 250 a 300 [m] en la base de la cuenca de Santiago. Esto puede establecer una relación directa con las observaciones adquiridas a partir de los modelos TEM, la que se menciona anteriormente en la grilla de interpolación de resistividades eléctricas a 300 de altitud (Fig. 5.18), en las que se observa un sedimento consolidado y resistivo en el sector centro de la cuenca, y se sugiere la presencia de un depósito más compacto con respecto al resto de la zona de estudio, vista en planta en la Figura B.6, o específicamente a partir de los modelos *T08*, *T17* y *T04* (Fig. A.8, A.17 y A.4).

En el análisis del trabajo de Kausel, se menciona que estructuralmente el cordón montañoso debería formarse más al sur para continuar por debajo del aeródromo Los Cerrillos y empalmar con los cerros Chena, cuya prolongación natural sería a su vez el cordón de cerro de Lonquén. Esta mención es coherente y consistente en especial con la estación *T08* adquirida en el Museo Aeronáutico (Fig. A.8), en la Comuna de Cerrillos, en la que se visualiza una capa resistiva a 180 [m] de profundidad con valores de resistividad superiores a 350 [ $\Omega$ m].

- Trabajos de [Araneda et al. \(2000\)](#), emplearon gravimetría utilizando una cobertura de 2100 mediciones, tomadas entre los años 1974 y 1999, y de la misma forma en la que fue mencionado en la investigación anterior, hace referencia una irregularidad en la morfología rocosa subterránea, destacando un lineamiento en dirección SW-NE, iniciándose en el cerro San Cristóbal y que cruza los cerros Chena y Lonquén, determinando espesores sedimentarios que podrían alcanzar los 50 [m]. Lamentablemente no existen mediciones TEM en cercanías de estos cerros que validen esta aseveración, sin embargo, es posible observar una variación en las resistividades eléctricas con lineamientos SW-NE, ilustrado en la Figura 5.17 a 400 [m] de altitud, donde se observa resistividades menores hacia el nor-oeste y mayores hacia el sur-este de la cuenca de Santiago, dando claridad de los distintos tipos de rellenos existentes en la cuenca.
- El trabajo de [Alvarado \(2002\)](#) utilizó el método de Sondaje Eléctrico Vertical (SEV), estos resultados se asocian a estaciones TEM adquiridas en el sector noroeste de la cuenca, como lo son los modelos *T05*, *T10* y *T38* (Fig. A.5, A.10 y A.35), además de constreñir la existencia de acuíferos libres, semi-confinados y/o confinados.

- En campañas geofísicas aplicando el método de Sísmica de Refracción realizados en cursos de Métodos de Exploración (2014) y Geofísica General (2015), con los profesores Emilio Vera y Daniel Díaz a cargo, del departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, se obtuvieron curvas camino-tiempo el cual se contrastan con los modelos 1-D adquiridos en cercanías de la zona.

Se ilustra el modelo sísmico generado por el profesor Emilio Vera, donde se empleó el método de sísmica de refracción, el cual mide la velocidad de ondas de un medio a partir de geófonos, de este modo, el sector de Laguna Carén es representado con diferentes valores de velocidad de onda, generados a partir de golpes generados en superficie, cada cambio indica el ingreso a un estrato diferente donde la composición y propiedad que posee el medio varía (Fig. 5.19). Dos de estos cambios coinciden con el modelo 1-D T18, estación adquirida en el mismo sector de la campaña. La primera coincide con un cambio de estrato a los 40 [m] de profundidad en el modelo sísmico mostrado en **A)** y en el modelo 1-D se observa a los 44 [m], en el que se observa valores de resistividad bajo los 10 [ $\Omega m$ ]. Este estrato puede corresponder a un relleno sedimentario compuesto por arenas, limos y/o arcillas. El segundo cambio y último estrato se interpreta como basamento a una profundidad de 80 [m] en el modelo sísmico que se indica en la zona **B)** y en el modelo T18 se interpreta a los 76 [m] de profundidad (Fig. A.18). Este tipo de roca puede corresponder a rocas estratificadas del Mesozoico descrito por Fock (2005).

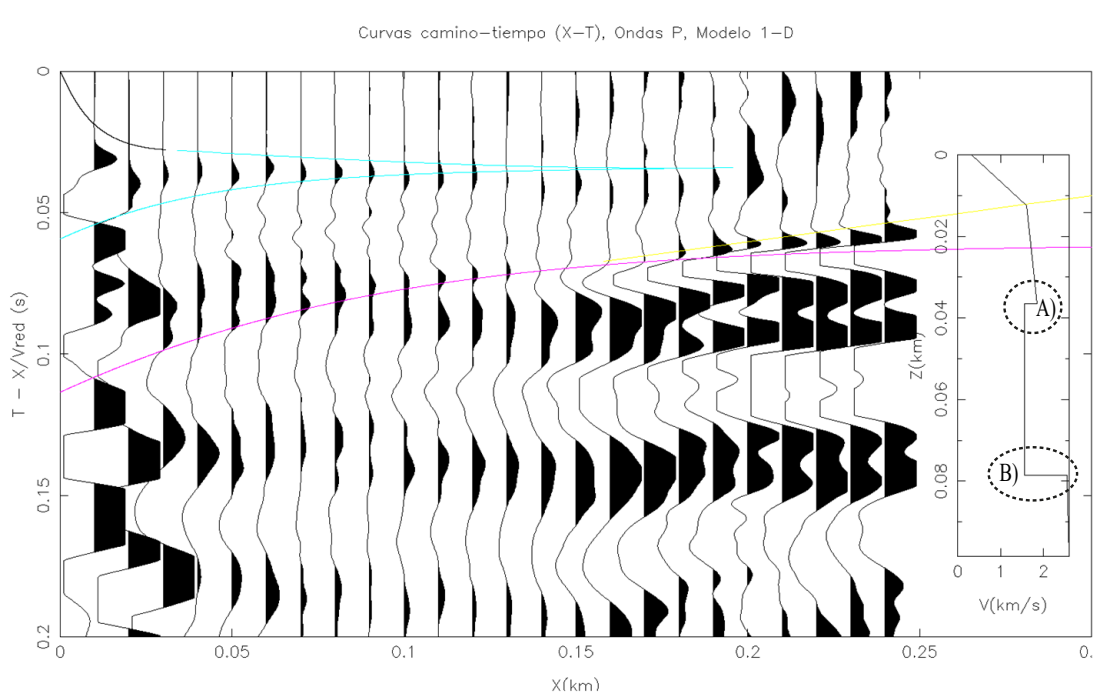


Figura 5.19: Curvas camino-tiempo (ondas P) para medición realizada en Laguna Carén. Curso Métodos de Exploración (2014), elaborado por el profesor Emilio Vera.

- El artículo de Díaz *et al.* (2014) y posterior trabajo de Leiva (2015), nos permite caracterizar y comparar los valores de resistividad obtenidos en cercanías del frente cordillerano, las que destacan la fuerte correlación existente entre la presencia de fluidos en ambientes con alta

porosidad, con valores de resistividad bajos obtenidos a partir de las campañas de tomografía eléctrica (ERT) y sísmica. En este contexto, se destaca la existencia de sedimentos con un alto grado de permeabilidad aledaños al sector oeste de la falla San Ramón, en su mayoría gravas arenosas y arena con intercalaciones de grava en una zona que es circundante con el río Mapocho por el norte y por el río Maipo por el sur de la cuenca de Santiago.

Además, como ha sido mencionado en capítulos anteriores, una de las motivaciones principales de esta tesis, consiste en ser una herramienta de apoyo para las etapas de procesamiento y modelamiento de datos gravimétricos, campaña geofísica realizada para el mismo proyecto de investigación por el Núcleo de Geofísica Aplicada (NGA), del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

Ambas metodologías dependen de factores diferentes, debido a que utilizan parámetros de estudio distintos. En el método gravimétrico se utiliza la densidad como parámetro de investigación, el cual está asociado a las anomalías de Bouguer observables en la región de estudio, en cambio, el método TEM utiliza la resistividad eléctrica como parámetro de estudio. Cabe mencionar, que un valor en la densidad de roca no necesariamente indicará un determinado valor en resistividad eléctrica, debido a que hemos observado que éste depende directamente en la presencia de fluidos existente en la roca. Para explicar el uso de esta investigación en el proyecto mencionado, se ilustran dos perfiles gravimétricos (Figuras 5.20 y 5.21), donde a partir de los modelos 1-D, es posible restringir valores de densidad de basamento utilizando las profundidades de basamento o espesor mínimo observadas en los modelos 1-D. Ambos modelos gravimétricos fueron modelados utilizando valores de densidad de basamento de 2,5 [ $gr/cc$ ] y 2,67 [ $gr/cc$ ], además, se consideró una densidad de sedimento de 2,1 [ $gr/cc$ ] (Núcleo de Geofísica Aplicada, 2015).

La Figura 5.20, muestra el perfil medido en una dirección W-E, donde el modelo gravimétrico en color rojo, fue calculado con una densidad de basamento de 2,5 [ $gr/cc$ ] y el modelo gravimétrico en color azul con una densidad de basamento de 2,67 [ $gr/cc$ ]. El modelo de la estación T18 condiciona al modelo gravimétrico, aumentando la densidad de basamento de 2,5 a 2,67 [ $gr/cc$ ]. Recordar que en este modelo, el basamento se visualiza a los 76 [m]. Entonces el Perfil PC36 de Laguna Carén indica que el suelo es más denso, a si mismo, con resistividades bajas a profundidades someras, caracterizado por un sedimento fino y/o saturado y, con resistividades altas a profundidades mayores, que sugiere basamento rocoso en el sector. Para el modelo gravimétrico presentado en la Figura 5.21, la situación tiende a variar. A lo largo del Perfil PC44 de Rinconada se visualiza la presencia de varias estaciones TEM, los modelos 1-D demarcados con líneas segmentadas de color verde corresponden a espesores mínimos, exceptuando el modelo T42, con basamento a los 143 [m] metros de profundidad (línea continua de color verde).

Todo esto, resume en breve el procedimiento que se realiza para cada perfil gravimétrico en el que las estaciones TEM logran restringir el valor de densidad de basamento del modelo gravimétrico en cuestión. Las interpretaciones y resultados se complementan a la modelación de los datos gravimétricos, buscando el valor de densidad de basamento que fuese más óptimo y que ajuste de mejor forma a modelo geofísico de la cuenca de Santiago.

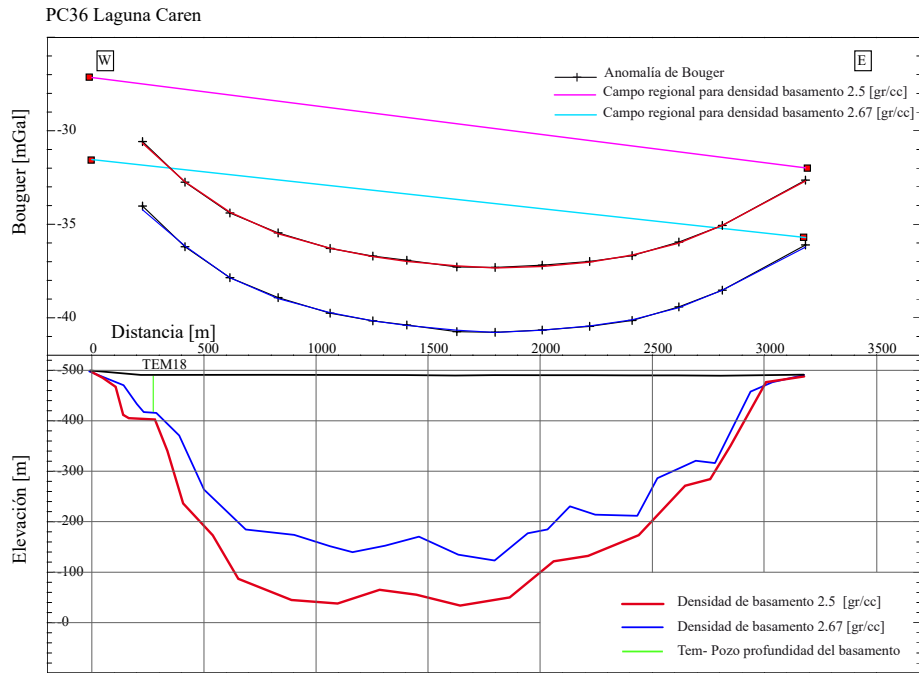


Figura 5.20: Perfil PC36 Laguna Carén. Estaciones TEM en línea verde. Línea azul indica modelo de basamento con densidad de 2,67 [gr/cc]. Línea roja indica modelo de basamento con densidad de 2,5 [gr/cc].

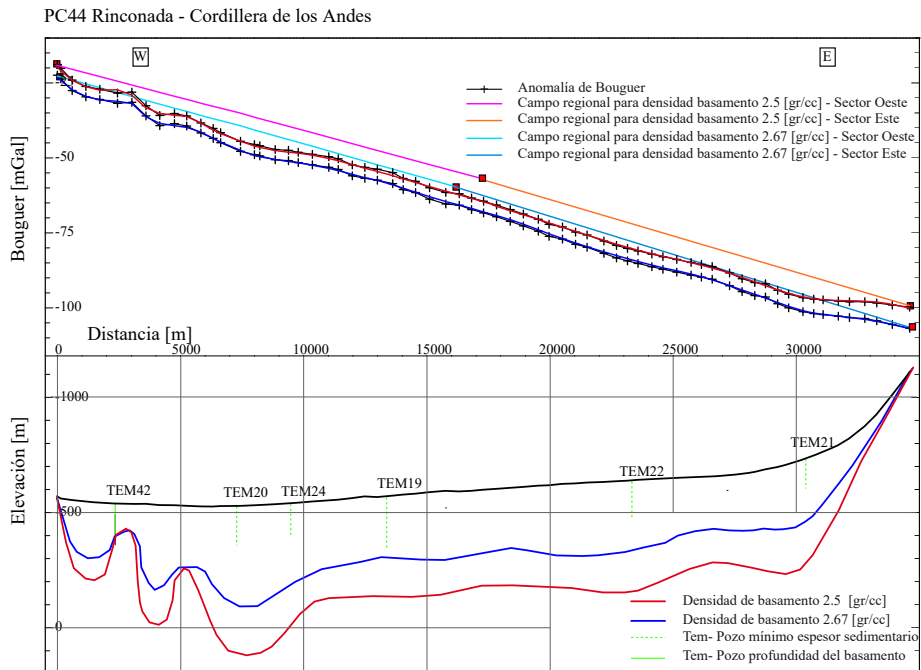


Figura 5.21: Perfil PC44 Rinconada - Cordillera de Los Andes. Estaciones TEM en línea verde, espesor mínimo (línea segmentada) y basamento (línea continua). Línea azul indica modelo de basamento con densidad de 2,67 [gr/cc]. Línea roja indica modelo de basamento con densidad de 2,5 [gr/cc].

Por otro lado, se realiza una comparación entre los modelos de basamentos obtenidos por dos trabajos realizados, en donde se empleó gravimetría (Figura 5.22). El basamento modelado por [Yáñez et al. \(2015\)](#) se muestra en línea segmentada de color negro, y el basamento modelado por [Núcleo de Geofísica Aplicada \(2015\)](#) en línea segmentada de color azul. El perfil mostrado corresponde al Perfil A-A' que se menciona en secciones anteriores, donde la resistividad eléctrica de cada modelo viene representada por la barra de colores al costado derecho de cada imagen. En este perfil, queda en evidencia que ambos modelos gravimétricos de basamento se encuentran por debajo de los modelos 1-D obtenidos utilizando TEM, donde se determina espesores mínimos en las estaciones, exceptuando la estación *T18*, con basamento a 76 [m] de profundidad. Por otro lado, se observa un ascenso en el semi-espacio del modelo *T04*, dicho estrato, tiene una resistividad eléctrica de 85 [ $\Omega m$ ] que puede indicar el ingreso a un sedimento consolidado y/o basamento rocoso meteorizado y/o suelo residual. El resto de las estaciones se encuentran muy distanciadas de ambos modelos de basamento por lo que fue posible dar cuenta que para este caso los modelos gravimétricos y los modelos 1-D se asocian de manera óptima. Sin embargo, es probable que este comportamiento no se observe en todos los sectores de la cuenca, por lo que el uso de mediciones utilizando TEM es necesaria, las que permiten constreñir los perfiles gravimétricos, otorgando una mayor precisión en la obtención de un modelo geofísico.

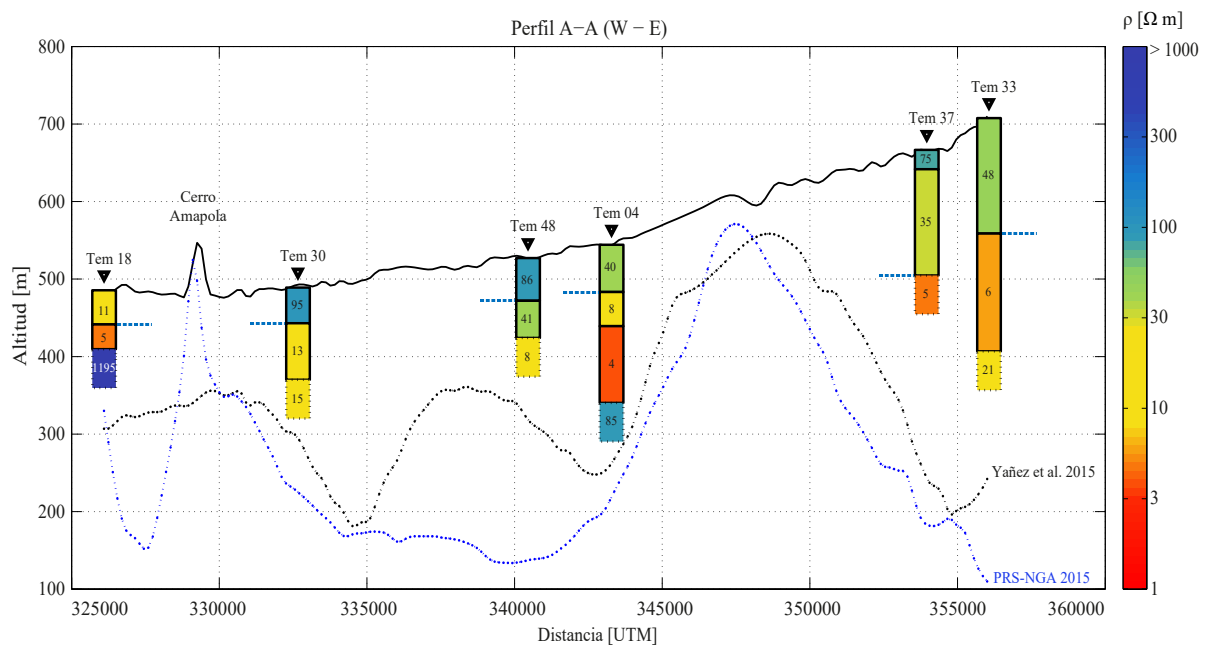


Figura 5.22: Modelos 1-D correspondientes al Perfil A-A' con dirección W-E. Modelo gravimétrico de basamento [Yáñez et al. \(2015\)](#) en color línea negra. Modelo gravimétrico de basamento [Núcleo de Geofísica Aplicada \(2015\)](#) en color línea azul.



## 5.6. Discusión de resultados

A partir de lo presentado anteriormente, los modelos 1-D interpretados muestran coherencia con la información estratigráfica recopilada y, en su mayoría, coinciden con los niveles estáticos sugeridos por [Muñoz \*et al.\* \(2015\)](#). Se sugiere la presencia de basamento rocoso en 3 modelos, ubicados hacia los bordes de la cuenca, y en 15 modelos 1-D con estratos resistivos ( $> 100 [\Omega m]$ ) a niveles profundos. Sólo una parte de estos modelos se comparan con la estratigrafía de la zona, ya que, la mayoría de pozos asociados no poseen información a niveles profundos como los que se obtienen en los modelos, por lo que no es posible validar la composición específica de estos estratos. Dicho esto, se sugiere, con base en la literatura geológica recopilada, que estos estratos corresponden a depósitos de sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado el que, a su vez, puede identificarse como una zona de transición hacia el basamento rocoso cristalino. Para las estaciones restantes, los modelos 1-D definen espesores mínimos que sugieren una caracterización del espesor del relleno sedimentario. Además, utilizando todos los modelos obtenidos, se generan grillas de la distribución de resistividad eléctrica para distintos niveles de altitud, en las que se observa una distribución variada de este parámetro a profundidades someras, con estratos conductivos hacia el norte, que se interpretan como sedimentos de gravas y/o arenas saturadas, y resistivos hacia el sur de la cuenca, que sugieren una composición de gravas y/o arenas secas. Esto indica que todos los depósitos que coexisten en la cuenca de Santiago son influenciados en gran parte por el contenido de fluidos existente en la roca y poros, tendiendo a un mayor grado de permeabilidad hacia el norte que hacia el sur de esta zona. Lo anterior es válido en gran parte de la cuenca, excepto hacia el nor y sur-poniente, donde estratos altamente resistivos, por sobre los 200  $[\Omega m]$  en la comuna de Pudahuel (*T34* y *T35*) y superando los 1500  $[\Omega m]$  en la comuna de Maipú (*T42*), se observan a niveles de profundidad someros, los que sugieren la presencia de ceniza volcánica y que se correlaciona directamente con lo observado en los trabajos de [Gálvez Vega \(2012\)](#) y [Leyton \*et al.\* \(2010\)](#).

Por otro lado, los niveles estáticos sugeridos en el artículo de [Muñoz \*et al.\* \(2015\)](#) coinciden en 39 de las estaciones, con estratos de resistividad eléctrica menores a 28  $[\Omega m]$ , los cuales se asocian a niveles de sedimento saturado. Más precisamente, y con base en la información estratigráfica del sector, estos estratos corresponden a depósitos de sedimentos de gravas y/o arenas, excepto zonas del nor-poniente y centro-norte que corresponden a sedimento fino (limos y/o arcillas) y/o arenas. Sin embargo, es difícil sugerir una composición específica del relleno para estratos con este rango de resistividades, ya que para estas resistividades es posible encontrar variados depósitos, entre ellos: sedimentos finos (limo y/o arcilla) y/o arenas y/o gravas. Bajo esta premisa, los estratos que son coherentes con los niveles estáticos se interpretan como sedimento saturado con diferente granulometría, debido a que el instrumento es sensible al contenido de fluidos presente en el subsuelo, lo que dificulta una descripción más detallada del tipo de depósito al cual corresponde el estrato saturado, de este modo, no queda exento de la existencia de otros sedimentos en el estrato.

Por su parte, los casos donde no fue posible asociar los niveles estáticos sugeridos por [Muñoz et al. \(2015\)](#) con niveles de sedimento saturado observados en el modelo, se atribuyen a que la información del uso que posean los pozos de donde fue extraída el agua no siempre es detallada, por lo que no es claro si estos corresponden a estudios del relleno, a usos industriales, uso potable y/o regadío, generando cambios en los niveles estáticos en los sectores estudiados.

De los perfiles de resistividad eléctrica mostrados, cabe destacar el fuerte contraste observado entre las bajas resistividades observadas hacia el norte respecto hacia los altos valores hacia el sur, lo cual indica un cambio litológico importante entre ambos sectores y que coincide con la presencia de los abanicos aluviales del Maipo y Mapocho. En particular, en el Perfil D-D' (Fig. 5.12) se destaca la variación que se interpreta entre las estaciones T17 y T08, donde el límite entre el abanico aluvial del Mapocho 1 y Maipo 3 se encuentra entre las estaciones ya mencionadas, lo que sugiere la existencia de gravas y/o arenas húmedas por sobre estratos de sedimentos saturados en el Mapocho 1, y hacia el abanico del Maipo 3 se sugieren depósitos de gravas y/o arenas secas, con algunos estratos compuestos por matriz de limo.

A partir de las grillas analizadas a diferentes altitudes, es relevante mencionar la variación de resistividad eléctrica a diversos niveles de altitud. Se observan varios sectores representados por resistividades eléctricas bajas, sin embargo, estos se encuentran presentes mayormente hacia el sector oeste de la cuenca, esta observación, podría representar la parte distal de los abanicos del Maipo y/o Mapocho a diferentes niveles de altitud. Por otro lado, entre los 400 y 350 [m] de altitud (Figura 5.17 y 5.18), se observa una zona resistiva ubicada al centro de la cuenca, superior a los 150 [ $\Omega$ m], el cual se asocia a un sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado como una zona de transición a un basamento rocoso cristalino, el sector analizado se ubica a profundidades más someras con respecto a otras zonas de la cuenca de Santiago. Hacia el frente cordillerano, se observa una zona encajonada por el río Mapocho por el norte y el río Maipo por el sur de esta zona, en el sector oriente de la cuenca, con bajas resistividades eléctricas, el que se asocian a depósitos compuesto por sedimentos saturados y/o sedimento fino y/o arenas, específicamente en todas las grillas generadas, se sugiere que estas resistividades representan la infiltración de fluidos por medio de la presencia de la Falla San Ramón, indicando suelos con alto grado de permeabilidad.



# Capítulo 6

## Conclusiones

En este estudio se utiliza el parámetro de resistividad eléctrica para analizar e inferir propiedades del relleno sedimentario de la cuenca de Santiago. El análisis e interpretación realizado en este trabajo sugiere una composición heterogénea de la cuenca, tanto para depósitos someros como para estratos más profundos, donde estratos con sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado se interpretan como una zona de transición a un basamento rocoso cristalino. Además, se entiende que éste último posee diferente composición, no es homogéneo y, más precisamente, se conforma de rocas estratificadas e intrusivas de diferente edad, las cuales han sido afectadas por procesos de erosión y meteorización a distintas escalas geológicas, generando así las variaciones en las resistividades eléctricas observadas. Aludiendo a lo anterior, los datos adquiridos en esta investigación nos entregan información útil y aprovechable respecto al relleno sedimentario, incluyendo su composición y propiedades, en el cual está emplazada la ciudad de Santiago, los cuales pueden ser complementados en futuras investigaciones. Adicionalmente, con base en la calidad de los resultados obtenidos y para fines similares, se sugiere preferir la implementación de la metodología TEM por sobre la aplicación de otros métodos geofísicos y/o geológicos, debido principalmente a su bajo costo.

Por otro lado, el entendimiento de los conceptos teóricos del método TEM permite plantear una metodología adecuada y tener en cuenta las limitaciones de este mismo. En este caso, el método queda muy condicionado al uso en sectores que se encuentren cerca de torres de alta tensión, al metro o fuentes externas no siempre detectables con facilidad, más aún, la profundidad de alcance del modelo queda, en parte, restringido al tamaño del *loop* a emplear. Cabe mencionar que gran parte de los modelos obtenidos no superan los 250 [m] de profundidad, esto es debido, en primer lugar, a la extensa urbanización en la cual se encuentra emplazada la ciudad de Santiago, que genera un alto nivel de ruido electromagnético y, en segundo lugar, a las bajas resistividades eléctricas ( $< 500 [\Omega m]$ ) asociadas a los sedimentos de la cuenca, lo que limita directamente el alcance de profundidades mayores. Dicho esto, y dado que es primera vez que se emplea este tipo de método electromagnético en la ciudad de Santiago a gran escala, si se plantea realizar estudios para caracterización de rocas más profundas, entonces es aconsejable la búsqueda de sectores que permitan la instalación de un *loop* de tamaño mayor a  $100 \times 100$  [m], debido a que la medición es susceptible al ruido ambiental existente, propio de una zona con densa urbanización.

Tal como fue mencionado previamente, se sugiere basamento rocoso en tres estaciones TEM, ubicadas en los bordes de la cuenca, todas interpretadas con valores de resistividad eléctrica por sobre los 1000 [ $\Omega m$ ]. Por su parte, 15 modelos muestran estratos resistivos a niveles profundos, los cuales se interpretan como depósitos de sedimento consolidado y/o suelo residual y/o basamento rocoso meteorizado, los que a su vez indican una zona de transición hacia el basamento rocoso cristalino. El resto de las estaciones se consideran como espesores mínimos, lo que permite sugerir una caracterización del espesor del relleno sedimentario en la mayoría de las estaciones TEM recopiladas en la cuenca de Santiago.

Por su parte, la información recopilada de niveles estáticos, según datos de la DGA y otros autores, es coherente con los niveles que se interpretan como sedimento saturado obtenidos a partir de la metodología TEM, lo cual permite indicar que, en contextos similares a éste, la aplicación de este método es favorable y propicio para la determinación de niveles freáticos. Esta coherencia de datos, consistente en 42 estaciones, se basa en la adecuada interpretación de los modelos obtenidos, la cual depende en gran medida de la caracterización geológica y de la información estratigráfica disponible de la zona.

Los resultados obtenidos se comparan con diversos trabajos geofísicos realizados en esta zona de estudio, en los cuales se contrasta la influencia del entorno en los parámetros de estudio de los diferentes métodos aplicados en la cuenca de Santiago. De lo anterior, se desprende que la resistividad eléctrica es muy sensible tanto al contenido de fluidos existentes en la roca y sus poros, como a la granulometría y compactación en esta misma. Bajo este contexto, el amplio rango de resistividades observadas dan cuenta de los procesos erosivos y de meteorización a los que ha sido expuesta la cuenca de Santiago. Además, las diferentes etapas de depositación que han generado los abanicos aluviales en dicha área se identifican con resistividades observadas en planta y en profundidad, donde a profundidades someras se concluye que hacia el norte se reflejan resistividades eléctricas más bajas con respecto al sur, diferenciando el abanico aluvial del Mapocho con respecto al del Maipo.

La estimación de espesores mínimos y basamento a partir de los modelos 1-D obtenidos en esta tesis, permite constreñir los modelos gravimétricos realizados en el mismo proyecto de investigación ([Núcleo de Geofísica Aplicada, 2015](#)). Se espera que a medida que sea posible una mayor cobertura de estaciones TEM, y más aún, mientras éstas entreguen altas resistividades a niveles profundos interpretables como basamento, se tendrá un modelo gravimétrico de basamento con mayor precisión.

Finalmente, a modo de trabajo a futuro, se propone un aumento en la cobertura de estaciones adquiridas, siendo meticuloso en la búsqueda de sectores que cumplan con planicies superiores a  $100 \times 100$  [m], lo que permite aumentar aún más la profundidad de alcance del método en cuestión. Además, se propone realizar inversión 2D y/o 3D ([Guillemoteau et al., 2012](#)) que complemente la interpretación del relleno sedimentario de la cuenca de Santiago realizada a partir de los modelos 1-D.

# Bibliografía

- ABEM, Manual. *ABEM WalkTEM Transient ElectroMagnetic User's Guide*. 33 8000 97 v. 1.01 edn. ABEM Part of the Guideline Geo Group.
- Alvarado, A. 2002. Caracterización geométrica del acuífero de Santiago en la zona de Huechuraba mediante sondajes eléctricos verticales. *MSc, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago*.
- Anderson, Walter L. 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, **44**(7), 1287–1305.
- Araneda, M, Avendaño, M, & Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final, paper presented at IX Congreso Geológico Chileno. *Soc. Geol. de Chile, Puerto Varas, Chile*.
- Archie, Gustave E, *et al.* 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, **146**(01), 54–62.
- Armijo, Rolando, Rauld, Rodrigo, Thiele, Ricardo, Vargas, Gabriel, Campos, Jaime, Lacassin, Robin, & Kausel, Edgar. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, **29**(2), TC2007, doi:10.1029/2008TC002427.
- Auken, Esben, & Christiansen, Anders Vest. 2004. Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data. *Geophysics*, **69**(3), 752–761.
- Auken, Esben, Christiansen, Anders V, Jacobsen, Bo H, Foged, Nikolaj, & Sørensen, Kurt I. 2005. Piecewise 1D laterally constrained inversion of resistivity data. *Geophysical Prospecting*, **53**(4), 497–506.
- Auken, Esben, Pellerin, Louise, Christensen, Niels B, & Sørensen, Kurt. 2006. A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics*, **71**(5), G249–G260.
- Bonnefoy-Claudet, Sylvette, Baize, Stéphane, Bonilla, Luis Fabian, Berge-Thierry, Catherine, Pasten, Cesar, Campos, Jaime, Volant, Philippe, & Verdugo, Ramon. 2009. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International*, **176**(3), 925–937.
- Brantt, C. 2011. Microzonificación sísmica del sector sur poniente de Santiago, comunas Buin y Paine. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.

- Charrier, REYNALDO, Baeza, OSCAR, Elgueta, SARA, Flynn, JJ, Gans, PHILLIP, Kay, SM, Muñoz, NELSON, Wyss, AR, & Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(1), 117–139.
- Danielsen, Jens E, Auken, Esben, Jørgensen, Flemming, Søndergaard, Verner, & Sørensen, Kurt I. 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, **53**(4), 181–198.
- Díaz, D, Maksymowicz, A, Vargas, G, Vera, E, Contreras-Reyes, E, & Rebolledo, S. 2014. Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (33.5° S), using active seismic and electric methods. *Solid Earth*, **5**(2), 837–849.
- Dragicevic, M. 1970. Carta gravimétrica de los Andes meridionales e interpretación de las anomalías de gravedad de Chile Central. *Publicación Universidad de Chile*, **93**, 42.
- Everett, Mark E. 2012. Theoretical developments in electromagnetic induction geophysics with selected applications in the near surface. *Surveys in geophysics*, **33**(1), 29–63.
- Falcón, E, Castillo, O, & Valenzuela, M. 1970. Hidrogeología de la Cuenca de Santiago. *Corporación de Fomento de la Producción, Departamento de Recursos Hidráulicos*.
- Farías, Marcelo, Charrier, Reynaldo, Carretier, Sébastien, Martinod, Joseph, Fock, Andrés, Campbell, David, Cáceres, Joaquín, & Comte, Diana. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33 ° - 35 ° S). *Tectonics*, **27**(1), TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Farías, Marcelo, Comte, Diana, Charrier, Reynaldo, Martinod, Joseph, David, Claire, Tassara, Andrés, Tapia, Felipe, & Fock, Andrés. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, **29**(3), TC3006, doi:10.1029/2009TC002480.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 338 y los 348S. *MSc (unpublished), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Gálvez Vega, Carlos Alberto. 2012. Microzonificación sísmica en los sectores de Lampa y Batauco, Región Metropolitana, Chile. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Garat, Pablo David. 2014. Potencial de energía geotérmica de baja entalpía para calefacción domiciliar en la cuenca de Santiago. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Goldman, M, & Neubauer, FM. 1994. Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics*, **15**(3), 331–361.
- Guillemoteau, Julien, Sailhac, Pascal, & Behaegel, Mickael. 2012. Fast approximate 2D inversion of airborne TEM data: Born approximation and empirical approach. *Geophysics*, **77**(4), WB89–

WB97.

- Inman, Joseph Robert. 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, **40**(5), 798–817.
- Kausel, E. 1959. Levantamiento gravimétrico de la Cuenca de Santiago. *Professional degree dissertation. Universidad de Chile*.
- Kirsch, Reinhard, & Yaramanci, Ugur. 2009. *Geoelectrical methods*. Springer.
- Leiva, M. 2015. Caracterización somera de la Falla San Ramón mediante Tomografía de Resistividad Eléctrica. *MSc, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago*.
- Leyton, F, Sepúlveda, SA, Astroza, M, Rebolledo, S, González, L, Ruiz, S, Foncea, C, Herrera, M, & Lavados, J. 2010. Zonificación Sísmica de la cuenca de Santiago, Chile. *Pages 22–27 of: Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica*.
- McGowen, JH, & Groat, Charles G. 1971. *Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration*. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Miall, Andrew. 2013. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.
- Milovic, J. 2000. Estudio Geológico-Ambiental para el ordenamiento territorial de la mita sur de la cuenca de Santiago. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*.
- Morales, F. 2002. Definición de Acuíferos en la cuenca del río Maipo. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Morrison, HF, Phillips, RJ, & O'brien, DP. 1969. Quantitative interpretation of transient electromagnetic fields over a layered half space. *Geophysical prospecting*, **17**(1), 82–101.
- Muñoz, Mauricio, Garat, Pablo, Flores-Aqueveque, Valentina, Vargas, Gabriel, Rebolledo, Sofía, Sepúlveda, Sergio, Daniele, Linda, Morata, Diego, & Parada, Miguel Ángel. 2015. Estimating low-enthalpy geothermal energy potential for district heating in Santiago basin–Chile (33.5 ° S). *Renewable Energy*, **76**, 186–195.
- Nabighian, Misac N, & Macnae, James C. 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **2**(part A), 427–509.
- Núcleo de Geofísica Aplicada, (NGA). 2015. Informe Técnico de Proyecto: CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA CUENCA DE SANTIAGO PARA ESTIMACIÓN DE RIESGO SÍSMICO. *In: Departamento de Geofísica de Universidad de Chile, Santiago, Chile. N\_GCS1408\_01\_IT02, Rev. 0*.
- Palacky, GJ. 1988. Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **1**, 53–129.

- Pilz, Marco, Parolai, Stefano, Picozzi, Matteo, Wang, Rongjiang, Leyton, Felipe, Campos, Jaime, & Zschau, Jochen. 2010. Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: a comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International*, **182**(1), 355–367.
- Pilz, Marco, Parolai, Stefano, Stupazzini, Marco, Paolucci, Roberto, & Zschau, Jochen. 2011. Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International*, **187**(2), 929–945.
- Powrie, William. 2013. *Soil mechanics: concepts and applications*. CRC Press.
- Rauld, Rodrigo Andrés Plott. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). *Ph.D., Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Reineck, H-E, & Singh, Indra Bir. 2012. *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Science & Business Media.
- Sellés, Daniel, & Gana, Paulina. 2001. *Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins*. Gobierno de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología.
- Sørensen, Kurt I, Auken, Esben, & Thomsen, Peter. 2000. TDEM in groundwater mapping a continuous approach. 485–491.
- Spies, Brian R, & Frischknecht, Frank C. 1991. Electromagnetic sounding. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **2**(Part A), 285–426.
- Telford, William Murray, Geldart, Lloyd P, & Sheriff, Robert E. 1990. *Applied geophysics*. Vol. 1. Cambridge university press.
- Thiele, R. 1980. Carta Geológica de Chile, Escala 1: 250.000, Hoja de Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta*, **39**, 21.
- Thomas, Herbert, *et al.* 1958. GEOLOGIA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE EL VALLE DE LA LIGUA Y LA CUESTA DE BARRIGA.
- Vergara, M, López-Escobar, L, Palma, JL, Hickey-Vargas, R, & Roeschmann, C. 2004. Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**(3), 227–238.
- Vest Christiansen, Anders, & Auken, Esben. 2012. A global measure for depth of investigation. *Geophysics*, **77**(4), WB171–WB177.
- Wait, James R. 1954. On the relation between telluric currents and the earth's magnetic field. *Geophysics*, **19**(2), 281–289.
- Wall, R, Sellés, D, & Gana, R. 1999. Mapa Geológico del Área Til-Til-Santiago. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, **11**, 17.

- Ward, Stanley H, & Hohmann, Gerald W. 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **1**, 131–311.
- Yáñez, Gonzalo, Muñoz, Mauricio, Flores-Aqueveque, Valentina, & Bosch, Andrés. 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, **42**(2), 147–172.

# Apéndice A

## Resultados de Modelos 1D

En el presente anexo, se ilustran las 47 estaciones procesadas y modeladas en esta tesis. Además, se detalla en las Tablas A.1 y A.2) el espacio que fue utilizado para la medición, el número de capas del modelo obtenido, la profundidad del semi-espacio para cada modelo 1-D generado y el nivel de sedimento saturado en los casos donde fue pertinente su interpretación.

Estación	Ubicación	N° Capas	PS [m]	NSS [m]	RS [ $\Omega m$ ]
T01	Battlefield Chicureo	3	173	48	218
T02	Parque O'higgins	3	123	53	5
T03	Estadio mun. EL Bosque	3	180	155	11
T04	Parque 5ta Normal	4	203	61	85
T05	Espacio Riesco	3	169	46	351
T06	Club Hípico	5	242	56	32
T07	Parque Brasil	3	104	104	10
T08	Museo Aeronautico	3	179	85	367
T09	Panul	4	344	-	617
T10	Hipódromo Chile	4	158	61	1
T11	Campus Antumapu	5	406	307	277
T12	Parque mun. de Maipú	3	166	5	1057
T13	Estadio mun. de Huechuraba	3	13	4	608
T14	Club Las Vizcachas	3	386	-	19
T15	Cancha Puente Alto	4	200	112	806
T16	Parque Andre Jarlan	4	267	225	217
T17	Parque Bernardo Leighton	3	259	142	85
T18	Laguna Carén	3	76	44	1195
T19	Estacionamiento Easy Maipú	3	243	120	8
T20	H-Jv/Transportes y Reciclaje	4	194	10	12

Tabla A.1: Información detallada sobre modelos 1-D generados para las estaciones TEM 1-20. PS: profundidad del semiespacio, NSS: nivel de sedimento saturado, RS: resistividad eléctrica  $\rho$  para el semiespacio.



Estación	Ubicación	N° Capas	PS [m]	NSA [m]	RS [ $\Omega$ m]
T21	Parque Quebrada Macul	4	152	126	98
T22	Parque La Castrina	4	150	102	499
T23	Parque La Bandera	4	157	102	175
T24	Parque Tres Poniente	4	210	65	547
T25	Cancha de futbol en Departamental	4	106	64	20
T26	Parque Los Reyes	4	108	64	38
T27	Cerro Macul	4	60	-	50
T30	Pudahuel, copec ruta 68	3	119	46	15
T32	Parque Bicentenario	3	93	36	30
T33	Parque San Alberto Hurtado	3	301	149	21
T34	Cementos Melon I	2	51	51	9
T35	Cementos Melon II	3	361	50	38
T36	Campos Camino Lo Boza	4	219	0 - 32	48
T37	Prince of Wales Country Club	3	162	162	5
T38	Rini	4	223	0 - 46	148
T39	Campo Alegre, Pudahuel	3	40	40	10
T40	Cancha Calle La Rambla	3	167	-	259
T41	Agricola Millahue	4	246	-	28
T42	Agronomia UdeChile	4	143	0 - 13	733
T43	Fundo El Bosque	3	140	-	110
T44	Municipalidad Paine	4	334	45	799
T45	Besalco	3	73	-	496
T47	Canchas Estadio Nacional	4	279	163	321
T48	Canchas Lo Prado	3	103	55	8
T49	Camino Lo Echevers	4	102	-	18
T50	Monasterio, Las Condes	3	224	30	229
T52	Parcela 8, San Bernardo	3	258	158	182

Tabla A.2: Información detallada sobre modelos 1-D generados para las estaciones TEM 21-52. PS: profundidad del semiespacio, NSS: nivel de sedimento saturado, RS: resistividad eléctrica  $\rho$  para el semiespacio.

Como tal se mencionó en el [Capítulo 4](#), la forma en que el instrumento adquiere los datos, es en dos modalidades, y con dos antenas receptoras. Hay ciertas estaciones las cuales sólo se utilizó una antena por motivos técnicos. A partir de los modelos ilustrados a continuación, la imagen ubicada a la izquierda de la hoja muestra las curvas de resistividad aparente  $\rho_a$ , las de color celeste y verde corresponden a las tomadas por la antena receptora  $0,5 \times 0,5 [m^2]$  y las de color azul oscuro y rosada a las adquiridas por la antena de receptora de  $10 \times 10 [m^2]$ .

Se visualiza que todas las estaciones poseen datos en rangos de tiempo distintos, esto se debe a que cada sitio responde de forma diferente a la inducción y además es influenciado a variadas fuentes externas, generando acoplamiento tanto en bajas como en altas frecuencias. Entonces durante el procesamiento de los datos se decidió utilizar aquellos que no fueran en gran medida perturbados por estas fuentes externas. Generalmente, estas fuentes correspondían a torres de alta tensión, tendidos eléctricos ubicados en las cercanías, o a las líneas del metro, en su mayoría detectables en superficie. En casos aislados la fuente no era identificable como por ejemplo gasoductos o tuberías de transporte de fluidos, ubicados en el subsuelo.

La imagen ubicada a la derecha corresponde al modelo de capas que muestra la resistividad eléctrica en profundidad en base a las curvas de resistividad aparente mostradas en la figura izquierda de cada estación. Por un lado, se ilustra el modelo resultante representado en línea roja, el cuál fue validado por ser consistente con la geología del sector y tener un RMS bajo con respecto a los otros modelos equivalentes para una posterior interpretación. Y por otro, se ilustran modelos equivalentes representados en líneas segmentadas. Además, se menciona las coordenadas en UTM, la elevación y el detalle del modelo resultante, indicando la resistividad de cada capa, espesor y RMS para cada estación.

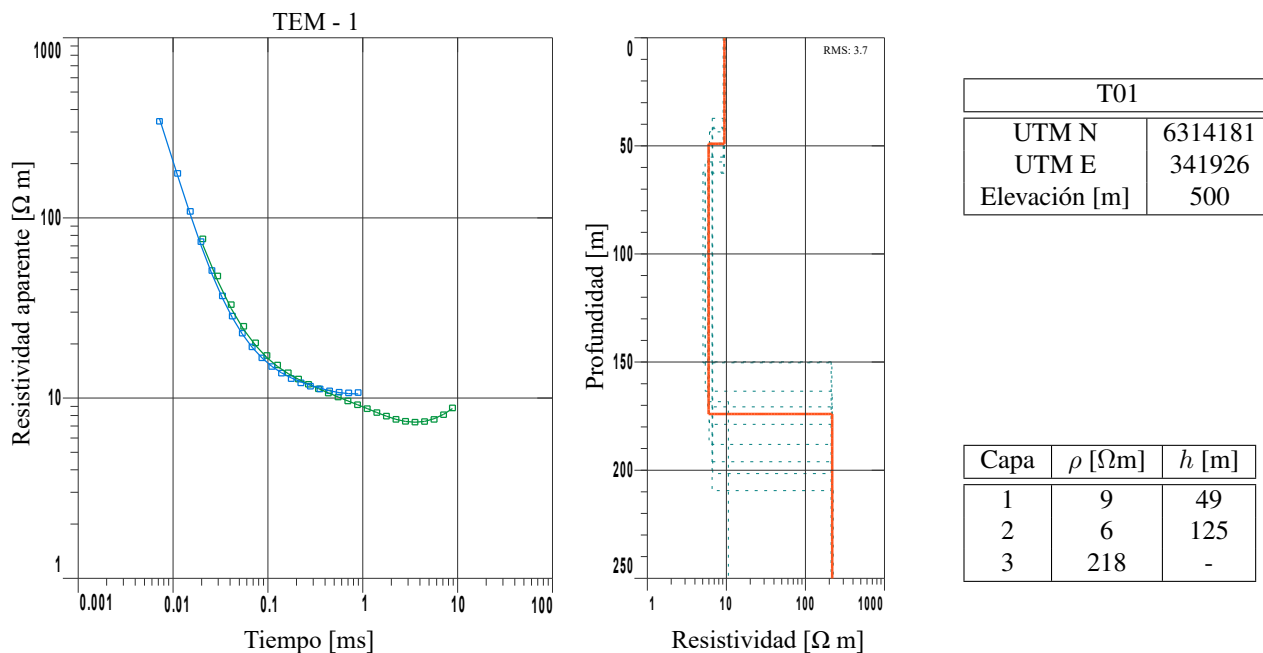


Figura A.1: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T01.

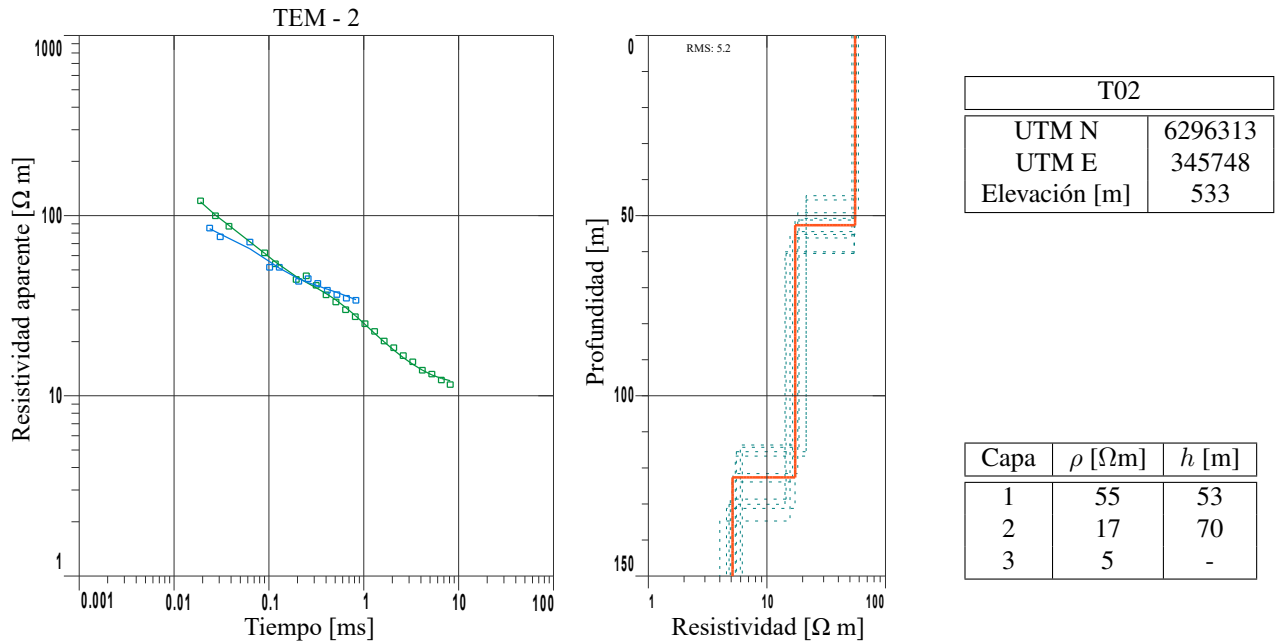


Figura A.2: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T02.

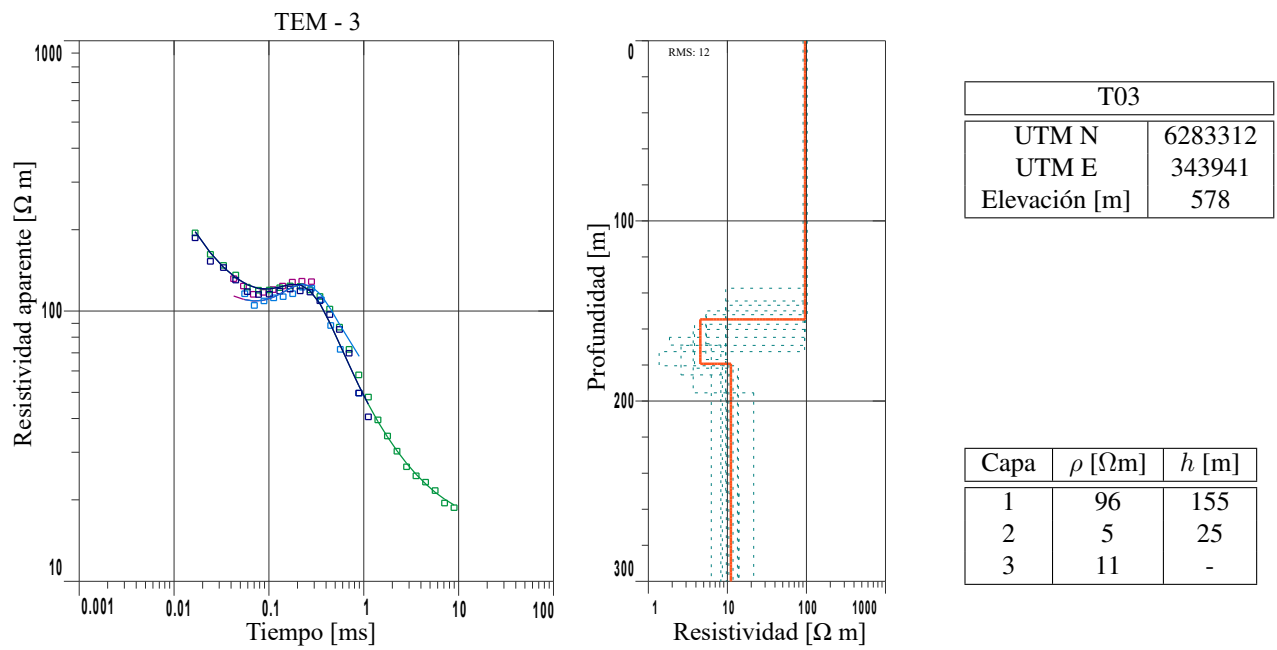


Figura A.3: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T03.

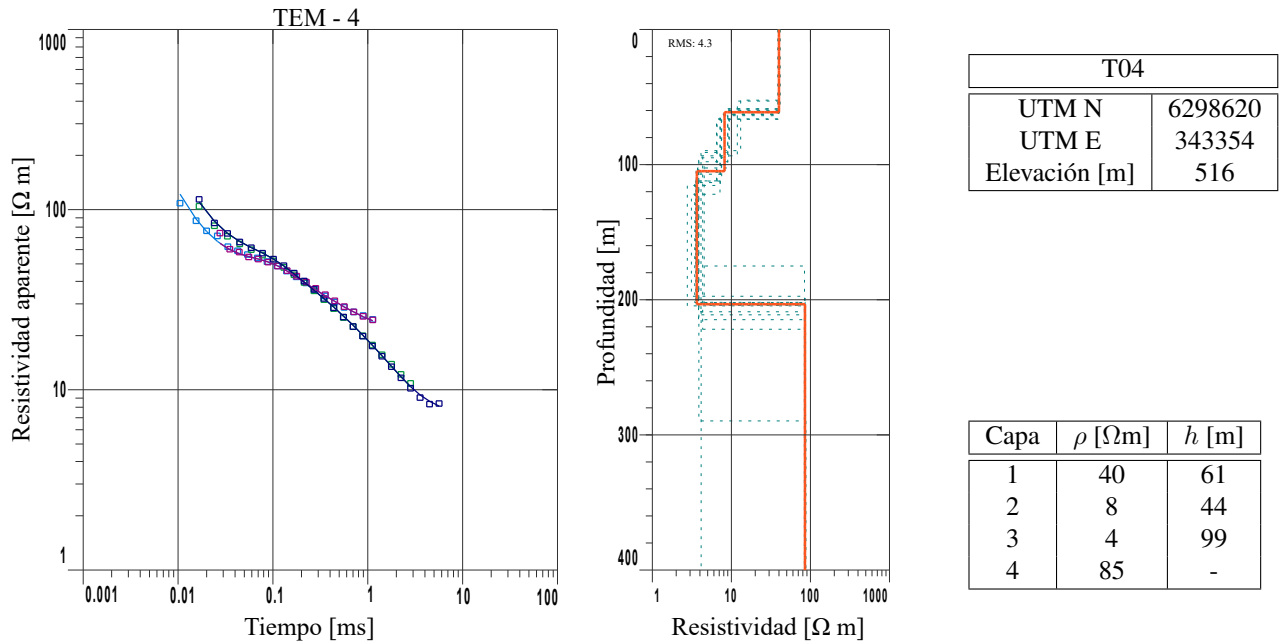


Figura A.4: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T04.

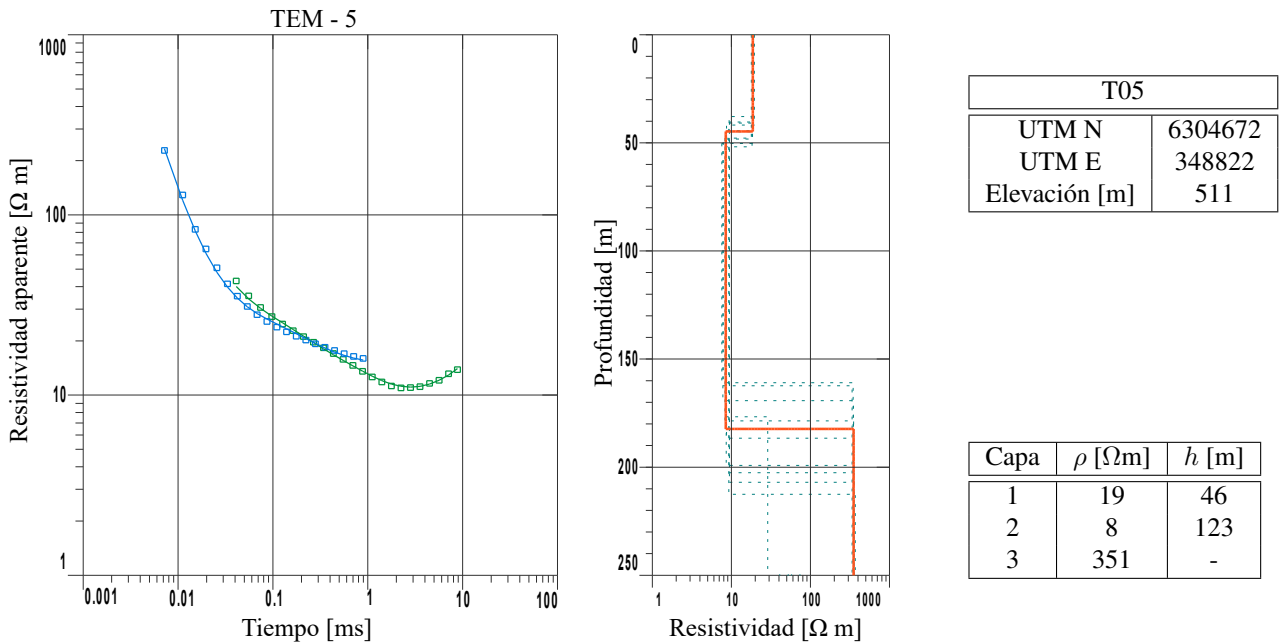


Figura A.5: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T05.

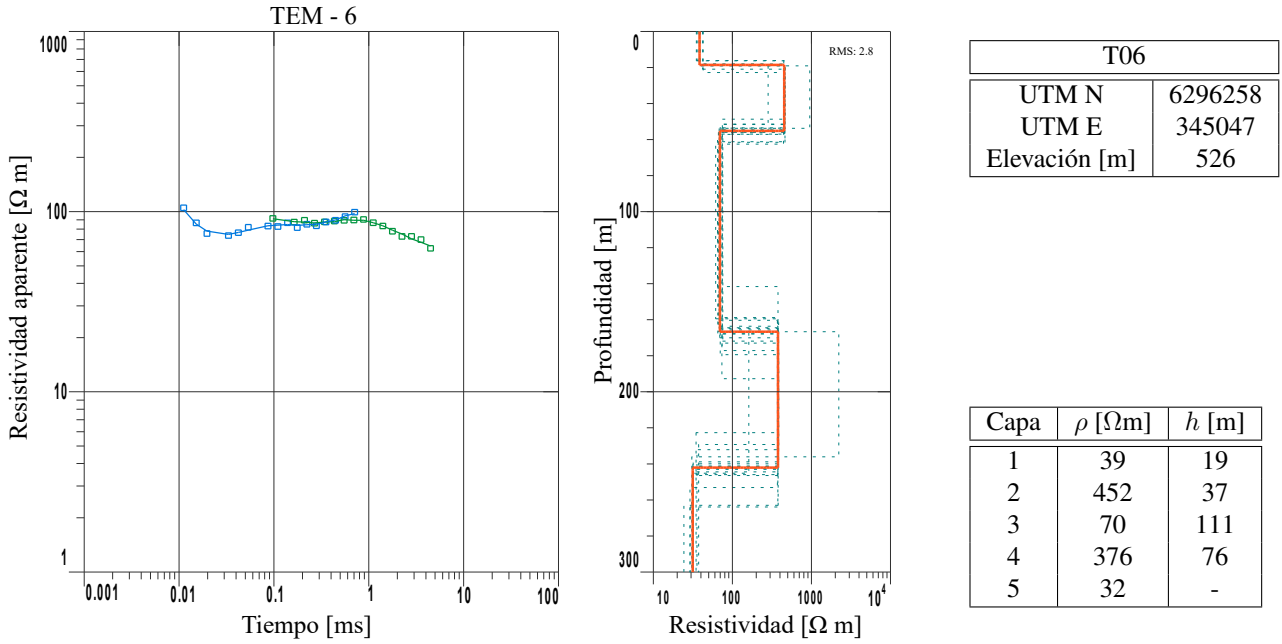


Figura A.6: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T06.

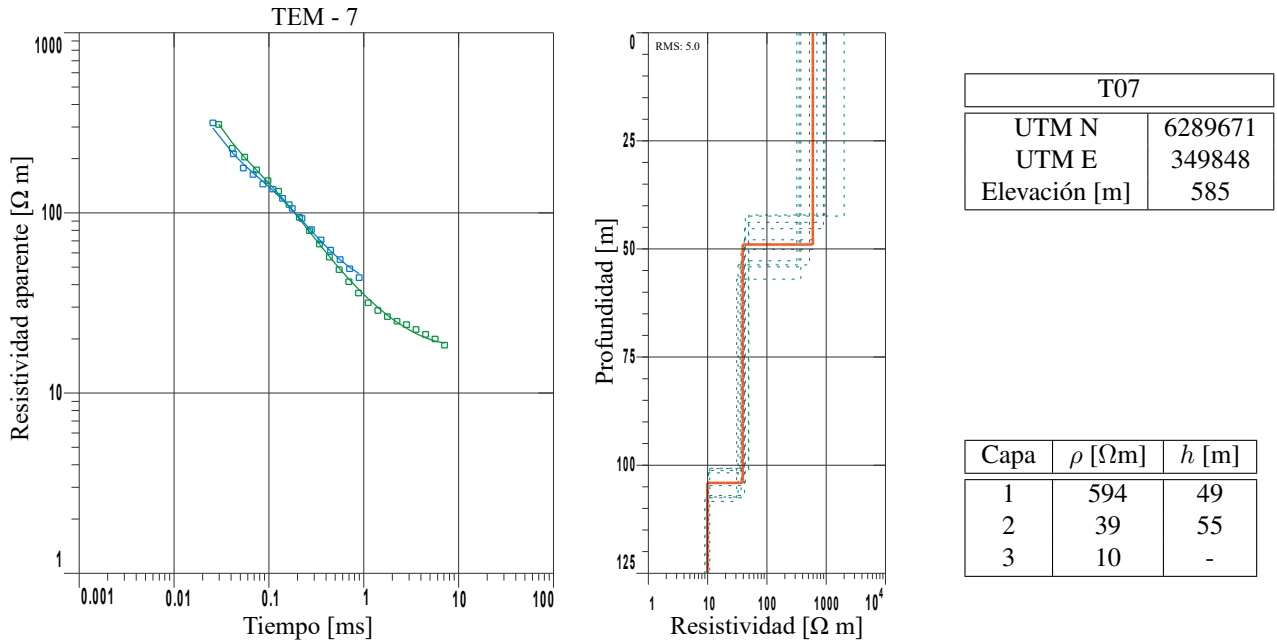


Figura A.7: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T07.

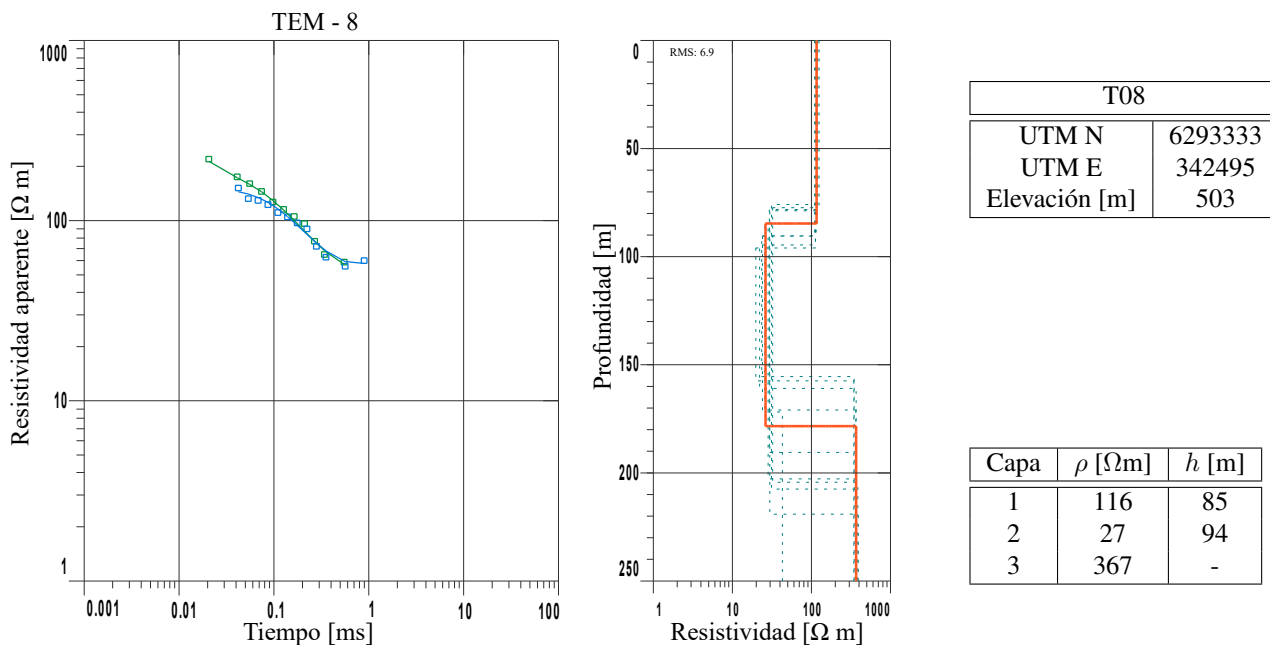


Figura A.8: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T08.

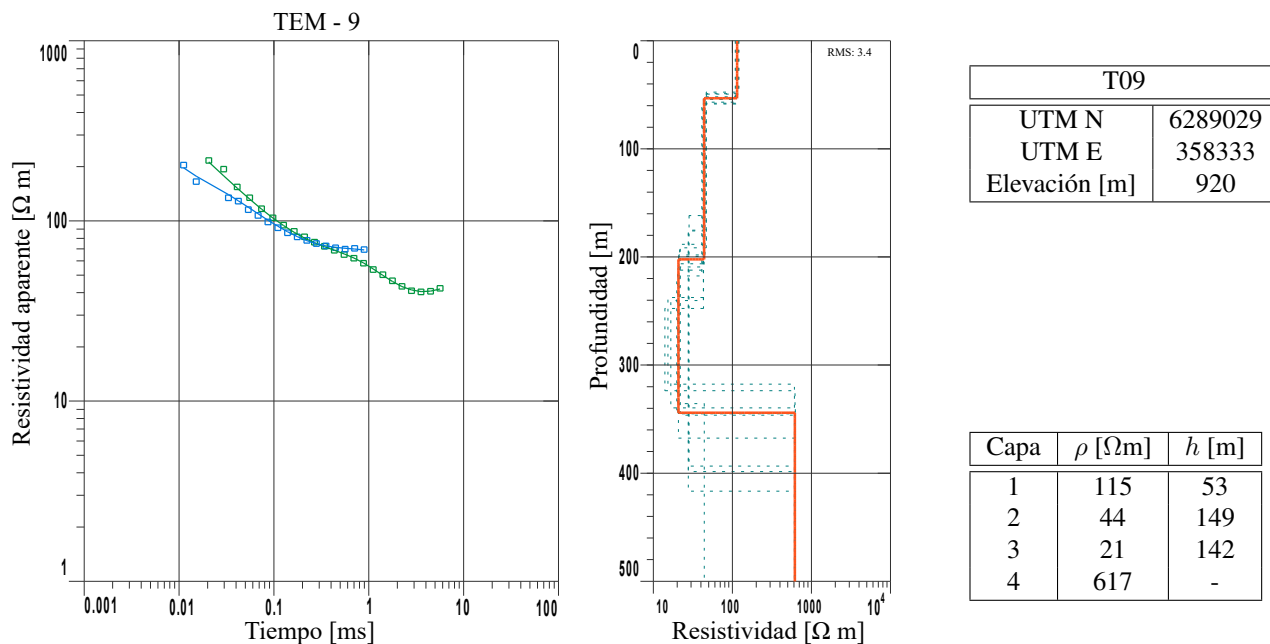
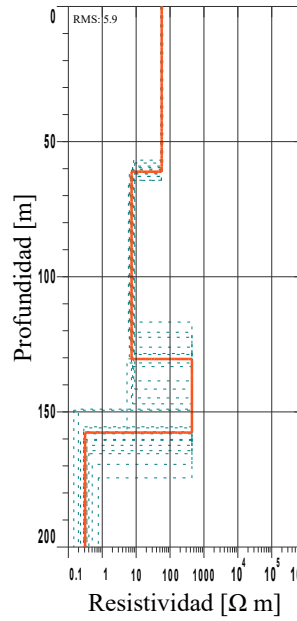
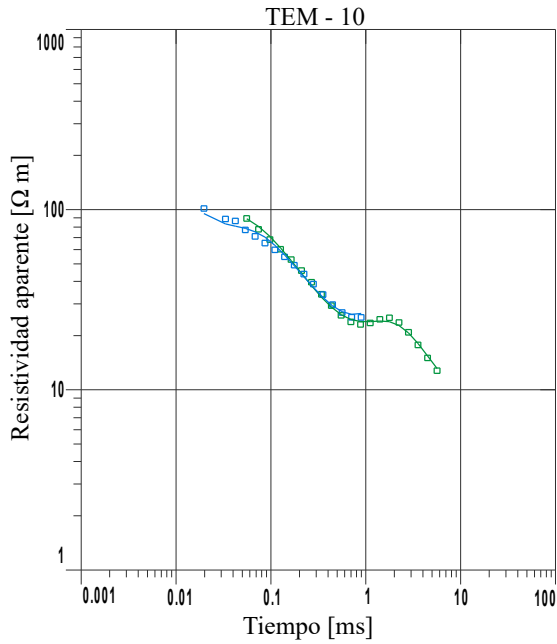


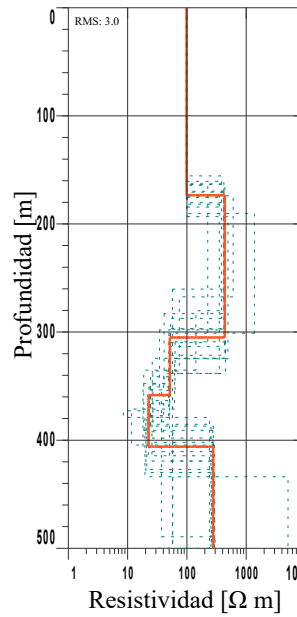
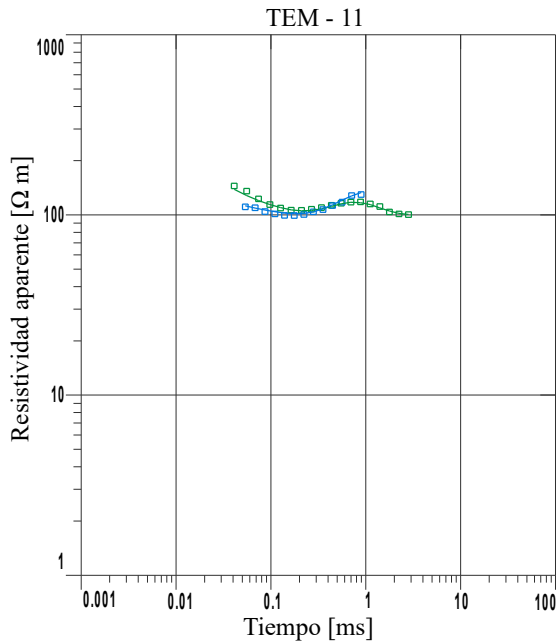
Figura A.9: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T09.



T10	
UTM N	6302749
UTM E	345142
Elevación [m]	519

Capa	$\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$h$ [m]
1	57	61
2	7	69
3	444	27
4	0.3	-

Figura A.10: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T10.



T11	
UTM N	6284463
UTM E	347956
Elevación [m]	609

Capa	$\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ]	$h$ [m]
1	99	173
2	435	132
3	51	53
4	23	48
5	277	-

Figura A.11: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T11.



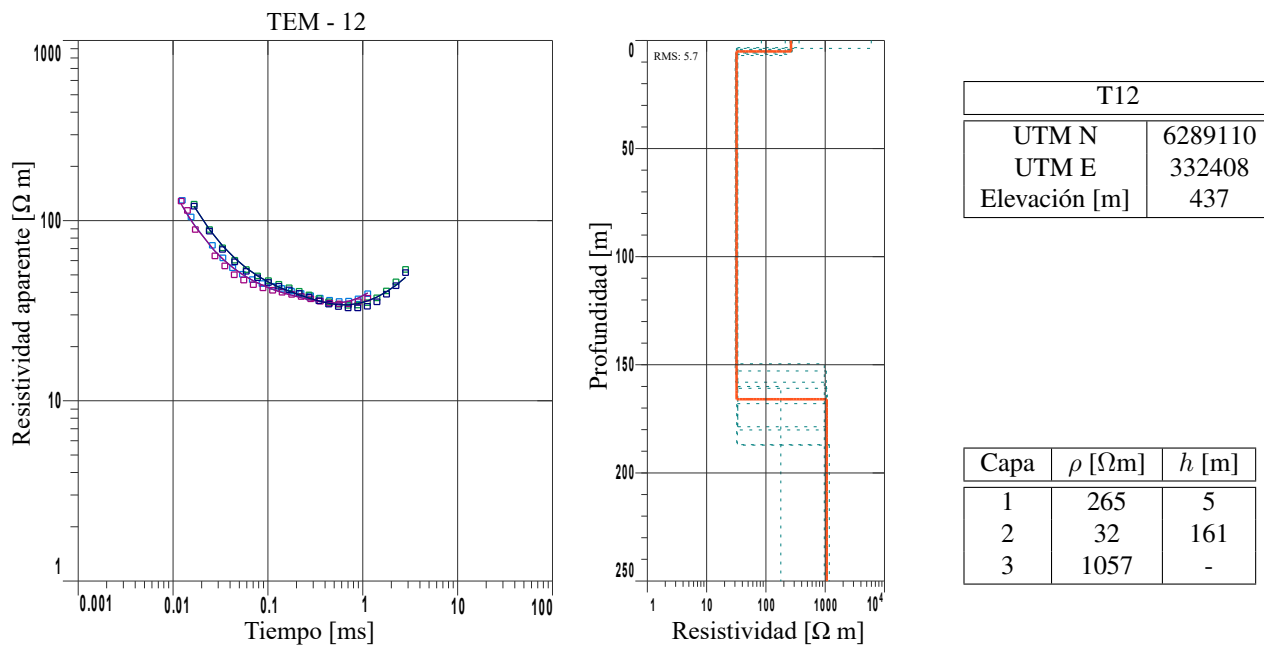


Figura A.12: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T12.

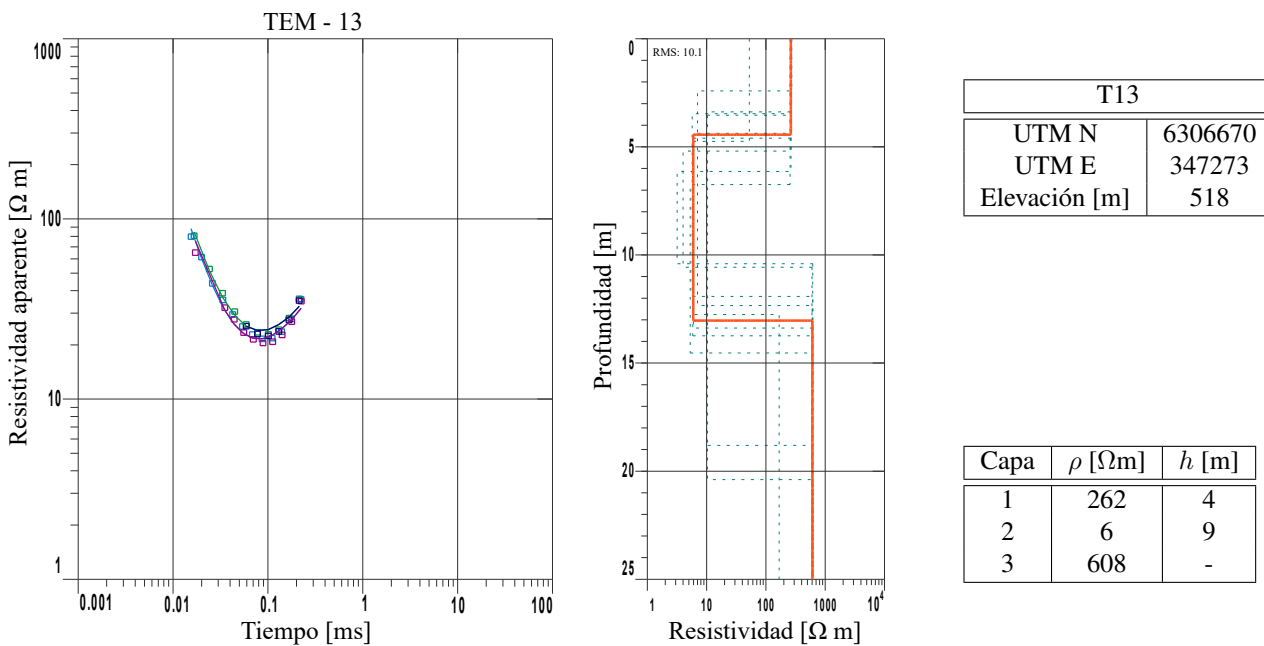
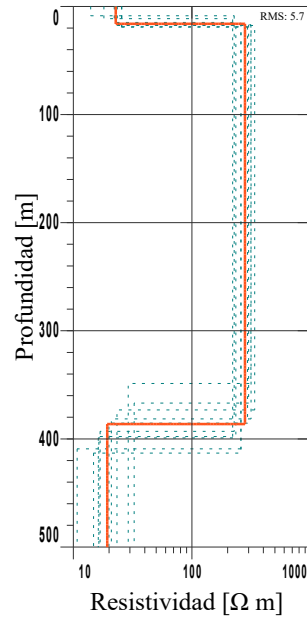
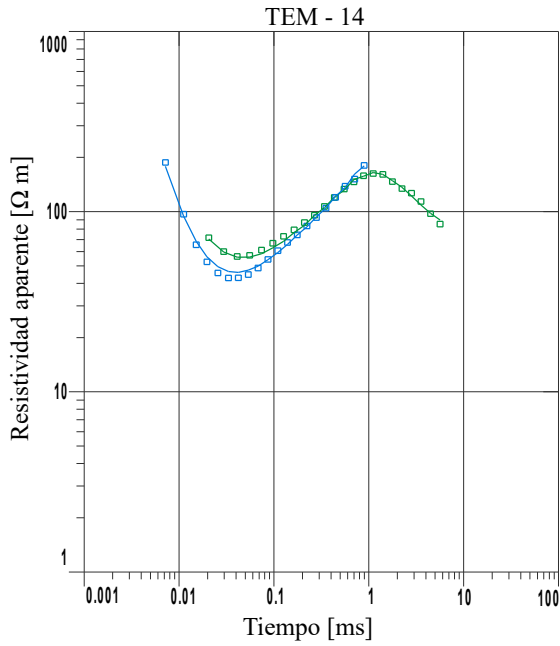


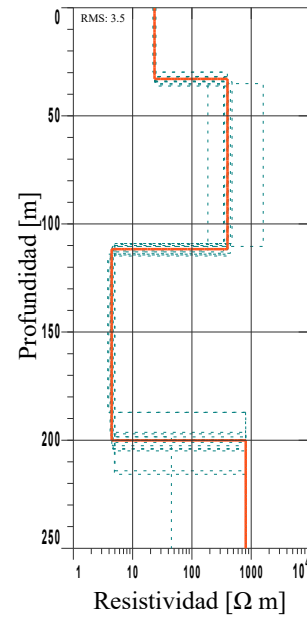
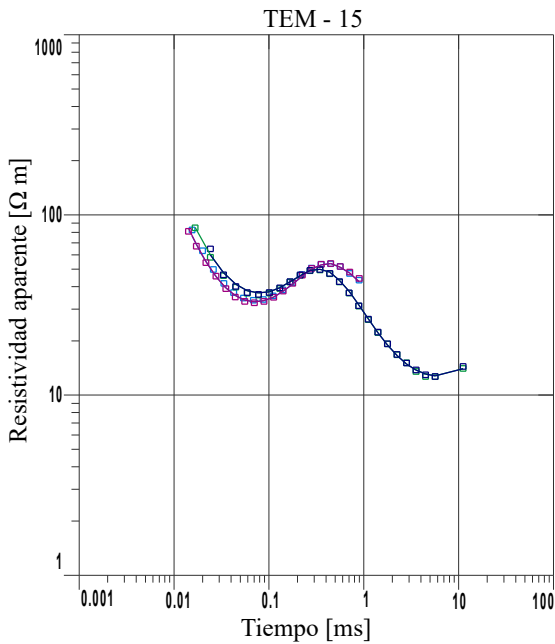
Figura A.13: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T13.



T14	
UTM N	6280664
UTM E	358321
Elevación [m]	759

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	23	16
2	280	370
3	19	-

Figura A.14: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T14.



T15	
UTM N	6282318
UTM E	355642
Elevación [m]	692

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	23	33
2	398	79
3	4	88
4	806	-

Figura A.15: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T15.

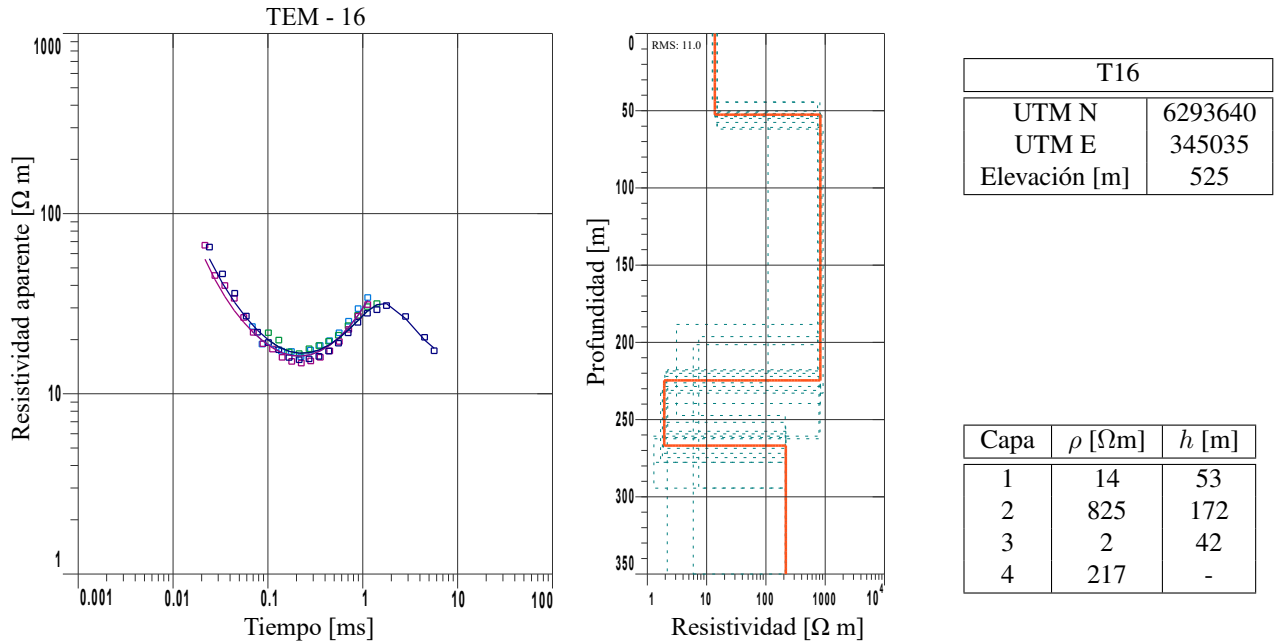


Figura A.16: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T16.

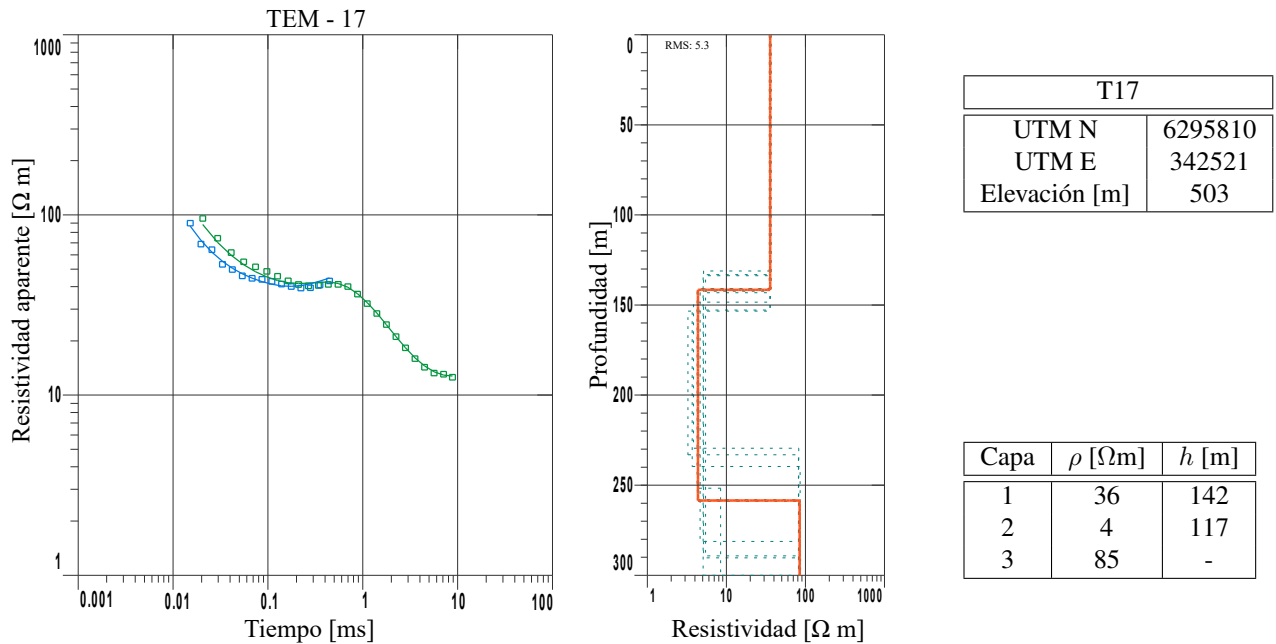
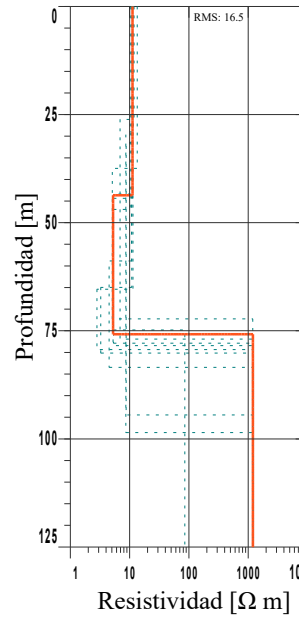
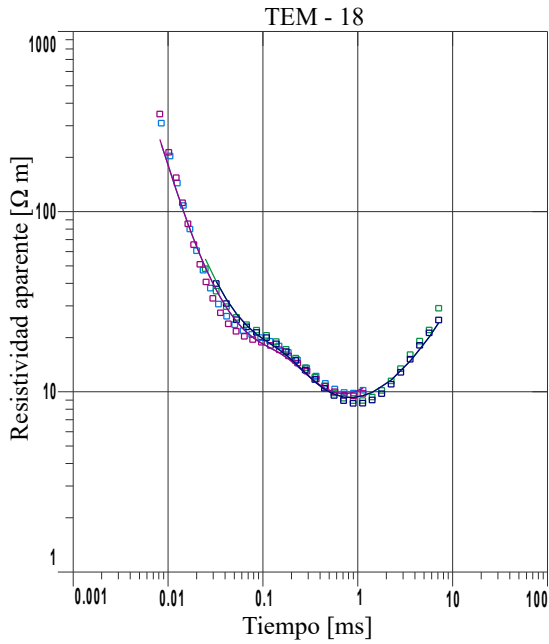


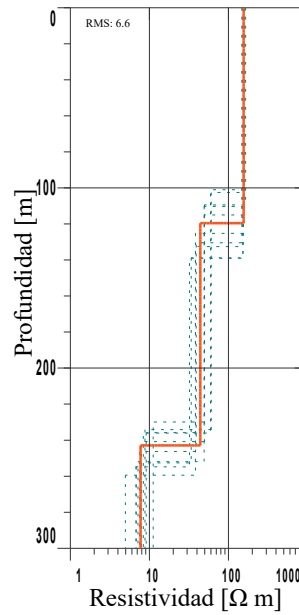
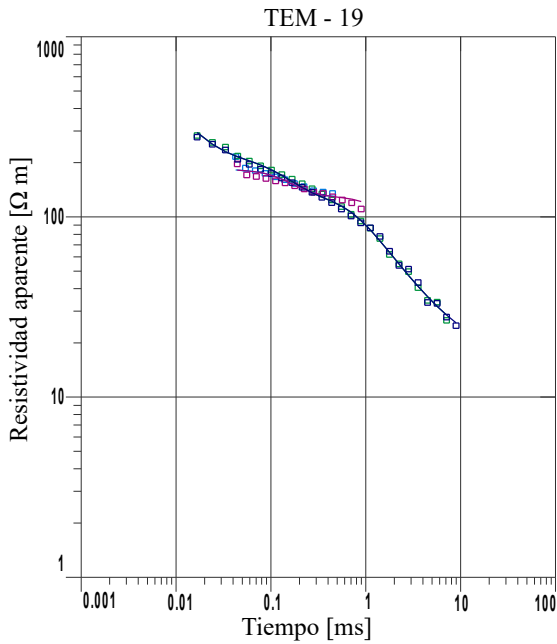
Figura A.17: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T17.



T18	
UTM N	6299666
UTM E	326123
Elevación [m]	468

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	11	44
2	5	32
3	1195	-

Figura A.18: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T18.



T19	
UTM N	6290357
UTM E	338494
Elevación [m]	496

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	156	120
2	44	123
3	8	-

Figura A.19: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T19.

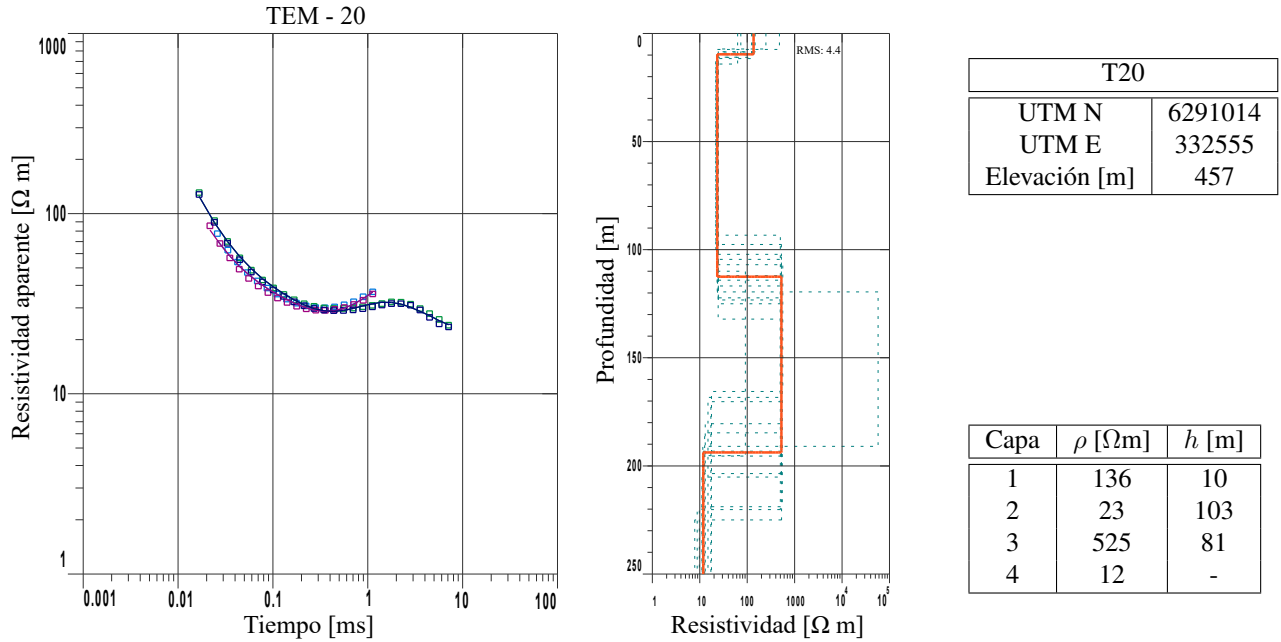


Figura A.20: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T20.

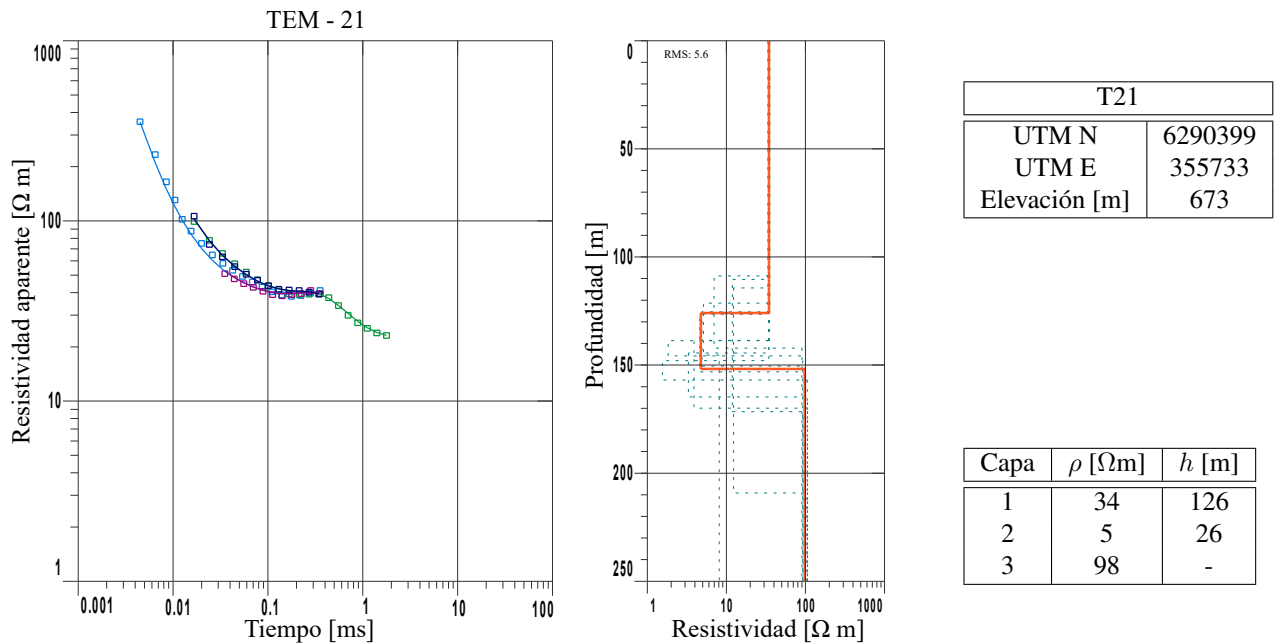
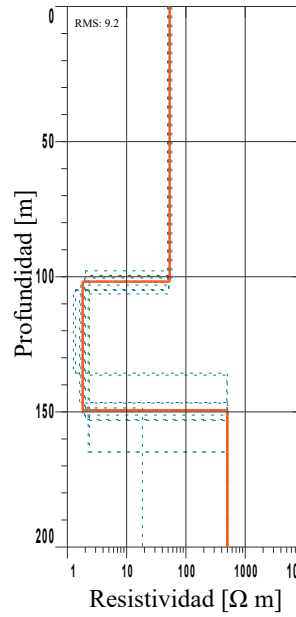
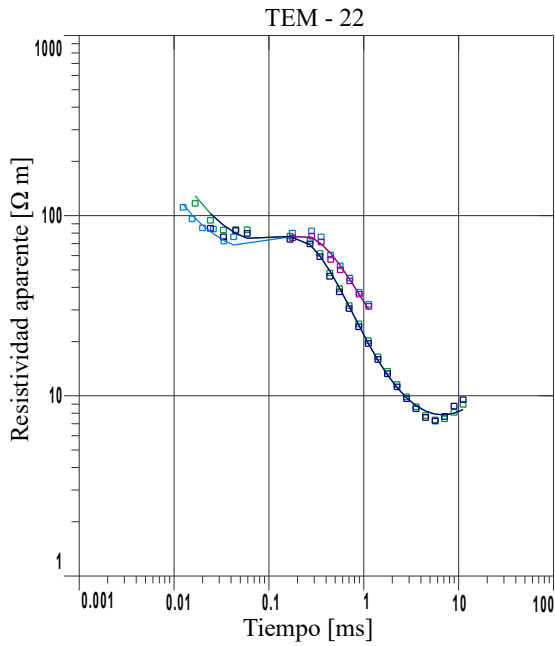


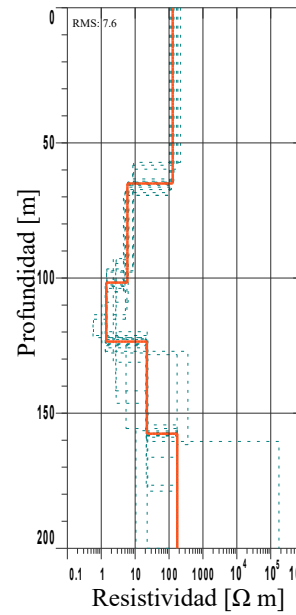
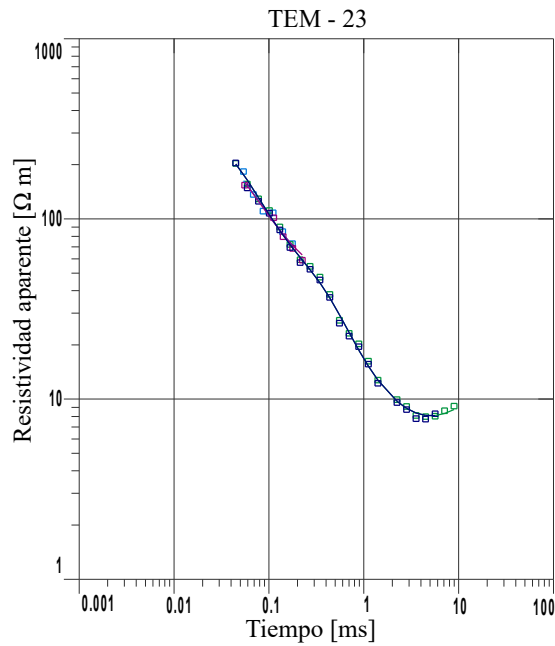
Figura A.21: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T21.



T22	
UTM N	6290887
UTM E	348683
Elevación [m]	576

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	53	102
2	2	48
3	499	-

Figura A.22: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T22.



T23	
UTM N	6287322
UTM E	347727
Elevación [m]	595

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	129	65
2	6	37
3	1	22
4	22	34
5	175	-

Figura A.23: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T23.

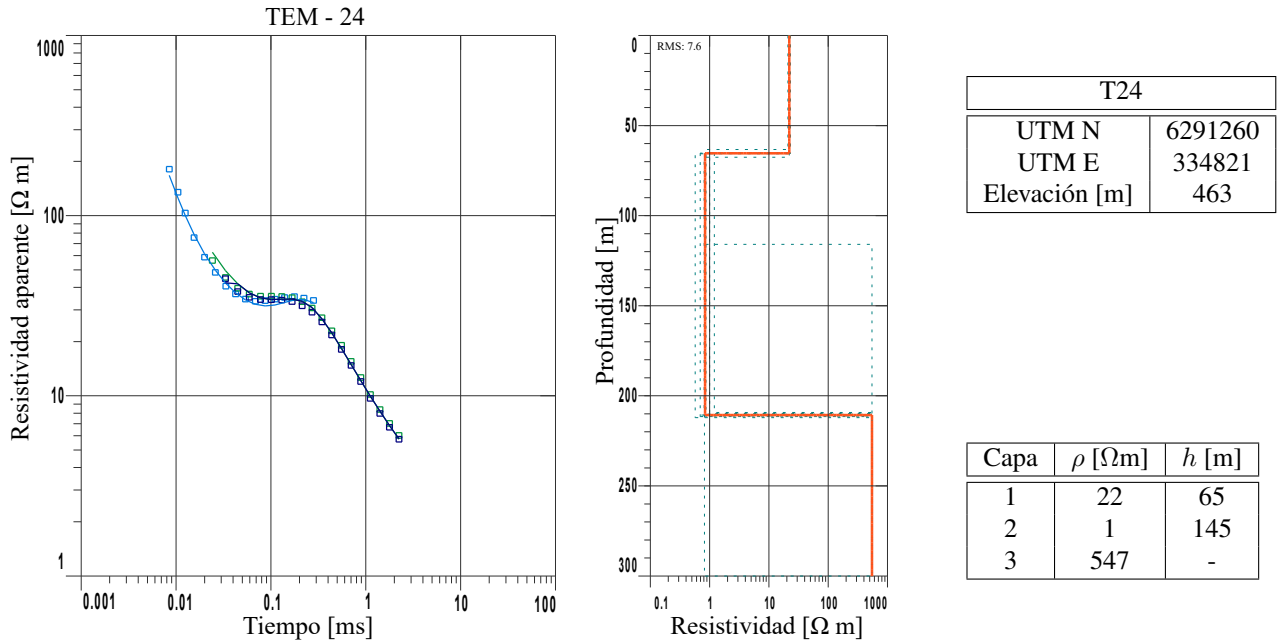


Figura A.24: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T24.

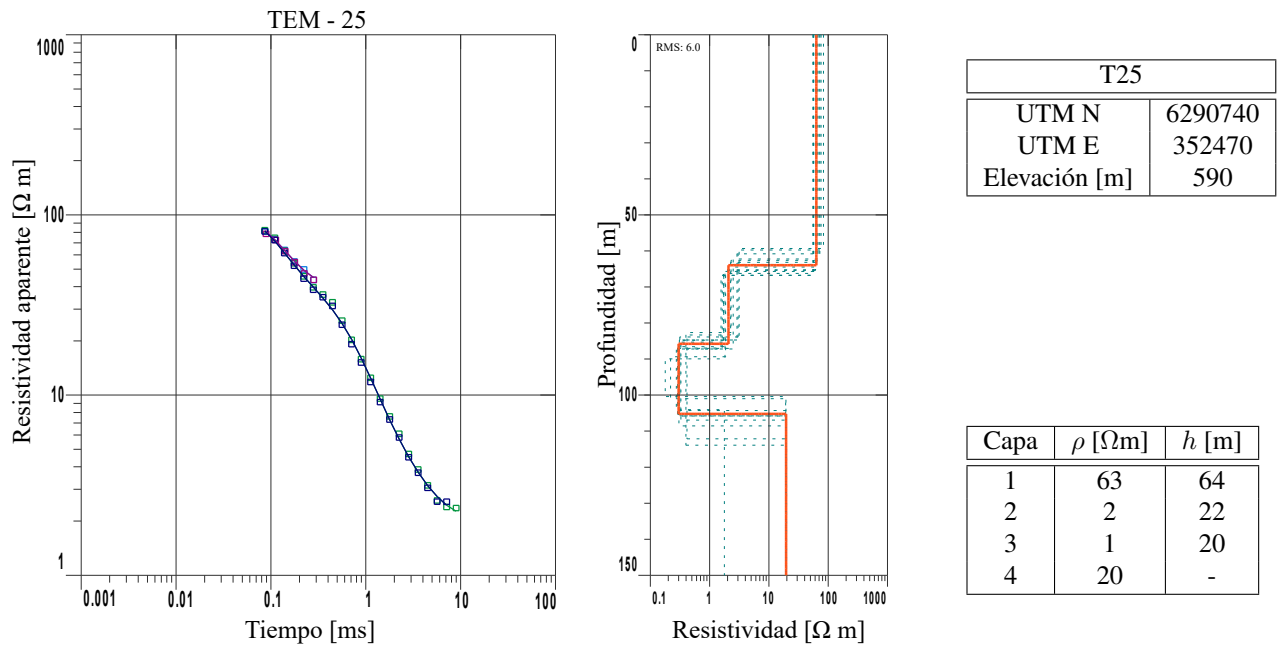
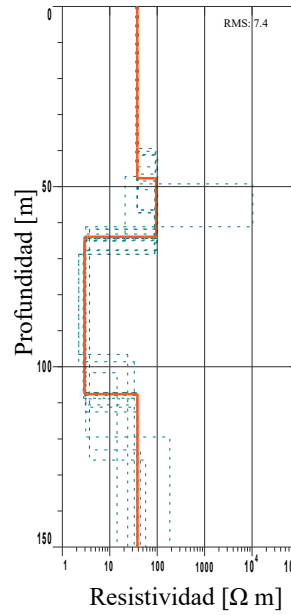
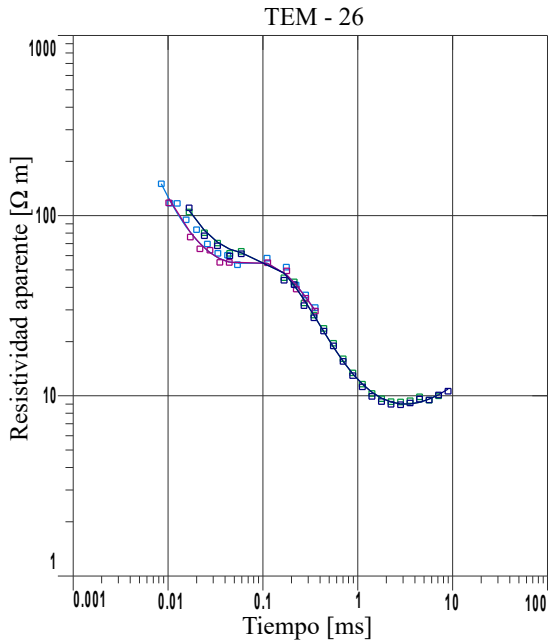


Figura A.25: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T25.

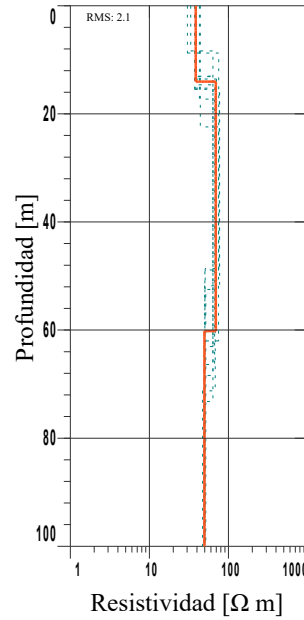
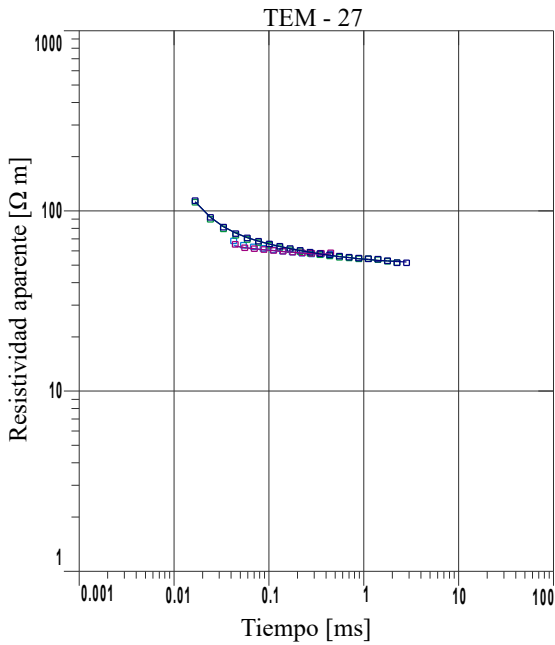




T26	
UTM N	6299871
UTM E	344920
Elevación [m]	542

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	38	48
2	95	16
3	3	44
4	38	-

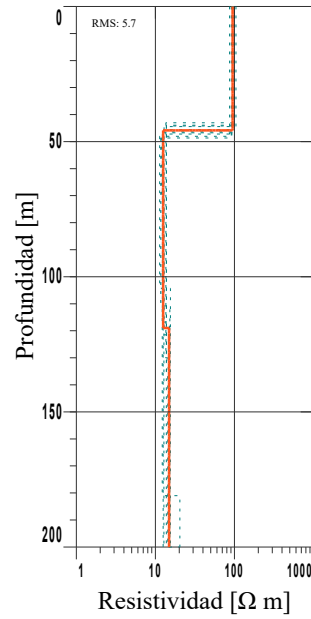
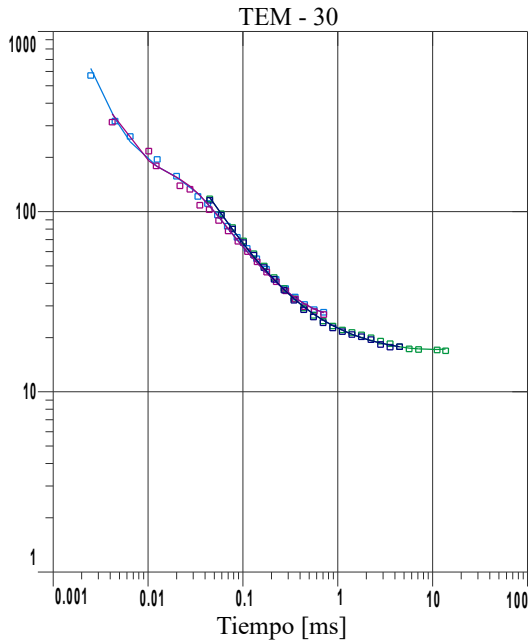
Figura A.26: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T26.



T27	
UTM N	6291010
UTM E	359343
Elevación [m]	966

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	39	14
2	69	46
3	50	-

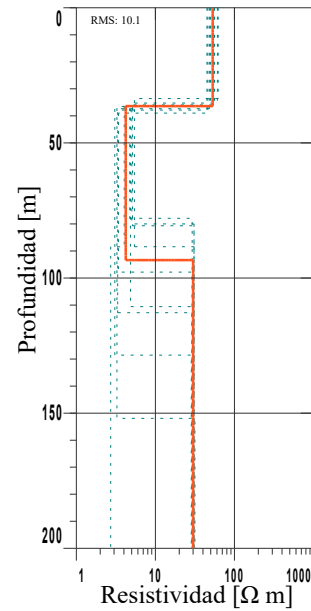
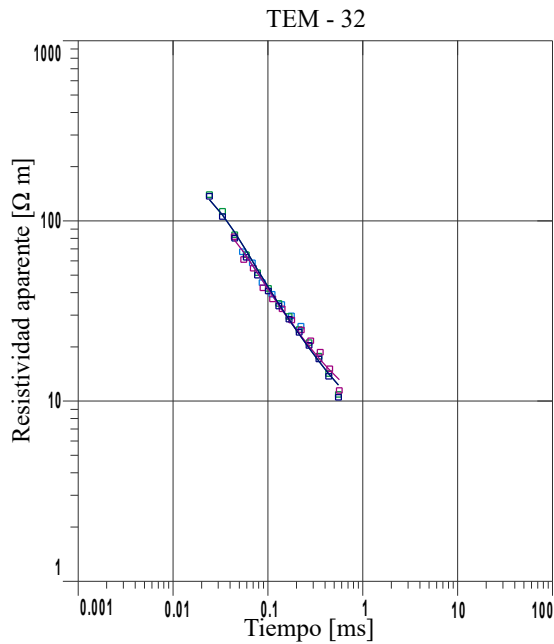
Figura A.27: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T27.



T30	
UTM N	6298781
UTM E	332616
Elevación [m]	455

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	95	46
2	13	73
3	15	-

Figura A.28: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T30.



T32	
UTM N	6303696
UTM E	351126
Elevación [m]	648

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	53	36
2	4	57
3	30	-

Figura A.29: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T32.

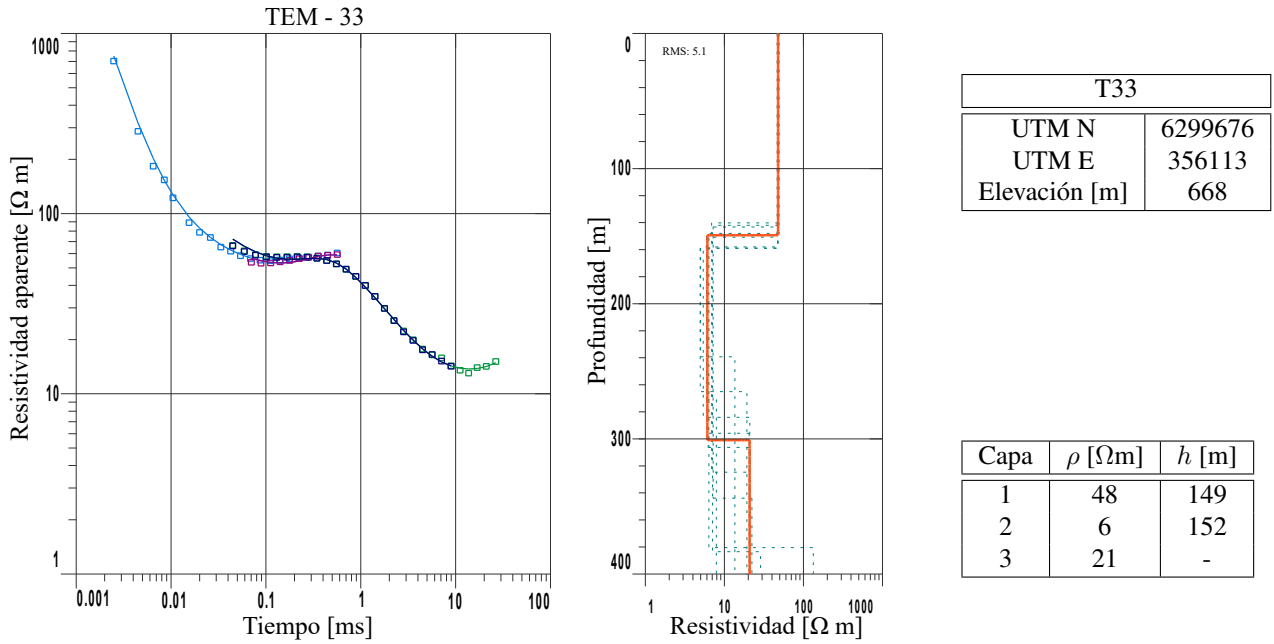


Figura A.30: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T33.

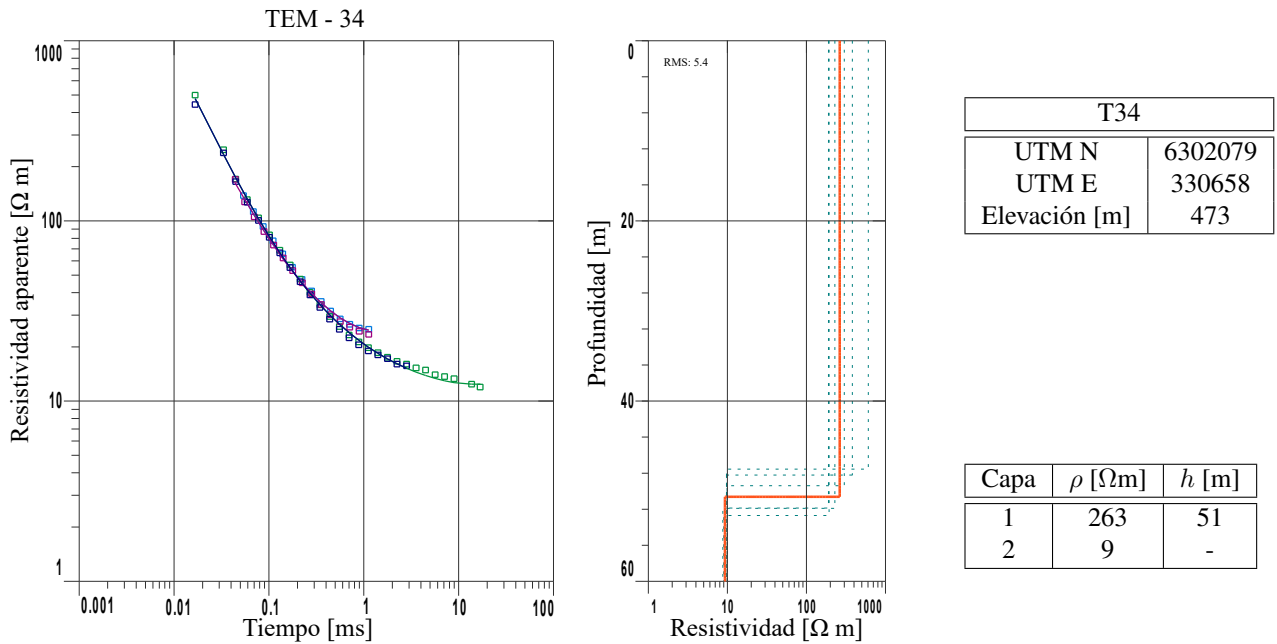


Figura A.31: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T34.

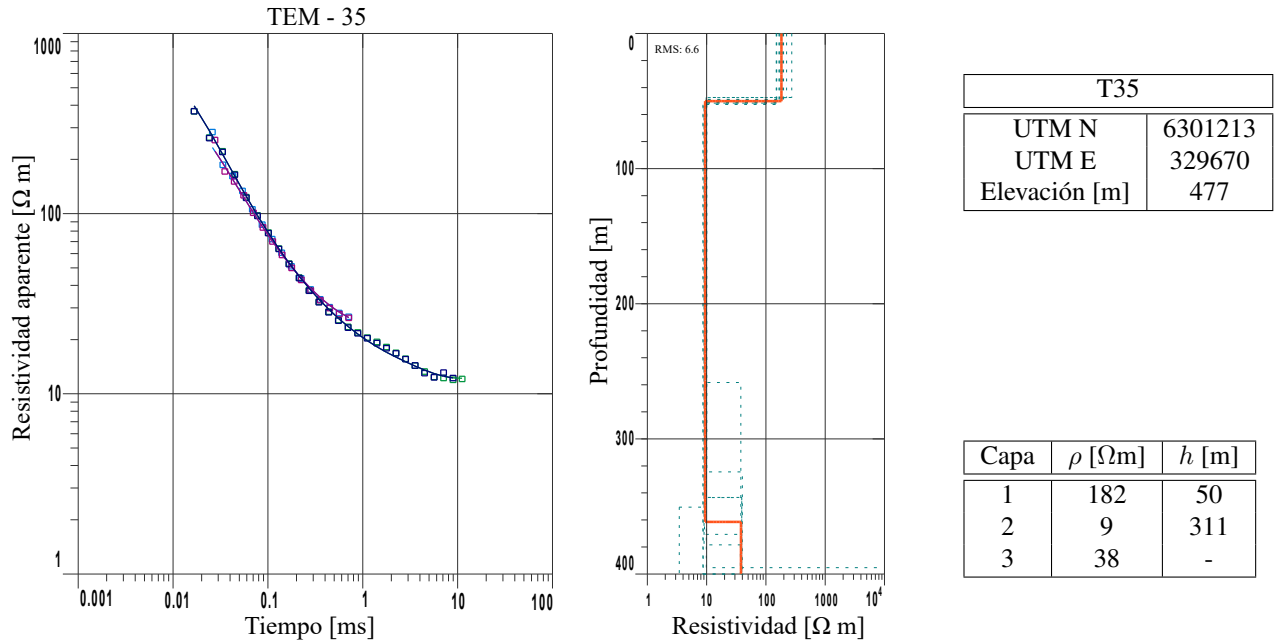


Figura A.32: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T35.

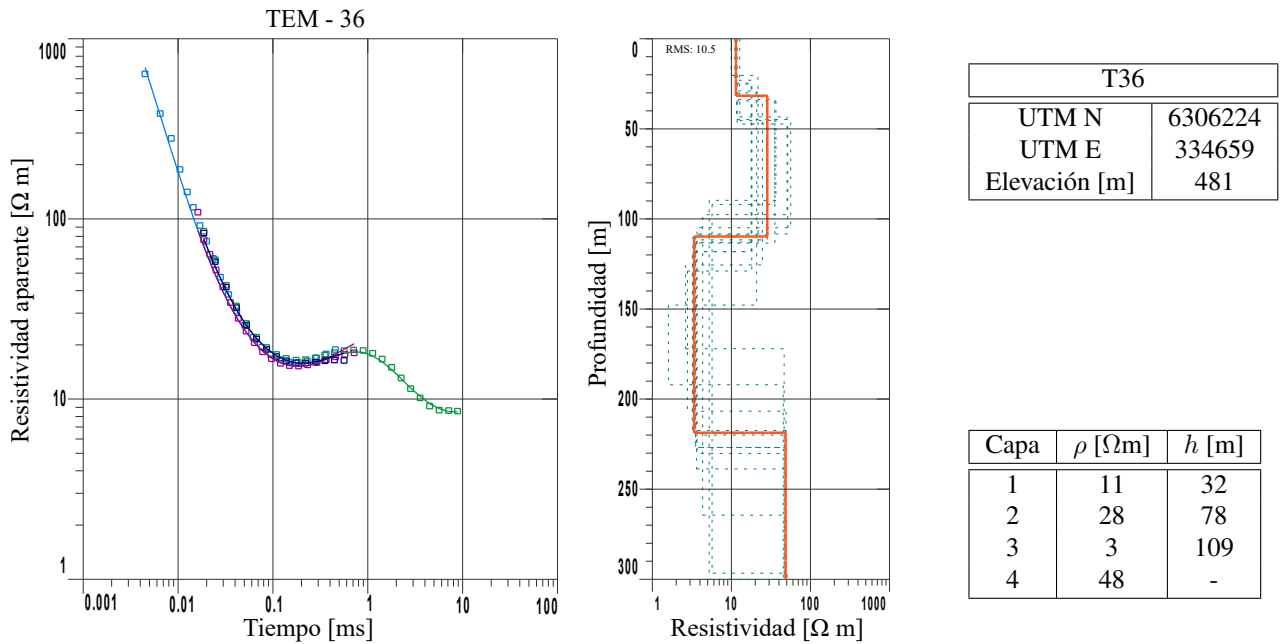


Figura A.33: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T36.

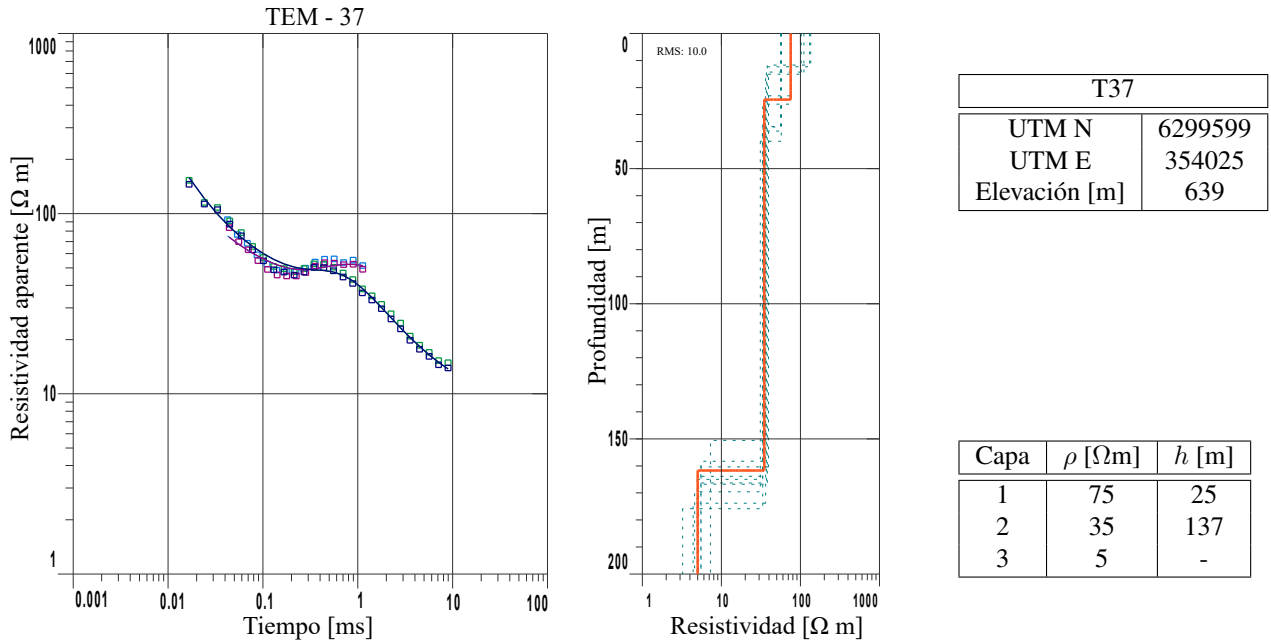


Figura A.34: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T37.

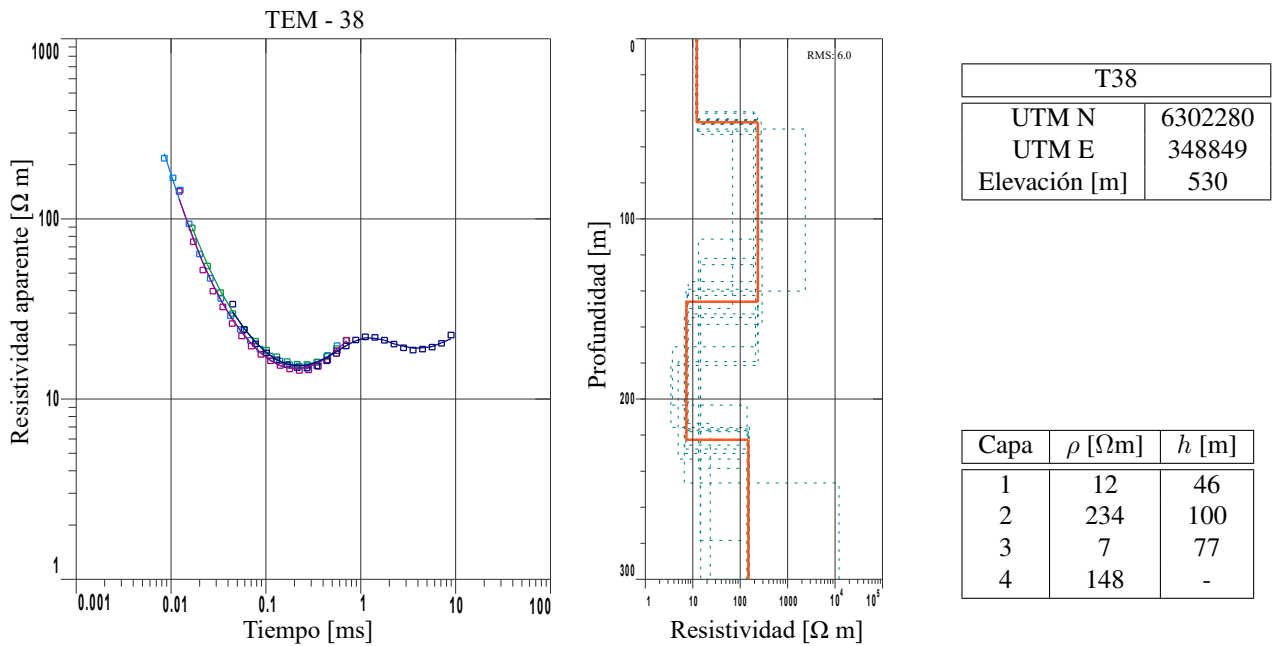


Figura A.35: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T38.

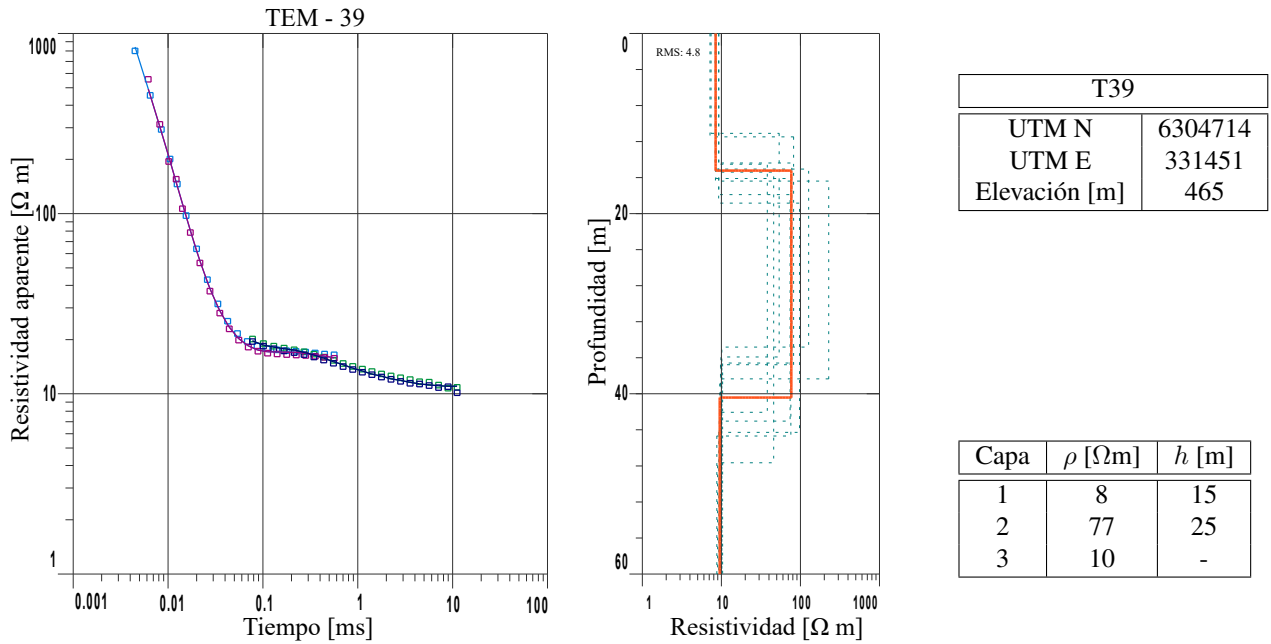


Figura A.36: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T39.

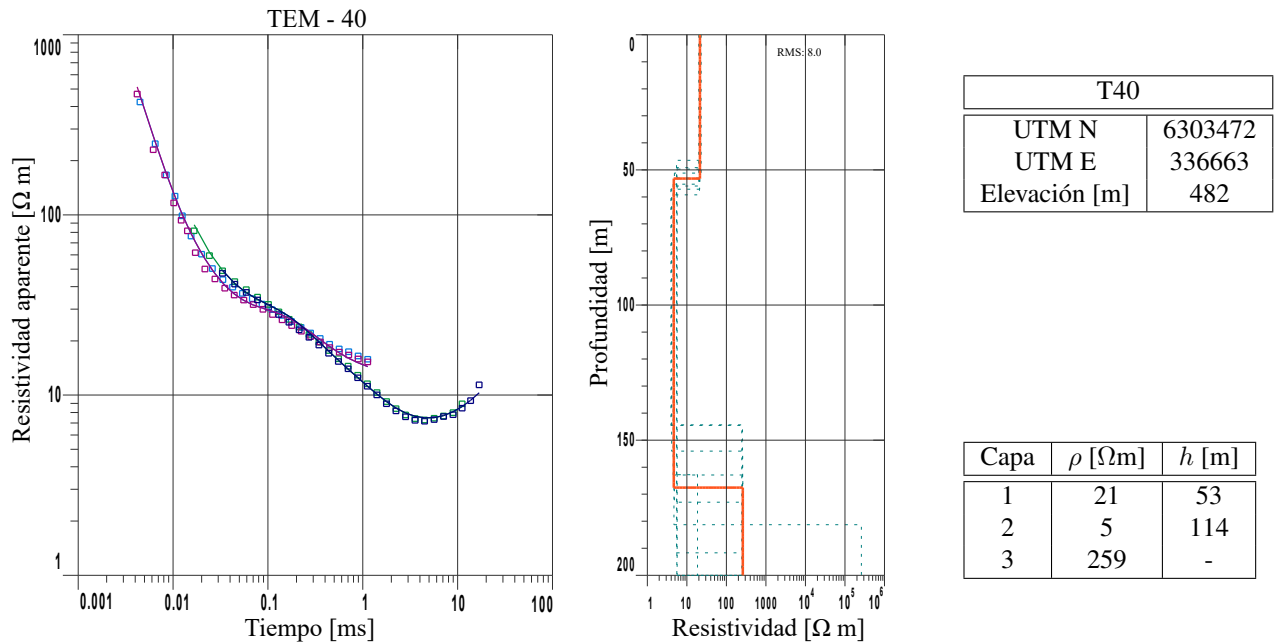


Figura A.37: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T40.

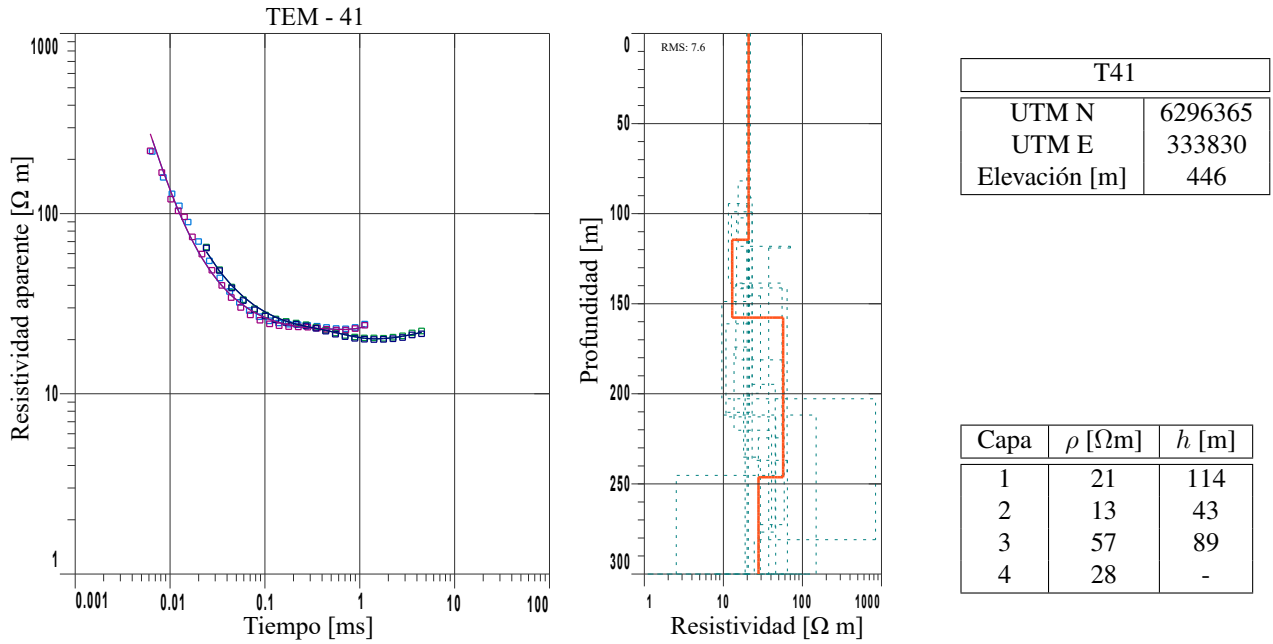


Figura A.38: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T41.

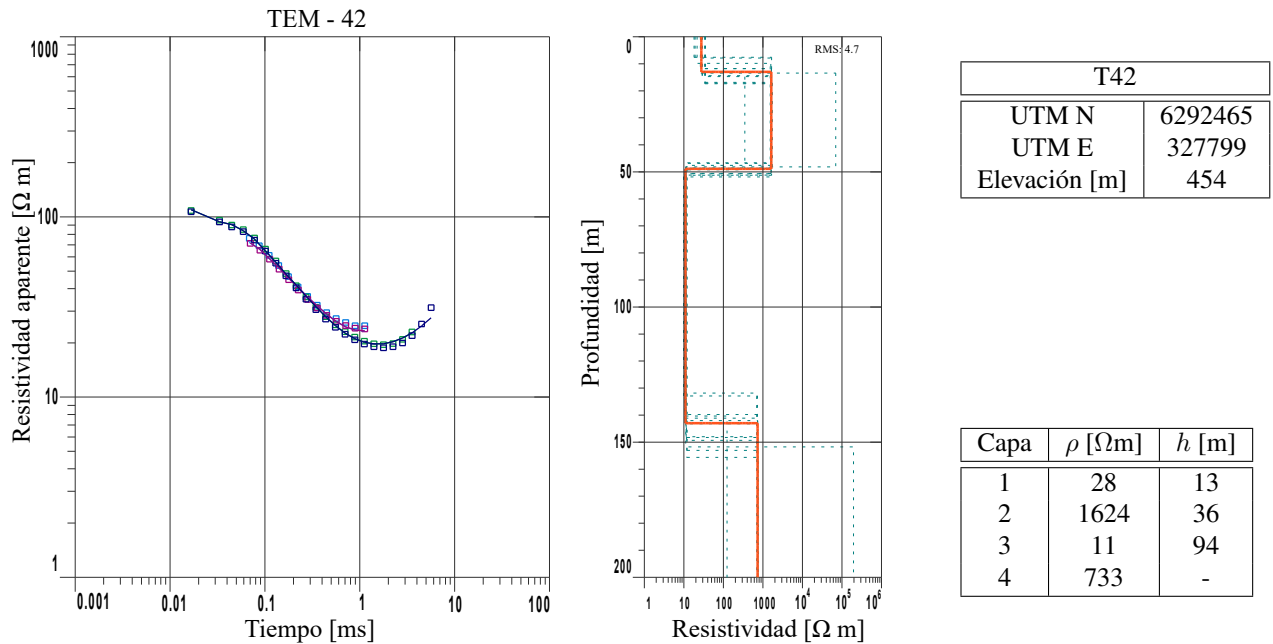
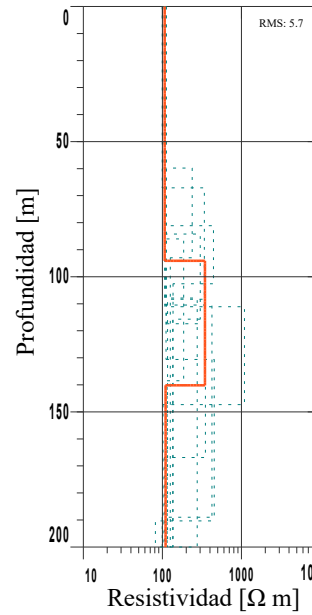
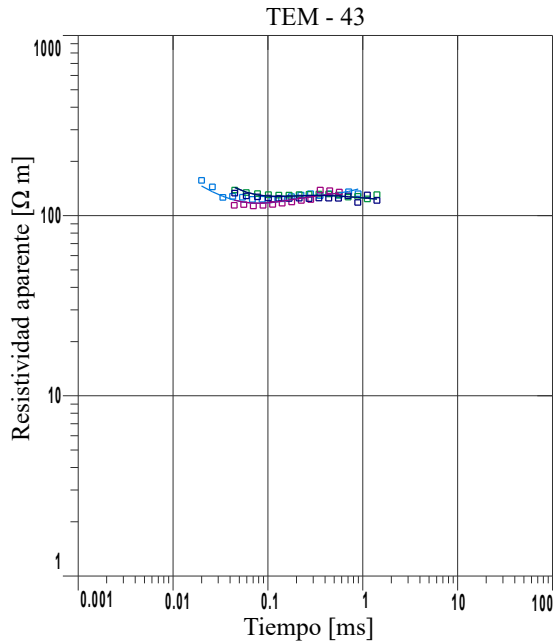


Figura A.39: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T42.

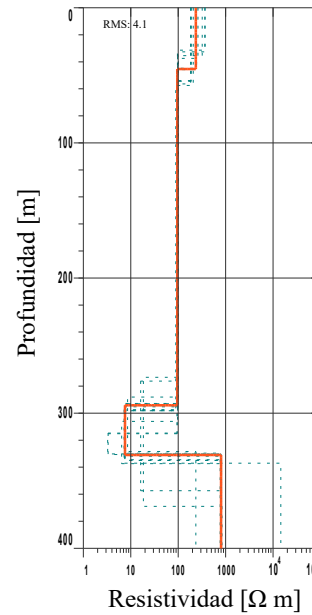
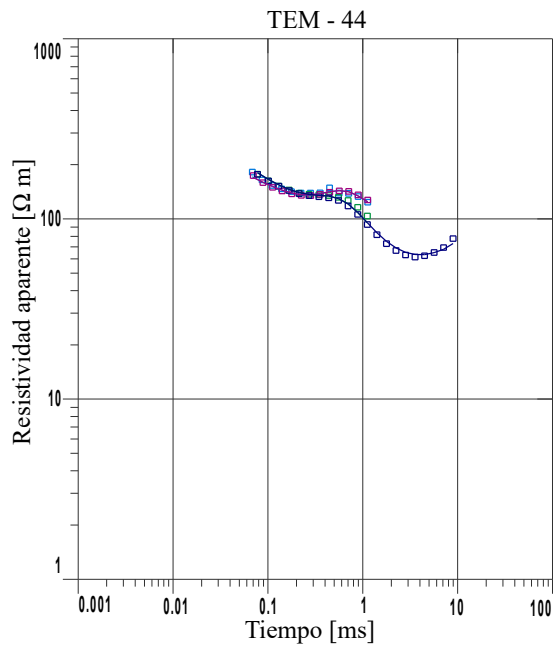




T43	
UTM N	6286338
UTM E	332465
Elevación [m]	438

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	107	94
2	346	46
3	110	-

Figura A.40: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T43.



T44	
UTM N	6259984
UTM E	341454
Elevación [m]	413

Capa	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$h$ [m]
1	235	45
2	95	249
3	8	37
4	799	-

Figura A.41: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T44.

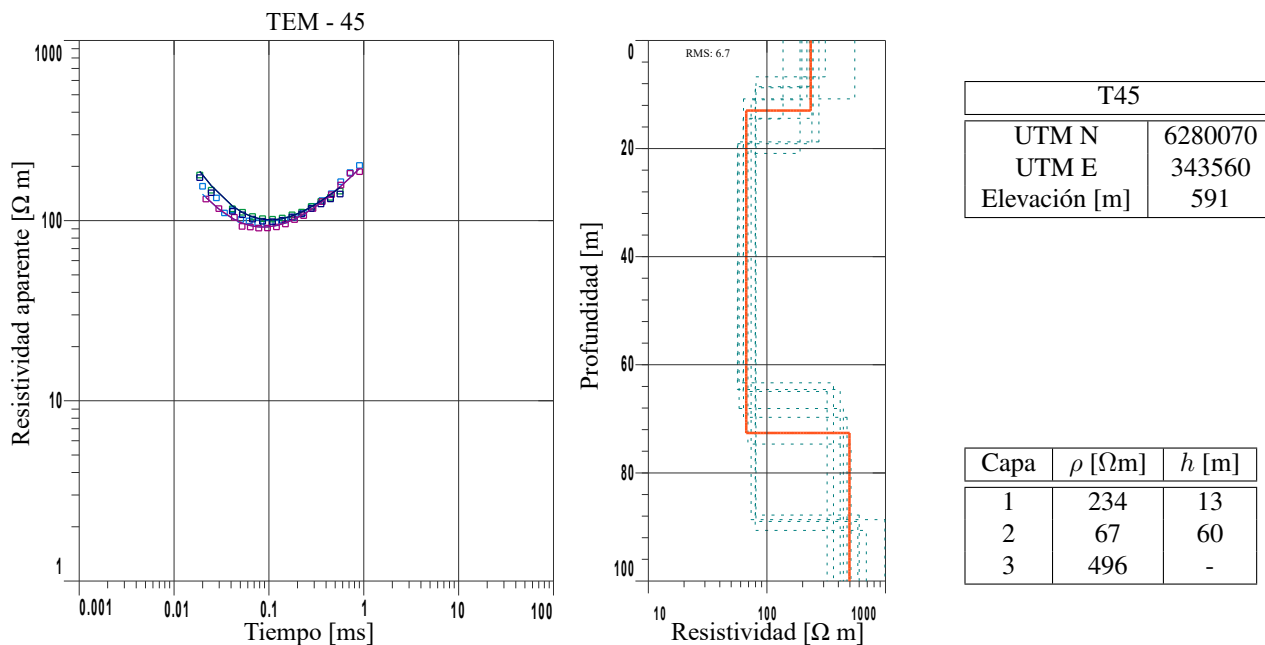


Figura A.42: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T45.

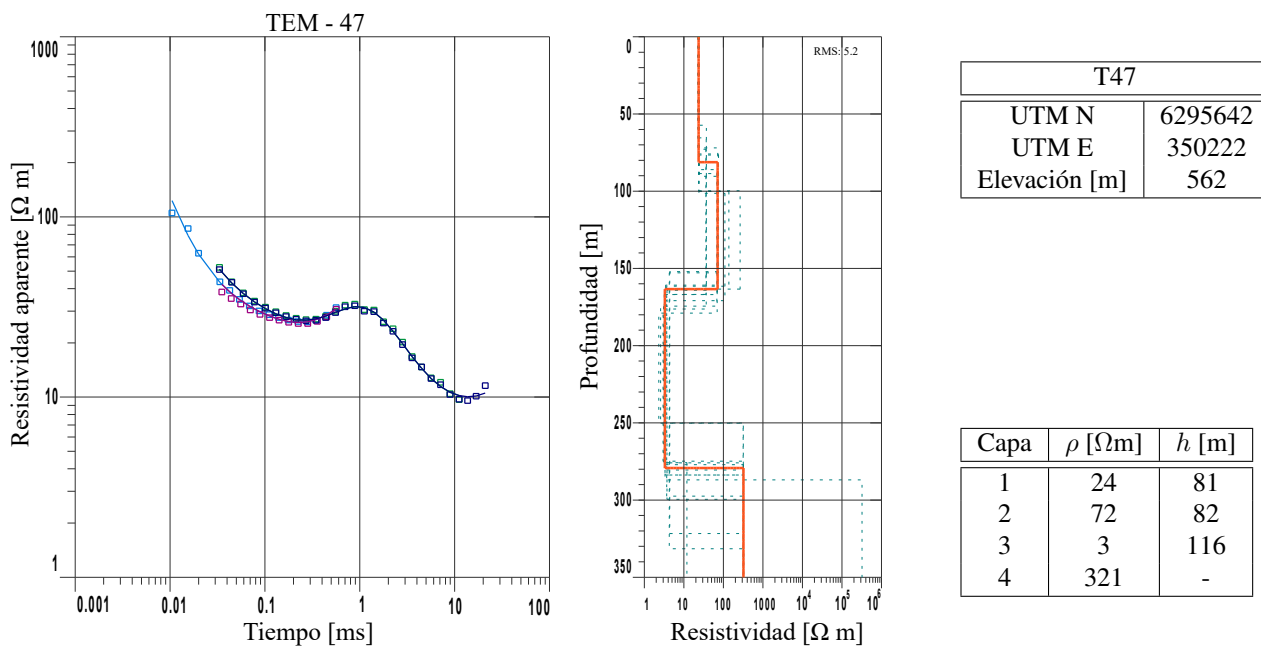


Figura A.43: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T47.

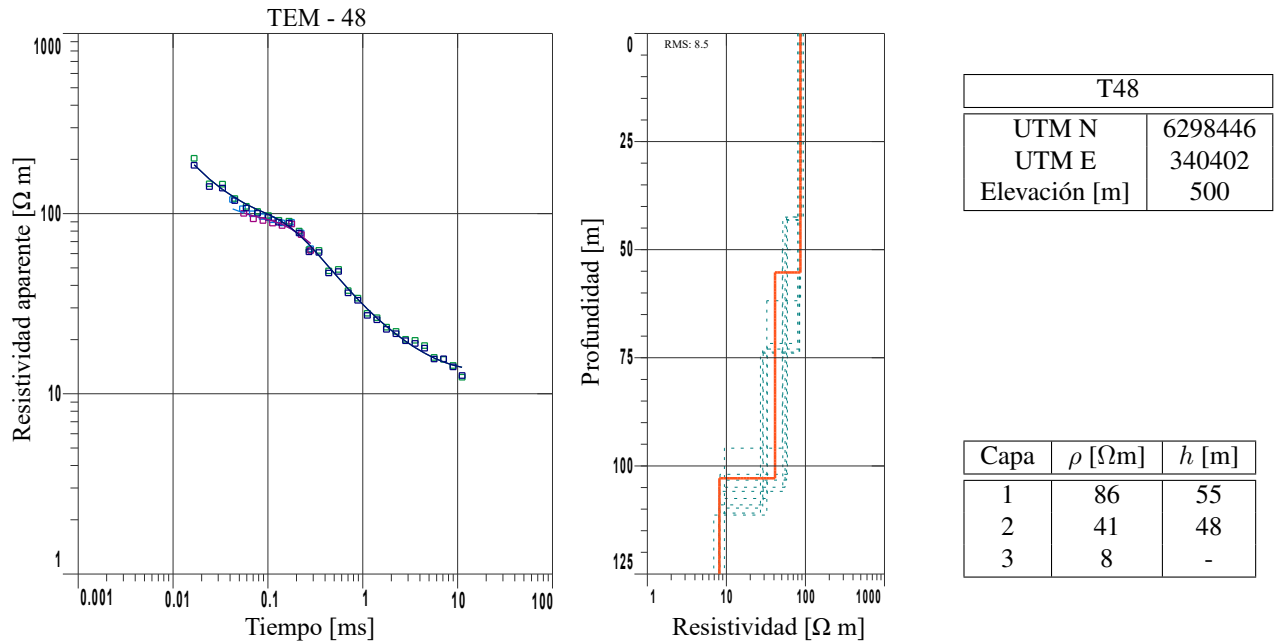


Figura A.44: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T48.

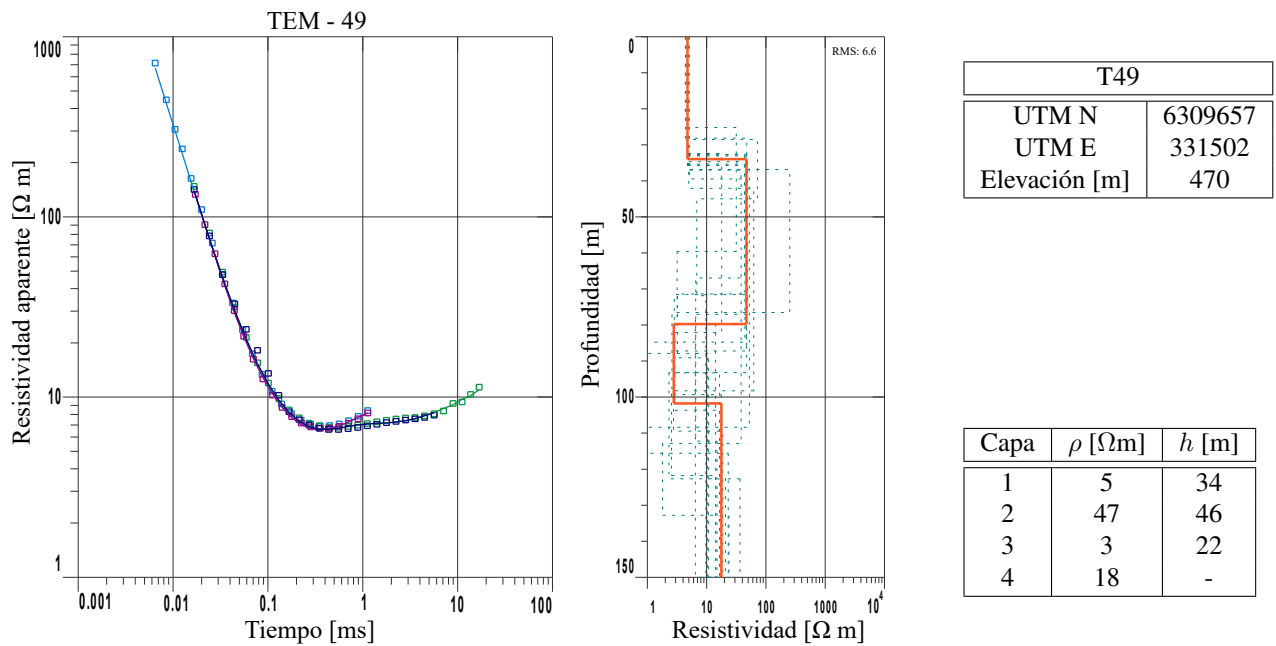


Figura A.45: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T49.

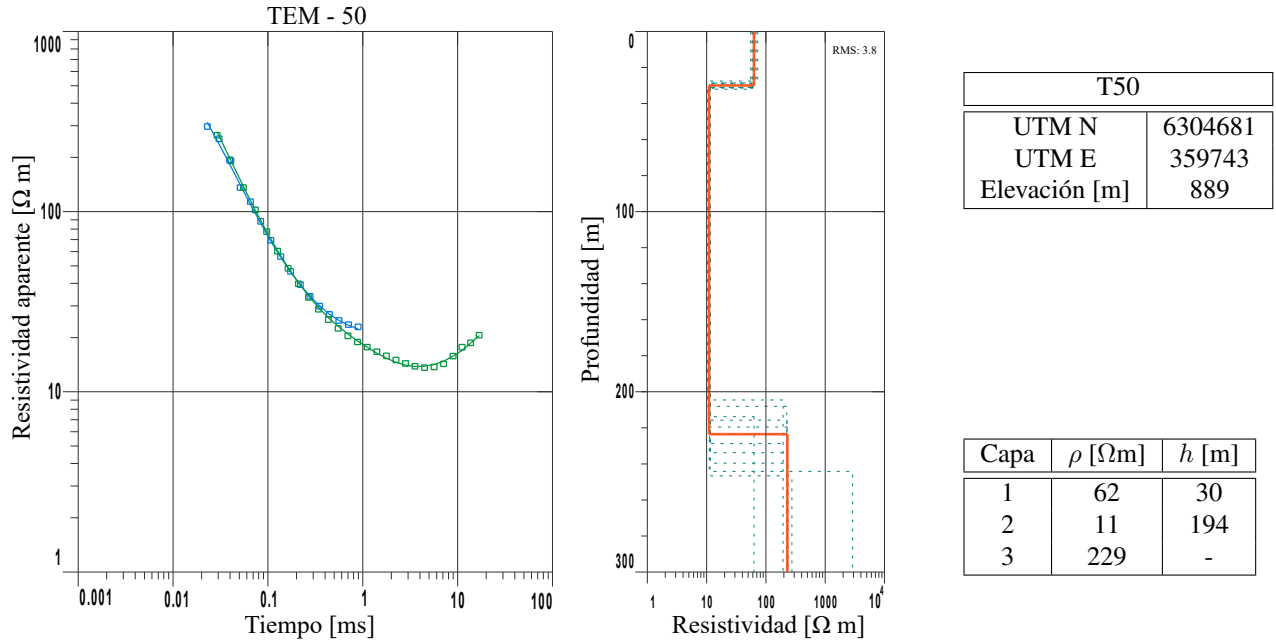


Figura A.46: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T50.

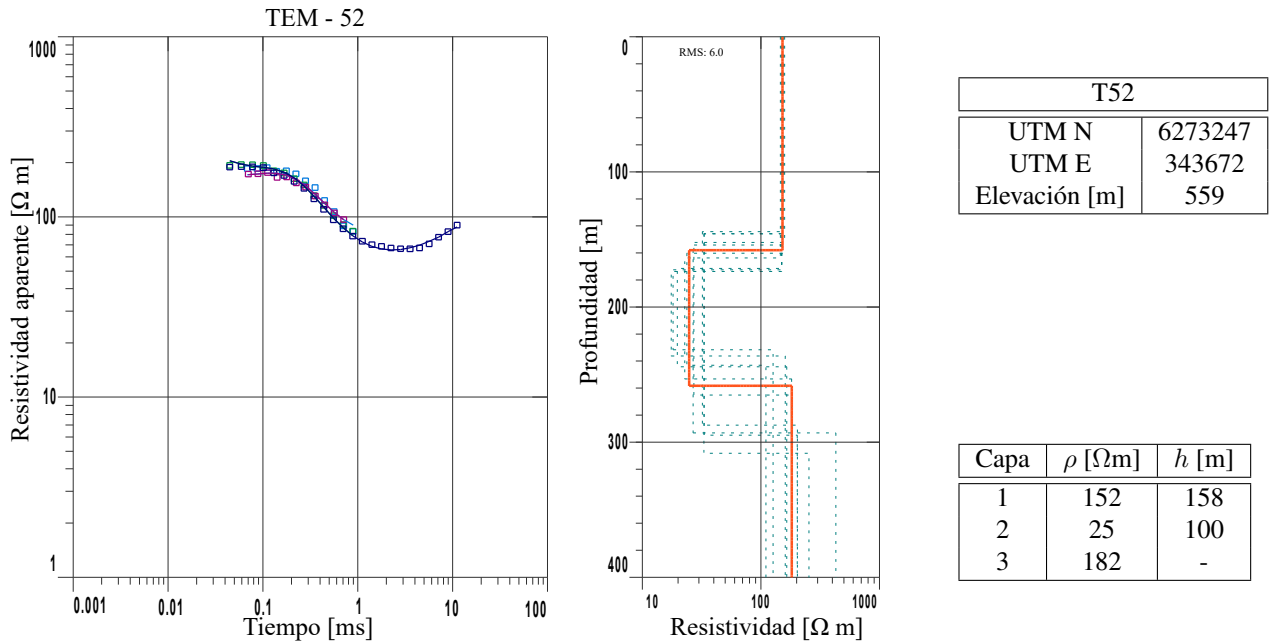


Figura A.47: Curva de  $\rho_a$  y modelo de resistividades para estación T52.

# Apéndice B

## Resultados Imágenes por Grillas

### B.1. Resistividad Eléctrica [ $\Omega m$ ] v/s Altitud [m]

A continuación, se ilustran los resultados correspondientes a las grillas de resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ], con vista en planta para una altitud 500, 450, 400, 350 y 300 [m], mencionados en el Capítulo 5. Ubicación de estaciones TEM indicadas en color negro.

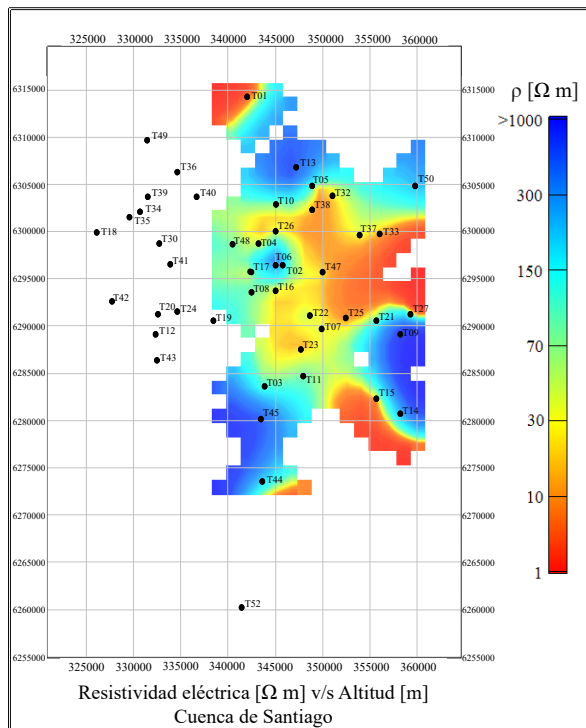


Figura B.1: Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] a 500 [m] de altitud.

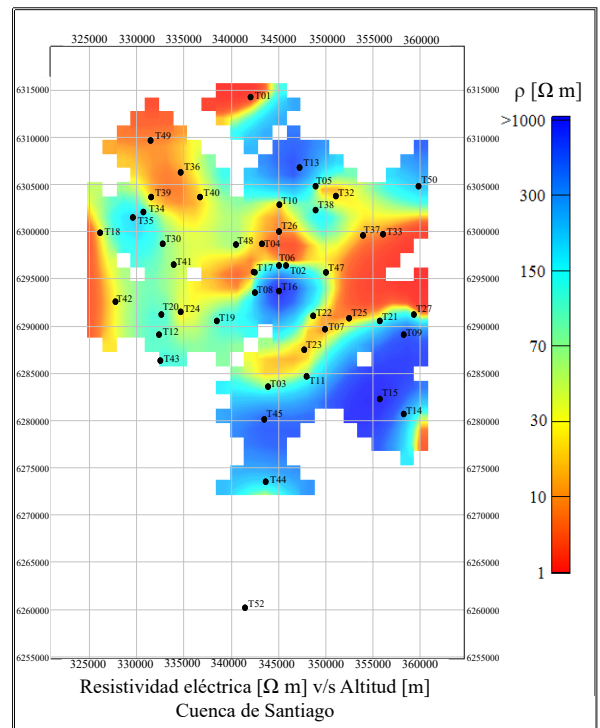


Figura B.2: Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] a 450 [m] de altitud.

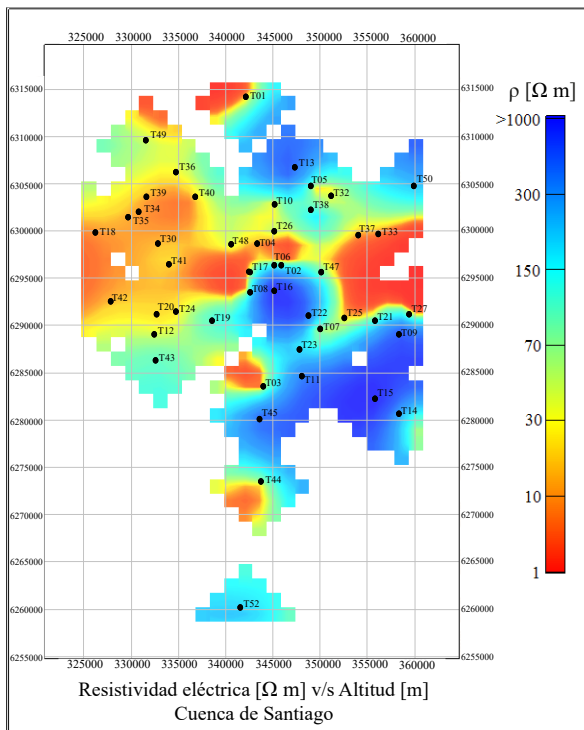


Figura B.3: Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] a 400 [m] de altitud.

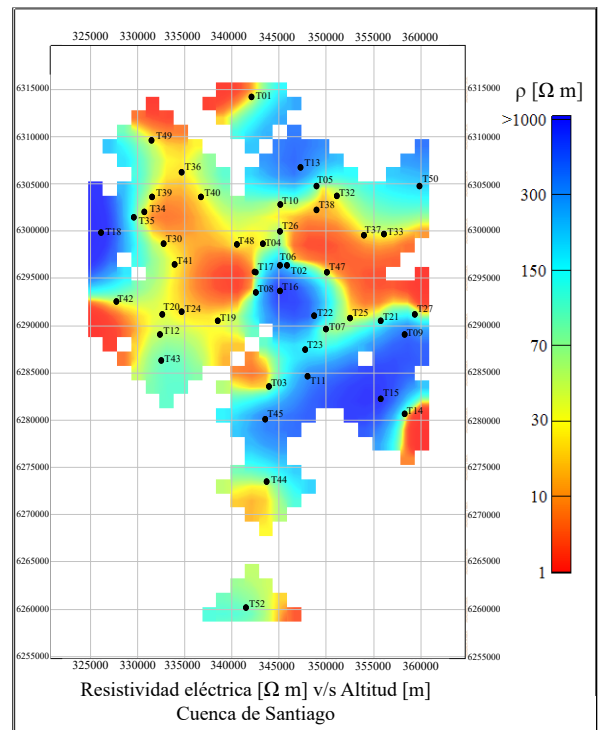


Figura B.4: Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] a 350 [m] de altitud.

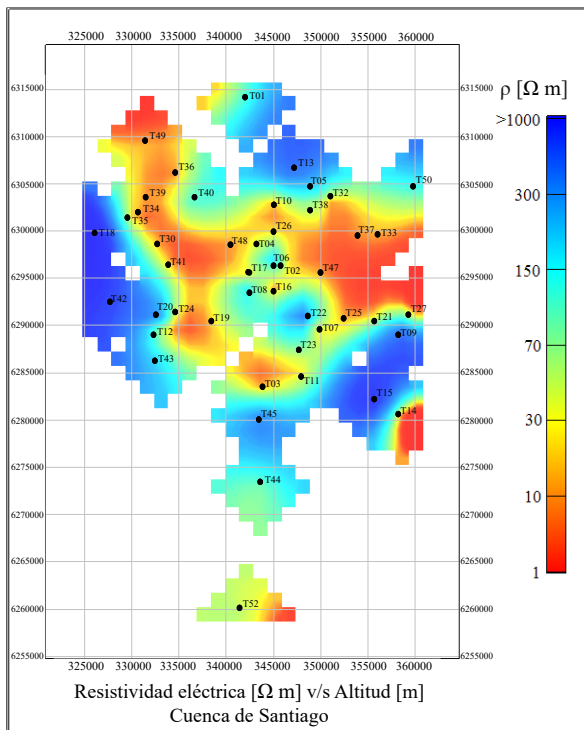


Figura B.5: Resistividad eléctrica [ $\Omega m$ ] a 300 [m] de altitud.

## B.2. Resistividad Eléctrica [ $\Omega m$ ] v/s Profundidad [m]

A continuación, se ilustran los resultados correspondientes a la interpolación generada a partir de las estaciones TEM, con vista en planta para resistividades eléctricas [ $\Omega m$ ] en superficie, a 30, 50, 100, 150, 200 y 250 [m] de profundidad, ubicación de estaciones TEM indicadas en color negro.

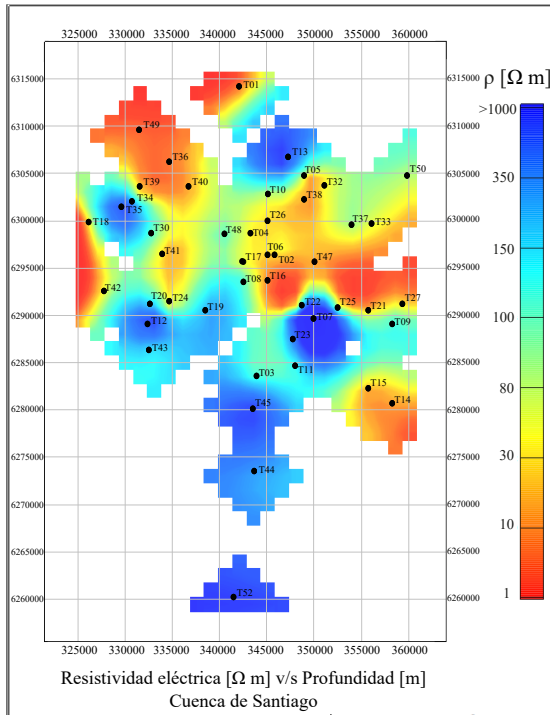


Figura B.6: Resistividad eléctricas en superficie.

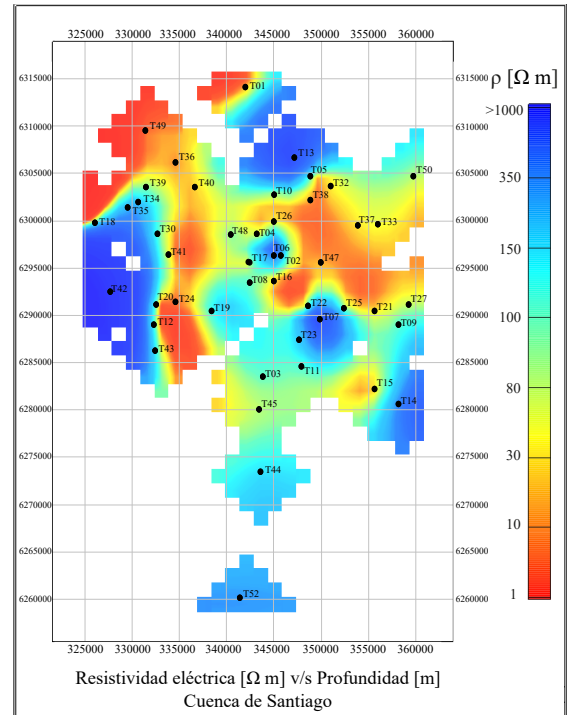


Figura B.7: Resistividad eléctrica a 30 [m].



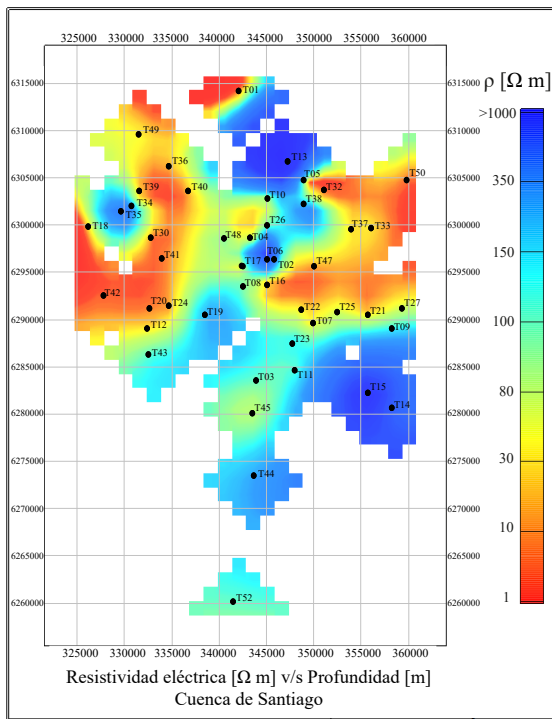


Figura B.8: Resistividad eléctrica a 50 [m].

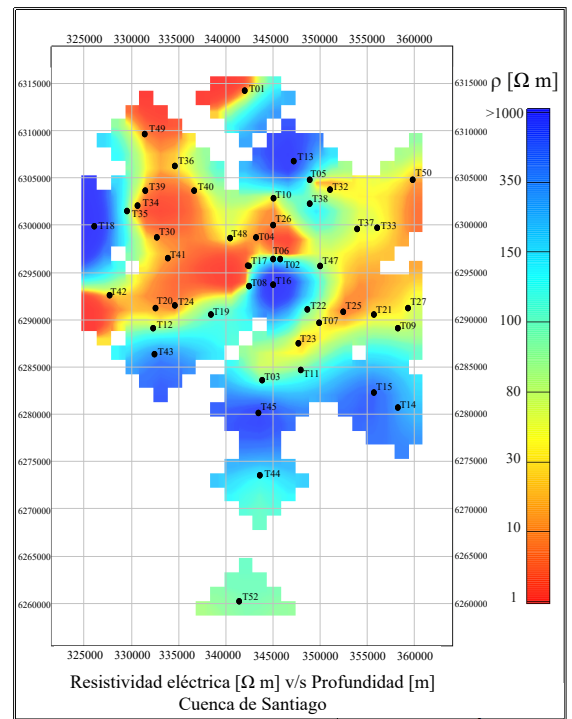


Figura B.9: Resistividad eléctrica a 100 [m].

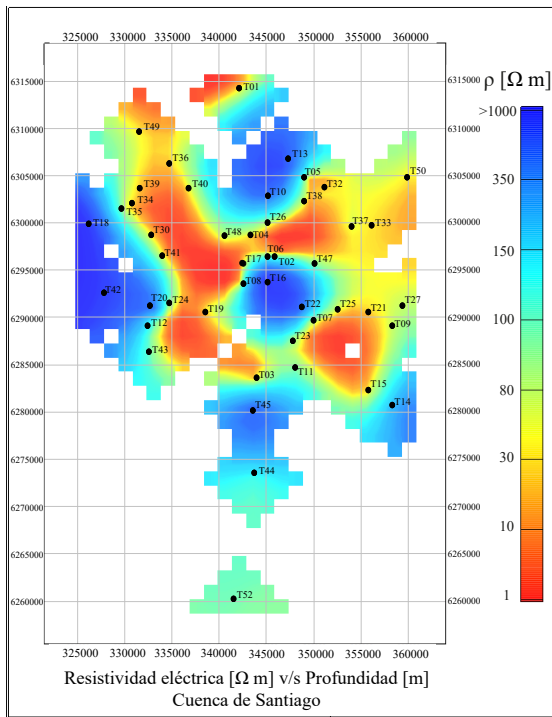


Figura B.10: Resistividad eléctrica a 150 [m].

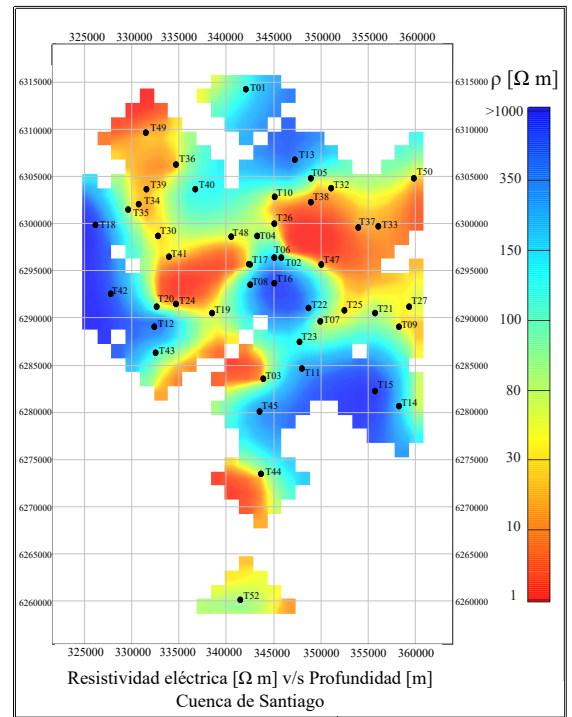


Figura B.11: Resistividad eléctrica a 200 [m].

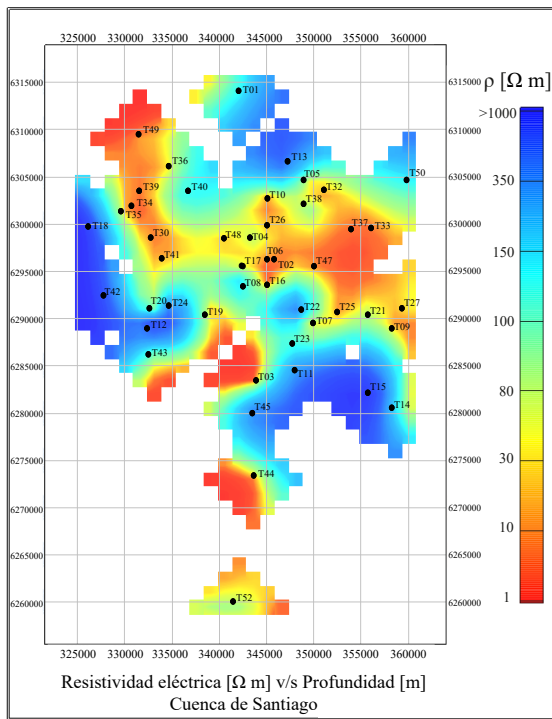


Figura B.12: Resistividad eléctrica a 250 [m].