



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

MODELAMIENTO GEOFÍSICO DE LAS ESTRUCTURAS SOMERAS DEL SISTEMA  
GEOTERMAL EL TATIO

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

DANIELA PATRICIA MONTECINOS CUADROS

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA  
CAROLINA MUÑOZ SAEZ

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Centro de Excelencia en Geotermia de los  
Andes (Fondap 15090013)

SANTIAGO DE CHILE  
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: DANIELA PATRICIA MONTECINOS CUADROS  
FECHA: 2019  
PROF. GUÍA: DANIEL DÍAZ ALVARADO

## MODELAMIENTO GEOFÍSICO DE LAS ESTRUCTURAS SOMERAS DEL SISTEMA GEOTERMAL EL TATIO

El campo geotermal El Tatio, ubicado en el norte de Chile, en la región de Antofagasta, es el campo de geysers más grande del hemisferio sur y el tercero más grande a nivel mundial. Se caracteriza por tener más de 100 manifestaciones geotermales activas, incluyendo: geysers, perpetual spouter, piscinas burbujeantes, fumarolas, manantiales calientes, terrazas de sinter y volcanes de lodo, abarcando aproximadamente el 10 % de los geysers en el mundo. Siendo uno de los campos más estudiados de Chile, el comportamiento, distribución y control de las estructuras geológicas aún no se entienden a cabalidad. Actualmente hay preguntas claves sobre los procesos que controlan las distintas manifestaciones existentes, como por ejemplo, cuáles son las estructuras geológicas que controlan el upflow del sistema geotermal.

El presente trabajo ha sido enfocado en comprender las estructuras geológicas someras dominantes a una escala local y su influencia en la existencia de los distintos tipos de manifestaciones geotermales que se observan en superficie. Estas manifestaciones se encuentran distribuidas en 3 cuencas principales a lo largo del campo geotermal: Cuenca Superior, Cuenca Media y Cuenca Baja. La Cuenca Superior se caracteriza por un lineamiento preferencial de geysers en dirección NE-SW, donde una falla normal que limitaría el half-graben El Tatio ha sido descrita. La Cuenca Media se caracteriza por un lineamiento perpendicular (dirección NW-SE), principalmente de *perpetual spouter*, donde una falla transcurrente ha sido mapeada.

En este trabajo se han desarrollado modelos de resistividad en profundidad, hasta los  $\sim$  100-150 m, mediante el método geofísico Transiente Electromagnético (TEM) a lo largo de varios perfiles con el objetivo de comprender las diferencias estructurales dominantes que permiten los lineamientos de los distintos tipos de manifestaciones a lo largo de la Cuenca Media y Superior. Se realizaron un total de 5 perfiles cruzando las áreas de interés. En primer lugar se realizaron inversiones unidimensionales y luego, basándose en estos modelos, se llevaron a cabo modelos forward 2D. Los resultados de los modelos obtenidos revelan diferencias importantes entre los perfiles de ambas cuencas. En la Cuenca Superior se observan zonas de alta conductividad que han sido asociadas a fallamientos que permitirían el ascenso de fluidos calientes desde los acuíferos más profundos, además de observarse una zona altamente resistiva al oeste, que estaría asociada a un domo dacítico impermeable que actuaría como barrera geológica para los fluidos que fluyen desde el este y forzaría su ascenso en esta zona. Mientras que en la Cuenca Media se observan capas más bien horizontales, sin grandes variaciones laterales de resistividad. Además, en todos los perfiles se han observado bajas resistividades en general, en algunos casos asociadas a la alteración hidrotermal de algunas unidades y en otros a la presencia de fluidos.



*La revolución será feminista o no será.*



# Agradecimientos

Entiendo que estudiar en la Universidad es un privilegio en la sociedad en la que vivimos, por ello me siento infinitamente agradecida y prometo utilizar este privilegio en pro de algo mejor para nuestro planeta y sociedad.

Agradezco a mi madre Patricia y padre Hermes por haberme dado el amor, compañía, fuerza y apoyo incondicional para empezar y finalizar este proceso. Por haber confiado en mí y por alentarme las muchas veces que quise desertar. Sin ellos este camino habría sido infinitamente más difícil.

Gracias a todas y todos quienes hicieron de mi paso por la Universidad no solo un lugar de estudio si no un espacio para aprender y reflexionar sobre los distintos aspectos de la vida y del ser humano. Gracias a mis partners geofísicas/os (Ariel, Cris, Esteban, Daniel y Andrea) por los cientos de horas trabajando juntas, por la amistad y por hacer de todos los momentos de estudio y estrés, instancias llenas de amor y risas a carcajadas. A les amigos de De Jaus por haberme enseñado a soñar y a creer en que vivir la vida de una forma más consciente y consecuente con lo que creemos/pensamos es posible, por haber aprendido junto a ustedes que tener estudios universitarios conlleva una gran responsabilidad social. Gracias al DGF y a cada una/o de sus integrantes por hacer de este lugar un espacio familiar lleno de amor y compañerismo.

Gracias a las comunidades atacameñas Toconce y Caspana por su disposición y por permitirnos realizar este estudio en el campo geotermal El Tatio, un lugar que para ellas y ellos es sagrado y parte de su herencia ancestral.

Gracias al Centro de Excelencia en geotermia de Los Andes (CEGA) por haber apoyado y financiado este proyecto. A la Universidad de Colonia y a Pritam Yogeshwar por la oportunidad de realizar una pasantía en Alemania y haberme ayudado a mejorar con creces los resultados de este trabajo. Se agradece también el apoyo de PIA/CONICYT, proyecto Anillo ACT172002.

Gracias a cada una de las personas que participó de alguna manera en esta tesis: a mis profesores por el conocimiento transmitido, a la comisión por la ayuda, apoyo y correcciones, a quienes participaron de las campañas de terreno y obviamente a les compañeres de oficina que lidiaron con mis distintos estados de ánimo y con todas mis disyuntivas tesis existenciales durante todo este proceso. En fin, gracias por haber tenido la oportunidad de estudiar esta carrera hermosa y por los muchos terrenos y lugares maravillosos que conocí gracias a mi paso por este departamento.



# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	3
1.1.1. Objetivos Generales . . . . .	3
1.1.2. Objetivos específicos . . . . .	3
<b>2. Marco geológico</b>	<b>4</b>
2.1. Geología Regional . . . . .	4
2.2. Geología Local . . . . .	5
2.2.1. Litoestratigrafía . . . . .	5
2.2.2. Estructuras . . . . .	8
2.2.3. Geomorfología . . . . .	10
2.2.4. Hidrogeología . . . . .	12
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>14</b>
3.1. Métodos electromagnéticos . . . . .	14
3.2. Mecanismos de conducción eléctrica y resistividad en rocas . . . . .	14
3.2.1. Conductividades en sistemas geotermales. . . . .	16
3.3. Ecuaciones de Maxwell . . . . .	17
3.3.1. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia . . . . .	19
3.4. Ecuación del telegrafista y ecuación de Helmholtz . . . . .	19
3.5. Transiente electromagnético (TEM) . . . . .	22
3.5.1. Solución para un loop circular sobre un medio estratificado . . . . .	24
3.5.2. Resistividad aparente . . . . .	28
3.5.3. Solución general para un medio estratificado . . . . .	29
3.5.4. Profundidad de investigación . . . . .	31
3.5.5. Estructuras bidimensionales . . . . .	32
<b>4. Metodología</b>	<b>34</b>
4.1. Adquisición de datos . . . . .	34
4.1.1. Instrumento de medición . . . . .	35
4.1.2. Montaje Experimental . . . . .	36
4.2. Procesamiento de datos . . . . .	38
4.3. Modelamiento 1D . . . . .	39
4.3.1. Términos generales de una inversión 1D . . . . .	39
4.3.2. Inversión de Marquardt-Levenberg . . . . .	41
4.3.3. Inversión de Occam . . . . .	41

4.3.4.	Código EMUplus . . . . .	41
4.3.5.	Loop Central . . . . .	42
4.3.6.	Loop no concéntrico . . . . .	42
4.4.	Modelos forward 2D . . . . .	43
4.5.	Consideraciones metodológicas . . . . .	44
4.5.1.	Análisis de variación estacional de las mediciones . . . . .	44
4.5.2.	Sensibilidad al desplazamiento horizontal y vertical del receptor en Loop no concéntrico . . . . .	45
<b>5.</b>	<b>Resultados</b>	<b>48</b>
5.1.	Modelamiento 1D . . . . .	49
5.1.1.	Loop Central . . . . .	49
5.1.2.	Loop no concéntrico . . . . .	52
5.1.3.	Relación con estratigrafía . . . . .	54
5.1.4.	Resultados Perfiles . . . . .	57
5.2.	Modelos forward 2D . . . . .	62
5.2.1.	Estructuras simples . . . . .	62
5.2.2.	Modelamiento forward 2D de perfiles . . . . .	68
<b>6.</b>	<b>Discusión</b>	<b>74</b>
6.1.	Interpretación de modelos . . . . .	74
6.2.	Correlación con otros estudios geofísicos en la zona . . . . .	85
6.3.	Trabajo a futuro . . . . .	86
<b>7.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>88</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>89</b>
<b>A.</b>	<b>Desarrollo de solución para un loop circular sobre un medio estratificado</b>	<b>97</b>
<b>B.</b>	<b>Curvas de caída de voltaje Loop central</b>	<b>103</b>
B.1.	Perfil AA' . . . . .	103
B.2.	Perfil BB' . . . . .	105
B.3.	Perfil CC' . . . . .	106
B.4.	Perfil DD' . . . . .	107
B.5.	Perfil EE' . . . . .	109
<b>C.</b>	<b>Curvas de resistividad aparente, Loop Central</b>	<b>111</b>
C.1.	Perfil AA' . . . . .	111
C.2.	Perfil BB' . . . . .	114
C.3.	Perfil CC' . . . . .	115
C.4.	Perfil DD' . . . . .	116
C.5.	Perfil EE' . . . . .	118
<b>D.</b>	<b>Modelos 1D: Marquardt-Levenberg, Occam (R1,R2) y modelos equivalentes, Loop central</b>	<b>120</b>
D.1.	perfil AA' . . . . .	120
D.2.	Perfil BB' . . . . .	122

D.3. Perfil CC'	123
D.4. Perfil DD'	124
D.5. Perfil EE'	127
<b>E. Modelos Marquardt-Levenberg: Loop Central y Loop Separado</b>	<b>129</b>
E.1. Perfil AA'	129
E.2. Perfil BB'	131
E.3. Perfil CC'	132
E.4. Perfil DD'	133
E.5. Perfil EE'	135
<b>F. Diferencia relativa de Loops Separados</b>	<b>137</b>
F.1. Perfil AA'	138
<b>G. Susceptibilidad al desplazamiento horizontal y de altura del receptor</b>	<b>143</b>
G.1. Conductor-Resistivo-Conductor, caso 1	143
G.2. Conductor-Resistivo-Conductor, caso 2	145
G.3. Resistivo-Conductor-Resistivo, caso 1	146
G.4. Resistivo-Conductor-Resistivo, caso 2	147
<b>H. Modelos forward 2D de perfiles</b>	<b>148</b>
H.1. Perfil AA'	148
H.1.1. Versión basada en modelos 1D	148
H.1.2. Versión 2	150
H.1.3. Versión 3	152
H.1.4. Versión 4	154
H.1.5. Versión 5: Mejor modelo	156
H.2. Perfil BB'	158
H.2.1. Versión basada en modelos 1D	158
H.2.2. Versión 2: mejor modelo	161
H.3. Perfil CC'	163
H.3.1. Versión basada en modelos 2D	163
H.4. Perfil DD'	165
H.4.1. Versión basada en modelos 2D	165
H.5. Perfil EE'	168
H.5.1. Versión basada en modelos 2D	168



# Capítulo 1

## Introducción

El campo geotermal “El Tatio” ubicado en el norte de Chile a 4200 m.s.n.m. en la Región de Antofagasta abarcando una región de 10  $km^2$  del Altiplano Andino, es el campo de geysers más grande del hemisferio sur y el tercero más grande a nivel mundial, luego de The Geysers en Yellowstone (Estados Unidos) y Dolina Geizerov en Rusia, con más de 100 manifestaciones geotermales (Glennon & Pfaff, 2003). Estudios geofísicos, geológicos, estructurales, geoquímicos, e hidrogeológicos del área han sido desarrollados por diversos autores (Cumming & Mackie (2010); ENG-FCFM (2008); Giggenbach (1978); Glennon & Pfaff (2003); Lahsen (1969); Lahsen & Trujillo (1976); Lucchi *et al.* (2009); Mourguesr (2017); Munoz-Saez *et al.* (2018), entre otros). Es caracterizado por poseer aproximadamente el 10 % de los geysers a nivel mundial y presenta distintas manifestaciones geotermales en superficie tales como geysers, *perpetual spouter*, fumarolas, manantiales calientes, terrazas de sínter y volcanes de lodo. La variedad de manifestaciones, elevación y ubicación geográfica lo convierten en un campo muy particular, que ha sido uno de los más y mejor estudiados en Sudamérica, siendo aún un importante foco de estudio científico.

Los primeros estudios geológicos en la zona se realizaron en la década del 20, cuando ingenieros italianos realizaron un reconocimiento preliminar del área para evaluar su potencial como generador de electricidad (Tocchi, 1923). La exploración sistemática de El Tatio comenzó a partir de un acuerdo entre el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (PNUD) y el Gobierno de Chile, mediante la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), en 1968, a partir desde el cual se efectuaron mapeos geológicos locales (Lahsen & Trujillo, 1976), estudios geoquímicos (Cusicanqui, 1975; Giggenbach, 1978) y estudios geofísicos a escala regional, además de realizarse 13 pozos exploratorios (de 571 a 1816 m de profundidad) distribuidos en la zona. Este proyecto fue terminado en 1981 por las autoridades de la época argumentando falta de financiamiento y debido a la falta de un marco regulatorio.

Entre 1995 y 2002, la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), en conjunto primero con Union Oil Company of California (UNOCAL), y posteriormente con la Corporación Nacional del Cobre (CODELCO), anticipando la creación de la ley que generaría el marco legal para la exploración geotérmica, reestudiaron la información disponible en la época y llevaron a cabo nuevos estudios, entre los que destaca una campaña de 52 estaciones de MT-TDEM, que apuntó a la existencia de un reservorio único para el sistema geotermal El Tatio–La Torta.

En la actualidad, las concesiones de explotación para El Tatio y La Torta se encuentran en manos de Geotérmica del Norte (GDN), sociedad controlada por ENAP y ENEL Green Power Chile Ltda, misma empresa propietaria de la planta geotérmica Cerro Pabellón que se encuentra actualmente en funcionamiento.

La energía geotérmica, actualmente en vías de desarrollo en nuestro país, juega un rol importante en el paso a nuevos métodos de obtención de energía, como lo son las Energías Renovables No Convencionales (ERNC). Actualmente a nivel internacional existes compromisos de una reducción de la emisión de gases de efecto invernadero a nivel mundial con el fin de mitigar los efectos del Cambio Climático, lo que hace urgente un avance en esta materia a nivel nacional. El desarrollo de conocimiento entorno a los sistemas geotermales no solo es un aporte a nivel científico si no que es necesario para el desarrollo de una industria geotérmica responsable en nuestro país. Chile, por ubicarse en una zona de subducción activa aloja una de las cadenas más largas y activas del mundo, posee un potencial geotermal excepcional. Para lograr un uso óptimo de este recurso y su conservación, es necesario comprender a cabalidad los sistemas geotermales de nuestro país, su comportamiento y dinámicas internas.

Esta investigación se encuentra inmersa en el proyecto Fondap-Conicyt “Centro de Excelencia geotérmica de Los Andes” (CEGA), que ha tenido como objeto de estudio el campo geotermal El Tatio durante los últimos años, abarcándolo desde distintas disciplinas como la geología, hidrogeología y geofísica. Fuera de este centro se han realizado distintos estudios geofísicos en la zona por privados, por lo que desafortunadamente muchos de ellos no son de dominio público. Si bien, a la fecha existen varios estudios de geociencias en la zona, aún no es claro el funcionamiento general del campo geotermal, existiendo aún preguntas claves como cuál es la fuente de calor, cuáles son las zonas permeables, cuál es el rol de la estructuras geológicas presentes en la zona para la existencia del campo geotermal, etc.

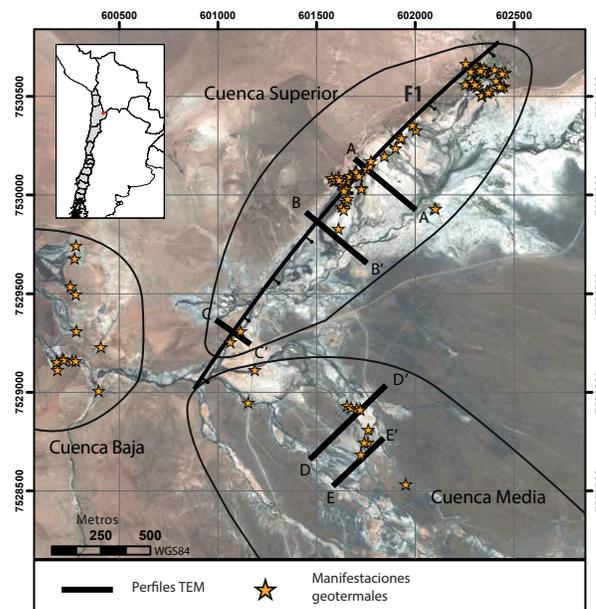


Figura 1.1: Mapa del Campo geotermal El Tatio, sus cuencas principales, manifestaciones geotermales y perfiles de TEM realizados.

Las manifestaciones geotermales del campo geotermal se encuentran distribuidas a lo largo de 3 cuencas principales: Cuenca Superior, Cuenca Media y Cuenca Baja (Glennon & Pfaff, 2003), presentando alineaciones preferenciales en dirección NE-SW en la Cuenca Superior y en dirección NW-SE en la Cuenca Media (Figura 1.1). Estas orientaciones preferenciales han sido asociadas a la presencia de fallamientos que permiten el ascenso de fluidos calientes desde los acuíferos profundos. En la Cuenca Superior, ha sido principalmente asociada a la falla que limitaría el graben El Tatio según Lahsen & Trujillo (1976) y en la Cuenca Media una falla transcurrente ha sido mapeada (e.g ENG-FCFM (2008); Lahsen & Trujillo (1976)). Sin embargo, la dinámica estructural de la zona aún está en controversia, Lahsen & Trujillo (1976) proponen que el campo geotérmico se ubica en una estructura de horst y graben de orientación N-S, asociada a la extensión Plioceno-Cuaternaria, mientras que Lucchi *et al.* (2009) propone que el patrón estructural de El Tatio consiste principalmente en fallas inversas de orientación NNW-SSW, que se desarrollaron durante el Pleistoceno medio y tardío. Los objetivos principales de este trabajo es definir los rasgos estructurales someros del sistema geotermal e identificar cómo estos influyen en el control de los diversos tipos de emanaciones geotermales que se observan en superficie, mejorando de esta forma el modelo conceptual existente en la actualidad para el campo geotermal.

## 1.1. Objetivos

### 1.1.1. Objetivos Generales

Estudiar la estructura somera del sistema geotermal El Tatio, identificando variables que podrían controlar los diferentes tipos de emanaciones superficiales presentes en la zona.

### 1.1.2. Objetivos específicos

- Adquisición de datos geofísicos, específicamente de Transiente Electromagnético (TEM) con el fin de explorar las estructuras someras del subsuelo.
- Determinar mediante modelos de inversión TEM, la distribución de zonas resistivas y conductoras en profundidad, con la finalidad de caracterizar las distintas estructuras del subsuelo.
- Recopilar e integrar información de estudios geofísicos y geológicos previamente realizados en la zona para interpretar los resultados obtenidos y relacionarlos con las posibles estructuras dominantes del campo geotermal y su influencia en el tipo de manifestaciones geotermales que se observan en superficie.

# Capítulo 2

## Marco geológico

### 2.1. Geología Regional

El margen Sudamericano se caracteriza por una continua subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, que ha tenido como consecuencia la formación de la Cordillera de Los Andes, con una extensión de más de 8000 km a lo largo del margen occidental de Sudamerica. La zona de estudio se encuentra situada en la Zona volcánica Central (ZCV;  $14^{\circ} - 28^{\circ}$ ), específicamente entorno a los  $22,32^{\circ}$  S y  $68,02^{\circ}$ W. Los Andes Centrales entre los  $22^{\circ}$ S y los  $25^{\circ}$ S se caracterizan por 7 unidades morfoestructurales de orientación N-S: (1) Cordillera de la Costa, (2) Depresión Central, (3) Precordillera (incluyendo la Cordillera Domeyko) y Depresión pre-Andina, (4) Cordillera Occidental (arco magmático actual), (5) Altiplano-Puna, (6) Cordillera Oriental y (7) Sierra Subandina (Amilibia *et al.*, 2008) (Figura 2.1).

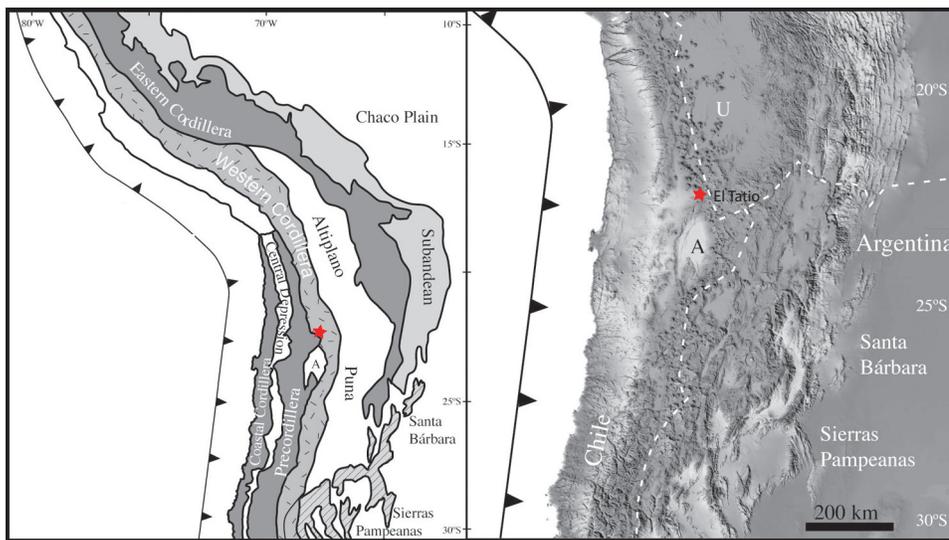


Figura 2.1: Mapa del contexto regional de la zona de estudio. Con una estrella roja se muestra la ubicación del campo geotermal El Tatio. Imágen modificada de Arriagada *et al.* (2006).

El sistema geotermal de El Tatio-La Torta se encuentra ubicado en el vertiente oeste de la Cordillera Occidental, localizándose en las proximidades del arco magmático actual.

## 2.2. Geología Local

### 2.2.1. Litoestratigrafía

Salvo por las formaciones Lomas Negras y San Pedro, ubicadas hacia el oeste en la zona de estudio, la mayor parte de las unidades que afloran corresponden a depósitos piroclásticos o productos volcánicos y subvolcánicos asociados a erupciones ocurridas durante el Neógeno y Cuaternario (Figura 2.2).

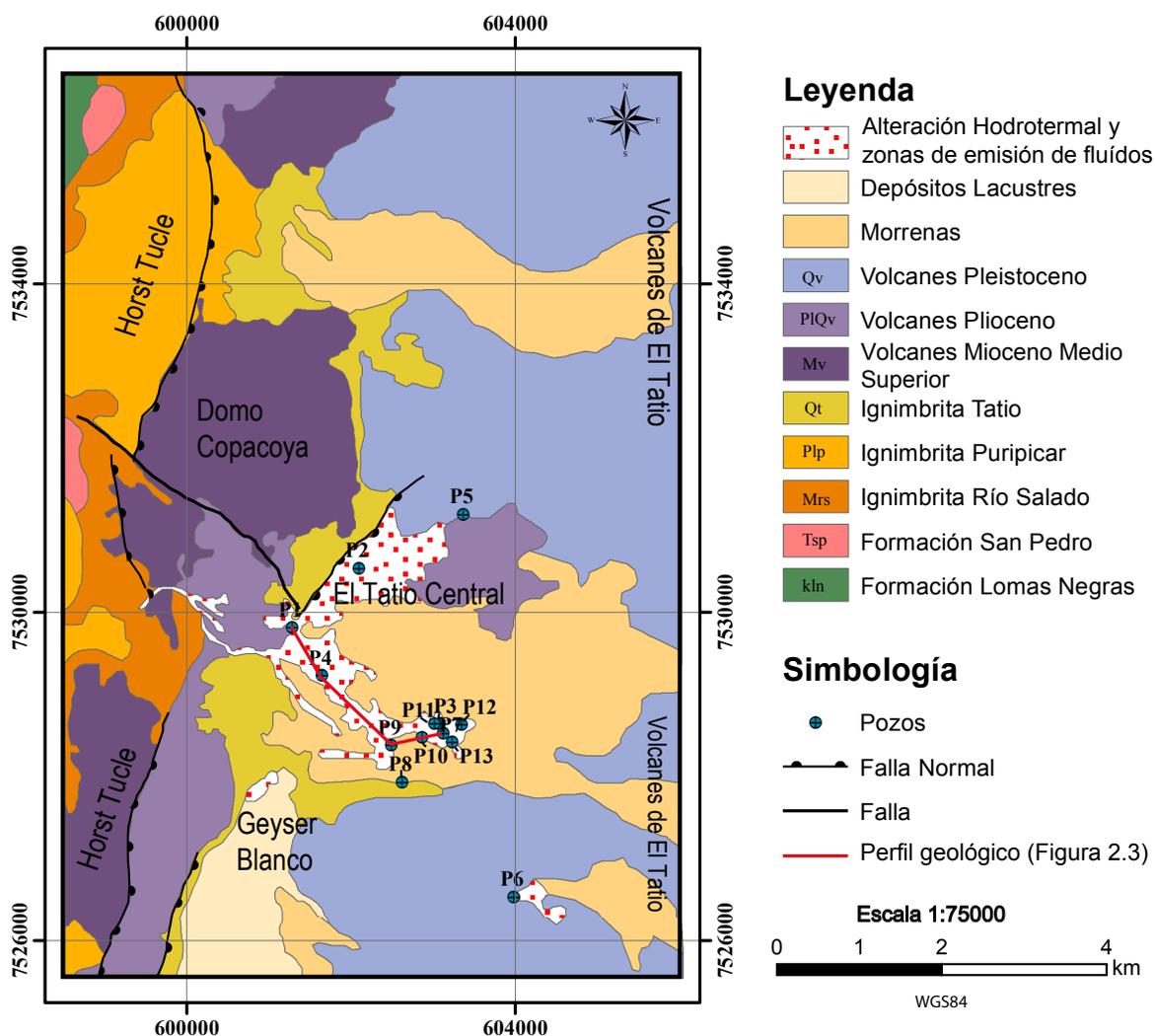


Figura 2.2: Mapa geológico del campo geotermal El Tatio. Modificado de Marinovic & Lahsen (1984).

### **Formación Lomas Negras (kln) [Cretácico]**

Corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias, clásticas, de origen continental y, en parte, marino, y de rocas volcánicas. (Lahsen, 1969; Marinovic & Lahsen, 1984)

### **Formación San Pedro (Tsp) [Oligoceno – Mioceno Inferior]**

Fue definida por Brüggén (1945) como una secuencia que aflora principalmente en la Cordillera de la Sal. En las cercanías de El Tatio. Lahsen (1969) definió la Formación Quebrada Justo como una secuencia constituida por conglomerados, lutitas y areniscas, que sería parte también de la Formación San Pedro (Marinovic & Lahsen, 1984).

### **Ignimbrita Río Salado (Mrs) [Mioceno Superior], Lahsen 1969**

Formada por tobas de cristales bien soldadas, de composición andesítica (Lahsen, 1969; Marinovic & Lahsen, 1984).

### **Conjunto de Volcanes I (Mv) [Mioceno Inferior-Superior]**

Serie de cuerpos volcánicos, coladas de lava y sus depósitos piroclásticos asociados. El cerro Copacoya es parte de esta unidad, y corresponde a un domo de composición dacítica de 7,35 Ma. (Marinovic & Lahsen, 1984).

### **Ignimbrita Sifón (Mss) [Mioceno Superior], Guest 1969**

Tobas de composición dacítica, bien soldadas y cristalizadas (Guest, 1969; Marinovic & Lahsen, 1984).

### **Ignimbrita Puripicar (Plp) [Plioceno Inferior], Guest 1969**

Toba dacítica soldada con alto contenido de cristales y niveles de pómez de espesor variable hacia la base (Guest, 1969). Lahsen & Trujillo (1976) destacan su alta permeabilidad debido a diaclasado y fracturamiento, indicando que este corresponde a uno de los niveles productores más importantes para El Tatio (Figura 2.3).

### **Conjunto de Volcanes II (PlQv) [Plioceno – Pleistoceno]**

Serie de volcanes y flujos de lava que sobreyacen a la Ignimbrita Puripicar e infrayacen a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes III (Marinovic & Lahsen, 1984). La Sierra de

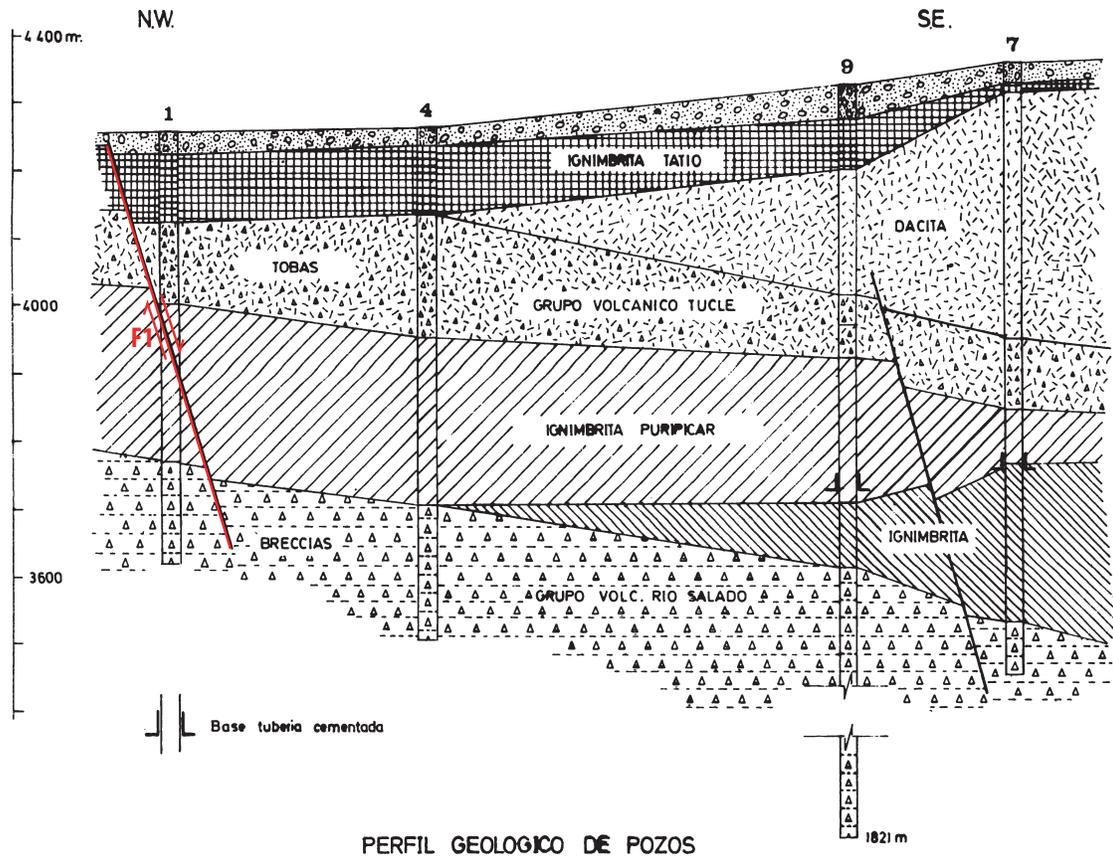


Figura 2.3: Perfil geológico en base a sondajes en El Tatio. Obtenida de Lahsen & Trujillo (1976).

Tucle y las coladas basales del cerro Volcán pertenecen a esta unidad.

### Ignimbrita Tatio (Qt) [Pleistoceno Superior], Lahsen 1969

Lahsen (1969) la denominó como la toba soldada más joven que aflora en el sector del valle de El Tatio, se dispone discordantemente sobre la Ignibrita Puripicar, se intercala entre lavas del Conjunto de Volcanes II e infrayace al Conjunto de volcanes III (Marinovic & Lahsen, 1984).

### Conjunto de Volcanes III(Qv) [Pleistoceno – Holoceno]

Grupo de volcanes y coladas que sobreyacen a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes II, y están cubierto de depósitos no consolidados. A esta unidad pertenecen los cerros Tatio y Volcán y el domo la Torta de Tocopuri (Marinovic & Lahsen, 1984).

## Depósitos No Consolidados

Principalmente corresponden a sedimentos detríticos, principalmente de origen aluvial, los cuales conforman extensos piedemonte y llanuras y, en forma secundaria, de origen volcánico, glacial, eólico y lacustre. (Marinovic & Lahsen, 1984).

### 2.2.2. Estructuras

De acuerdo a Lahsen & Trujillo (1976), el campo geotérmico El Tatio se ubica en una estructura de horst y graben de orientación aproximadamente N-S (Figura 2.4). Está limitado al oeste por el Horst de Serranía Tucle-Lucero, mientras que hacia el este su límite tectónico no se encuentra expuesto, pero podría establecerse en el Grupo Volcánico El Tatio, alcanzando un ancho promedio de unos 7 Km. El Horst de la Serranía Tucle-Lucero y graben El Tatio ha sido asociado a un sistema extensivo durante el Plioceno-Cuaternario que habría permitido el desplazamiento a lo largo de sistemas de fallas normales de orientación N-S.

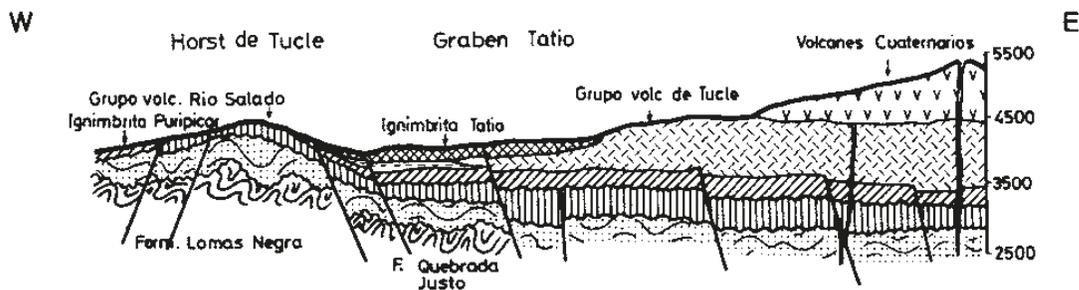


Figura 2.4: Perfil esquemático W-E del campo geotermal El Tatio. Adquirida de Lahsen & Trujillo (1976).

Según Lahsen & Trujillo (1976) el sistema de fallas N-S está asociado a sistemas secundarios de fallas transcurrentes de rumbo tanto NW-SE como NE-SW (Figura 2.5 A) especialmente activas durante el Pleistoceno, afectando sólo a la Ignimbrita Tatio. Estos sistemas han causado la subdivisión de las estructuras principales del campo geotermal en bloques menores desplazando por ejemplo la Loma Lucero hacia el oeste respecto a la Serranía de Tucle y lo mismo con la porción sur del cerro Copacoya. (Lahsen & Trujillo, 1976).

Por otro lado, un mapeo efectuado a una escala 1:50.000 (De Astis *et al.*, 2009; Lucchi *et al.*, 2009) redefine la cinemática de las principales estructuras de la zona caracterizándolas como cabalgamientos de bajo ángulo ( $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ) con vergencia hacia el este. La redefinición se realizaría en base a indicadores cinemáticos preservados en los planos de falla como slickensides, estrías de falla y cristales de calcita sin-cinemáticos. Lucchi *et al.* (2009) entonces propone que el patrón estructural de El Tatio consiste principalmente en fallas inversas de orientación NNE-SSW, desarrolladas durante el Pleistoceno medio y tardío, que son intersectadas por lineamientos tectónicos de menor escala en dirección NW-SE (Figura 2.5 B).

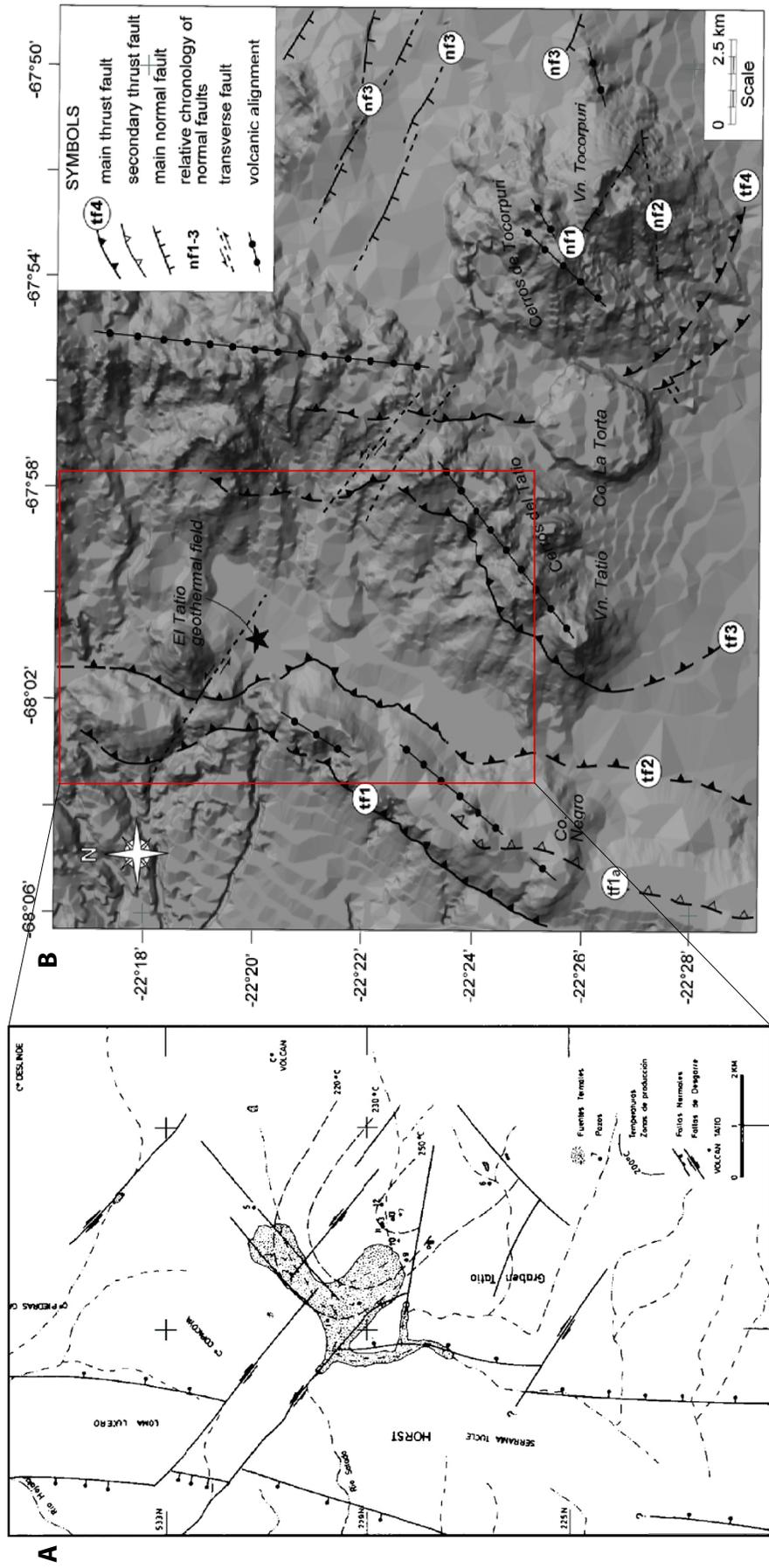


Figura 2.5: A) Esquema tectónico del campo geotermal El Tatio y actividad hidrotermal propuesto por Lahsen & Trujillo (1976). B) Esquema tectónico del campo geotermal El Tatio propuesto por Lucchi *et al.* (2009).

### 2.2.3. Geomorfología

Las manifestaciones termales superficiales de El Tatio se encuentra esparcidas en un área aproximada de  $10 \text{ km}^2$ , encontrándose manifestaciones como fumarolas, geysers, *perpetual spouter*, termas, piscinas de barro, etc (Figura 2.6). Estas alcanzan temperaturas de  $86^\circ\text{C}$ , que corresponden a la temperatura de ebullición del agua a 4200 m.s.n.m y se encuentran principalmente a lo largo de 3 cuencas en las que es posible dividir el campo geotermal según Glennon & Pfaff (2003): Cuenca Superior, Cuenca Media y Cuenca Inferior.

Se define como geyser, una fuente termal que hace erupción intermitente de agua hirviendo, vapor y gases no condensables. Dichas erupciones están asociadas a un sistema de cavidades "tuberías" que determinan la periodicidad de la erupción (e.g Ardid *et al.* (2019); Hurwitz & Manga (2017); Munoz-Saez *et al.* (2015)). Mientras que un *perpetual spouter* corresponde a una fuente termal con una actividad eruptiva continua, como una piscina burbujeante.

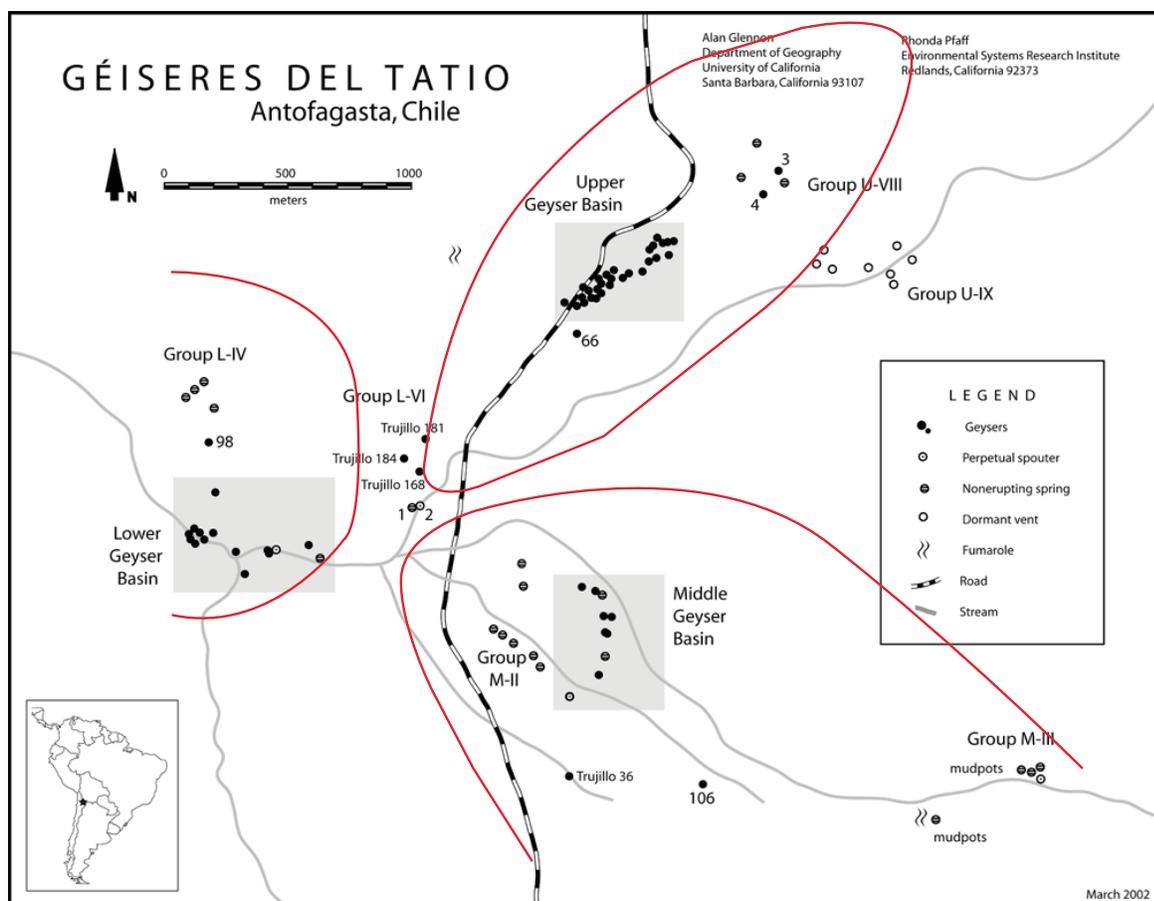


Figura 2.6: Mapa del Campo geotermal El Tatio, sus cuencas principales y las distintas manifestaciones geotermales. Adquirida de Glennon & Pfaff (2003).

## Cuenca Superior

Corresponde a la cuenca más grande, abarcando más de 5 km<sup>2</sup>, y contiene un gran número de manantiales en erupción. Es caracterizada por presentar en su mayoría manifestaciones tipo geyser, además de presentar desarrollo de terrazas de sinter, conos de geyser (tanto activos como inactivos), emisiones fumarólicas a través de grietas, piscinas termales, algunos *perpetual spouters* y canales de descarga. Una de las características importantes es que muchos de sus geysers parecieran tener intervalos y duraciones de erupción predecibles. Además, se encuentra alineada con el bloque oriental de la falla que Lahsen & Trujillo (1976) a definido como normal, que limita el "graben El Tatio". Esta falla es representada en la Figura 2.3 como F1, marcada en rojo.

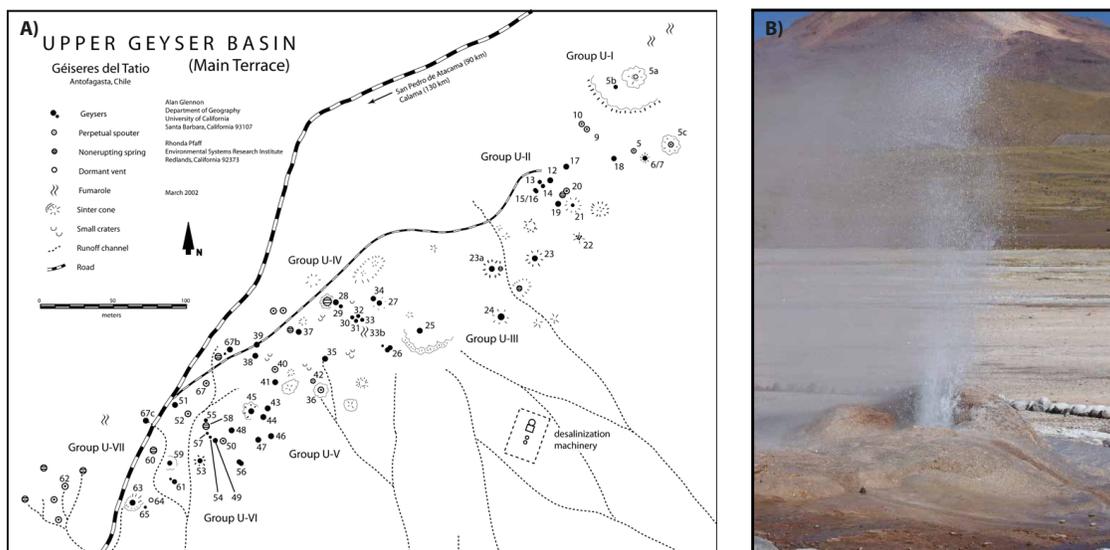


Figura 2.7: a) Mapa de la cuenca superior del campo geotermal El Tatio, adquirida de Glennon & Pfaff (2003). b) Imagen de un geyser que ilustra la actividad en la Cuenca Superior.

## Cuenca Media

Corresponde a la cuenca más sur dentro del campo. Es una planicie de sinter, caracterizada por pozas termales de 3 metros de profundidad con erupciones poco violentas, de intervalos casi continuos y, de altura y duración variable. Las manifestaciones geotermales en esta zona corresponden principalmente a *perpetual spouter*.

## Cuenca Inferior

Es la cuenca más occidental del campo. Presenta poca acumulación de sinter, además de erupciones que ocurren bajo el río Salado que producen eyecciones de sedimento.

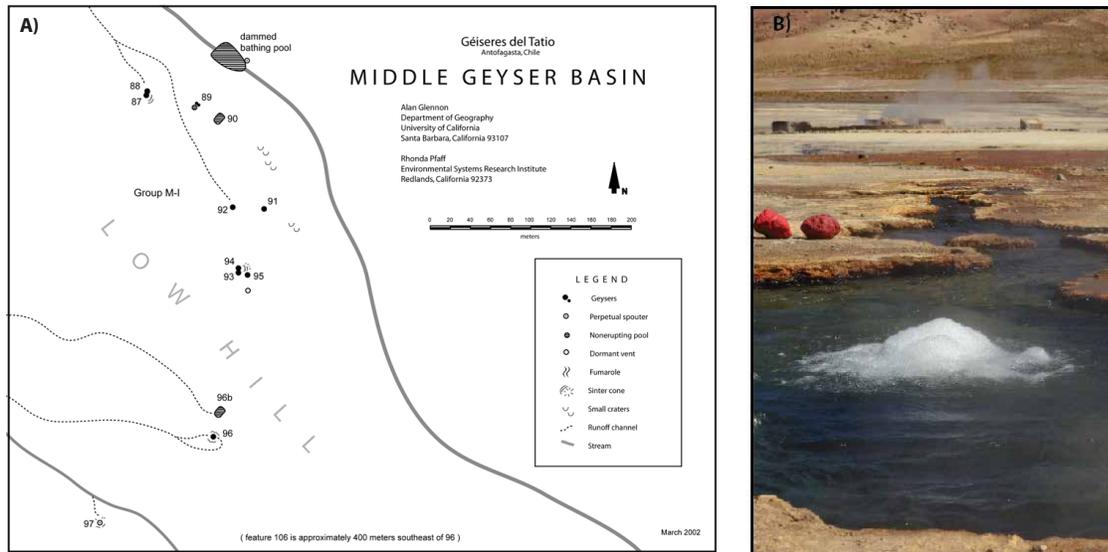


Figura 2.8: a) Mapa de la Cuenca Media del campo geotermal El Tatio, adquirida de Glennon & Pfaff (2003). b) Imagen de un *perpetual spouter*.

## 2.2.4. Hidrogeología

Durante la década de 1970 se efectuó una campaña exploratoria por parte de la CORFO y Naciones Unidas, en la que se hicieron perforaciones de 13 pozos (Figura 2.2) a profundidades entre 600 y 1821 m. A partir de esto se identificaron principalmente 2 zonas permeables que se han asociado a dos reservorios termales a distinta profundidad (Cusicanqui, 1975; Gigenbach, 1978; Glennon & Pfaff, 2003; Lahsen & Trujillo, 1976; Munoz-Saez *et al.*, 2018): Un reservorio profundo y caliente, a más de 600 m de profundidad con temperaturas entre 260° y 270° C, ubicado principalmente en la Ignimbrita Puripicar y en algunas ocasiones en la Ignimbrita Río Saldo; y uno más superficial y frío, a menos de 250 m, con temperaturas entre 160 ° y 170 °C, ubicado principalmente en las Dacitas de Tucle. Los niveles impermeables o con una permeabilidad muy baja en comparación con la unidades hidrogeológicas mencionadas anteriormente, corresponde a las tobas del Grupo volcánico Tucle que cubren el acuífero profundo y la Ignimbrita Tatio que cubre el acuífero caliente más superficial.

La actividad hidrotermal superficial del campo se distribuye principalmente a lo largo de los sistemas de fallas N-S, NW-SE y NE-SW (Marinovic & Lahsen, 1984). Algunas de estas fallas pueden ser inferidas por lineamientos que presentan algunas manifestaciones geotermales y por estructuras superficiales en la misma dirección. Según Lahsen & Trujillo (1976), el flujo de fluidos está gobernado principalmente por el sistema de fallas N-S y sistemas secundarios pleistocénicos NW-SE y NE-SW.

Lo anterior es coherente con modelos hidrogeológicos propuestos por Youngman (1984) y Munoz-Saez *et al.* (2018). Este trabajo se basa en el modelo propuesto por Munoz-Saez *et al.* (2018) a partir de la composición isotópica de las aguas termales de manifestaciones superficiales y aguas meteóricas, constreñido por la información de los pozos cercanos en la

zona (específicamente pozos 1, 2, 3, 4 y 5). Este modelo se ve resumido en la Figura 2.9: El agua de deshielo a más de 5000 m de altura a 15-20 km al este del El Tatio es infiltrada a través de fallas y fracturas hacia las unidades volcánicas, sirviendo como recarga de los acuíferos profundos (A y B), fluyendo de este a oeste a través de gradiente hidráulico. Esta agua es calentada en los 2 reservorios mencionados anteriormente, a diferentes temperaturas, e interactúan con la roca colindante por más de 60 años según estudios de isotopos de tritio. Además, a poca profundidad es posible encontrar agua meteórica local de menos de 60 años que es mezclada con las aguas calientes más profundas que ascenderían por fracturas y/o vías preferenciales de escurrimiento.

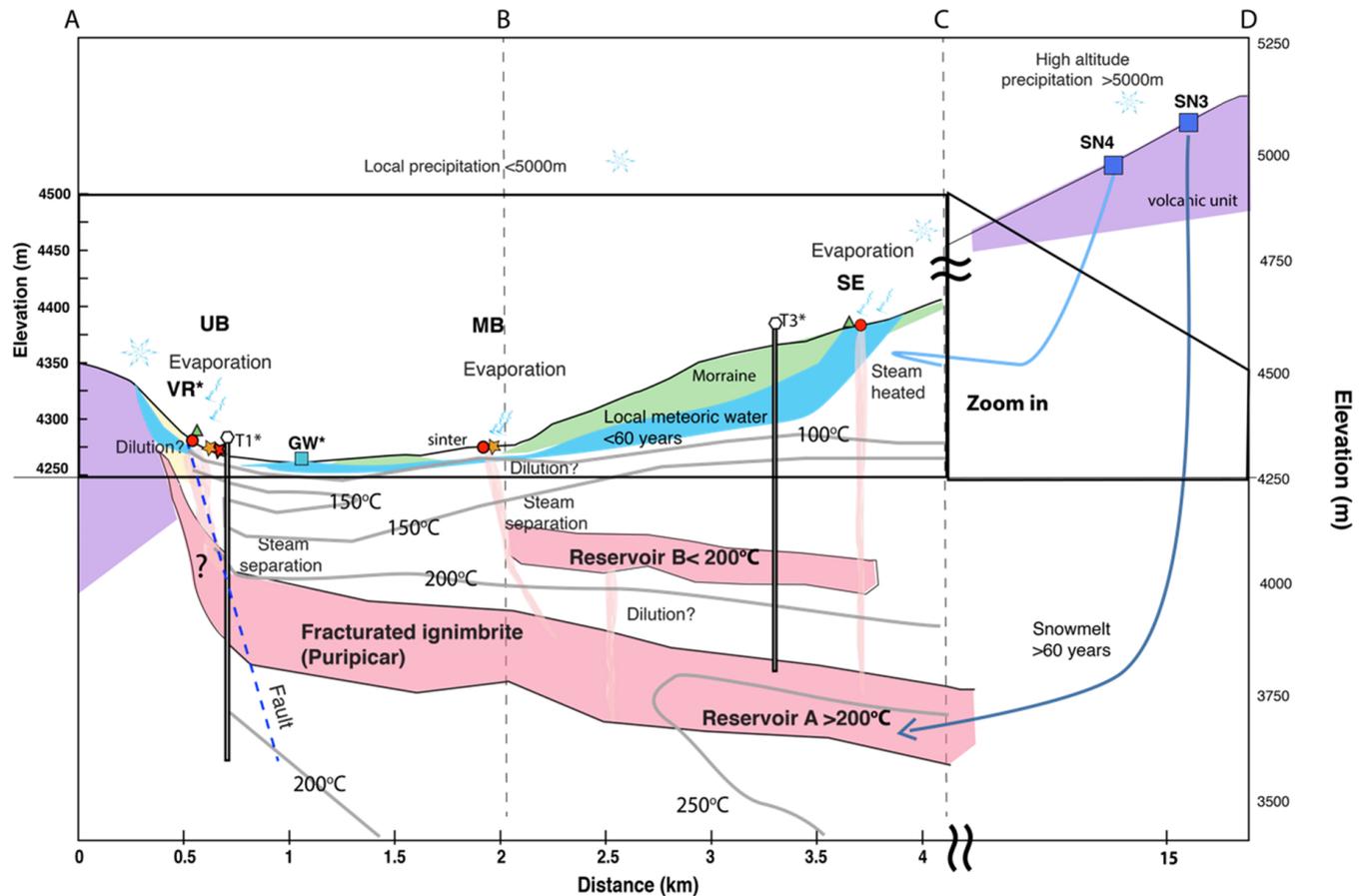


Figura 2.9: Modelo conceptual hidrogeológico del campo geotermal El Tatio. Adquirida de Munoz-Saez *et al.* (2018).

# Capítulo 3

## Marco Teórico

### 3.1. Métodos electromagnéticos

La exploración geofísica es utilizada para obtener información acerca de la subsuperficie de la Tierra que no es posible inferirla por medio de observaciones geológicas en superficie ni por observaciones directas (sondajes). Los métodos electromagnéticos (EM) son utilizados para mapear las estructuras de resistividad subsuperficial basándose en el fenómeno de inducción, relacionando la variación de campos electromagnéticos en el tiempo con las propiedades físicas de la Tierra. Los métodos EM incluyen una gran variedad de técnicas, aplicaciones, alcances e interpretaciones, sin embargo los principios son los mismos, y cada técnica involucra la medición de una o más componentes del campo eléctrico o magnético, ya sea de una fuente natural o artificial.

El método transiente electromagnético (TEM) opera en el dominio del tiempo y utiliza una fuente artificial (transmisor). La respuesta transiente de la Tierra es medida mediante un receptor en distintas ventanas de tiempo luego de apagar la fuente de campo primario. La distribución de resistividades eléctricas determinará principalmente cómo es el proceso de difusión de los campos electromagnéticos.

### 3.2. Mecanismos de conducción eléctrica y resistividad en rocas

Los métodos de inducción geofísica involucran la medición del flujo de corriente eléctrica en la Tierra conductiva, por lo tanto, la resistividad eléctrica ( $\rho = 1/\sigma$ ) del suelo es de crucial importancia. La corriente eléctrica se propaga predominantemente de 3 maneras en la Tierra: electrónica, electrolítica y dieléctrica. La conducción electrónica prevalece principalmente en presencia de electrones libres en la materia. En la mayoría de los casos es despreciable, pero hay excepciones para rocas que contienen minerales altamente conductivos como la magnetita o hematita. La conducción electrolítica se presenta cuando las rocas son porosas

y esos poros se ven rellenos con fluidos que contienen iones libres, como el agua salina. Finalmente la conducción dieléctrica, ocurre en malos conductores que poseen poca cantidad de iones libres. En el caso de los métodos de inducción electromagnética en bajas frecuencias y resistividades moderadas, la conducción dieléctrica es despreciable en comparación con los otros mecanismos de conducción (Yogeshwar, 2014).

Para materiales cercanos a la superficie las resistividades pueden variar desde 0.1 a 10000  $\Omega m$  (Auken *et al.*, 2006; Carmichael, 1989) y sus valores dependerán de distintos factores como la temperatura, presión, porosidad, permeabilidad, estructura cristalográfica, alteración termal y composición química. En la corteza terrestre, constituida principalmente por silicatos, las resistividades suelen ser altas, por sobre los 100  $\Omega m$ . Las bajas resistividades suelen estar asociadas a la presencia de rocas que contienen minerales conductores como arcillas, grafitos, minerales metálicos y/o la presencia de fluidos o eventualmente la presencia de magma fundido. Archie *et al.* (1942) propone una ley empírica que establece que la resistividad de una roca ( $\rho_r$ ) depende de la resistividad del fluido que contiene ( $\rho_f$ ), su porosidad ( $\phi$ ) y un exponente de cementación ( $m$ ):

$$\rho_r = \rho_f \phi^{-m} \quad (3.1)$$

En la Figura 3.1 se muestra la relación entre la resistividad/conductividad y distintas litologías, determinada por observaciones en campañas geológicas y geofísicas por Palacky (1988).

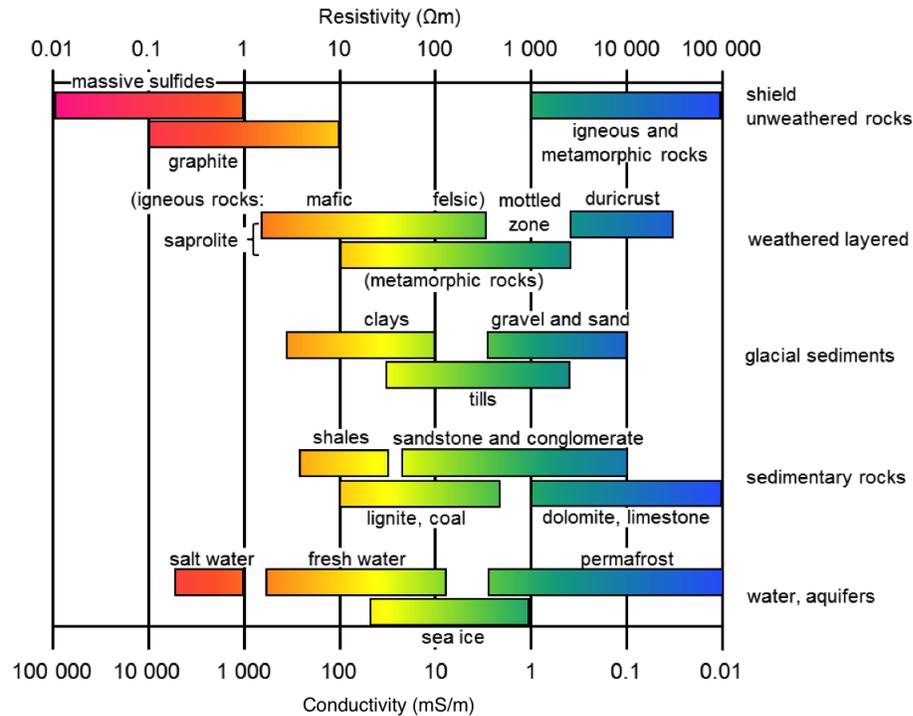


Figura 3.1: Resistividad eléctrica para diferentes litologías. Imagen obtenida de Palacky (1988).

### 3.2.1. Conductividades en sistemas geotermales.

Los sistemas geotermales presentan grandes variaciones de su estructura de resistividades, debido principalmente a las variaciones de temperatura, la presencia de fluidos salinos y la alteración hidrotermal. Los modelos de resistividades en sistemas geotermales de alta entalpía han sido ampliamente estudiados mediante métodos geofísicos (Árnason *et al.* (2010, 2000); Cumming & Mackie (2010); Heise *et al.* (2008); Manzella *et al.* (2010); Muñoz (2014); Oskooi *et al.* (2005); Risk *et al.* (2003); Ussher *et al.* (2000) entre otros). Se ha logrado identificar que las zonas más conductoras suelen estar por sobre el reservorio donde las temperaturas son menores y los productos de alteración hidrotermal son la causa más común de las bajas resistividades. A temperaturas mayores, los productos de alteración son menos conductores y por lo tanto el reservorio como tal suele tener resistividades más altas.

Un esquema de las estructuras y diferencias resistivas que se pueden observar en sistemas geotérmicos de alta entalpía, como es el caso del campo geotermal El Tatio, se muestra en la Figura 3.2:

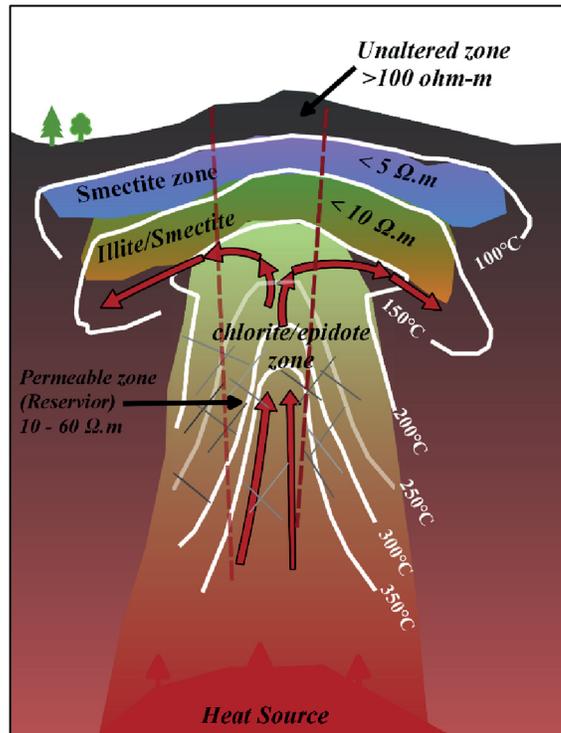


Figura 3.2: Modelo conceptual de resistividades de un sistema geotermal. Obtenida de Cherkose & Mizunaga (2018).

En sistemas de alta entalpía, las conductividades presentes dependen fuertemente de los tipos de alteración, que están directamente relacionadas con las temperaturas a las que se encuentra o ha encontrado la roca (Muñoz, 2014; Ussher *et al.*, 2000). En general es posible identificar 3 zonas de importancia: una primera capa superficial de roca inalterada a temperaturas menores a los 70 °C; luego una capa de bajas resistividades < 10 Ωm debido a la presencia de minerales de arcilla, esta zona actúa como capa impermeable confinadora del

reservorio; y finalmente una zona permeable que corresponde al reservorio geotermal desde donde los fluidos calientes migran hacia arriba por medio de fracturas y/o fallas, y es una zona de alta resistividad (sobre los 10-60  $\Omega m$ ) debido a la formación de minerales de alteración a temperaturas mayores a los 200°C .

En la mayoría de los sistemas hidrotermales, la capa confinadora es producida por prolongadas reacciones entre la roca y los fluidos termales, que producen minerales de alteración en un gran rango de temperaturas entre los 70°C y 200°C (Caldwell *et al.*, 1986; Muñoz, 2014). A temperaturas entre los 70°C y 150°C, la alteración está altamente dominada por la presencia de esmectita. A temperaturas mayores, minerales de alteración como la illita y/o clorita es intercalada con esmectita formando una zona mixta, especialmente sobre los 180°C. A temperaturas sobre los 220 – 240°C, la alteración es predominantemente formada por minerales de clorita y epidotita. A bajas temperaturas < 150°C, los minerales de alteración (esmectita-illita) son significativamente más conductores que los de alta temperatura (clorita-epidotita) (Bjornsson & Hersir, 1981; Muñoz, 2014) como se observa en la Figura 3.2. La esmectita e illita presentan cationes ligeramente unidos que los convierten en minerales altamente conductores con alta capacidad de intercambio de cationes, en cambio la clorita y epidotita presentan todos sus iones unidos dentro de la red cristalina y por lo tanto son minerales más resistivos (Deer & Zussman, 1962).

### 3.3. Ecuaciones de Maxwell

Todos los fenómenos electromagnéticos son gobernados por las ecuaciones de Maxwell, que corresponden a ecuaciones lineales de primer orden desacopladas, pero que pueden ser acopladas mediante relaciones constitutivas empíricas. Las **Ecuaciones de Maxwell** se describen a continuación:

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = q \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0 \quad (3.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} \quad (3.5)$$

La ecuación (3.2) corresponde a la **Ley de Gauss** que señala que la densidad de carga eléctrica es la fuente de un campo eléctrico (de desplazamiento)  $\mathbf{d}$  y la ecuación (3.3) es la **Ley de Gauss** para el campo magnético que indica que no existen monopolos magnéticos. La ecuación (3.4) corresponde a la **Ley de Faraday**, que muestra que la variación en el

tiempo de un campo magnético induce un campo eléctrico en dirección circular opuesta con su eje paralelo al campo magnético. En la ecuación (3.5) se representan 2 tipos de flujos de corriente, el primero corresponde a  $j$ , que es llamado ohmico o galvánico, mientras que el segundo es llamado corriente de desplazamiento  $\partial_t \mathbf{d}$ , esta ecuación corresponde a la **Ley de Ampere**, que señala que una corriente eléctrica da origen a un campo magnético en dirección circular en que el eje es paralelo a la corriente eléctrica, y del mismo modo un campo eléctrico (de desplazamiento) variable también soporta un campo magnético circulante. Las últimas 2 ecuaciones de Maxwell son de particular importancia para los métodos EM, pero para comprender su relación con la materia es necesario combinarlas con las ecuaciones constitutivas:

$$\mathbf{d} = \varepsilon \mathbf{e} \quad (3.6)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \quad (3.7)$$

Y con la Ley de Ohm, que relaciona la densidad de corriente con la intensidad del campo eléctrico:

$$j = \sigma \mathbf{e} \quad (3.8)$$

Donde  $\varepsilon$  corresponde a la permitividad eléctrica,  $\mu$  a la permeabilidad magnética y  $\sigma$  a la conductividad, que corresponden a propiedades del medio.

Las variables que corresponden a vectores, de aquí en adelante. se mostrarán en negrita, aquellas que se utilicen en el dominio del tiempo se mostrarán en minúscula, mientras que las que se usen en el dominio de la frecuencia se mostrarán en mayúscula. La cantidades básicas y unidades de las variables son resumidas en la Tabla 3.1.

Variable	Símbolo	Unidades SI
Intensidad del campo eléctrico	<b>e</b>	$\frac{V}{m}$
Desplazamiento dieléctrico	<b>d</b>	$\frac{C}{m^2}$
Campo magnético	<b>b</b>	$\frac{Vs}{m^2}$
Intensidad campo magnético	<b>h</b>	$\frac{A}{m}$
Flujo de corriente	j	$\frac{m^2}{s}$
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	$\sigma$	$\frac{Am}{Vs} = \frac{A}{Vm}$
Resistividad eléctrica	$\rho$	$\Omega m = \frac{Vm}{A}$

Tabla 3.1: Variables básicas utilizadas en electromagnetismo y sus unidades. Los vectores son presentados como caracteres en negrita. La unidades están en el sistema internacional (SI).

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

Es posible obtener las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia aplicando la Transformada de Fourier:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (3.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu\mathbf{H} \quad (3.11)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} + i\omega\varepsilon\mathbf{E} \quad (3.12)$$

### 3.4. Ecuación del telegrafista y ecuación de Helmholtz

Si consideramos un medio isotrópico y de conductividad homogénea, por lo tanto sin presencia de cargas libres y tomamos el rotor a la Ley de Faraday (3.4):

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \times \mathbf{b}) \quad (3.13)$$

Luego, en consecuencia de la segunda ecuación constitutiva (3.7) se tiene que  $\nabla \times \mathbf{b} = \mu\nabla \times \mathbf{h}$  y considerando la Ley de Ampere (3.5),  $\nabla \times \mathbf{b} = \mu(j + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t})$ . Finalmente, utilizando la Ley de Ohm (3.8), y aplicando la primera derivada temporal a la primera ecuación constitutiva (3.6), se obtiene:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial}{\partial t}(\mu\sigma\mathbf{e} + \mu\varepsilon\frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t}) = -\mu\sigma\frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} - \mu\varepsilon\frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} \quad (3.14)$$

Por otra parte, considerando una de las identidades del rotor, tenemos que :

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{e}) - \nabla^2 \mathbf{e}$$

Dado que estamos considerando un medio homogéneo, no hay acumulación de carga y por lo tanto  $\nabla \cdot \mathbf{e} = 0$ , lo que implica que  $\nabla \times \nabla \times \mathbf{e} = -\nabla^2 \mathbf{e}$ , con lo que se obtiene:

$$\nabla^2 \mathbf{e} = \mu\sigma\frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} + \mu\varepsilon\frac{\partial^2 \mathbf{e}}{\partial t^2} \quad (3.15)$$

Realizando un procedimiento similar, pero aplicando el rotor a la Ley de Ampere (3.5) se obtiene una ecuación idéntica para el campo magnético:

$$\nabla^2 \mathbf{b} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{b}}{\partial t^2}$$

Estas relaciones, de forma generalizada, son conocidas como la **Ecuación del Telegrafista**, donde  $\mathbf{f} \in \{\mathbf{e}, \mathbf{h}\}$ :

$$\nabla^2 \mathbf{f} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{f}}{\partial t^2} \quad (3.16)$$

Es posible escribirla en el dominio de la frecuencia, considerando una dependencia temporal periódica ( $\sim e^{i\omega t}$ ), aplicando una transformada de Fourier con respecto al tiempo ( $\partial_t \rightarrow i\omega$ ):

$$\nabla^2 \mathbf{F} - i\omega\mu\sigma \mathbf{F} + \mu\varepsilon\omega^2 \mathbf{F} = 0 \quad (3.17)$$

Esta ecuación es conocida como la **Ecuación de Helmholtz**, y podemos escribirla en función del número de onda  $k^2 = \mu\varepsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma$  donde el primer termino hace referencia a las corrientes de desplazamiento y el segundo a las de conducción:

$$\nabla^2 \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = 0 \quad (3.18)$$

Considerando las conductividades de la mayorías de los materiales de la Tierra, para la gran mayoría de las frecuencias o tasas de muestreo utilizadas en los métodos de inducción geofísica ( $< 10^5$  Hz), las corrientes de conducción son mucho más grandes que las corrientes de desplazamiento (Nabighian & Macnae, 1991), es decir  $\omega\mu\sigma \gg \mu\varepsilon\omega^2$  en (3.17), por lo que la Ecuación del Telegrafista y la de Helmholtz, en una aproximación cuasi estática se reducen a las conocidas como **Ecuaciones de difusión** en el tiempo y frecuencia:

$$\nabla^2 \mathbf{f} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} \quad (3.19)$$

$$\nabla^2 \mathbf{F} = i\omega\mu\sigma \mathbf{F} \quad (3.20)$$

En la aproximación cuasi estática, el número de onda corresponde a  $k^2 = \sqrt{-i\mu\sigma\omega}$ . Sin embargo, esta aproximación no siempre es válida, por ejemplo, en radiomagnetoteléfrica que utiliza frecuencias mayores a 1 MHz o en el caso del método georadar, en que la naturaleza de la onda es parte del método, la ecuación de onda completa debe ser resuelta. En el caso del presente estudio, que utiliza el método transiente electromagnético en un rango de frecuencias aproximado entre los 10 Hz y  $10^6$  Hz, la aproximación cuasi estática es válida.

## Soluciones para onda plana en un medio uniforme

La versión 1-D de las ecuaciones de difusión (3.19) y (3.20) quedan dadas por:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{f}}{\partial z^2} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} \quad \frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial z^2} = i\omega\mu\sigma \mathbf{F} \quad (3.21)$$

Una solución básica a la ecuación (3.21) es un campo EM con decaimiento positivo en profundidad con dependencia temporal sinusoidal  $e^{i\omega t}$  en un medio uniforme de conductividad  $\sigma$  (Ward & Hohmann, 1988):

$$\mathbf{f}(z, t) = \mathbf{f}_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} \quad (3.22)$$

$k$  en este caso corresponde al número de onda que hace referencia, en la aproximación cuasi estática, a las corrientes de conducción. Dado que  $k$  es un número complejo, podemos escribirlo como  $k = \alpha - i\beta$ . Cuando las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento,  $\alpha$  y  $\beta$  son cantidades reales idénticas (Stratton, 1983) definidas por  $\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$ . Entonces las soluciones, pueden ser escritas como:

$$\mathbf{f}(z, t) = \mathbf{f}_0^+ e^{i\omega t} e^{-i\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}}z} \quad (3.23)$$

Donde  $\mathbf{f}_0^+$  es la amplitud inicial del campo electromagnético. El último término, dado que contiene un exponente real, indica que  $\mathbf{f}$  decaerá con la profundidad  $z$ , es decir, es un factor de atenuación. En un medio conductor, las ondas EM reducirán su amplitud por un factor de  $1/e$  en profundidad, lo que define el conocido skin depth, referido en el dominio de la frecuencia (FD):

$$\delta_{FD} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (3.24)$$

## Soluciones para una excitación tipo escalón en un medio conductor uniforme

El segundo set de soluciones interesante es para un campo magnético y eléctrico impulsivo en  $z = 0$ , excitación con una función escalón. Si las corrientes de desplazamiento son despreciables, las soluciones, que pueden ser derivadas de la transformada de Fourier inversa de (3.20), puede escribirse según Ward & Hohmann (1988) como:

$$\mathbf{f}(z, t) = \mathbf{f}_0^+ \frac{\sqrt{\mu\sigma}z}{2\pi^{1/2}t^{3/2}} e^{-\mu\sigma z^2/4t} \quad (3.25)$$

Calculando la derivada respecto a  $z$  de la ecuación (3.25) e igualándola a 0, nos muestra

que para un tiempo fijo, el campo alcanza un máximo en  $z_{max} = \delta_{TD}$  que corresponde a la profundidad de difusión para sondajes en el dominio del tiempo (TD):

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \quad (3.26)$$

El skin depth es proporcional a  $\sqrt{1/\omega}$ , mientras que la profundidad de difusión es proporcional a  $\sqrt{t}$ . Tomando la derivada de  $\delta_{TD}$  respecto al tiempo, se obtiene la velocidad de propagación  $v$  del campo electromagnético máximo:

$$v = \partial_t \delta_{TD} = \frac{1}{\sqrt{2\mu\sigma t}} \quad (3.27)$$

Para un tiempo fijo  $t$  la profundidad de difusión en un buen conductor decrece en comparación con un mal conductor.

### 3.5. Transiente electromagnético (TEM)

Existen diversas configuraciones de medición en el método transiente electromagnético. Para investigaciones poco profundas la más utilizada es un loop cuadrado horizontal sobre el suelo, por el que se hace circular una corriente directa que induce un campo magnético primario. A un tiempo  $t = 0$  esta corriente es interrumpida abruptamente (función escalón) y los campos secundarios inducidos en el suelo pueden ser medidos en ausencia del campo primario mediante un receptor. Acorde a la Ley de Faraday, un cambio abrupto del campo primario transmisor generará una variación temporal del campo magnético que ocasionará una inducción electromagnética en el subsuelo colindante, conocidas como **corrientes de Eddy o de Foucault**. Bajo la aproximación cuasi-estática (Grant & West, 1965), inmediatamente después del “switch-off” la corriente es inicialmente confinada en la vecindad del loop transmisor y será exactamente igual a la corriente del loop transmisor antes del “switch-off”. Luego, debido a las pérdidas ohmicas según la conductividad del subsuelo, las corrientes superficiales inducidas se disiparán dentro del suelo conductor a medida que pasa el tiempo (Nabighian & Macnae, 1991; Yogeshwar, 2014). Para un semi-espacio uniforme o de capas las corrientes inducidas del sistema fluirán de manera horizontal, por lo que no existirá componente vertical del campo eléctrico  $\mathbf{E}$  o densidad de corriente  $\mathbf{j}$ . Esto es consecuencia directa del contraste de resistividades y las condiciones de borde de los campos EM en la interfaz aire-Tierra (Nabighian & Macnae, 1991). La difusión es posible ilustrarla para varios tiempos después del “switch-off” de corriente primaria (Figura 3.3b). La corriente directa primaria puede ser positiva o negativa y un ciclo-periodo  $T$  implica dos “switch-off” y dos pulsos “switch-on” (Figura 3.3a). Como se observa, el encendido no se emplea técnicamente tan rápido como el apagado.

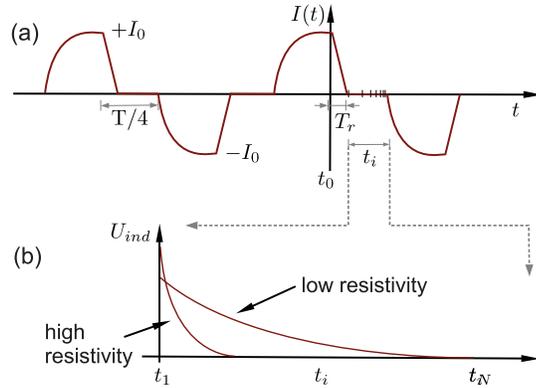


Figura 3.3: (a) Forma de onda de la corriente  $I(t)$  del transmisor. (b) Voltaje inducido en un loop receptor sobre un medio de alta y baja resistividad.  $T_r$  es la rampa de tiempo del “switch-off” y  $t_i$  los distintos tiempos de adquisición de datos. Modificada de Yogeshwar (2014), obtenida de Asten (1987).

La Figura 3.4(a) ilustra la difusión en tres tiempos distintos después del “switch-off” de la corriente del transmisor. Este campo eléctrico horizontal puro se denomina Modo-TE (eléctrico tangencial) y tiene una forma toroidal pura. Los filamentos de corriente equivalente (3.4a) inducen un campo magnético que por consecuencia también será variable en el tiempo (se ilustra en Figura 3.4(b)), e interactuará con el receptor ubicado en superficie. En un espacio uniforme, Nabighian (1979) mostró que el filamento de corriente equivalente se difunde hacia abajo en un ángulo aproximado de  $47^\circ$ .

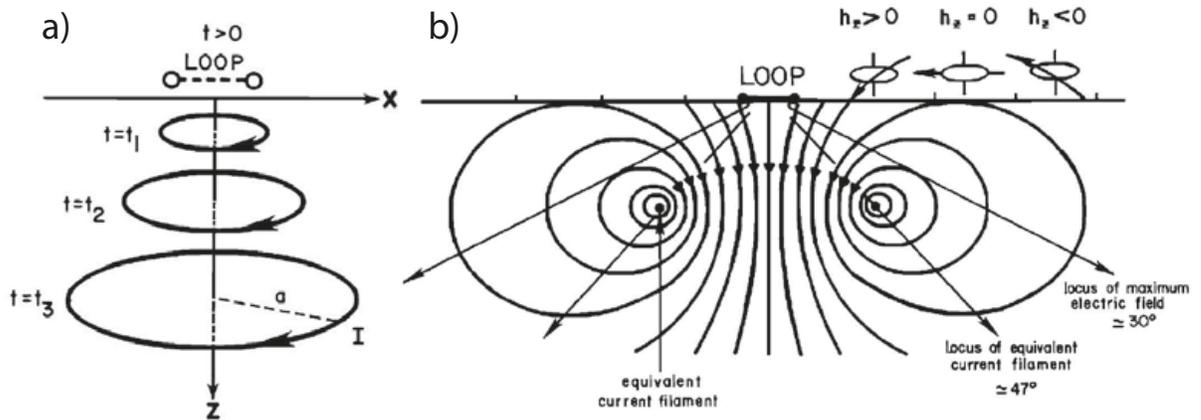


Figura 3.4: (a) Sistema de filamentos de corriente equivalentes sobre una tierra conductora a tres tiempos diferentes después del “switch-off” del loop transmisor. (b) Líneas de campo magnético para un tiempo particular después del “switch-off”. Modificada de Nabighian & Macnae (1991).

Existen distintas configuraciones en que se utilizan por ejemplo transmisores dipolares directos en contacto con el suelo. Como receptores se puede utilizar magnetómetros, bobinas de inducción o bucles de alambre para medir la componente vertical del campo magnético secundario (o su derivada temporal). Sin embargo, en algunos casos, si se está interesado en estructuras multidimensionales del subsuelo, se puede utilizar receptores en las tres componentes. En caso de utilizar una bobina de inducción o un loop como receptor, la magnitud medida será el voltaje inducido:

$$U_{ind} = -\frac{\partial}{\partial t} \int_{A_{rx}} \mathbf{b} \cdot \mathbf{n} \, dA_{rx} \quad (3.28)$$

Donde  $A_{rx}$  es el área del receptor y  $\mathbf{n}$  es la normal a la superficie. Antes de generar el corte abrupto de la corriente en el loop transmisor, el flujo a través de  $A_{rx}$  es constante y por lo tanto el voltaje inducido es cero. Además, dado que el sistema transmisor y el loop actúan como un circuito inductivo por si mismo, el “switch-off” de corriente no es instantáneo y el tiempo finito de este es llamado Tiempo de rampa  $T_r$  y es necesario tenerlo en cuenta al momento de procesar los datos.

Existen distintos tipos de arreglos geométricos transmisor-receptor aplicables en terreno. Cuando el receptor se posiciona justo en el centro del bucle transmisor, se domina **loop central** (Figura 3.5a), mientras que si se posiciona fuera del transmisor se denomina **loop no concéntrico** (Figura 3.5b). El último a menudo es utilizado para verificar variaciones laterales de resistividad, comparando el voltaje obtenido a distintas distancias del centro del loop transmisor.

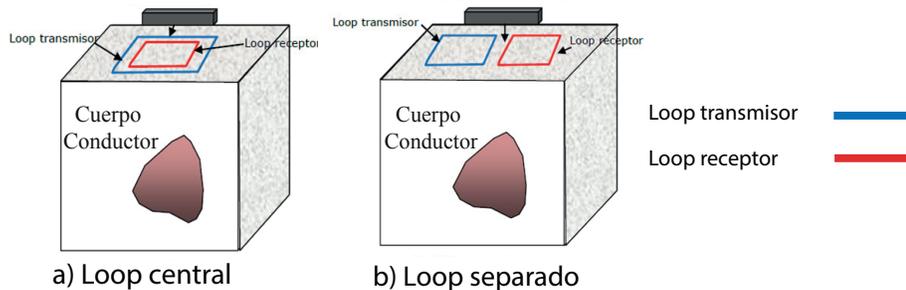


Figura 3.5: Tipos de configuración: (a) Loop central (b) Loop Separado. Imagen modificada Blanco (2017).

### 3.5.1. Solución para un loop circular sobre un medio estratificado

La solución de las ecuaciones de onda para un loop circular sobre un medio estratificado como se observa en la Figura 3.6 descrita a continuación se basa principalmente en Morrison *et al.* (1969), Ward & Hohmann (1988), Spies & Frischknecht (1991) y Nabighian & Macnae (1991), Blanco (2017), entre otros.

Se considera un loop circular de radio  $a$  sobre un medio estratificado por donde circula una corriente  $I$  (marcado en rojo en la Figura 3.6). Cada capa corresponde a un medio eléctricamente homogéneo, lineal e isotrópico, con un espesor  $h_i$ , conductividad  $\sigma_i$ , permitividad eléctrica  $\varepsilon_i$  y permeabilidad magnética  $\mu_i$ . Tal y como se mide en campo, las mediciones de campo magnético, que contienen la información de las propiedades físicas del medio estratificado, se realizan en superficie. En la práctica, por simplicidad en campo se suelen utilizar loops cuadrados, que es una buena aproximación de un loop circular con la misma área efectiva según Raiche & Spies (1981) y Ward & Hohmann (1988).

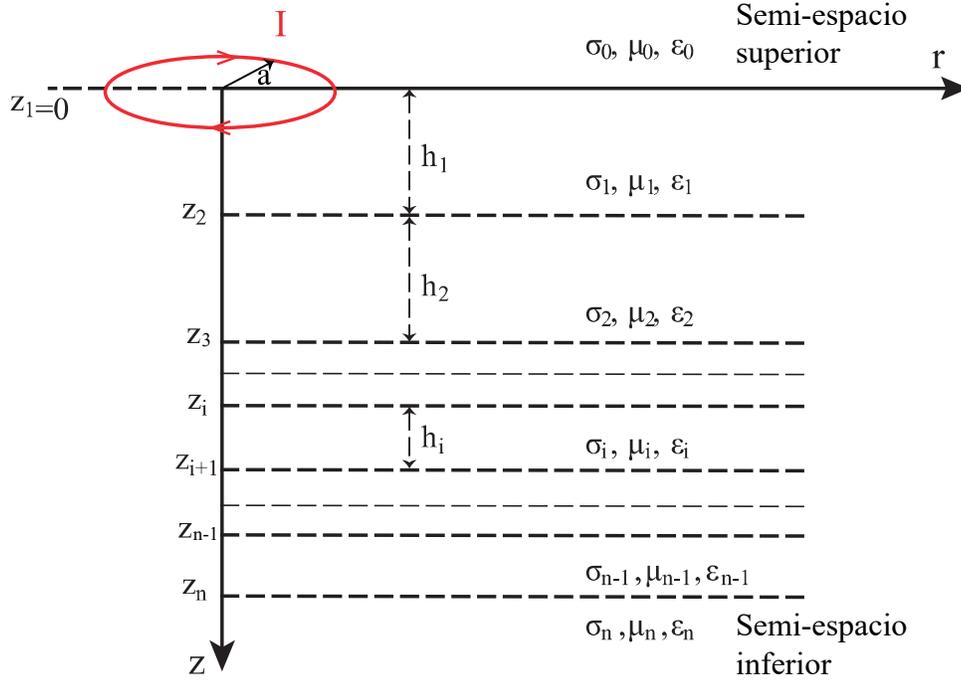


Figura 3.6: Modelo de capas planas eléctricamente homogéneas. La primera (índice 0) y la última capa (índice  $n$ ) son semi-espacios superior e inferior respectivamente. El semi-espacio superior corresponde a la capa de aire (vacío) cuyo límite inferior es la superficie terrestre. En este semi-espacio se ubica el loop transmisor de radio  $a$ , situado en la superficie y por el que circula una corriente  $I$ . En este semi-espacio también se ubica el loop receptor. Cada capa se caracteriza por su conductividad eléctrica ( $\sigma$ ), su permeabilidad magnética ( $\mu$ ), su permitividad eléctrica ( $\varepsilon$ ) y su espesor  $h$ . Figura modificada de Blanco (2017).

Por simplicidad, es posible trabajar en coordenadas cilíndricas. Por simetría del problema el campo eléctrico tendrá sólo componente tangencial ( $\theta$ ) y el campo magnético tendrá componente radial y vertical ( $r$  y  $z$ ), es decir:

$$\mathbf{E} = (0, \mathbf{E}_\theta, 0) \quad \mathbf{H} = (\mathbf{H}_r, 0, \mathbf{H}_z) \quad (3.29)$$

Las soluciones para  $E$ ,  $H_r$  y  $H_z$  en el semi-espacio superior son descritas a continuación. El desarrollo matemático de estas se muestran en mayor detalle en Apéndice A.  $J_1$  corresponde a la función de Bessel de orden 1,  $Z_i$  la impedancia intrínseca y  $Z^i$  la impedancia de entrada.

$$E_0(r, z, \omega) = -\frac{i\omega I(\omega)\mu_o a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.30)$$

$$H_{r0}(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty e^{-u_0 z} \left[ 1 - \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.31)$$

$$H_{z0}(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (3.32)$$

Un caso importante para estas últimas ecuaciones, es aquel en que las mediciones se hacen en superficie. Para esto basta considerar  $z = 0$  y las ecuaciones anteriores quedan como:

$$E_0(r, 0, \omega) = -i\omega\mu_o a I(\omega) \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.33)$$

$$H_{r0}(r, 0, \omega) = I(\omega) a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z_0}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.34)$$

$$H_{z0}(r, 0, \omega) = I(\omega) a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (3.35)$$

## Loop Central

En esta tesis, uno de los casos importantes a desarrollar es el cálculo del campo magnético  $B_z = \mu_0 H_z$  en superficie ( $z = 0$ ) y en el origen ( $r = 0$ ), es decir, cuando el loop receptor se encuentra centrado con el loop transmisor. Se obtiene entonces:

$$B_{z0}(0, 0, \omega) = I(\omega)\mu_o a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (3.36)$$

Considerando la Ley de inducción de Faraday (3.4), la derivada temporal de este campo es proporcional al voltaje (Fuerza Electromotriz) inducido en el loop receptor. La evolución en el tiempo de esta señal será determinada por la estructura de resistividades del subsuelo. La derivada temporal de la ecuación (3.36) se obtiene multiplicando el espectro  $I(\omega)$  de la corriente en el loop transmisor por  $i\omega$ . Considerando un corte abrupto de la corriente de amplitud  $I_0$  en  $t = 0$  como una función escalón como se representa en la Figura 3.7, se tiene que:

$$I(\omega) = -\frac{I_0}{i\omega} \quad (3.37)$$

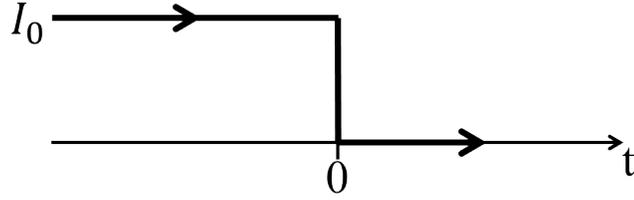


Figura 3.7: Función escalón, corte abrupto de la corriente de amplitud  $I_0$ .

Considerando las últimas 2 ecuaciones, se obtiene la derivada temporal de  $B_z$ :

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \dot{B}_z(0, 0, \omega) = -I_0 \mu_0 a \int_0^\infty \frac{1}{\mu_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (3.38)$$

### Solución semi-espacio uniforme

El cálculo de  $\dot{B}_z$  requiere casi inevitablemente cálculo numérico debido a la complejidad causada por el producto de funciones de Bessel en (3.33), (3.34) y (3.35). Sin embargo es posible obtener una solución analítica para un semi-espacio homogéneo, es decir  $n = 1$ , teniendo en cuenta algunas aproximaciones. Para  $n = 1$  se tiene que:

$$Z_0 = -\frac{i\omega\mu_0}{u_0} \quad Z^1 = Z_1 = -\frac{i\omega\mu_1}{u_1} \quad (3.39)$$

Considerando además las aproximaciones cuasi-estáticas donde el término que corresponde a las corrientes de desplazamiento se desprecia, que en el semi-espacio superior (aire)  $\sigma_0 = 0$ ,  $\sigma_1 = \sigma$  y que  $\mu_1 \sim \mu_0$ , luego de un poco de álgebra se obtiene:

$$\dot{B}_z(0, 0, w) = -I_0 \mu_0 a \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (3.40)$$

Donde  $u = u_1 = \sqrt{\lambda^2 + i\omega\mu_0\sigma}$ . Utilizando técnicas asociadas a la Transformada de Laplace y su inversa, para obtener  $\dot{b}_z$ , se encuentra la expresión analítica exacta, descrita en Ward & Hohmann (1988) y Kaufman (1979):

$$\dot{b}_z(0, 0, t) = -\frac{I_0 \rho}{\mu_0 a^3} \left[ 3\text{erf}(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} x (3 + 2x^2) e^{-x^2} \right] \quad (3.41)$$

Donde  $\rho = \frac{1}{\sigma}$  es la resistividad del semi-espacio inferior,  $x^2 = \frac{1}{4\tau}$ ,  $\tau = t/t_c$  y  $t_c = \mu_0 \sigma a^2$  es el tiempo adimensional característico del sistema (Ward & Hohmann, 1988) y erf es la función error de Gauss.

### 3.5.2. Resistividad aparente

La resistividad de un semi-espacio homogéneo que reproduce de forma equivalente los datos observados para cada tiempo discreto se define como **resistividad aparente**. Raab & Frischknecht (1983) basándose en (3.41) desarrollaron el proceso para calcular la resistividad aparente en función del tiempo, que es mucho más significativa, y ha sido utilizada en esta tesis.

Hay 2 aproximaciones para simplificar (3.41) y reducir la relación entre  $\dot{b}_z$  y  $\rho$ . Para tiempos tempranos (et: early times), justo luego del switch-off, cuando  $t \rightarrow 0$ , la función error de Gauss se acerca a la unidad y  $e^{-x^2}$  se desvanece, simplificandose (3.41) a:

$$\dot{b}_{z,et} = -\frac{3I_0}{\sigma a^3} \quad (3.42)$$

Donde  $\dot{b}_{z,et}$  es proporcional a la resistividad del semi-espacio uniforme. La segunda aproximación es para los tiempos tardíos (lt: late times), cuando  $t \rightarrow \infty$  la función error se desvanece y  $e^{-x^2}$  se acerca a la unidad, entonces (3.41) queda como:

$$\dot{b}_{z,lt} = -\frac{I_0 a^2}{20\sqrt{\pi}} \mu_0^{5/2} \sigma^{3/2} t^{-5/2} \quad (3.43)$$

Como se observa,  $\dot{b}_{z,et}$  es proporcional a la resistividad del semi-espacio uniforme, mientras que para tiempos tardíos el transiente decae proporcional a  $t^{-5/2}$  y  $\sigma^{3/2}$ .

Basándose en las aproximaciones anteriores, podemos determinar la resistividad aparente para tiempos tempranos y tardíos como:

$$\rho_{a,et} = -\frac{a^3}{3I_0} \dot{b}_{z,et} \quad (3.44)$$

$$\rho_{a,lt} = -\left[\frac{I_0 a^2}{20\sqrt{\pi}}\right]^{2/3} t^{-5/3} \mu_0^{5/2} \dot{b}_{z,lt}^{-2/3} \quad (3.45)$$

Para ilustrar estas aproximaciones se ha realizado el cálculo de la derivada temporal de  $b_z$  para medios homogéneos de distinta resistividad, para un loop circular de radio  $a = 22,56$  m (área equivalente de un loop cuadrado de 40 m x 40 m) calculada mediante (3.41) y la resistividad aparente para un medio homogéneo de  $10 \Omega m$  utilizando (3.44) y (3.45). Los resultados se muestran en la Figura 3.8. Como es posible observar, las aproximaciones de resistividad aparente son válidas sólo en algunos rangos de tiempo, existiendo tiempos intermedios en que la resistividad aparente no refleja realmente la resistividad del medio. Sin embargo, son relaciones útiles para tener una idea inicial de como es la estructura de resistividades. Hasta los  $\sim 5 \cdot 10^{-6}$  s es válida la aproximación de  $\rho_{a,et}$  coincidiendo con los  $10 \Omega m$  del medio, mientras que para tiempos mayores a  $\sim 5 \cdot 10^{-5}$  s es válida la aproximación

de  $\rho_{a,lt}$  que también coincide con la resistividad del medio. Para tiempos intermedios ambas aproximaciones difieren considerablemente de la resistividad real, por lo que hay que ser cuidadoso al momento de interpretar. Además, dado que  $\rho_a$  no es una cantidad medida directamente y la transformación pasa por el criterio del interprete, es posible hacer malas interpretaciones (Spies & Eggers, 1986). En esta tesis, nos acotamos a observar e interpretar principalmente las medidas de voltaje en el tiempo, que es la medida directa que se hace en campo.

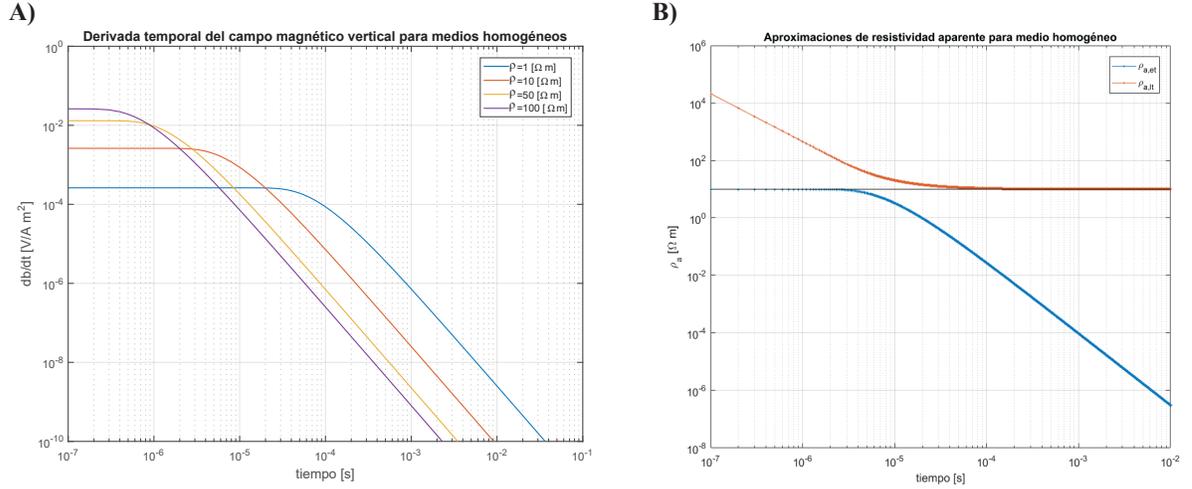


Figura 3.8: A) Voltaje inducido para medios homogéneos de distinta resistividad, para un loop circular de radio  $a = 22,56$  m (área equivalente de un loop cuadrado de 40m x 40 m), calculado mediante la ecuación analítica (3.41). B) Resistividad aparente bajo aproximación de tiempos tempranos y tardíos para un medio uniforme de  $10 \Omega m$ .

### 3.5.3. Solución general para un medio estratificado

Las soluciones generales para un medio estratificado y cualquier tipo de loop son complejas y ha sido discutido brevemente en Ward & Hohmann (1988) basándose en potenciales vectoriales de Schelkunoff (Yogeshwar, 2014). Weidelt (1986) desarrolla esta teoría utilizando potenciales de Debye y su desarrollo en detalle también se puede ver en Janser (2016). El voltaje inducido obtenido en un loop receptor de área  $A_{rx}$  generado por un dipolo eléctrico horizontal (HED) ubicado en  $z = 0$  con momento dipolar magnético  $D_0 = Idl$  está dado por:

$$V_{z,ind} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mu A_{rx} e^{i\omega t} \frac{D_0 \sin\phi}{4\pi} \int_0^{\infty} \frac{B_E(\kappa) - \kappa}{B_E(\kappa) + \kappa} \kappa J_1(\kappa r) d\kappa d\omega \quad (3.46)$$

Donde  $k$  es el número de onda,  $J_1$  la función de Bessel de orden 1 y  $B_E(k)$  corresponde a la impedancia reciproca obtenida en superficie, que ha sido descrita por Weidelt (1986). De manera similar a la recursión de Wait (1962) descrita para un loop circular sobre un

medio estratificado, Weidelt (1986) define la impedancia reciproca para cada capa del medio estratificado  $B_i^E$  y Ward & Hohmann (1988) deduce la siguiente recursión:

$$B_i^E = \alpha_i \frac{B_{i+1}^E + \alpha_i \tanh(\alpha_i h_i)}{\alpha_i + B_{i+1}^E \tanh(\alpha_i h_i)} \quad (3.47)$$

Donde  $h_i$  corresponde al espesor de la capa  $i$  y  $\alpha_i$  al número de onda vertical, que está compuesto por un factor geométrico expresado por un número de onda horizontal  $\kappa^2 = k_x^2 + k_y^2$  y una parte de difusión considerado por el número de onda  $k^2 = i\omega\mu_0\sigma_i$ . Utilizando condiciones de ausencia de propagación de onda hacia arriba en el semi-espacio inferior y hacia abajo en el semi-espacio superior a excepción de la generada por el loop transmisor, y la recursión (3.47) es posible obtener  $B_E(k)$  (cf. Wait (1962)).

El loop receptor se ubica a una distancia  $r$  y ángulo  $\phi$  del dipolo. Entonces la solución a un loop transmisor cuadrado se obtiene por la superposición de varios dipolos elementales. En cada vértice, la corriente correspondiente a uno de los dipolos consecutivos es positiva, mientras que la del siguiente es negativa y por lo tanto se cancelan, logrando crear un loop cerrado. La ecuación (3.46) se resuelve sólo para un dipolo y todas las otras soluciones se obtienen mediante una transformación de coordenadas. Esta forma es la aplicada los códigos de inversión EMUplus y SLDMMEM3t utilizados en esta tesis.

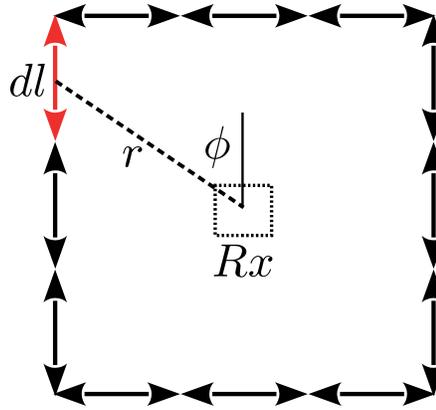


Figura 3.9: Dipolos elementales formando transmisor cuadrado. Obtenida de Yogeshwar (2014).

Las diferencias entre las soluciones obtenidas para loop central mediante la aproximación de un loop circular a un loop cuadrado y la obtenida para un loop cuadrado mediante superposición de dipolos elementales son mínimas.

En la Figura 3.10A se graficaron los resultados obtenidos para el voltaje inducido en medios homogéneos de 1, 10 y 100  $\Omega m$ , donde se observa que las soluciones son muy similares. De la misma forma, en la Figura 3.10B, se muestran las resistividades aparentes calculadas mediante las ecuaciones 3.44 y 3.45 a partir de los voltajes inducidos calculados en 3.10A.

Ambas aproximaciones muestran ser coherentes entre sí, sin embargo la segunda utiliza la forma real del loop transmisor y presenta el beneficio de poder ubicar el receptor en cualquier lugar del espacio, incluso fuera del loop transmisor.

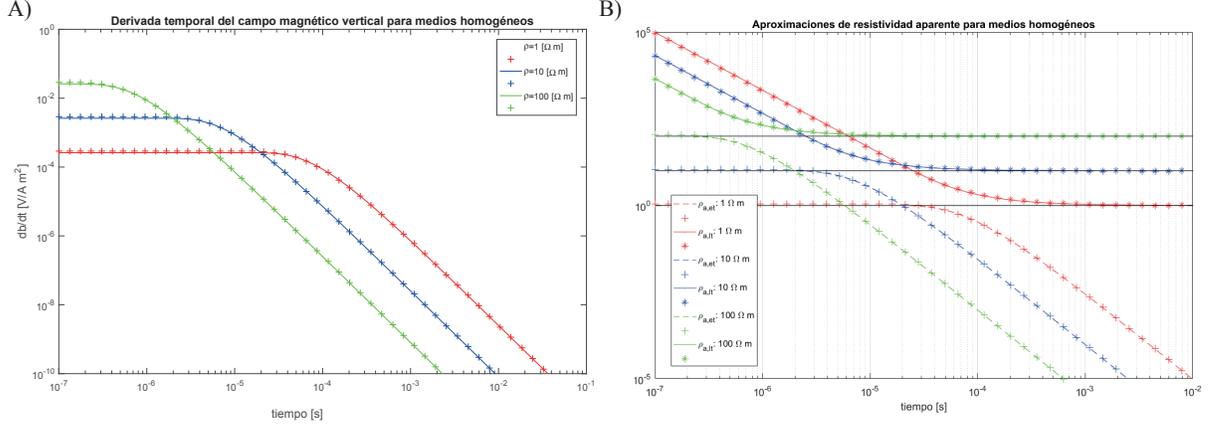


Figura 3.10: A) Comparación de derivada temporal del campo magnético para medios homogéneos calculada mediante la aproximación para loop circular (líneas continuas), Ecuación (3.41), y para un loop cuadrado, calculado mediante la superposición de dipolos elementales (signos +), Ecuación (3.46). B) Coparación de resistividades aparentes obtenidas para medios homogéneos, según los voltajes obtenidos en A). Líneas discontinuas corresponden a  $\rho_{a,et}$  para loop circular, líneas continuas a  $\rho_{a,lt}$  para loop circular, signos + a  $\rho_{a,et}$  para loop cuadrado y signos \* a  $\rho_{a,lt}$  para loop cuadrado.

### 3.5.4. Profundidad de investigación

La profundidad de difusión  $\delta_{TD}$  no es lo mismo que la profundidad de investigación (DOI).  $\delta_{TD}$  es utilizada para determinar la profundidad a la que se puede detectar una capa para un tiempo determinado. Spies (1989) sugiere una estimación de la profundidad de investigación  $\delta_{DOI,spies}$  de un TEM con configuración loop central:

$$\delta_{DOI,spies} \approx 0,55 \left( \frac{I_0 A_{tx} \bar{\rho}}{\eta_v} \right)^{1/5} \quad (3.48)$$

Donde  $A_{Tx}$  es el tamaño del loop transmisor y  $\eta_v$  es el nivel de voltaje de ruido, que típicamente es cercano a  $0.5 [nV/m^2]$  (Spies, 1989),  $\bar{\rho}$  corresponde a la resistividad promedio para  $z \leq \delta_{DOI}$ . Este valor puede ser sobre estimado, por ejemplo si una capa no bien resuelta en profundidad tiene una alta resistividad, entonces  $\bar{\rho}$  se hace grande y entonces  $\delta_{DOI,spies}$  también. Para evitar esta sobre estimación, siguiendo a Spies (1989) y Yogeshwar (2014), sólo un 70 % de  $\delta_{DOI,spies}$  es considerado en esta tesis, y se considera como una estimación robusta. Para el nivel de ruido también es posible utilizar el último valor del voltaje registrado o bien, en caso de que el ruido ambiental sea medido en campo hacer un análisis de su comportamiento y determinar el nivel de ruido para tiempos tardíos. En este trabajo el

nivel de ruido se determinó mediante inspección observando la curva de ruido ambiental medida en campo, que corresponde a datos registrados sin transmitir corriente en el loop transmisor. En la Figura 3.11 se presenta un ejemplo de la estación TEM27, se muestra la curva de decaimiento de voltaje y su respectivo nivel de ruido medido. Como se observa, el nivel de ruido se estabiliza en los últimos tiempos de medición y se puede inferir un valor representativo para realizar el cálculo de DOI.

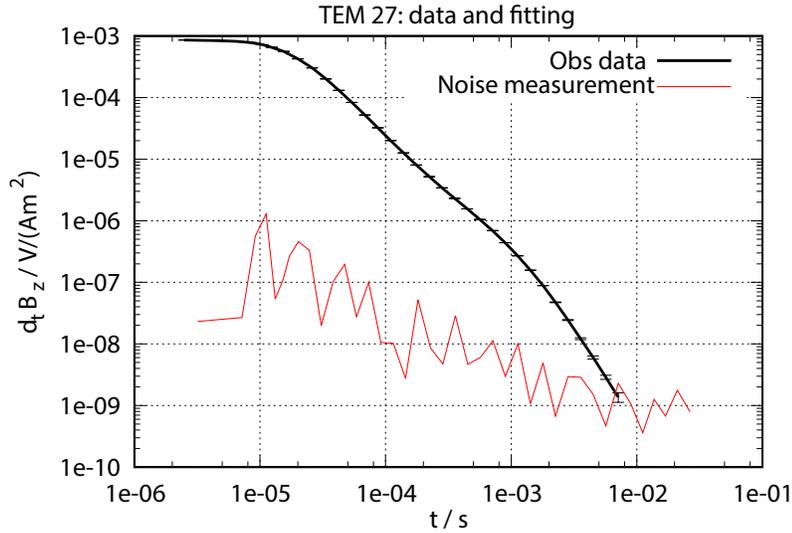


Figura 3.11: Ejemplo de medición de nivel de ruido ambiental, estación TEM 27. Se muestra el decaimiento de voltaje en el tiempo y su respectiva medición de nivel de ruido

Existen otras aproximaciones de la profundidad de investigación propuestas por otros autores, como por ejemplo la propuesta por Meju (1995), que es una estimación a partir de estudios de modelado numérico:

$$\delta_{DOI,meju} \approx \frac{\delta_{TD}}{2,3} \quad (3.49)$$

Donde el tiempo utilizado para calcular  $\delta_{TD}$  corresponde al último tiempo registrado  $t_{max}$ . Sin embargo, aproximaciones de este tipo no son completas al no considerar factores como el nivel de ruido, cantidad de corriente en el transmisor, área del transmisor, etc.

### 3.5.5. Estructuras bidimensionales

Como vimos anteriormente, en un caso unidimensional, las corrientes inducidas fluyen de forma plana horizontal y el campo eléctrico es puramente toroidal y por lo tanto sólo existe componente vertical del campo magnético ( $b_z$ ) en el centro del transmisor. Sin embargo, los campos electromagnéticos se desvanecen más rápido en cuerpos resistivos y más lento en los conductores, por lo que si existen variaciones laterales de resistividad, el campo EM se distorsiona y se pierde la simetría respecto del transmisor. El campo eléctrico deja de ser

puramente toroidal pasando a ser toroidal y poloidal, y se observa componente vertical  $b_z$  y radial  $b_r$  del campo magnético. El análisis de  $b_r$  y  $b_z$ , si es posible medir ambos en campo, permite tener una idea de la bidimensionalidad del problema mediante la relación del tipper de TEM:

$$T_b(t) = \frac{b_r(t)}{b_z(t)} \quad (3.50)$$

En un situación perfectamente 1D  $T_b = 0$ , y según Spies & Frischknecht (1991) una interpretación 1D es válida para  $T_b < 0.1$ . En esta tesis, por limitaciones del equipo, sólo se midió la componente vertical del campo magnético. Sin embargo es posible hacer un análisis de la bidimensionalidad midiendo con configuraciones no concéntricas. Si medimos con el receptor a una distancia  $x$  hacia ambos lados del transmisor es posible analizar las diferencias del campo magnético vertical a ambos lados del sistema. En un caso perfectamente unidimensional, ambas mediciones deberían ser idénticas, sin embargo en la práctica no es así y es una expresión de las estructuras bidimensionales que existen en el subsuelo.

En la Figura 3.12 de Yogeshwar & Tezkan (2018), se ilustra el proceso de difusión del campo eléctrico inducido como líneas de contorno para 2 tiempos transitorios diferentes  $t = 100 \mu s$  y  $t = 10 \mu s$  luego del switch-off en el transmisor. El modelo de conductividades es bi-dimensional (2D) con un borde vertical a los 25 m del transmisor. Se observa que dependiendo del tiempo transitorio,  $E$  prevalece en la capa conductora antes de penetrar a los resistivos en profundidad, debido a que los campos EM se difunden más rápido en ambientes resistivos y es desacelerada en conductores.

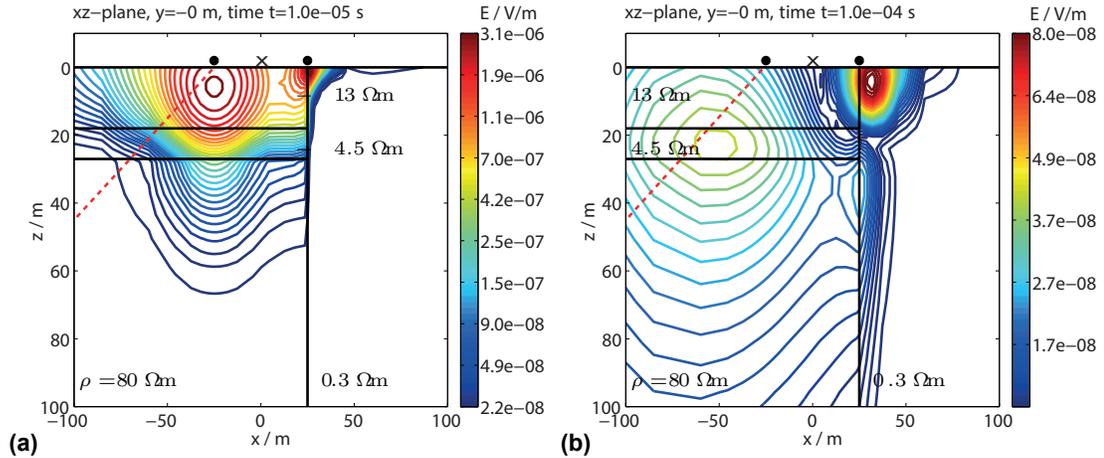


Figura 3.12: Líneas de contorno del campo eléctrico  $E$  en dos tiempos transitorios luego del switch-off en un loop transmisor de 50 x 50 m. El transmisor está localizado a  $z=0$  m en la vertical. Los bordes del modelo están marcados con líneas negras. Obtenida de Yogeshwar & Tezkan (2018).

# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. Adquisición de datos

Para investigar las estructuras someras del campo geotermal El Tatio, caracterizándolas según su resistividad eléctrica, se realizaron mediciones de TEM en las 2 zonas de interés: Cuenca Superior(CS) y Cuenca Media(CM). Las mediciones se llevaron a cabo durante 2 campañas de terreno, la primera en Octubre del 2017 y la segunda en Abril del 2018. Se midieron un total de 50 estaciones, conformando 2 perfiles en dirección NW-SE, cruzando la manifestaciones geotermales ubicadas en la Cuenca Superior, 2 perfiles en dirección NE-SE cruzando las manifestaciones geotermales ubicadas en la Cuenca Media y un perfil en la transición de la Cuenca Superior y Media (Figura 4.1).

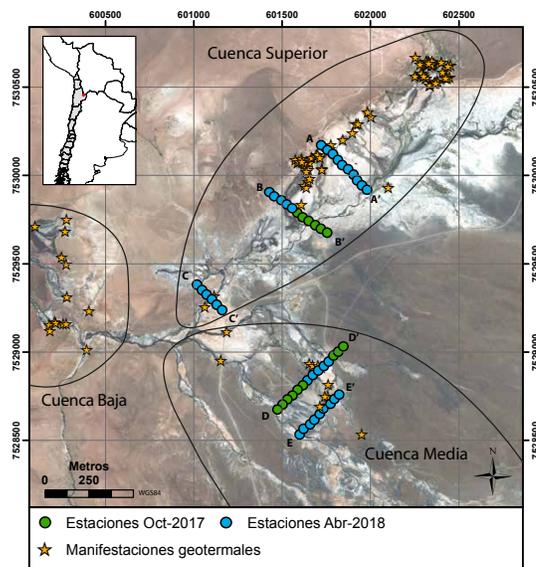


Figura 4.1: Estaciones de medición TEM en campo geotermal El Tatio. En verde las estaciones medidas en Octubre 2017, en celeste las estaciones medidas en Abril 2018 y en estrellas amarillas las manifestaciones geotermales (obtenidas de Munoz-Saez *et al.* (2018)).

### 4.1.1. Instrumento de medición

El instrumento utilizado para las mediciones de este trabajo fue WalkTem de la empresa ABEM, que es parte del equipo instrumental del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Este equipo se compone de 3 elementos básicos:

#### **Transmisor**

El transmisor corresponde a un cable de cobre configurado en forma de loop cuadrado por el que se hace circular la corriente inductora. Su tamaño es modificable dependiendo de las condiciones del terreno y los objetivos de la investigación. El tamaño del loop es elegido según la profundidad que se desea investigar, la capacidad de inyección de corriente y la resistividad del suelo (ver ecuación (3.48)). En el caso de este trabajo se buscaba llegar a profundidades entre 100 y 150 m, por lo que en la primera campaña de adquisición de datos se hizo una prueba con un loop transmisor de 40 x 40 m<sup>2</sup> y se comprobó que era suficiente para penetrar a esas profundidades, utilizando corrientes de 1 A y 7 A.

Además, el equipo requiere del uso de resistencias que se conectan en paralelo al transmisor con la finalidad de atenuar acoplamientos. ABEM recomienda para loops de 40 x 40 metros, resistencias de 200 / 330  $\Omega$  (ABEM, 2010). En campo se hicieron las pruebas correspondientes y no se observaron grandes diferencias. La resistencia utilizada para todas las estaciones fue la de 200  $\Omega$ .

#### **Antena receptora**

En este caso la antena receptora utilizada corresponde a las RC-5, que corresponde a un loop cuadrado de 0.5 m x 0.5 m con 20 vueltas internas, lo que da en total un área efectiva de 5 m<sup>2</sup>.

#### **Consola**

Corresponde al computador de terreno equipado con Windows XP, con las entradas correspondientes para conectar el transmisor, receptor y batería. Corresponde a la parte del equipo que permite generar las señales que se emiten en el transmisor y permite configurar las mediciones y adquisición de datos. Posee baterías internas para su funcionamiento que deben ser cargadas cada día de terreno y adicionalmente en campo es necesario conectarle una batería de autos para hacer las mediciones de TEM.



Figura 4.2: Distintas partes del equipo WalkTEM de ABEM. A) Carrete de 160 m de cable para generar loop transmisor de 40 x 40 m. B) Antena receptora de 0.5 x 0.5  $m^2$ , con un área efectiva de 5  $m^2$ . C) Consola de adquisición de datos.

#### 4.1.2. Montaje Experimental

##### Script de medición

El equipo WalkTem trae de forma predeterminada distintos Script de medición que consideran distintas variables como: las ventanas de tiempo de medición, el número de veces que se mide, el momento utilizado (High moment, Low moment, Noise), número de barridos, número de stacks por barrido de medición, etc.

El pulso de corriente transmitido es normalmente definido como una parte positiva y otra negativa consecutivamente (Figura 4.3a). El campo secundario del subsuelo es recibido y medido por la antena receptora. La señal recibida decae exponencialmente, por lo que se integra en ventanas de tiempo (gates) cada vez más largas (Figura 4.3c).

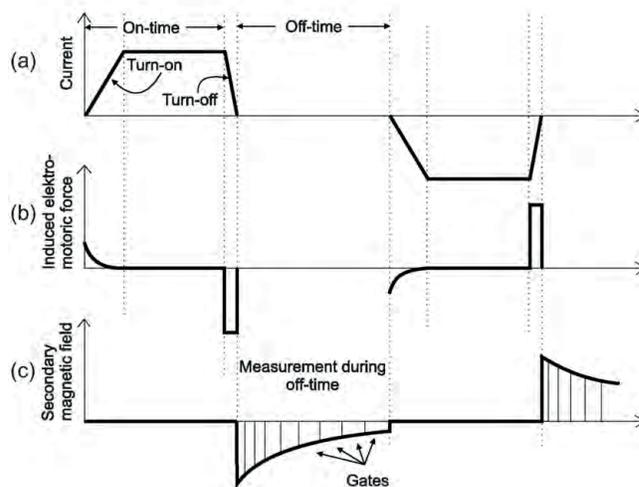


Figura 4.3: a) Pulso del transmisor. b) Fuerza electromotriz inducida. c) Campo magnético secundario y ventanas de tiempo de su medición (gates). Adquirida de ABEM (2010).

El script utilizado en este trabajo fue el llamado "DualMoment\_30ms\_40gates", que corresponde a un script de 40 gates (ventanas de tiempo), en que la más pequeña es de  $2 \mu s$ , la más larga de  $6070 \mu s$  y en total el tiempo de medición es de  $29514 \mu s$ . El script realiza un total de 28 barridos por cada ciclo de medición: 13 para Low Moment con 1 A de inyección de corriente a una frecuencia de 222.5 Hz, 13 para High Moment con 7 A de inyección de corriente a una frecuencia de 12.5 Hz y 2 mediciones de ruido (0 A) a frecuencias de 12.5 y 222.5 Hz. Cada barrido tiene definida una cantidad de stacks (número de repeticiones de la medición) predeterminada (ver ABEM (2010) para más detalles).

## Configuración o arreglo de medición

Las configuraciones utilizadas fueron "Loop Central" y "Loop no concéntrico". En primer lugar se midió con la antena receptora en el centro del loop transmisor ("Loop Central") y luego con la antena receptora a 40 m de distancia del loop transmisor ("Loop no concéntrico"), en la dirección del perfil, y en ambos sentidos (Figura 4.4A). Las mediciones con el receptor fuera del transmisor se realizaron con la finalidad de evaluar posibles efectos de bidimensionalidad en las estructuras, que se explicará más adelante en los resultados. Además, a lo largo de un mismo perfil, las estaciones de medición son consecutivas, es decir, comparten uno de los lados del cuadrado del loop transmisor, los centros del loop transmisor están equiespaciados en 40 m (Figura 4.4B).

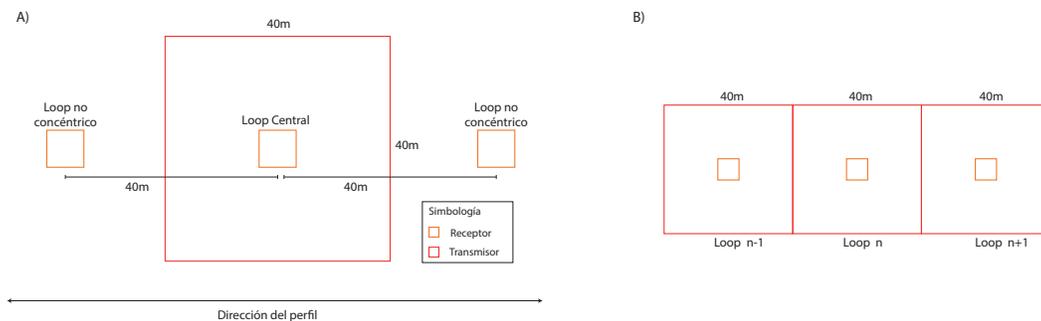


Figura 4.4: Tipos de configuraciones Transmisor-Receptor utilizadas.

## Instalación en terreno

La instalación del equipo en terreno se llevó a cabo básicamente con una brújula para medir la dirección y huinchas para medir la distancia. De esta forma, el posicionamiento de cada uno de los vértices del loop transmisor se determina midiendo 40 m en la dirección correspondiente determinada con la brújula. Así mismo se determina también la posición de la antena receptora.

Las mediciones de posición tanto del centro del loop transmisor y del receptor fueron medidas con un GPS manual Garmin complementado con GPS integrado en celulares.

## 4.2. Procesamiento de datos

Los datos obtenidos para cada una de las estaciones y sus correspondientes sondajes (loop central y no concéntrico) pueden ser retirados del equipo en formato ".USF". Este formato trae como información los voltajes medidos para cada uno de los tiempos, para cada barrido de medición (Figura 4.5 A). El voltaje obtenido se encuentra ya normalizado por el área y por la cantidad de corriente inyectada, por lo que es de mucha importancia ingresar en el equipo de manera correcta los tamaños de las antenas que se están utilizando para la medición. La cantidad de barridos medidos dependerá de la cantidad de ciclos de medición. En el caso de los loop centrales se midió un total de 3 ciclos, que se corresponde con un total de 84 barridos: 39 para Low Moment, 39 para High Moment y 6 para ruido; mientras que para los loops no concéntricos se midieron 2 ciclos, que corresponden a un total de 56 barridos: 26 para Low Moment; 26 para High Moment y 4 para ruido. Para low moment se mide el voltaje en un total de 26 tiempo diferentes entre  $\sim 1\mu s$  y  $\sim 1ms$ , mientras que para High moment se mide en las 40 ventanas de tiempo entre  $\sim 1\mu s$  y  $\sim 25ms$ .

Para procesar estos datos es necesario hacer un cambio de formato desde un archivo .USF que contiene los barridos totales medidos, a uno que contenga sólo 2: 1 para High y otro para Low moment, considerando el promedio de todas las mediciones realizadas para cada uno de los momentos (Figura 4.5 A). Esto se realizó utilizando un script en Matlab desarrollado en el departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, modificado según las necesidades de este trabajo. Se calculó el promedio discreto de los voltajes obtenidos para cada tiempo considerando la cantidad total de barridos asociados a cada momento. Además en esta etapa es posible también calcular la desviación estándar  $s$  de cada una de las mediciones y su error porcentual asociado  $\delta d$  ((4.1) y (4.2)).

$$s(t) = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (4.1)$$

$$\delta d [\%] = 100 \frac{s}{\bar{x}} \quad (4.2)$$

Donde  $n$  es la cantidad total de barridos asociados al momento que se está considerando,  $x_i$  es el voltaje normalizado para el tiempo  $t$  y  $\bar{x}$  es el promedio discreto de todos los voltajes asociados a ese tiempo.

Finalmente, para una mejor manipulación de los datos se decide convertir los 2 transientes (low y high moment) en uno solo (Figura 4.5 B). Para tiempos tempranos se utilizan los datos asociados al momento magnético pequeño (low moment) debido a que de esta forma se evita la saturación del receptor y se obtiene mejor resolución en profundidades someras, mientras que para tiempos tardíos se utilizan los datos asociado al momento magnético mayor (high moment) dado que tiene una penetración mayor y mejor relación señal-ruido para tiempos grandes (Danielsen *et al.*, 2003; Sørensen & Auken, 2004). Las diferencias que se observan en tiempos tempranos entre los voltajes medidos para low/high moment se deben principalmente a la diferencia en los ramp-time de apagado del transmisor (Sørensen & Auken, 2004), sin

embargo esto es considerado en el modelamiento, por lo que no es un inconveniente.

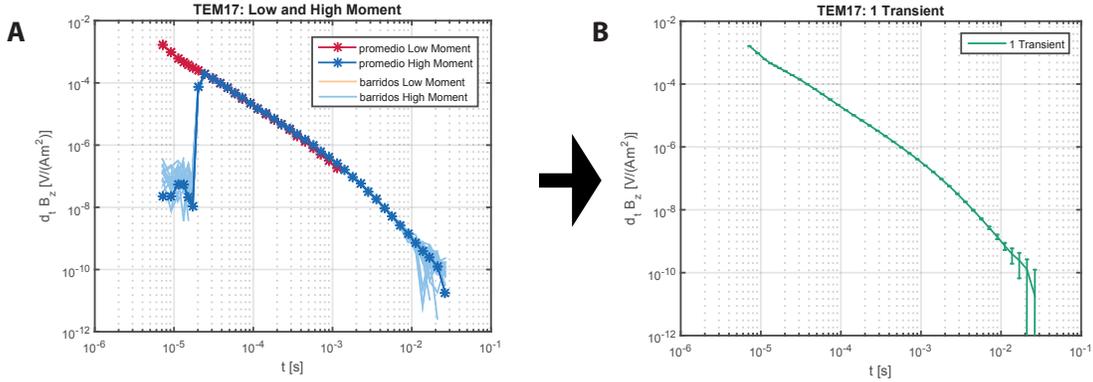


Figura 4.5: A) Barridos totales y promedio para Low y High moment. B) 1 sólo transiente, conservando Low moment para tiempos pequeños y High moment para tiempos más grandes. Error calculado a partir de la desviación estándar.

### 4.3. Modelamiento 1D

El proceso de modelamiento geofísico busca un modelo de Tierra que pueda explicar los datos medidos y ajustar a la vez los conocimientos a priori del área de estudio, a esto lo llamamos “inversión”, a diferencia de los “modelos forward” donde se asume un modelo y se calculan los datos sintéticos que serían medidos en su presencia.

Al invertir en general se busca un modelo simple, es decir que pueda ser descrito bajo pocos parámetros, en este caso resistividades y espesores de capas. El modelo siguiente, después de un semi-espacio homogéneo, son modelos de capas con un semi-espacio homogéneo, a lo que llamamos modelos uni-dimensionales (1D), que quiere decir que la resistividad  $\rho$  sólo varía en una dimensión, en este caso con la profundidad ( $z$ ).

La teoría de los métodos inversos utilizados descritos en esta sección, se basan principalmente en el manual del código EMUplus (Amir Harron, 2015) y en Aster *et al.* (2018).

#### 4.3.1. Términos generales de una inversión 1D

Los datos medidos, a distintos tiempos  $t = t_1, \dots, t_N$ , con  $N$  el número total de tiempos de medición, son escritos en un vector  $\vec{d} = (d_1, \dots, d_N)^T$ . Este vector es ajustado por un modelo que consiste en este caso en parámetros de espesor de capas  $h_i$  y sus resistividades  $\rho_i$ . Si los parámetros variables del modelo son  $K$  capas, habrán  $K - 1$  espesores  $h_k$  y  $K$  resistividades  $\rho_k$ . Estos parámetros son representados en un vector  $\vec{m} = (h_1, \dots, h_{k-1}, \rho_1, \dots, \rho_k)^T$ , que en este caso serían  $M = 2K - 1$ , dado que la última capa se asume como infinitamente extendida. Entonces el “operador forward”  $f$  calcula los datos que se observarían (datos sintéticos  $d_{syn}$ ), asumiendo un modelo descrito por esos parámetros:

$$\vec{d}_{syn} = \vec{f}(\vec{m}) = (f_1(\vec{m}), \dots, f_N(\vec{m}))^T \quad (4.3)$$

## Mínimos cuadrados para problemas lineales

Asumiendo que el problema es lineal, es posible escribir el problema de la siguiente forma:

$$\vec{d} = \underline{\underline{F}}\vec{m} + \vec{e} \quad (4.4)$$

Donde  $\underline{\underline{F}}$  es una matriz de  $N \times M$  (N: número de mediciones, M: número de parámetros a determinar) y  $\vec{e}$  es la diferencia entre los datos medidos y calculados.

En general, en los problemas geofísicos, el sistema está sobre determinado, es decir  $N > M$ , y entonces no hay una solución única al problema, por lo que se hace necesario buscar el mejor modelo que sea capaz de explicar los datos. Para cuantificar el ajuste del modelo considerando los errores de medición se calcula la suma ponderada de los errores cuadráticos, bajo un criterio de mínimos cuadrados  $\Phi_D$ :

$$\Phi_D = \|\vec{e}\|^2 \quad (4.5)$$

Donde  $\Phi_D$  es conocida como la función de costo.

## Mínimos cuadrados para problemas NO lineales

En general, para problemas de inducción electromagnética el operador forward  $\underline{\underline{F}}$  no es lineal, por lo que  $f(\vec{m})$  no puede ser escrito como una matriz. Este operador puede ser linearizado con una expansión de Taylor de primer orden en torno a un modelo dado  $\vec{m}^0$  y despreciando los términos de orden superior:

$$d_i = f(\vec{m}^0)_i + \sum_{j=1}^M \frac{\partial f(\vec{m})_i}{\partial m_j} (m_j - m_j^0) + e_i = f(\vec{m}^0)_i + (\underline{\underline{G}}\Delta m)_i + e_i \quad (4.6)$$

Con la matriz Jacobiana  $G_{ij} = \frac{\partial f(\vec{m})_i}{\partial m_j}$  y  $\Delta \vec{m} = \vec{m} - \vec{m}^0$ . Luego, considerando  $\Delta \vec{d} = \vec{d} - f(\vec{m}^0)$ , lo anterior puede ser resumido como:

$$\Delta \vec{d} = \underline{\underline{G}}\Delta m + \vec{e} \quad (4.7)$$

### 4.3.2. Inversión de Marquardt-Levenberg

Este tipo de inversión es realizada para un mínimo número de capas, particularmente para  $N > M$ . En vez de minimizar sólo la función de costo, minimiza también la variación del nuevo modelo  $\Delta\vec{m}$ . El problema de este tipo de inversión es la gran dependencia del modelo inicial utilizado, por lo que un buen modelo inicial es necesario, que sea consistente con el número de capas utilizado.

### Análisis de equivalencia

El principio de equivalencia establece que un modelo que se ajuste a los datos no es el único posible. Particularmente, si se consideran los errores de medición de los datos, muchos modelos podrían ajustar los datos con un ajuste similar. El análisis de equivalencia intenta ilustrar el grado en que el modelo puede variar con respecto al modelo de mejor ajuste y aún así proporcionar casi el mismo ajuste a los datos. En la práctica lo que se hace es variar los parámetros de tal forma que los ajustes que se realicen incrementen el error de hasta 1.2 veces el mejor error encontrado. Esto determinará el rango en que estos parámetros pueden variar.

### 4.3.3. Inversión de Occam

La idea de las inversiones de Occam es encontrar un modelo que muestre tantas características como sea necesario para explicar los datos. En general, se divide el subsuelo en un número específico de capas con determinados espesores, entonces el modelo pasa a ser dependiente sólo de la resistividades de cada una de ellas. Para lograr un modelo suavizado es posible someter el modelo a ciertos constreñimientos en términos de rugosidad  $R$ .

La gran ventaja de este tipo de inversiones es que no es necesario preocuparse de un modelo inicial, dado que un semi-espacio homogéneo es utilizado como modelo de partida.

### 4.3.4. Código EMUplus

El software EMUPLUS permite realizar inversiones de 3 tipos: Inversiones tipo Marquardt-Levenberg, que se realiza para un mínimo número de capas, particularmente con  $N > M$ ; Modelos equivalentes, generados mediante un enfoque de Monte Carlo, perturbando aleatoriamente el modelo mejor ajustado en un porcentaje pre definido, si el resultado está dentro del rango deseado, el modelo es considerado como equivalente; e Inversiones de Occam con 2 parámetros de rugosidad diferentes:

$$R_1 = \sum_{k=2}^K (\rho_k - \rho_{k-1})^2 \quad (4.8)$$

$$R_2 = \sum_{k=2}^{K-1} (\rho_{k-1} - 2\rho_k + \rho_{k+1})^2 \quad (4.9)$$

Donde aplicando la rugosidad  $R_1$ , el resultado del modelo será muy suave, acorde a pequeños contrastes de resistividad entre las capas vecinas. Para la rugosidad  $R_2$ , el contraste de rugosidad será uniforme, lo que significa que la curvatura se mantendrá pequeña (Amir Hiron, 2015).

La medición del ajuste de los datos de este código es realizada mediante  $\chi$ , que a diferencia del RMS (root mean square) generalmente conocido, las diferencias cuadráticas son normalizadas considerando el error asociado a cada uno de los datos:

$$\chi = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_N \frac{(d_i - d_{syn,i})^2}{\delta d_i}} \quad (4.10)$$

Un valor de  $\chi = 1$  corresponde a un ajuste óptimo dentro de los errores de los datos. Valores menores a 1 corresponde a un sobre ajuste, mientras que  $\chi > 1$  no es un ajuste idóneo.

### 4.3.5. Loop Central

Los modelos 1D de las mediciones con Loop Central en primer lugar fueron realizadas mediante el software IX1D de Interpex que es el disponible en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, pero más tarde se volvieron a realizar mediante el algoritmo EMUplus (Scholl, 2001, 2005) facilitados por la Universidad de Colonia, Alemania. En esta tesis nos enfocaremos en los resultados obtenidos mediante el código EMUplus debido principalmente a que las aproximaciones utilizadas en el software IX1D no permite procesar mediciones de Loop no concéntrico como los realizados en esta tesis y a la eficiencia de EMUplus para procesar gran cantidad de estaciones.

Para obtener las modelos unidimensionales, se combinaron las inversiones de Occam con inversiones del tipo Marquardt-Levenberg. En primer lugar se realizaron inversiones de Occam con ambos parámetros de rugosidad, que da una idea inicial de la cantidad de capas relevantes existentes en el subsuelo y su secuencia de variación en resistividad. Utilizando esta información, se determina un modelo simple inicial, que luego se utiliza como input para realizar las inversiones tipo Marquardt. Finalmente se realiza un análisis de equivalencia.

### 4.3.6. Loop no concéntrico

El ajuste de los datos de loop no concéntrico suele ser más complejo que el de los loop centrales debido a la inversión de polaridad de la señal al encontrarse la antena receptora

fuera del loop transmisor (Figura 4.6). La mayor parte de los errores están en la vecindad de la inversión de polaridad de la señal, donde los voltajes son más pequeños y los errores de la aproximación de fuente finita son los más grandes (Stoyer, 1990). Para facilitar los procesos de inversión, se realizaron inversiones del tipo Marquardt, utilizando como modelo inicial el modelo obtenido para el loop central de la misma estación TEM.

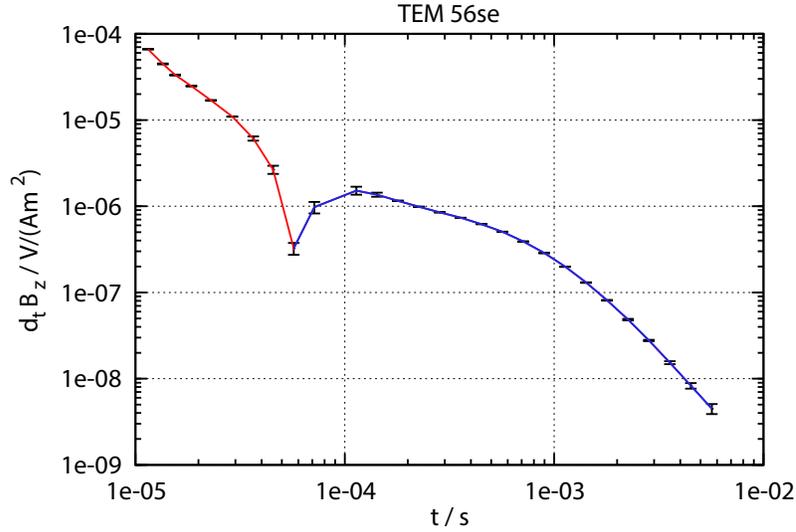


Figura 4.6: Ejemplo de inversión de polaridad de la señal para loop no concéntrico, TEM56 SE. En rojo voltaje positivo, en azul voltaje negativo.

## 4.4. Modelos forward 2D

La interpretación 1D de los datos de TEM ha sido demostrada ser viable y coherente en muchos casos de estudio (Goldman *et al.*, 1994), dado que el método tiene un mayor radio de alcance en profundidad que lateral y las corrientes del sistema prevalecen principalmente bajo el loop transmisor. Sin embargo hay casos en que los datos no pueden ser explicados de buena forma por modelos unidimensionales y la distorsión de los datos por las variaciones laterales de resistividad deben ser consideradas. En la Figura 4.7 se muestra un ejemplo de un experimento realizado, donde se calcularon los datos sintéticos mediante modelos forward 1D y 2D de un modelo con variaciones laterales de resistividad. La presencia de una estructura conductora ( $1 \Omega m$ ) al lado derecho de la estación de medición, en comparación con el modelo de capas unidimensional justo bajo ella, genera un cambio en la variación del voltaje calculado mediante modelos forward 2D, produciéndose un decaimiento más lento, debido principalmente a que el campo eléctrico prevalece en la capa conductora.

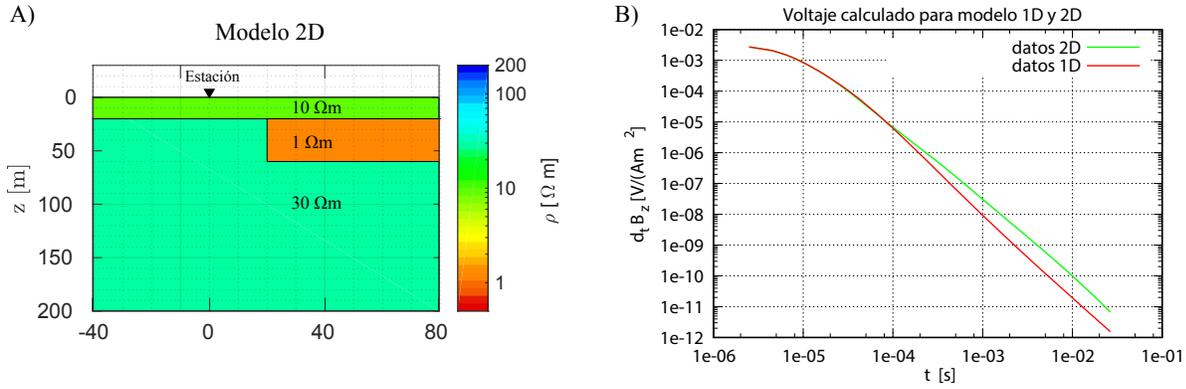


Figura 4.7: A) Modelo sintético de estructura bidimensional. En triángulo invertido la estación de medición. B) Modelo forward 1D y 2D. Voltaje inducido considerando un modelo unidimensional exactamente igual al existente bajo la estación de medición (datos 1D, en rojo) y voltaje inducido para modelo bidimensional considerando extensión infinita de las estructuras en la horizontal (datos 2D, en verde).

Los resultados unidimensionales obtenidos para 2 de los perfiles ubicados en la Cuenca Superior (perfiles AA' y BB') muestran de manera clara variaciones laterales de la resistividad, por lo que una interpretación 1D es cuestionable. Por lo anterior, se ha realizado un estudio de modelamientos forward 2D con el objetivo de investigar más a fondo la validez de la interpretación de los datos mediante modelos 1D.

El modelamiento forward se ha llevado a cabo mediante el algoritmo basado en diferencias finitas SLDMem3t, desarrollado por Druskin (1988); Druskin & Knizhnerman (1994); Druskin *et al.* (1999), facilitado por la Universidad de Colonia, Alemania. SLDMEM3T es un programa escrito en Fortran-90 que está diseñado para el cálculo de componentes de campo electromagnético en un medio 3D eléctricamente inhomogéneo ( $\mathbf{e}$  y  $\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t}$  puede ser calculado en cualquier punto arbitrario del espacio), aplicando el método de decomposición espectral de Lanczos (1950), que según Weidelt (2000) corresponde a la aproximación más eficiente para modelar datos electromagnéticos en el dominio del tiempo. Los detalles teóricos de este algoritmo no se desarrollarán en esta tesis, pero han sido brevemente descritos por algunos autores (Hördt *et al.*, 1992; Martin, 2009; Weidelt, 2000) y los detalles del código utilizado se pueden encontrar en Yogeshwar (2008).

## 4.5. Consideraciones metodológicas

### 4.5.1. Análisis de variación estacional de las mediciones

Uno de los cuestionamientos al momento de realizar mediciones en el campo geotermal en 2 épocas diferentes fue que posiblemente este podía tener variaciones estacionales, y que por lo tanto las mediciones de una de las campañas no sería coherente con la otra. Lo anterior

considerando que durante Enero-Febrero es el invierno Altiplanico y el flujo de aguas lluvias aumenta considerablemente.

Para verificar la factibilidad de utilizar los datos de ambas campañas en conjunto se llevaron a cabo mediciones de 3 estaciones en ambas épocas del año y se compararon los datos observados y los modelos reproducidos.

Los resultados indican que las diferencias entre las 2 épocas del año son despreciables y por lo tanto es posible trabajar con datos de ambas campañas. A continuación, en la Figura 4.8 se observa los datos y modelos obtenidos para TEM 2. Se observa que las curvas de voltaje medidas son prácticamente idénticas, y por lo tanto también los modelos obtenidos para las distintas inversiones.

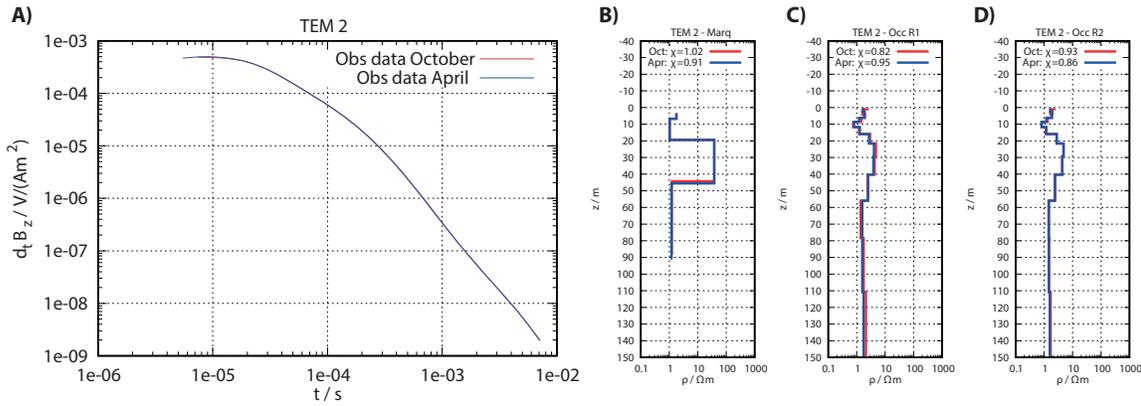


Figura 4.8: Comparación de voltaje y modelos obtenidos para TEM 2 medidos en Octubre del 2017 (rojo) y Abril del 2018 (azul). A) Voltaje medido. B) Inversión Tipo Marquardt-Levenberg. C) Inversión tipo Occam con factor de rugosidad R1. D) Inversión tipo Occam con factor de rugosidad R2.

#### 4.5.2. Sensibilidad al desplazamiento horizontal y vertical del receptor en Loop no concéntrico

Considerando que las mediciones de la ubicación del receptor son sensibles a la precisión de los instrumentos utilizados (brújula y huincha de medir), al operador y que en algunos casos existía un desnivel en el terreno de hasta 1 o 2 metros, se realizó un análisis de sensibilidad de estos factores (desplazamiento horizontal y vertical del receptor) para ver su influencia en los modelos de inversión 1D de los sondeos con configuración de Loop no concéntrico.

Mediante el código EMUplus se realizaron algunos modelos forward del tipo: Resistivo-Conductor-Resistivo (RCR) y Conductor-Resistivo-Conductor (CRC), considerando desplazamientos horizontales del receptor de 38 m a 42 m (Figura 4.9 A) y modelos forward considerando un desplazamiento de 40 m, pero con desniveles verticales de 0 a 5 metros (Figura 4.9 B). Con esto se obtuvieron los datos que habrían sido medidos en campo si el receptor tuviera esas variaciones en su posición. Luego, para analizar cuánto esto afecta el modelo

final de inversión 1D, se invirtieron estos datos sintéticos pero considerando que el receptor se encuentra exacto a los 40 m y que no presenta desnivel vertical.

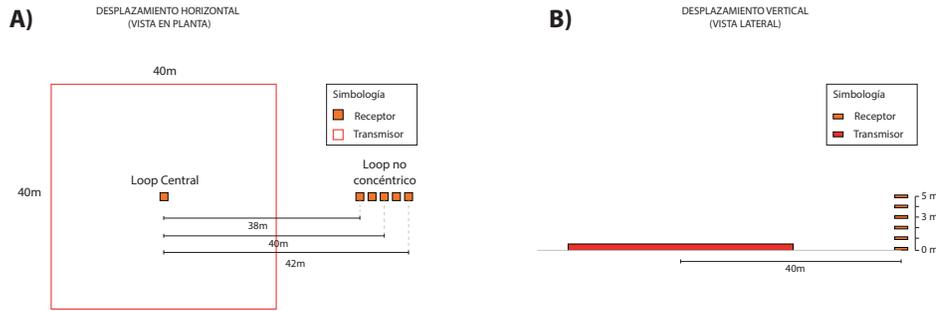


Figura 4.9: A) Configuración de análisis de sensibilidad al desplazamiento horizontal del receptor. B) Configuración de análisis de sensibilidad al desplazamiento vertical del receptor.

En esta sección se mostrarán los resultado para el caso más representativo de nuestros perfiles que corresponde a capas en configuración RCR (resistivo-conductor-resistivo), sin embargo es posible observar los resultados de otros casos CRC, o RCR con otros espesores y resistividades en los Anexos de esta tesis (G).

El ejemplo que se muestra a continuación en las Figuras 4.10 y 4.11 corresponde a un modelo de 2 capas y un semi-espacio, la primera de  $60 \Omega m$  y 10 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega m$  y 30 m de esperor, y un semi-espacio de  $60 \Omega m$ .

En la Figura 4.10 se observa que las variaciones en la caída de voltaje al variar la posición horizontal del receptor se ven principalmente en el cambio de signo de la señal, y para tiempos tempranos y tardíos la variación es prácticamente insignificante. Luego, en cuanto a los modelos obtenidos invirtiendo los datos sintéticos considerando un offset de 40 m, se observa que las variaciones en el modelo son principalmente respecto al espesor de la capa conductora, sin embargo el error de ajuste es mayor para offsets de 38 m y 42 m ( $\chi > 3$  para 38 m). Lo anterior indicaría que datos medidos con un error en la posición horizontal del receptor de hasta 1 m, no influenciaría considerablemente en los resultados obtenidos.

En la Figura 4.11 se observa que las diferencias en las mediciones al variar la altura a la que se encuentra el receptor, son principalmente en tiempos tempranos, antes y durante el cambio de signo de la señal. Sin embargo al invertir estos datos sintéticos se observan muy buenos ajustes y muy pequeñas variaciones en los modelos obtenidos. Considerando que en terreno las variaciones de altitud no eran mayor a 1 o 2 metros , se concluye entonces que esto no sería un problema al momento de invertir los datos de campo.

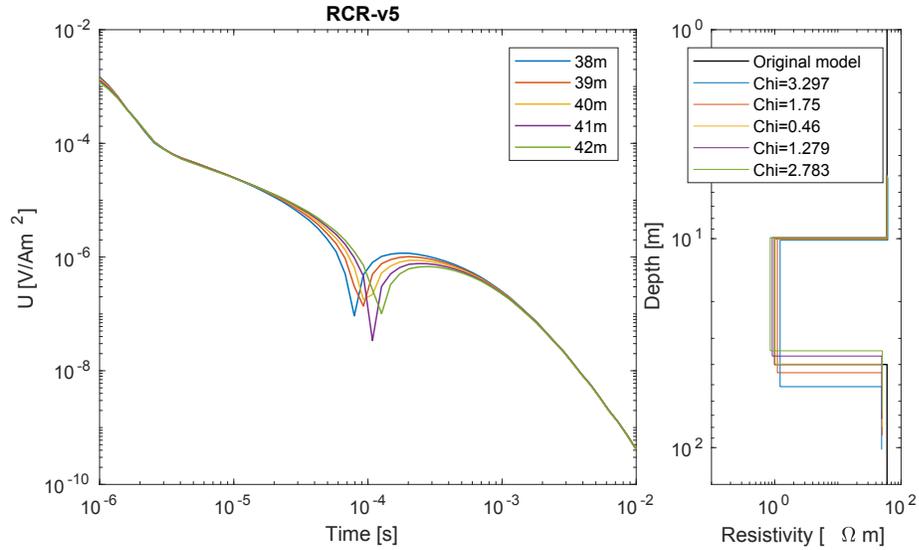


Figura 4.10: Susceptibilidad a la variación lateral de la posición del receptor al medir en configuración de Loop no concéntrico. Caso RCR, 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega m$  y 10 m de de espesor, la segunda de  $1 \Omega m$  y 30 m de espesor, y un semi-espacio de  $60 \Omega m$ . A la izquierda los datos de voltaje que se se obtendrían si el receptor se ubicara a posiciones de 38 m, 39 m 40 m, 41 m y 42 m; y a la derecha las inversiones de estos datos sintéticos pero considerando un offset de 40 m.

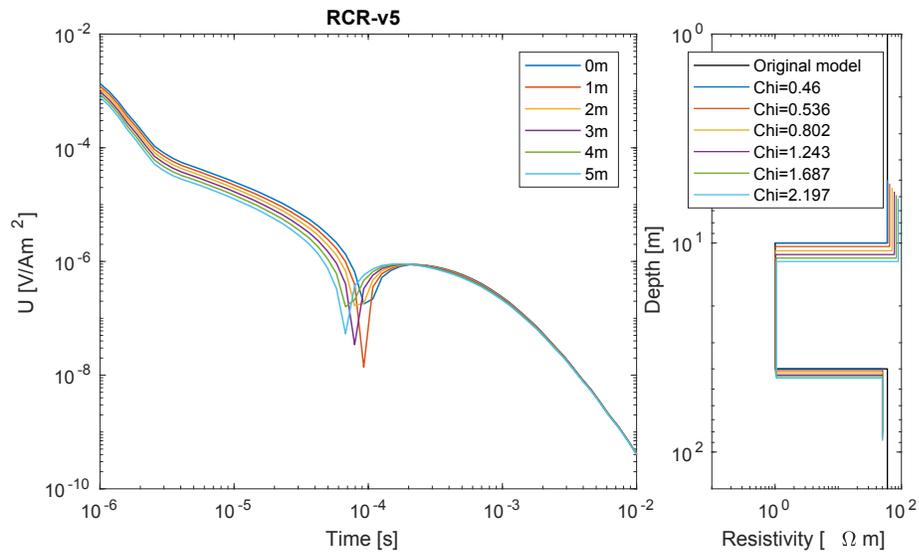


Figura 4.11: Susceptibilidad a la variación de altura del receptor al medir en configuración de Loop no concéntrico. Caso RCR, 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega m$  y 10 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega m$  y 30 m de espesor, y un semi-espacio de  $60 \Omega m$ . A la izquierda los datos de voltaje que se se obtendrían si el receptor se ubicara a alturas de 0 m, 1 m, 2 m, 3 m, 4 m y 5 m; y a la derecha las inversiones de estos datos sintéticos pero considerando un desnivel nulo, es decir a 0 m.

# Capítulo 5

## Resultados

En esta sección se mostrarán los resultados obtenidos tanto de las inversiones unidimensionales como modelamiento forward 2D. En algunos casos sólo se mostrarán ejemplos de los resultados para algunas estaciones, sin embargo todas las gráficas pueden ser encontradas en los anexos de la presente tesis 7.

En la mayoría de los casos, los análisis y ajuste se realizaron considerando curvas de decaimiento de voltaje y no de resistividad aparente. Esto principalmente debido a que el voltaje es la cantidad física medida y los ajustes de las inversiones son calculados a partir de estos valores. No obstante, el voltaje varía en un gran rango de magnitudes ( $\sim 10^{-2}$ - $10^{10} \frac{V}{Am^2}$ ), lo que hace que sea difícil su visualización. La transformación a resistividad aparente para tiempos tardíos reduce este rango de variación y entrega una mejor idea de como varían las resistividades en profundidad.

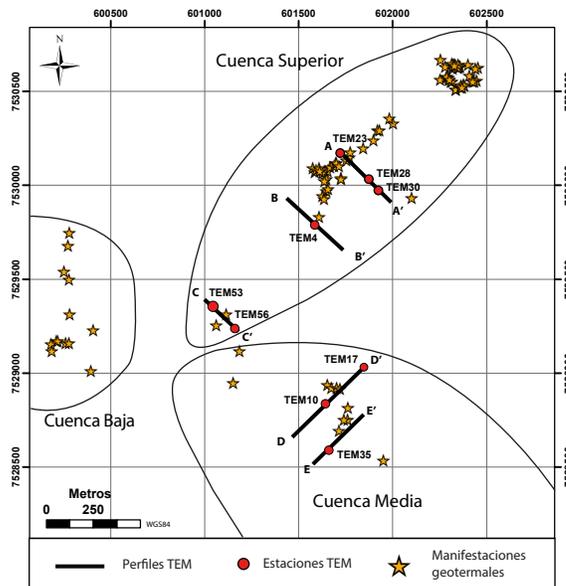


Figura 5.1: Mapa de estaciones utilizadas para ejemplificar análisis de secciones 5.1.1 y 5.1.2.

## 5.1. Modelamiento 1D

Las estaciones utilizadas para ejemplificar algunos de los análisis de las siguientes 2 subsecciones se muestran en la Figura 5.1.

### 5.1.1. Loop Central

Luego de hacer una limpieza de los datos de cada uno de los sondajes, eliminando puntos de medición que no seguían la tendencia general de las curvas de decaimiento de voltaje (en general datos con hasta un 20 % de error), se llevaron a cabo las inversiones unidimensionales mediante el código EMUplus.

Considerando que la inversiones tipo Occam no necesitan un modelo inicial como input y nos da una buena idea general suavizada de cómo es la distribución de resistividades del medio, para el modelamiento unidimensional de los sondajes con configuración “Loop Central” se realizaron en primer lugar inversiones de este tipo, con ambos parámetros de rugosidad  $R_1$  y  $R_2$  (ver (4.8) y(4.9)). Luego, considerando la variaciones de la pendiente del decaimiento de voltaje en el tiempo, las variaciones de la resistividad aparente y los modelos suavizados de Occam, se determinó un modelo simple con la mínima cantidad de capas y se utilizó como input para la inversión Marquardt-Levenberg. Además, una vez obtenido el modelo simple se lleva a cabo un análisis de equivalencia.

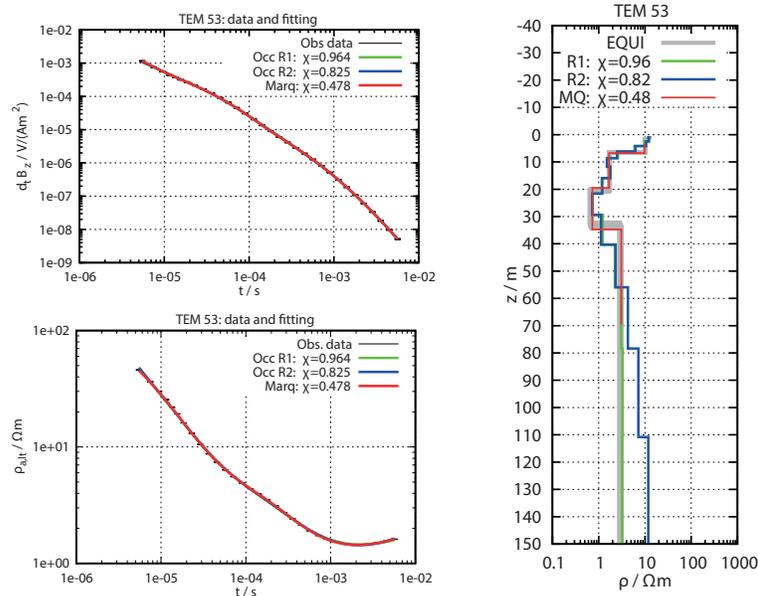


Figura 5.2: Ajuste y modelos obtenidos para TEM 53 (ver Figura 4.1). En verde la inversión Occam con factor de rugosidad  $R_1$ , en azul con factor de rugosidad  $R_2$ , en rojo la inversión Marquardt-Levenberg y en gris los modelos equivalentes.

En la siguientes Figuras (5.2 y 5.3), se presentan los resultados obtenido para 2 sondajes, con sus respectivos modelos y ajuste de los datos. Si se observa en detalle, es posible observar

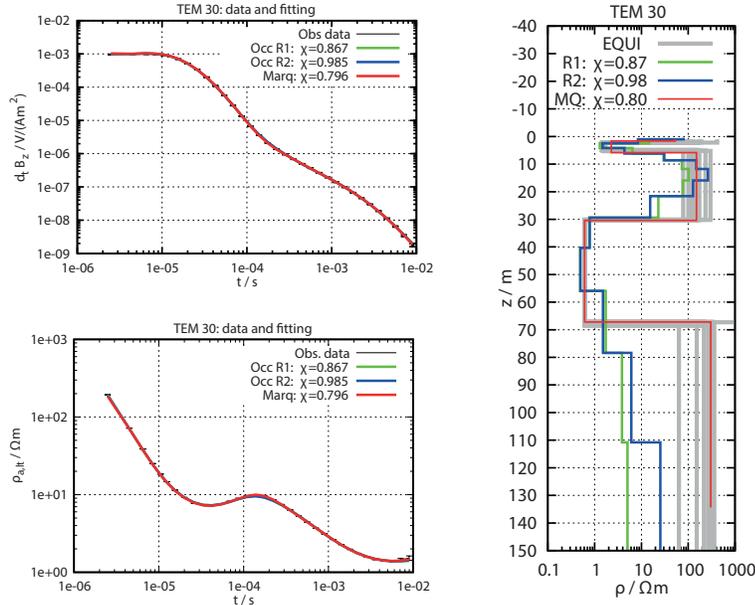


Figura 5.3: Ajuste y modelos obtenidos para TEM 30 (ver Figura 4.1. En verde la inversión Occam con factor de rugosidad  $R_1$ , en azul con factor de rugosidad  $R_2$ , en rojo la inversión Marquardt-Levenberg y en gris los modelos equivalentes.

cómo se condicen las variaciones de resistividad aparente y las variaciones en la curvatura de la caída de voltaje con los cambios de resistividad en el modelo. Inflexiones en la resistividad aparente indican transiciones a las diferentes capas. El análisis de la caída de voltaje es más compleja, pero en general, en capas resistivas el campo decae rápidamente, mientras que en capas altamente conductoras el campo decae más lento (Nabighian & Macnae, 1991), tal y como se observa en Figura 3.3.

Para reflejar de mejor forma los resultados obtenidos para el modelamiento 1D, en la Figura 5.4 se muestran ejemplos de los modelos obtenidos para 5 estaciones, una de cada perfil.

En cada uno de los sondeos es posible observar la coherencia de los modelos obtenidos mediante inversión Occam y los obtenidos con Marquardt-Levenberg. Sin embargo es necesario poner atención en los modelos de capas equivalente que se muestran en color gris para hacer un análisis más riguroso. Por ejemplo para el TEM 23 es posible ver que la capa resistiva no está bien resuelta en términos de su resistividad, según los modelos equivalentes la resistividad de esta capa podría variar hasta los  $1000 \Omega m$  y el ajuste no sería más de 1.2 veces el obtenido inicialmente. Algo similar sucede en el TEM 4 y TEM 35, en los cuales la última capa resistiva tampoco se define de buena forma, pudiendo tener una resistividad mucho menor en el primer caso y mucho mayor en el segundo. En general, suelen darse estas ambigüedades en la última capa de los modelo debido a que corresponden a la variaciones generadas en los últimos tiempos, que muchas veces no están bien definidos. En muchas ocasiones es posible ajustar una misma curva de voltaje con una gran variación de resistividad de la última capa del modelo. Para mostrar esto de mejor forma, se realizaron algunos test

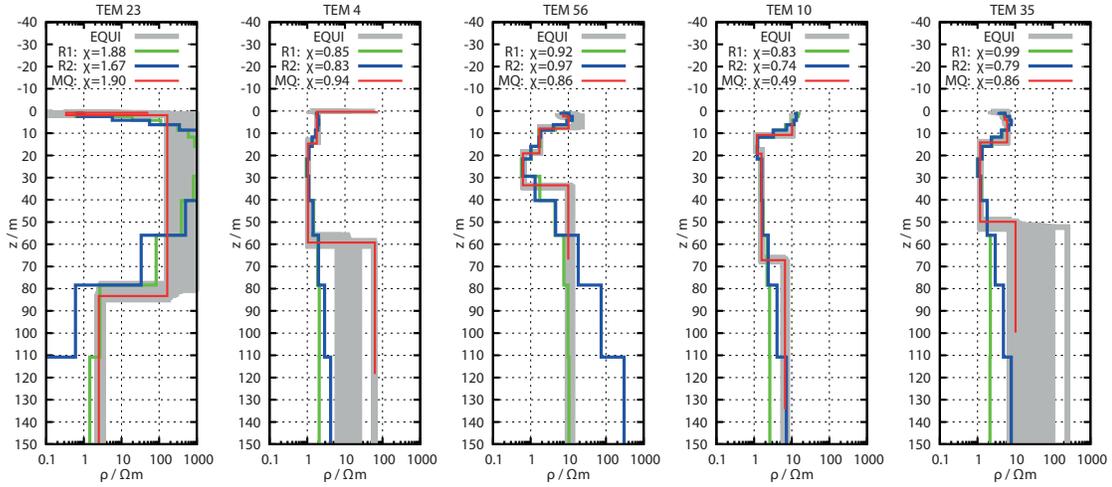


Figura 5.4: Modelos obtenidos para TEM 23, TEM 24, TEM 56, TEM 10 y TEM 35. En verde la inversión Occam con factor de rugosidad  $R_1$ , en azul con factor de rugosidad  $R_2$ , en rojo la inversión Marquardt y en gris lo modelos equivalentes.

para ver las diferencias en términos de ajuste al variar la resistividad de la última capa para algunos sondeos (Figuras 5.5 y 5.6).

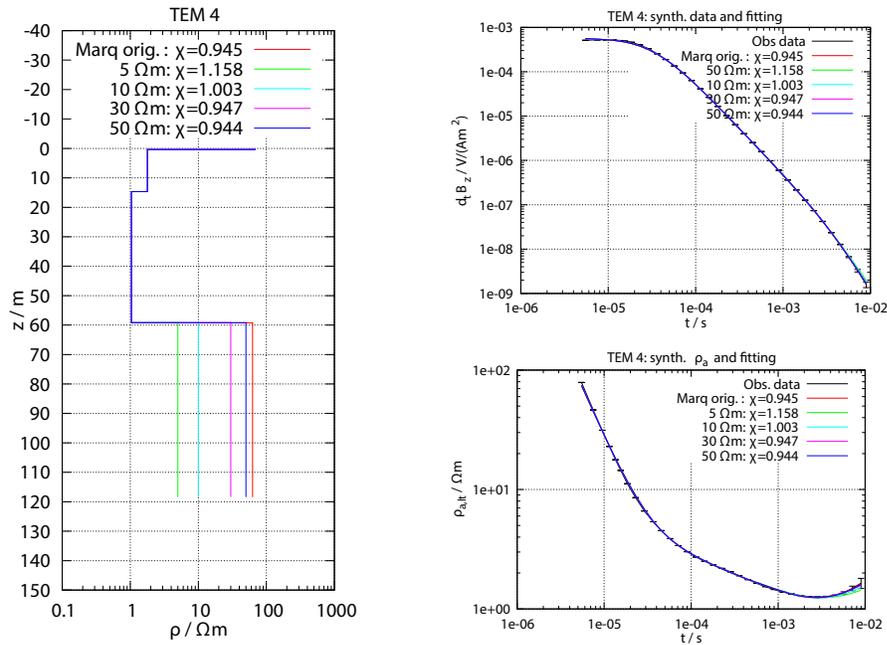


Figura 5.5: Test de sensibilidad a la variación de la resistividad de la última capa para TEM 28.

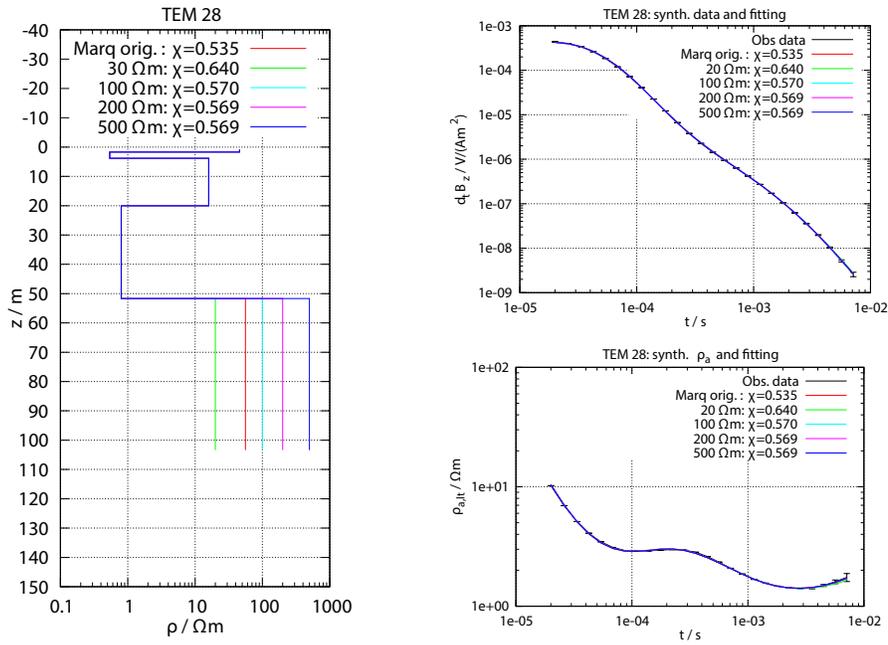


Figura 5.6: Test de sensibilidad a la variación de la resistividad de la última capa para TEM 4.

En el caso del TEM 4 se observa que las curvas de voltaje y de resistividad aparente se ajustan de buena forma tanto considerando el modelo original (rojo) como modelos con la última capa mucho más conductora, pudiendo esta variar entre los 60 y los 5  $\Omega m$ . Algo similar sucede con el TEM 28, en el que los datos es posible ajustarlos considerando una última capa más conductora y más resistiva que el modelo original escogido, obteniendo mínimas variaciones del ajuste final de los datos.

### 5.1.2. Loop no concéntrico

Las inversiones de las configuraciones con Loop no concéntrico, como se explicó en la metodología, se llevaron a cabo mediante el código EMUplus. Las inversiones tipo Marquard-Levenberg se realizaron utilizando como modelo inicial el obtenido para el Loop Central de la misma estación. Se hizo una selección de los datos a utilizar, eliminando puntos de medición que no seguían la tendencia general de las curvas de decaimiento de voltaje. A continuación en la Figura 5.7 se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos para los Loop no concéntricos de TEM 17.

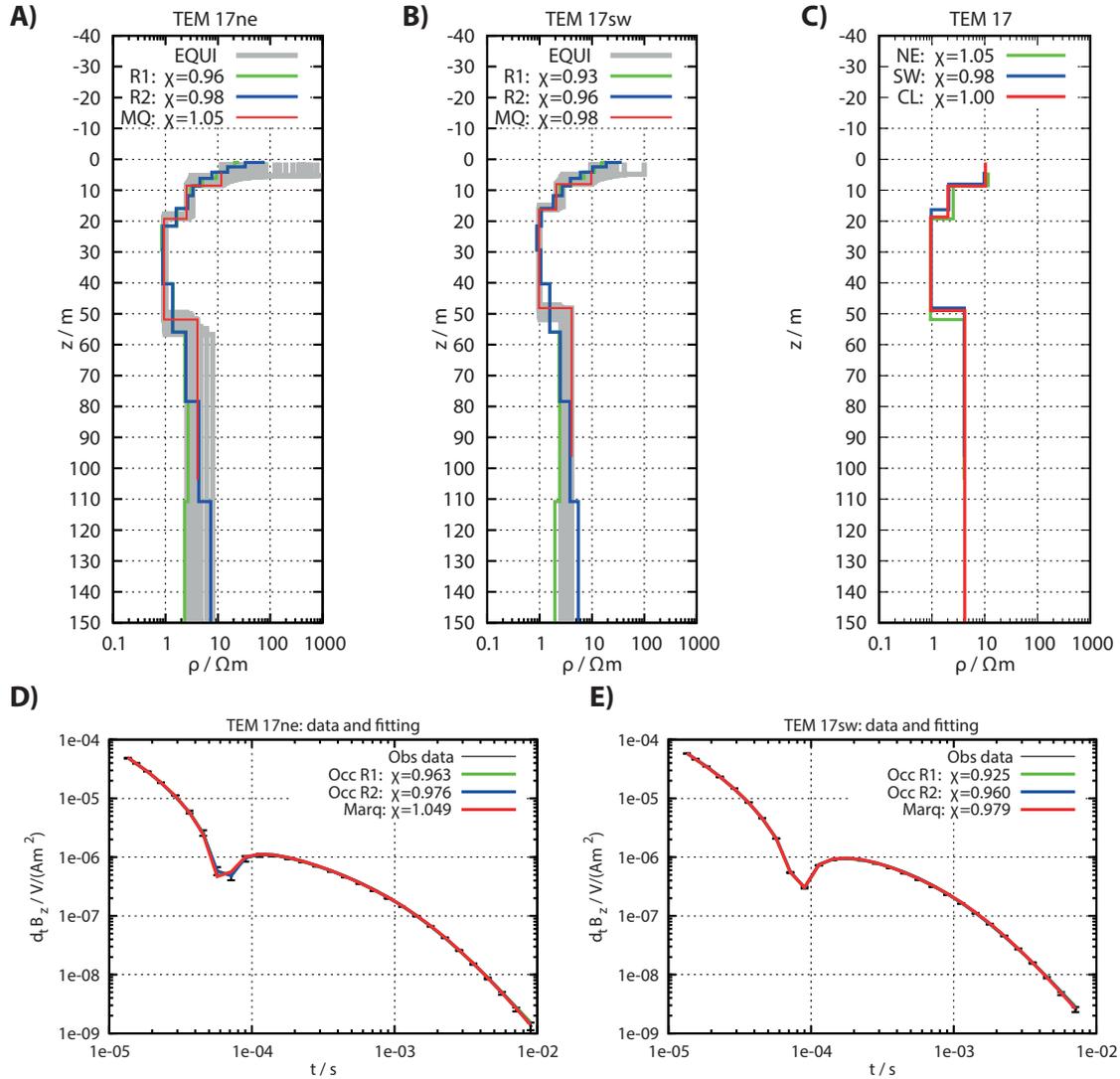


Figura 5.7: A) Modelos de inversiones para TEM 17 NE. B) Modelos de inversiones para TEM 17 SW. C) Comparación de modelos obtenidos para Loop Central y No Concéntrico. D) Ajuste de datos de inversión de TEM 17 NE. E) Ajuste de datos de inversión de TEM 17 SW.

Se observa que los modelos de inversión tipo Marquard-Levenberg utilizando como modelo inicial el obtenido para Loop Central es coherente con los modelos obtenidos mediante inversión de Occam. Además en la Figura 5.7 C, se observa la consistencia entre los modelos de Loop no concéntrico y Loop Central, que además considerando el buen ajuste, es un indicador de un caso bastante unidimensional. En algunas ocasiones, por ejemplo en TEM28, es posible observar variaciones en los modelos obtenidos para Loop Central y no concéntrico (Figura 5.8 C), y/o ajustes poco óptimos (Figuras 5.8 D y Figura 5.8 E), lo cual sería un indicador de las variaciones de resistividad en dirección horizontal.

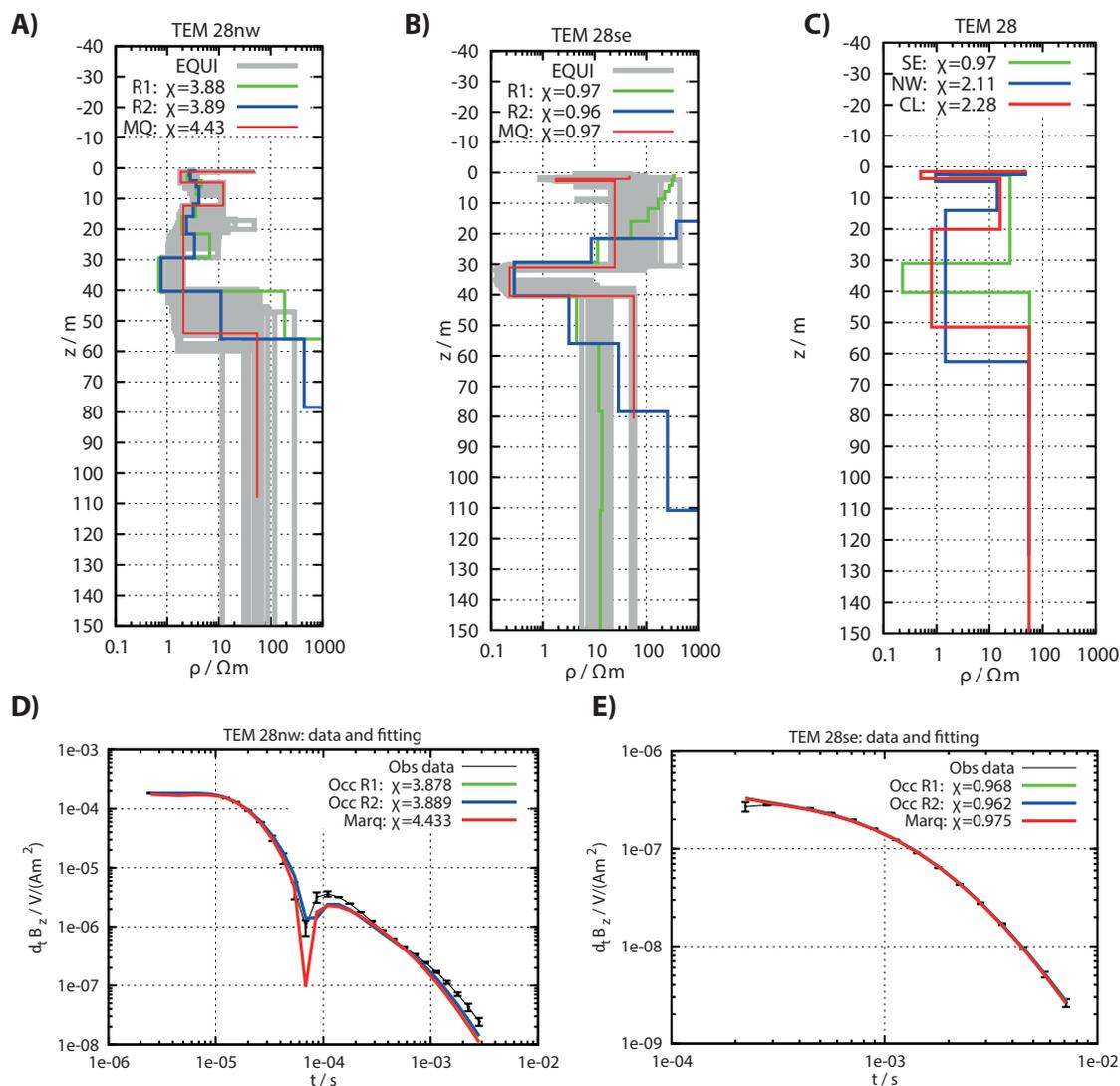


Figura 5.8: A) Modelos de inversiones para TEM 28 NW. B) Modelos de inversiones para TEM 28 SE. C) Comparación de modelos obtenidos para Loop Central y No Concéntrico. D) Ajuste de datos de inversión de TEM 28 NW. E) Ajuste de datos de inversión de TEM 28 SE.

### 5.1.3. Relación con estratigrafía

Los perfiles y sondajes realizados se hicieron intentado acercarse a alguno de los pozos de exploración/explotación perforados en los años 60-70, con la finalidad de poder hacer una correlación entre los modelos de TEM obtenidos y los perfiles estratigráficos de los pozos cercanos. Los perfiles realizados se hicieron cercanos a 3 pozos: Pozo 1, Pozo 2 y Pozo 4 (ver Figura 5.9). La información de la estratigrafía de estos se obtuvo de ENG-FCFM (2008). A continuación se muestran la estratigrafía de los 3 pozos y su correlación con los sondajes de TEM cercanos en configuración Loop Central.

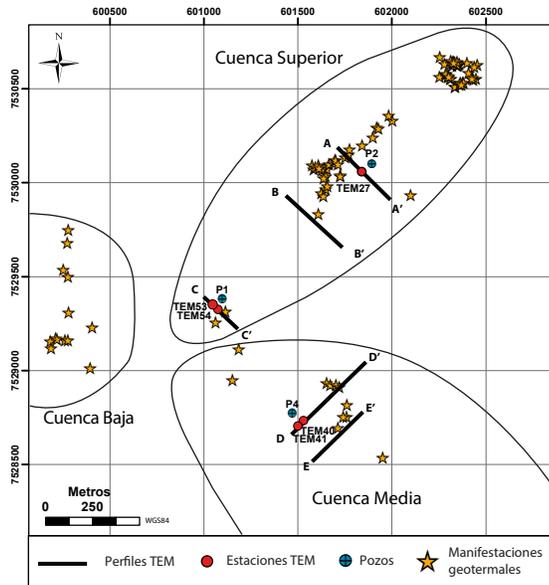


Figura 5.9: Mapa de estaciones y pozos utilizados para realizar correlación estratigráfica.

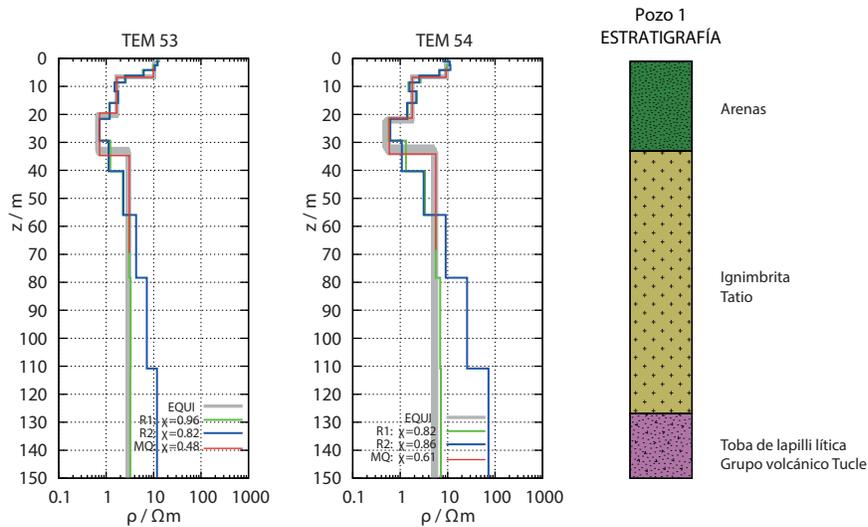


Figura 5.10: Correlación de estratigrafía de pozo 1 con modelos obtenidos para configuración de Loop Central de TEM 53 y TEM 54.

En la Figura 5.10 se observa que las capas más conductoras ( $\sim 0,7 \Omega m$ ) de TEM 53 y TEM 54, se encuentran en un estrato de sedimentos correspondiente a arenas, mientras que la última capa, mas resistiva ( $3 - 5 \Omega m$ ) correspondería a la Ignimbrita Tatio. Además se logra ver en los modelos una pequeña capa resistiva en la parte más superficial, que se ve en la gran mayoría de las estaciones. Esta capa corresponde a depósitos de sinter asociados a la manifestaciones geotermales.

Se observa en la Figura 5.11 que las capas más conductoras ( $\sim 4 \Omega m$  y  $\sim 1 \Omega m$ ) del TEM 27 están relacionadas con estratos de arenas, areniscas y limolitas, mientras que la capa más

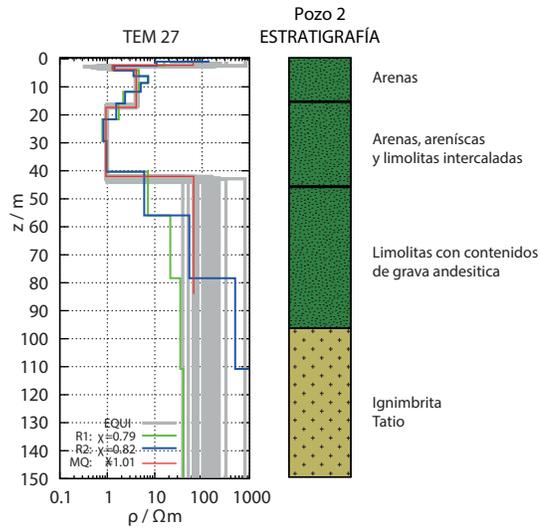


Figura 5.11: Correlación de estratigrafía de pozo 2 con modelos obtenidos para configuración de Loop Central de TEM 27.

resistiva ( $\sim 60 \Omega m$ ) estaría asociada con estratos de de intercalación de arenas, areniscas y limolitas, y con el techo de la Ignimbrita Tatio.

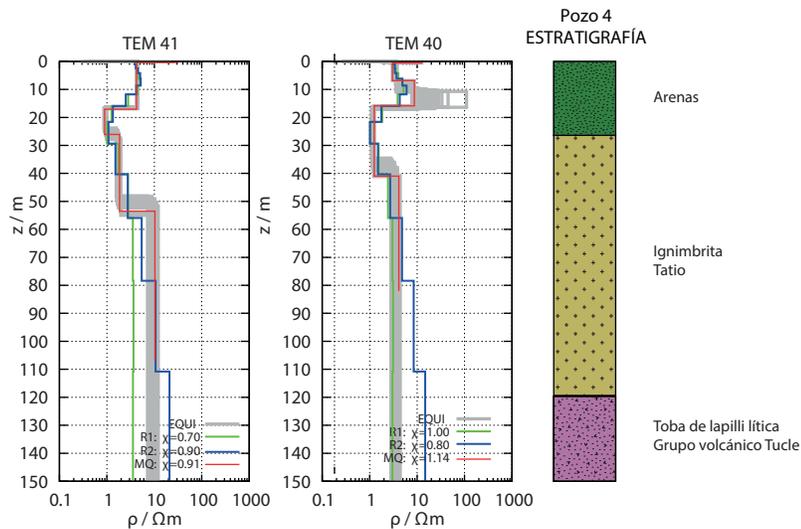


Figura 5.12: Correlación de estratigrafía de pozo 4 con modelos obtenidos para configuración de Loop Central de TEM 40 y TEM 41.

Finalmente, en la Figura 5.12 se observa que la capa conductora ( $\sim 1 - 2 \Omega m$ ) está correlacionada con la base de las arenas y con el techo de la Ignimbrita Tatio, mientras que la última capa resistiva ( $\sim 10 \Omega m$ ) estaría asociada sólo a la Ignimbrita.

### 5.1.4. Resultados Perfiles

En esta sección se muestran los resultados de modelos de capas 1D de Loop Central y Loop no concéntricos y se han planteado en barras de colores un sondaje al lado del otro, para obtener una sección cuasi 2D de resistividad en profundidad. En la Figura 5.13 se muestra la ubicación de cada uno de los perfiles dentro del campo geotermal.

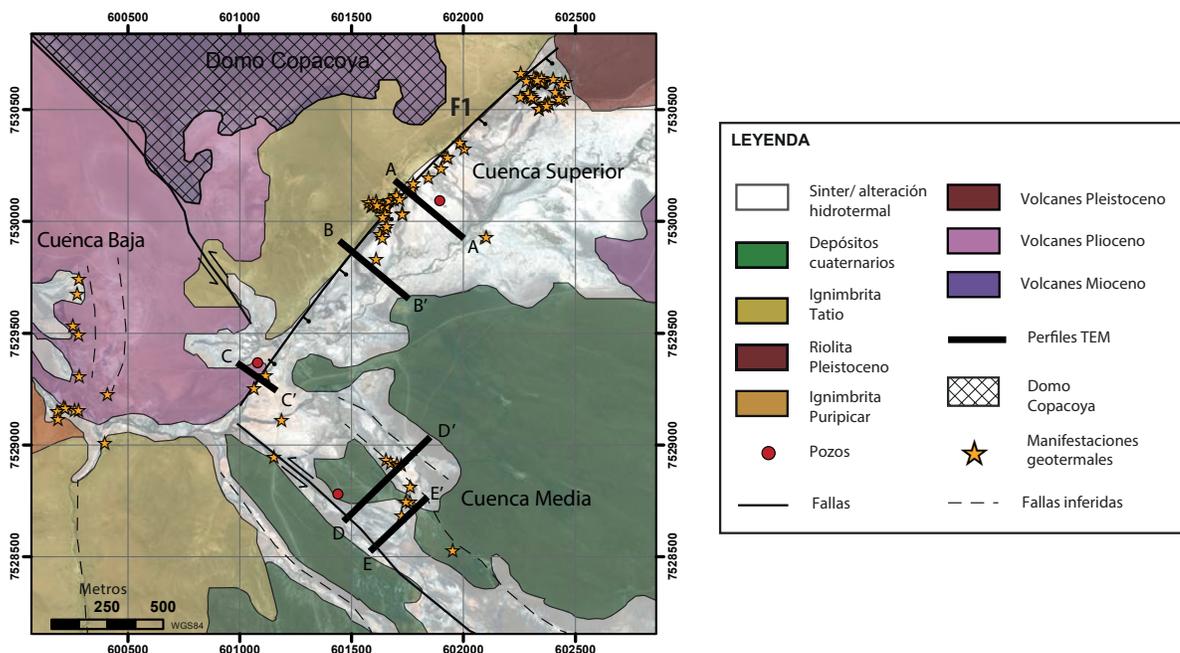


Figura 5.13: Mapa de ubicación espacial de cada uno de los perfiles dentro del campo geotermal. Las fallas corresponden a las mapeadas según la literatura (Lahsen & Trujillo, 1976; Marinovic & Lahsen, 1984) y las fallas inferidas coinciden con la alineación de los valles y las fuentes termales.

En el perfil AA' (Figura 5.14) se observan 4 zonas importantes: C1 que corresponde a un cuerpo conductor con resistividades ente  $0.5-1 \Omega m$  al lado SE y aumenta su resistividad hasta  $2.5 \Omega m$  a medida que se hace más superficial en el NW, subyace una capa más resistiva; el resistivo R1, con resistividades entre  $100-300 \Omega m$  al lado SE, disminuyendo hasta los  $25 \Omega m$  hacia el lado NW; el conductor C2 con resistividades de  $1.5-3.5 \Omega m$  en la parte profunda del sector NW; y se observa una zona altamente resistiva en el TEM 23, con resistividad en torno a los  $200 \Omega m$ .

En el perfil BB' (Figura 5.15) la zona más importante es un gran conductor que hacia el SE es subhorizontal, con resistividades entre  $0.5$  y  $1 \Omega m$  (C1), mientras que hacia el NW se divide en una zona que cae en profundidad con resistividades un poco mayores (C2), de  $1-2 \Omega m$ , y otra muy superficial con resistividades entre  $1$  y  $1.5 \Omega m$  (C3). El conductor C1 suprayace una zona más resistiva (R1), que hacia el NW es de  $\sim 60 \Omega m$  bajo TEM 4 y TEM 5, luego disminuye a  $\sim 25 \Omega m$  bajo TEM 6 y TEM 7, y a  $3-4 \Omega m$  en el borde SE, mostrando un gran contraste de resistividades lateral.

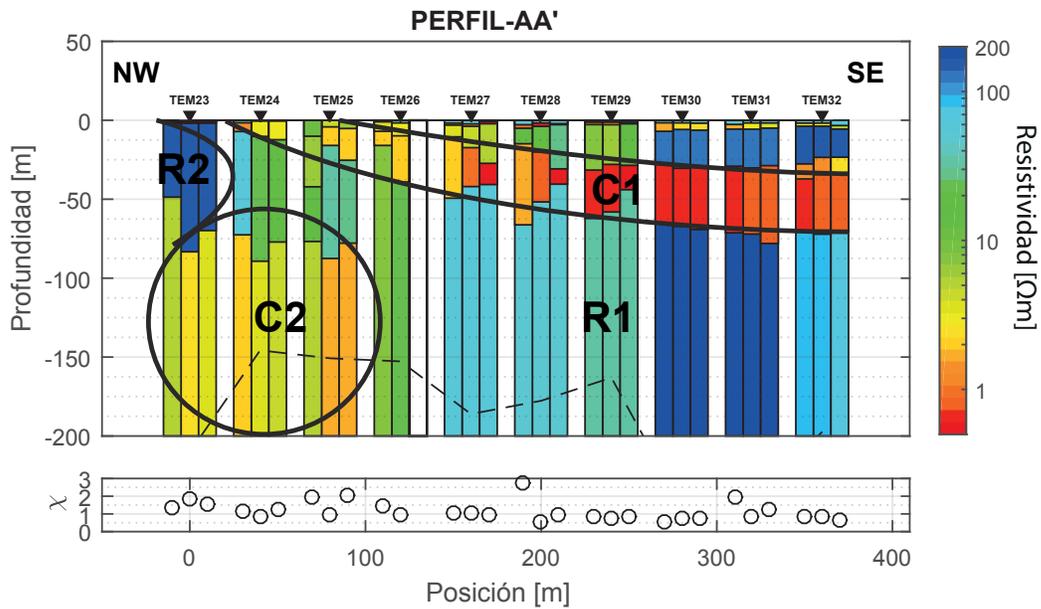


Figura 5.14: Resultados de modelos 1D de Perfil AA', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop no concéntrico en la dirección correspondiente. Las columnas en blanco corresponden a estaciones sin información medida.

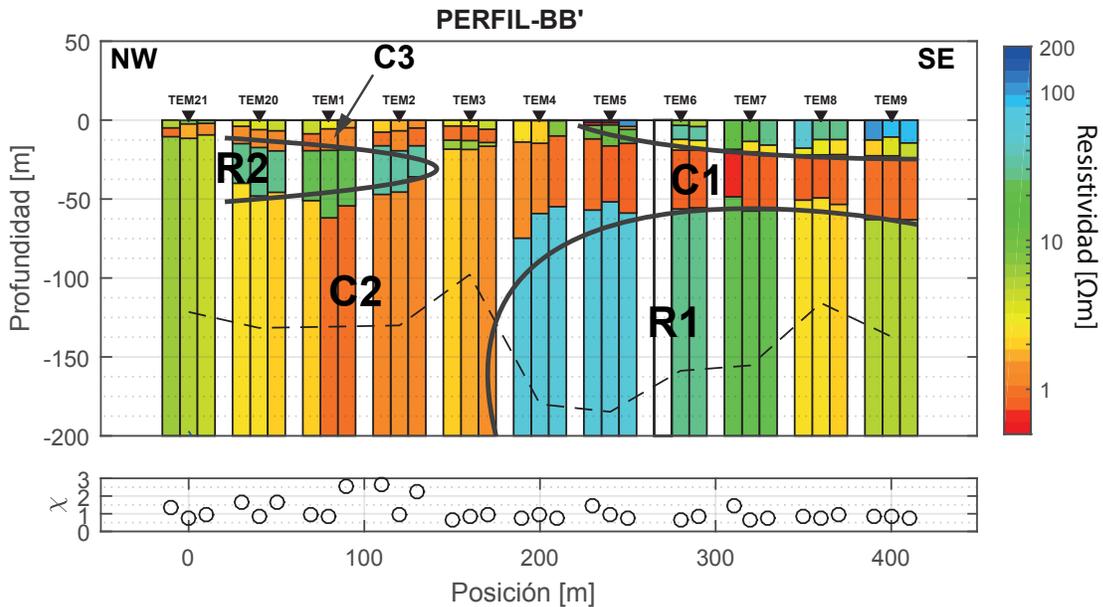


Figura 5.15: Resultados de modelos 1D de Perfil BB', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop no concéntrico en la dirección correspondiente. Las columnas en blanco corresponden a estaciones sin información medida.

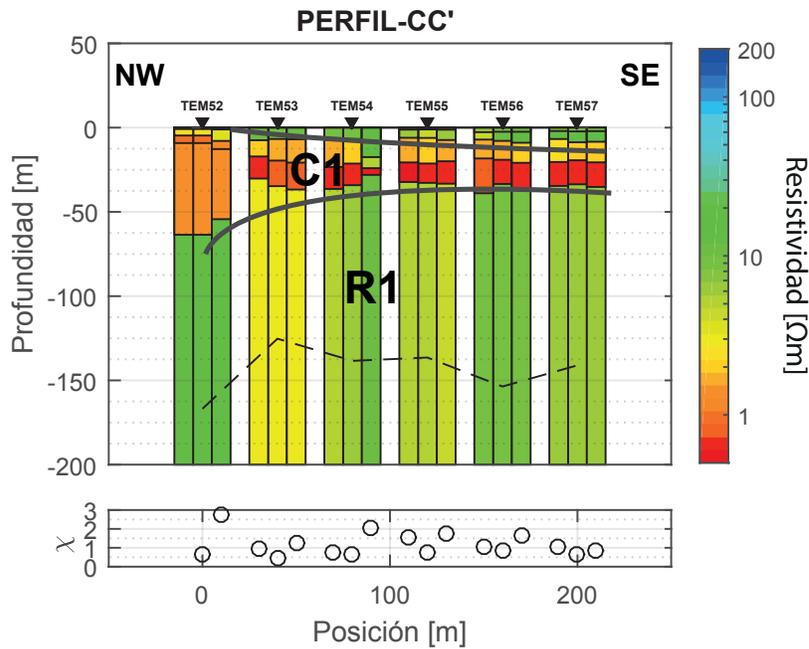


Figura 5.16: Resultados de modelos 1D de Perfil CC', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop no concéntrico en la dirección correspondiente. Las columnas en blanco corresponden a estaciones sin información medida.

En el perfil CC' (Figura 5.16) se observa una capa conductora C1 con resistividades entre los  $0.5-2 \Omega m$ , haciéndose más superficial en el sector NW. Subyaciendo C1 se encuentra una capa más resistiva R1, pero aún así bastante conductora, con resistividades entre los  $3$  y  $10 \Omega m$ .

En el perfil DD' (Figura 5.17A), al igual que en el perfil CC', se observa una capa conductora C1 de resistividades entre  $0.8-1.5 \Omega m$  que suprayace una capa más resistiva pero aún así conductora, de resistividades que varían entre los  $4-10 \Omega m$  (R1).

En el perfil EE' (Figura 5.18) se observa, al igual que en el perfil CC' y DD', una capa conductora con resistividades entre  $0.8-1.3 \Omega m$  suprayaciendo una capa más resistiva, R1, de resistividades entre  $8-13 \Omega m$ . Hacia el SW, R1 se hace más conductor con resistividades en torno a los  $4 \Omega m$ .

En general, los ajustes de los datos son variables pero todos con  $\chi < 3$ . Los ajustes para los Loop Central suelen ser entorno a 1, siendo en la mayoría de los casos mejor que el ajuste de los Loop no concéntricos. Muchas veces el error de ajuste para Loop no concéntrico aumenta en torno a variaciones laterales de resistividad que corresponde a un indicador de la bidimensionalidad de las estructuras subsuperficiales.

A modo de ejemplo, para el perfil DD', se muestran las diferencias relativas entre los voltajes medidos para los sondajes con Loop no concéntricos. Como se explicó en la sección 4, en un caso perfectamente unidimensional, con variaciones de resistividad sólo en profundidad,

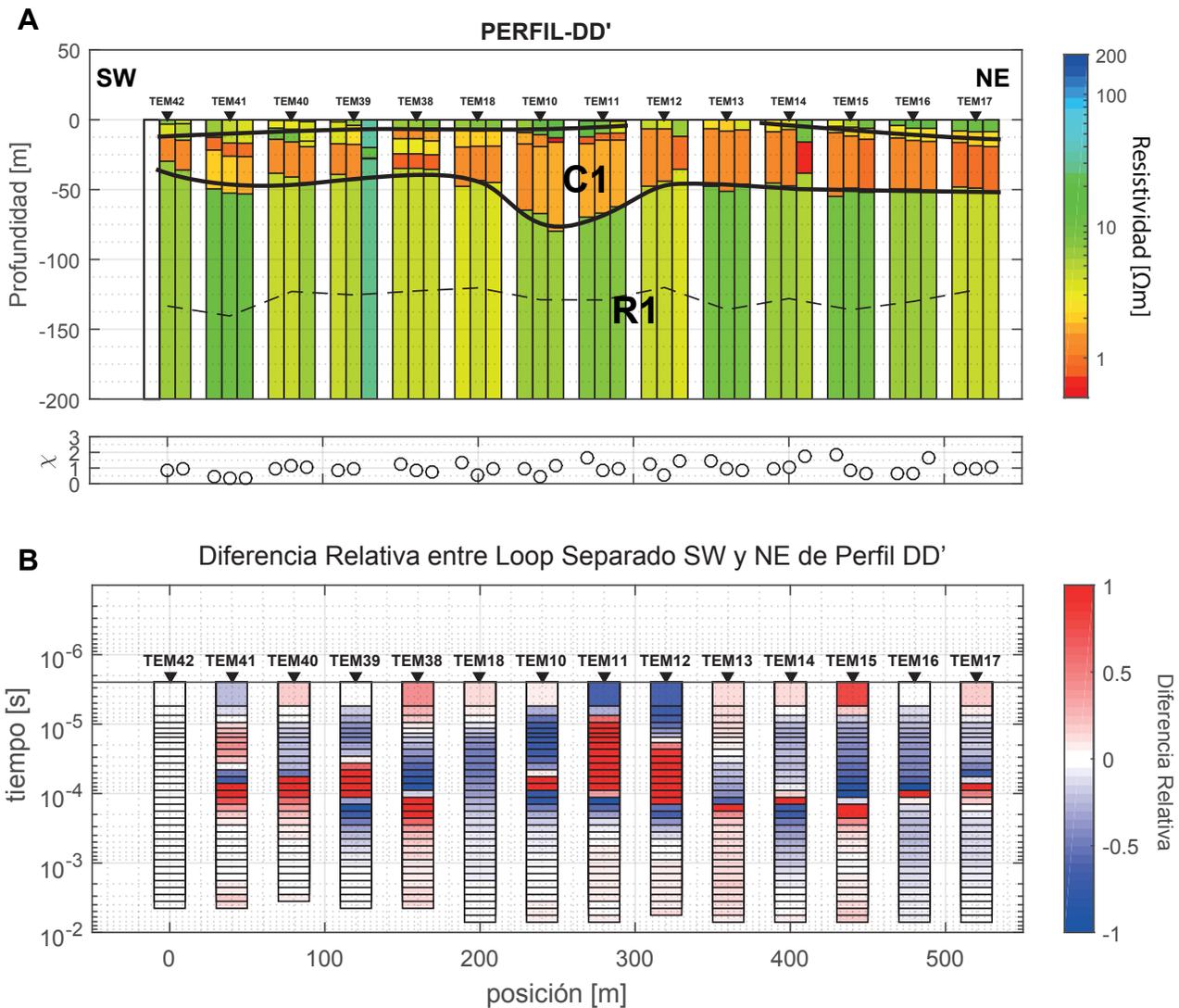


Figura 5.17: A) Resultados de modelos 1D de Perfil DD', en dirección SW-NE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop no concéntrico en la dirección correspondiente. En blanco los Loop no concéntricos sin datos. B) Diferencias relativas entre los sondajes con Loop no concéntrico de cada lado para cada tiempo de medición.

las mediciones de voltaje de Loop no concéntrico a ambos lados de una estación deberían ser exactamente igual, sin embargo en la práctica esto no es así, y las diferencias de los voltajes medidos son indicadores de variaciones laterales de la resistividad. Las diferencia relativas han sido calculadas como:

$$RD_{1,2} = \frac{V_1 - V_2}{V_1} \quad (5.1)$$

En el caso de perfil DD' el subíndice 1 corresponde a las estaciones al lado SW de la

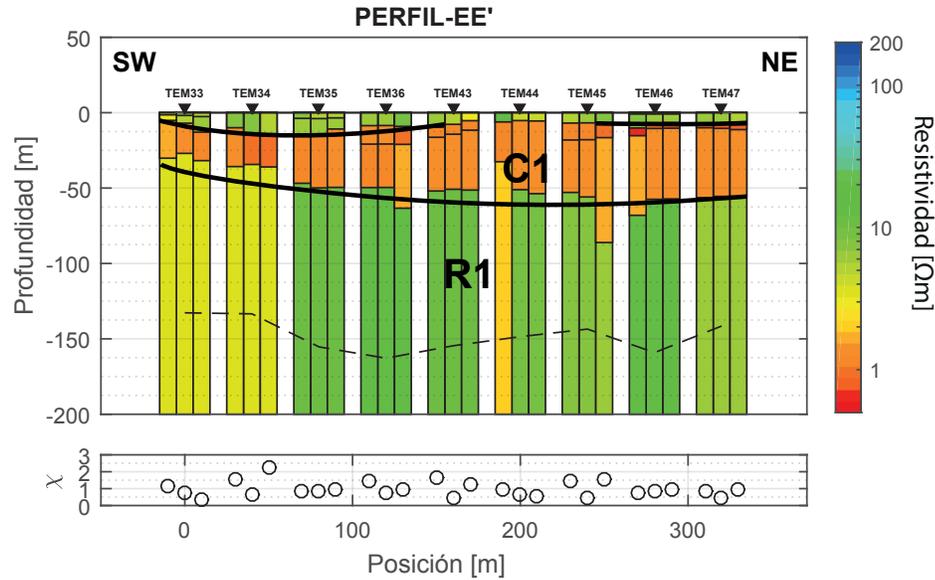


Figura 5.18: Resultados de modelos 1D de Perfil EE', en dirección SW-NE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop no concéntrico en la dirección correspondiente. Las columnas en blanco corresponden a estaciones sin información medida.

estación y el subíndice 2 al lado NE, por lo que un valor negativo de  $RD_{SW,NE}$  indicaría  $V_{NE} > V_{SW}$  y un valor positivo que  $V_{NE} < V_{SW}$ . Un valor de 0 indica que ambos valores son exactamente iguales, un valor de -1 indica que  $V_2$  excede en una vez  $V_1$  el valor de  $V_1$ , mientras que un valor de 1 indica que  $V_2$  es una vez  $V_1$ , menor que el valor de  $V_1$ . Como se observa en la Figura 5.17A, el modelo presenta pocas variaciones laterales de resistividad. En la Figura 5.17B se observan las diferencias relativas en los distintos tiempos de medición. Como era de esperar, las grandes diferencias se encuentran en tiempos tempranos, antes de la inversión de la señal, que están asociados a las capas más superficiales que presentan mayores heterogeneidades. Las diferencias más acentuadas se encuentran en torno a los tem 10, 11 y 12, donde el espesor de C1 varía considerablemente. Para tiempos tardíos las diferencias relativas son bajas, lo que es coherente con la capa R1 que se presenta mayoritariamente homogénea, con resistividades que varían muy poco en la horizontal.

Los detalles de los datos e inversiones realizadas se pueden encontrar en 7: curvas de voltajes de sondajes con loop central (B), curvas de resistividad aparente de sondajes con loop central (C), modelos 1D de sondajes con loop central (D), comparación de sondajes de loop central con los loop no concéntricos contiguos (E), diferencias relativas entre los sondajes con loop no concéntricos de cada estación (F).

## 5.2. Modelos forward 2D

### 5.2.1. Estructuras simples

De los modelos unidimensionales obtenidos es posible observar que los perfiles CC', DD' y EE' no presentan variaciones laterales de resistividad significantes. En cambio, los perfiles AA' y BB' presentan variaciones laterales importantes, lo que indicaría que posiblemente presentan una situación más bien bi-dimensional y por lo tanto una interpretación 1D de lo datos podría ser errónea. Con la finalidad de evaluar los posibles efectos que tendría hacer un modelamiento 1D en casos bi-dimensionales, se hizo un análisis de modelos forward simplificados basados en los resultados presentados anteriormente (Figuras 5.14 y 5.15).

Los modelamientos forward se llevaron a cabo mediante el código de modelamiento 2D/3D SLDMEM3t. El proceso se detalla a continuación:

- Cálculo de datos sintéticos bidimensionales del modelo en estaciones a distintas distancias esqui espaciadas cada 40 m, tal y como se hicieron las mediciones en campo.
- Cálculo de datos sintéticos unidimensionales del modelo de capas exactamente bajo cada una de la estaciones.
- Cálculo de la diferencia relativa de los voltajes medidos para cada uno de los tiempos de medición entre los datos sintéticos 1D y 2D, calculada como:

$$RD_{(1D-2D)} = \frac{V_{2D} - V_{1D}}{V_{2D}} \quad (5.2)$$

Donde  $V_{1D}$  corresponden a los datos sintéticos obtenidos del modelamiento forward 1D y  $V_{2D}$  los obtenidos del modelamiento 2D. Un valor negativo indica que  $V_{1D} < V_{2D}$ , mientras que un valor positivo indica que  $V_{1D} > V_{2D}$ .

- Inversiones 1D de los datos sintéticos bidimensionales, tal y como se procedió con los datos de campo. Primero inversiones tipo Occam con ambos parámetros de rugosidad, y luego inversiones tipo Marquardt-Levenverg para obtener un modelos de capas simple. De esta forma es posible observar las variaciones en términos de modelamiento al realizar inversiones 1D de datos adquiridos bajo una situación bidimensional

#### Forward estructura 1

Este modelo está basado en el Perfil AA' (Figura 5.14). Busca representar el conductor C1 como una capa horizontal de  $1 \Omega m$ , de 40 m de espesor, truncada lateralmente a los 180 m, bajo una capa más resistiva de  $10 \Omega m$ , en un semi-espacio de  $30 \Omega m$ .

En la Figura 5.19 se observa que las diferencias principales se dan para tiempos grandes. En las estaciones al lado izquierdo de la capa conductora truncada, el modelo bidimensional se ve influenciado por la presencia de esta, lo que se refleja en un decaimiento de voltaje más lento en el tiempo en comparación con el modelo 1D donde no existe la estructura del alta conductividad. Mientras que en la estaciones que están por sobre la estructura sucede lo

inverso, es decir, el modelo bidimensional se ve afectado por la ausencia de la capa conductora a la izquierda y por lo tanto el decaimiento de voltaje para tiempos tardíos es más rápido que el modelo 1D.

La Figura 5.20 muestra los modelos obtenidos de las inversiones unidimensionales de los datos sintéticos 2D. En general, en los distintos tipos de inversiones, se observa que se subestima el espesor de la capa conductora, se sobrestima la resistividad del semi-espacio bajo la estructura y al lado izquierdo se genera una capa adicional, donde el semi-espacio se vería representado por una capa de mayor resistividad que el semi-espacio original y luego una más conductora. En términos de ajuste, desde los 240 m no fue posible ajustar los datos de manera óptima.

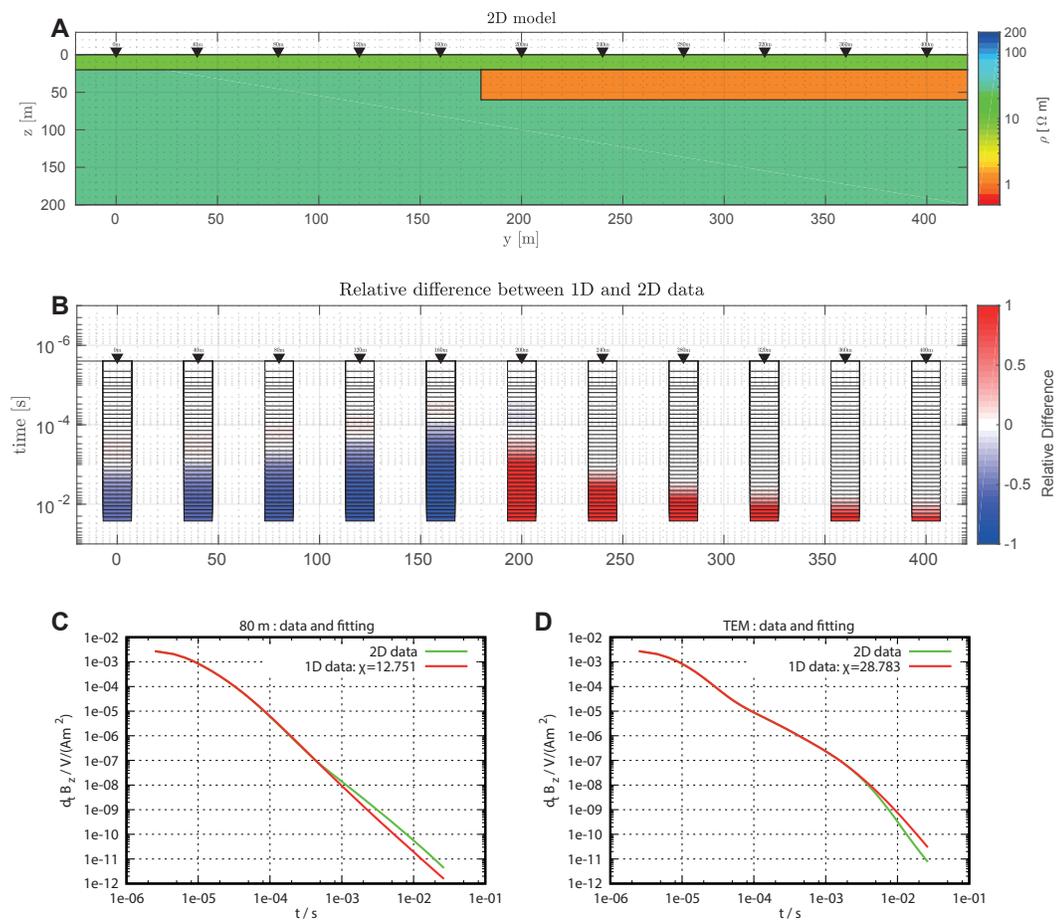


Figura 5.19: A) Modelo Forward de estructura 1 basada en modelamiento 1D del Perfil AA'. B) Diferencia relativa entre los datos sintéticos 1D y 2D. C) Datos 1D y 2D a 80m. D) Datos 1D y 2D a 280m.

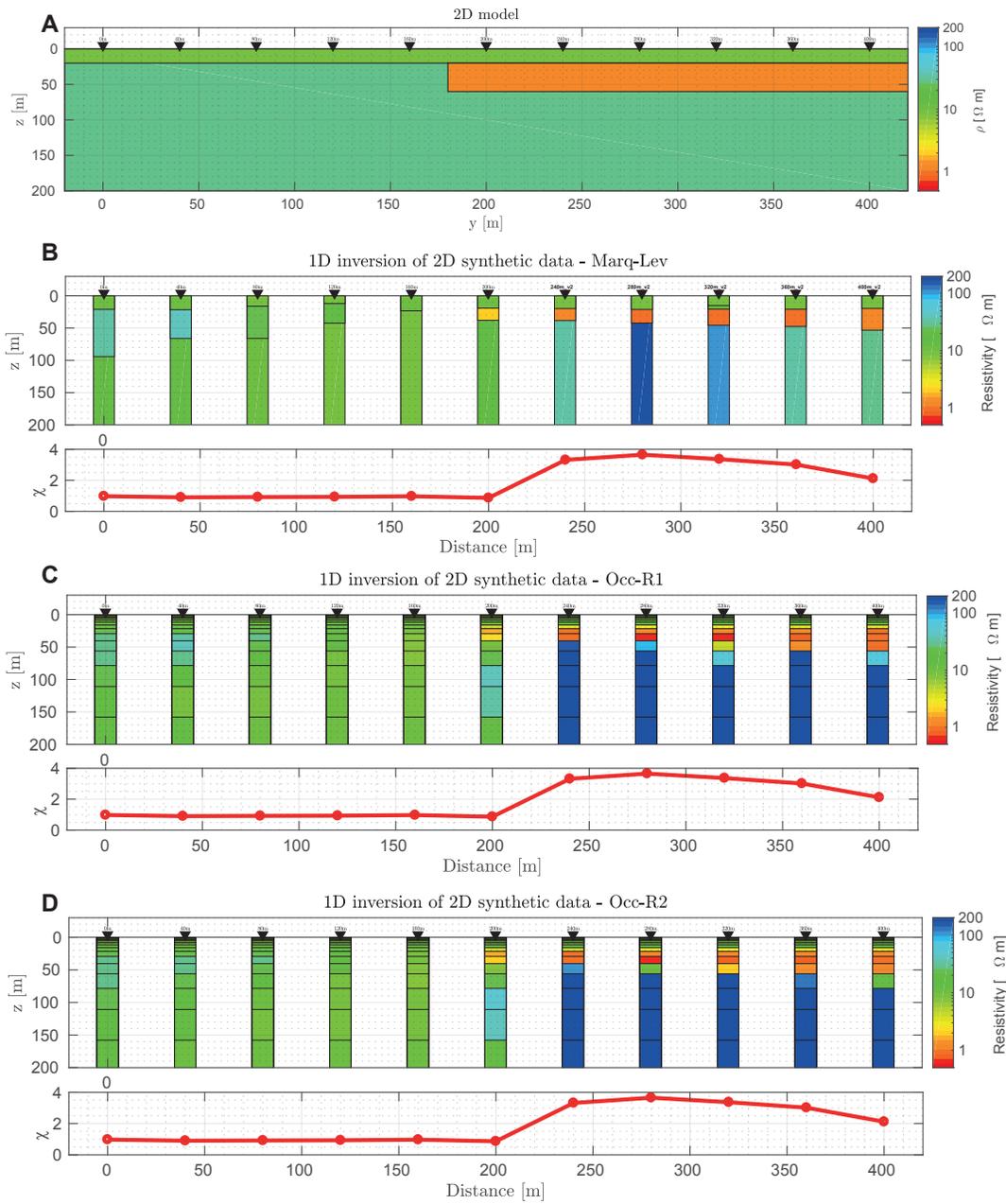


Figura 5.20: A) Modelo Forward de estructura 1 basada en modelamiento 1D del Perfil AA'. B) Inversión 1D tipo Marquardt-Levenberg datos sintéticos 2D. C) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R1 de datos 2D. D) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R2 de datos 2D.

## Forward estructura 2

Este modelo está basado en los resultado obtenidos para el perfil BB'(Figura 5.15). Busca reproducir de manera simplificada la estructuras conductoras C1 y C2, como una capa subhorizontal y otra capa inclinada, ambas de  $1 \Omega m$  sobre un semi-espacio de  $30 \Omega m$ .

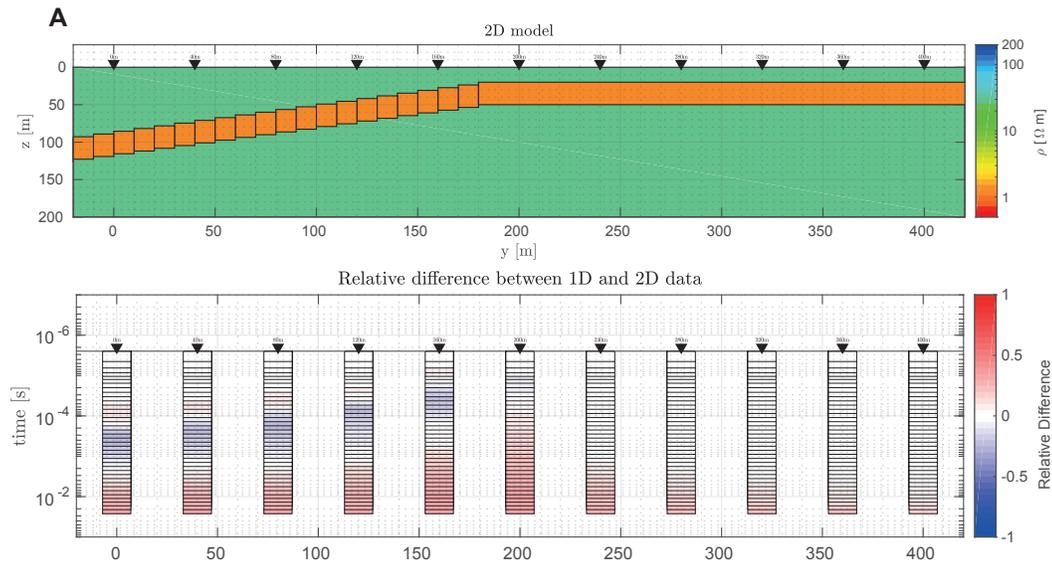


Figura 5.21: A) Modelo Forward de estructura 2 basada en modelamiento 1D del Perfil BB'. B) Diferencia relativa entre los datos sintéticos 1D y 2D.

En la Figura 5.21 se observa que las grandes diferencias entre el modelamiento 1D y 2D se dan en el lado izquierdo, bajo el slope conductor y comienzan a tiempos más tardíos a medida que nos alejamos de la capa conductora subhorizontal. En esta zona se observan tiempos en que  $V_{1D} < V_{2D}$ , como también  $V_{1D} > V_{2D}$ , lo cual es coherente considerando la inclinación de la capa. En el lado derecho, como era de esperar, las diferencia relativas se hacen cada vez más insignificantes a medida que nos alejamos del slope conductor.

Los modelos obtenidos de las inversiones 1D (Figura 5.22) detallan de buena forma la presencia de las capas conductoras en términos de espesor y resistividad, los ajustes son buenos, sin embargo se sobrestima en la mayoría de las estaciones la resistividad del semi-espacio subyacente.

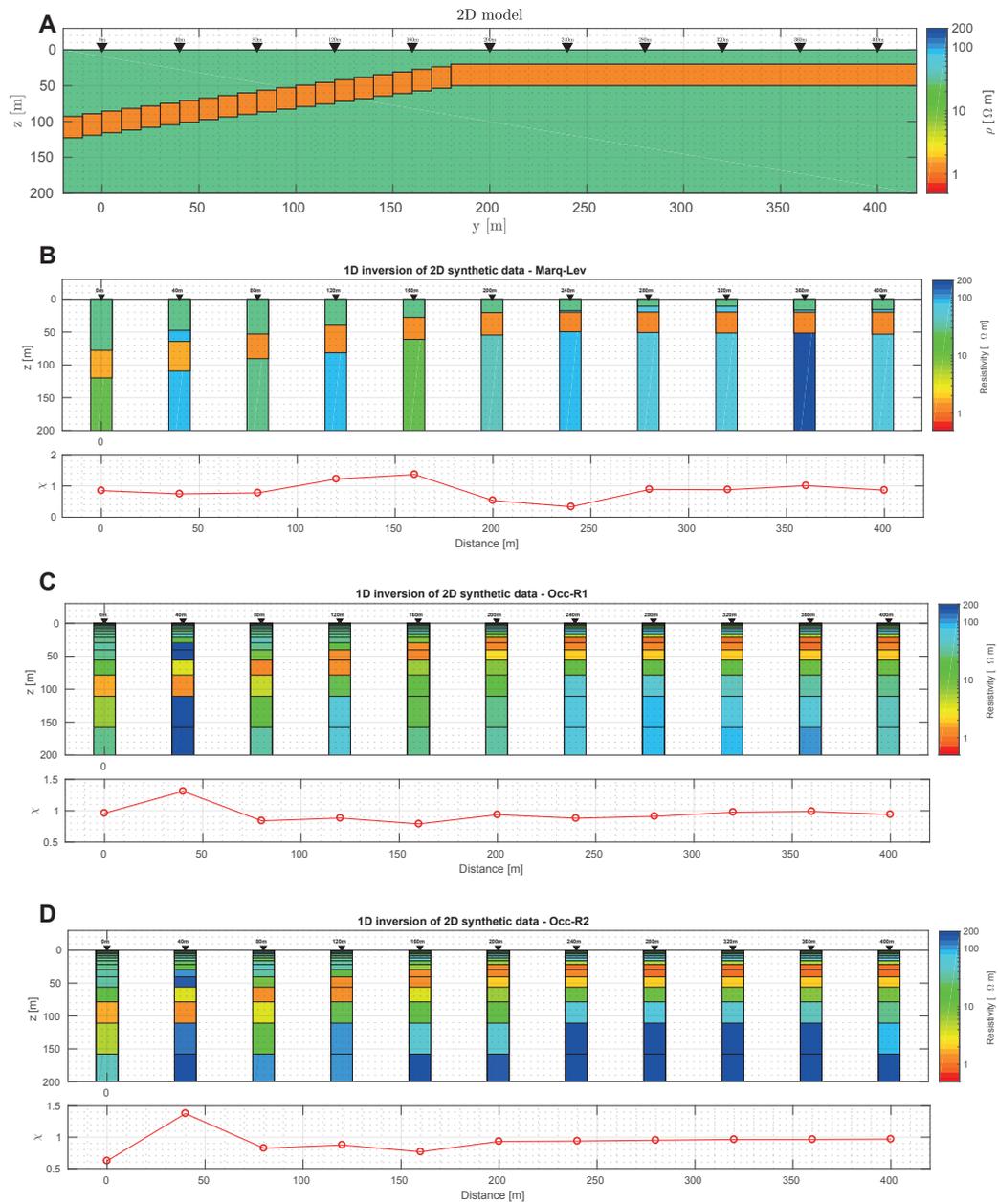


Figura 5.22: A) Modelo Forward de estructura 2 basada en modelamiento 1D del Perfil BB'. B) Inversión 1D tipo Marquardt-Levenberg datos sintéticos 2D. C) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R1 de datos 2D. D) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R2 de datos 2D.

### Forward estructura 3

Al igual que el modelo forward anterior, este se basa en los resultados obtenidos del perfil BB' (Figura 5.15), pero esta vez intentando representar de manera simplificada los conductores C1, C2 y C3. Consiste en una capa subhorizontal discontinua de  $1 \Omega m$ , con un espesor de 20 m a la izquierda y de 35 m a la derecha, además de una capa inclinada conductora extendida en profundidad, sobre un semi-espacio de  $30 \Omega m$ .

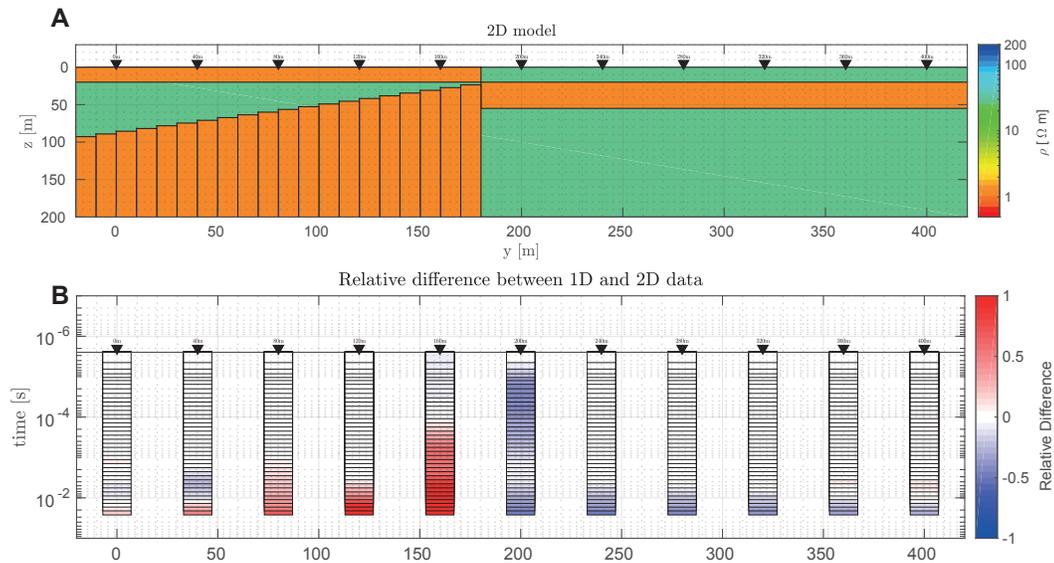


Figura 5.23: A) Modelo Forward de estructura 3 basada en modelamiento 1D del Perfil BB'. B) Diferencia relativa entre los datos sintéticos 1D y 2D.

Las principales diferencias de voltajes entre los modelamientos 1D y 2D (5.23) se dan entorno a la discontinuidad, siendo  $V_{1D} > V_{2D}$  en el lado izquierdo y  $V_{1D} < V_{2D}$  en el lado derecho.

Los modelamientos 1D de los datos sintéticos muestran que se logra delimitar de buena forma las capas conductoras subhorizontales, no obstante se subestima la resistividad del semi-espacio y la capa conductora inclinada extendida en profundidad no se logra definir bien, en algunas ocasiones subestimando su resistividad.

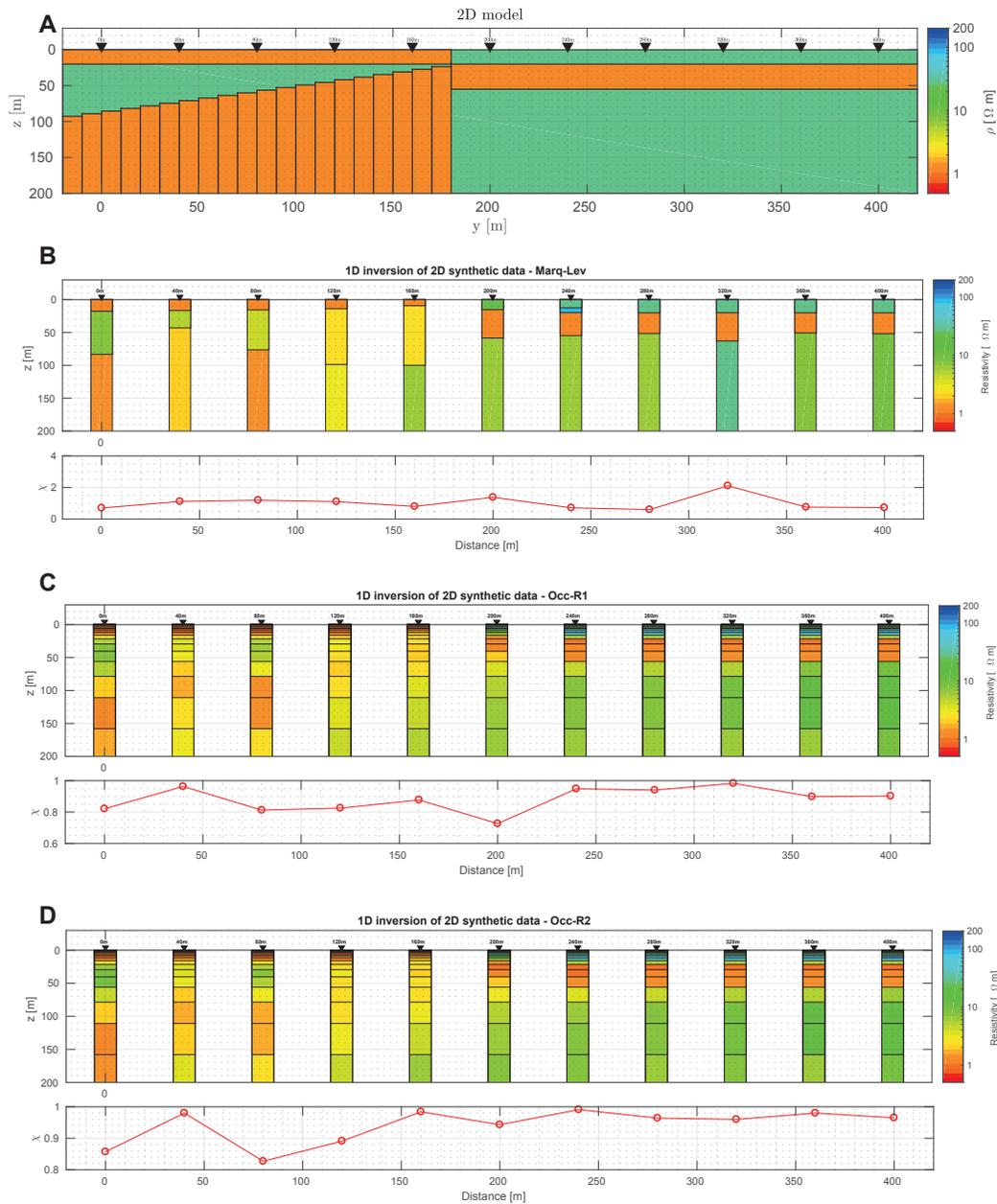


Figura 5.24: A) Modelo Forward de estructura 3 basada en modelamiento 1D del Perfil BB'. B) Inversión 1D tipo Marquardt-Levenberg datos sintéticos 2D. C) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R1 de datos 2D. D) Inversión 1D tipo Occam con parámetro de rugosidad R2 de datos 2D.

## 5.2.2. Modelamiento forward 2D de perfiles

Con la finalidad de evaluar las estructuras bidimensionales de los perfiles, se realizaron modelos forward 2D utilizando los modelos unidimensionales obtenidos. Se ha considerado que los modelos de capas 1D bajo una estación abarcan en la horizontal el tamaño completo

del loop (40 m), es decir, si una estación se encuentra a los 40 m, el modelo de capa para esa estación abarcaría entre los 20 m y 60 m en el modelo forward 2D.

Luego, considerando los análisis realizados en la sección anterior (5.2.1) se hicieron pruebas de distintos modelos forward variando espesores, resistividades, eliminando capas y zonas específicas, etc. En esta sección se presenta el modelo forward 2D con mejor ajuste de los realizados, que no necesariamente es el óptimo. Otros modelos realizados se pueden ver en H. Adicionalmente, se ha calculado la diferencia relativa entre los datos sintéticos de los modelos forward 2D respecto a los datos medidos en campo, para poder evaluar sus discrepancias. Esta es calculada como:

$$RD_{(field-2D)} = -\frac{V_{field} - V_{2D}}{V_{field}} \quad (5.3)$$

Donde  $V_{field}$  corresponde a los datos medidos y  $V_{2D}$  los datos sintéticos de los modelos forward 2D.  $RD < 0$  indica que  $V_{2D} < V_{field}$ , mientras que  $RD > 0$  indica que  $V_{2D} > V_{field}$ .

### **Perfil AA'**

En la figura 5.25 se muestra el modelo forward 2D utilizando los modelos obtenidos de la inversiones 1D. Se observa que el ajuste del modelamiento tiene grandes discrepancias en la mayoría de las estaciones, especialmente en los tiempos tardíos.

Considerando el análisis realizado en 5.2.1, donde se observó una sobre estimación de la resistividad del semi-espacio y la reproducción de una capa más conductora inexistente al lado izquierdo de la capa subhorizontal de gran conductividad, se realizaron distintos modelos forward 2D eliminando por ejemplo la estructura C2, disminuyendo la resistividad de R1, etc. El mejor de los modelos obtenidos se muestra en la Figura 5.26, donde se puede apreciar que el ajuste del modelamiento es mucho mejor que el obtenido utilizando los modelos obtenidos de la inversión 1D.

### **Perfil BB'**

El modelamiento forward 2D utilizando los modelos obtenidos de las inversiones 1D del perfil BB' se observa en la Figura 5.27. Muestra diferencias considerables para varias de las estaciones, especialmente las ubicadas a 200 m, 240 m y 280 m.

Considerando los análisis realizados en la sección anterior y el ajuste de los datos, se modificó el modelo variando las resistividades del cuerpo C2 y R1. El modelo con mejor ajuste encontrado se muestra en la Figura 5.28, donde se observa que el ajuste bidimensional es bastante bueno, incluso mejor que el modelo 1D original.

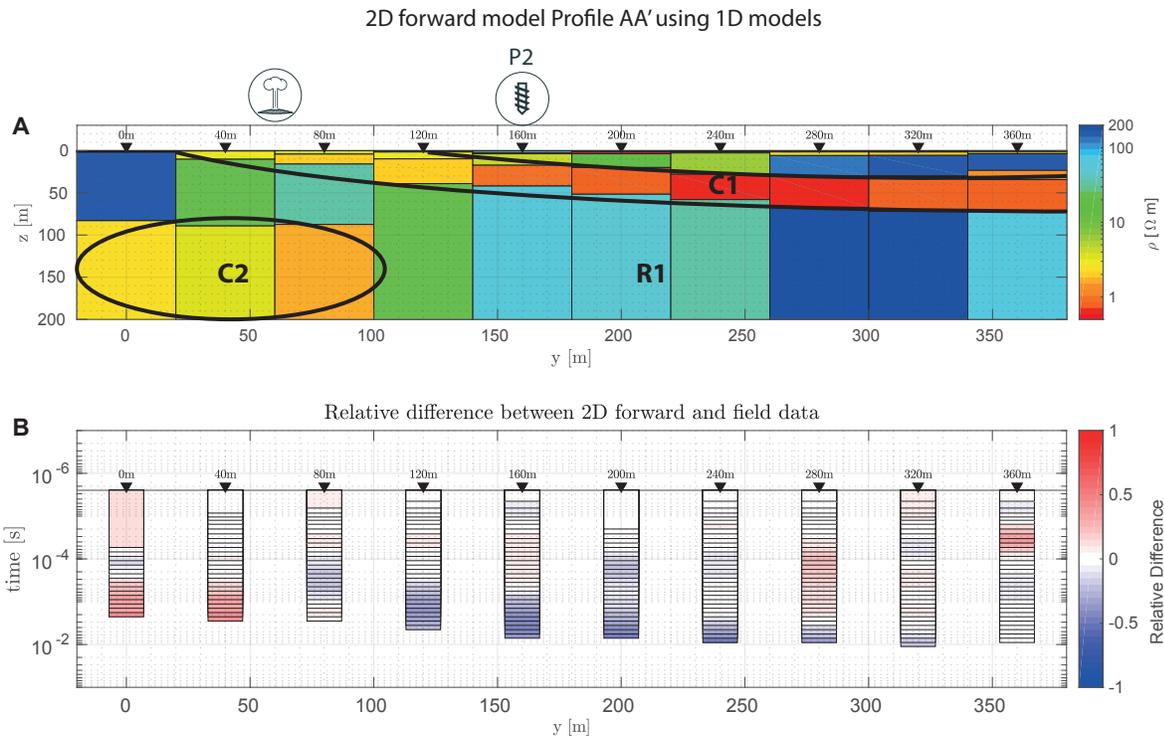


Figura 5.25: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

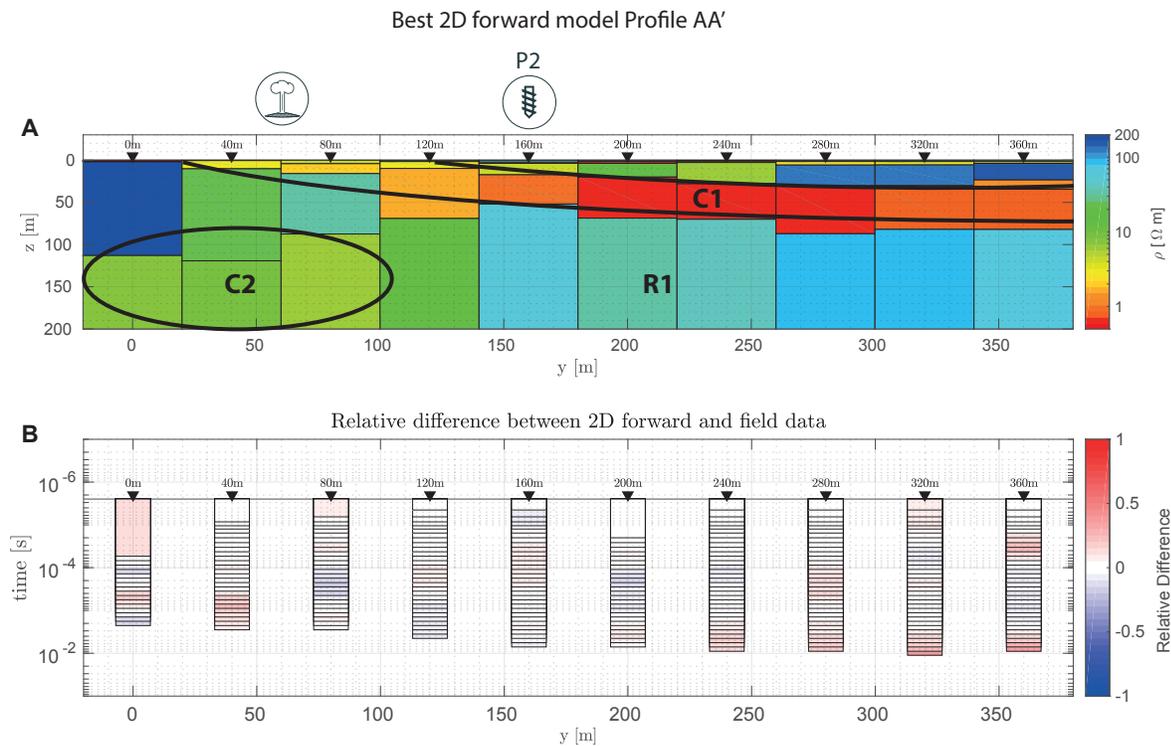


Figura 5.26: A) Mejor modelo Forward 2D de perfil AA'. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

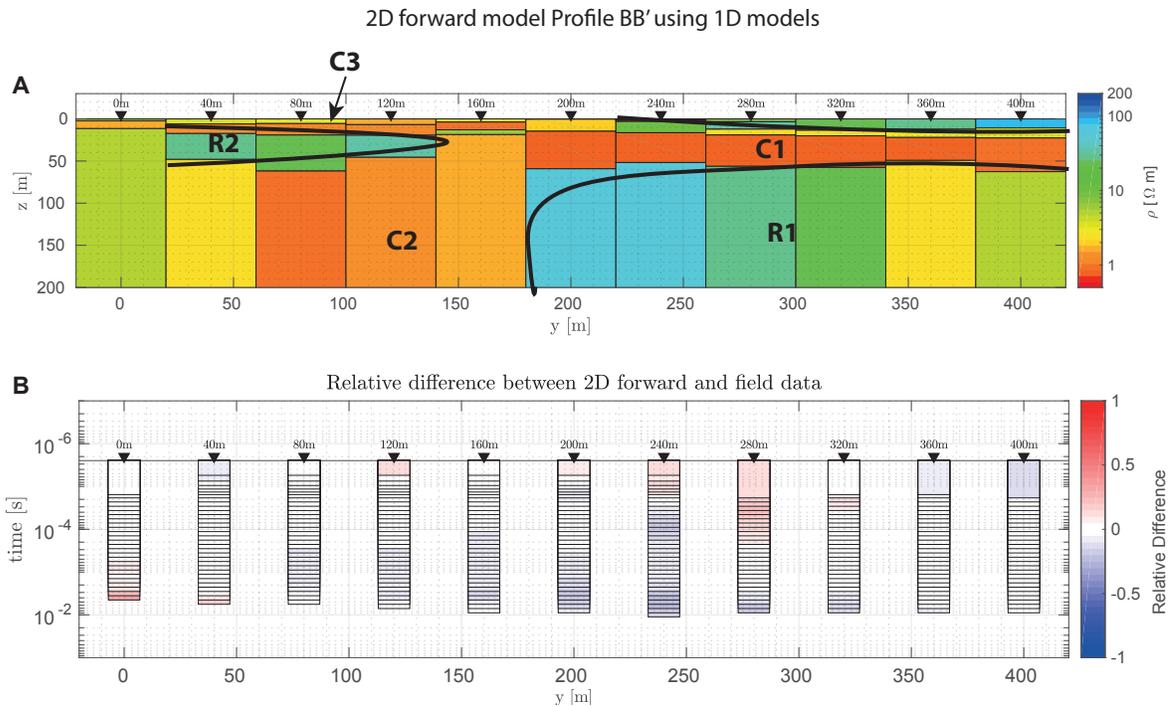


Figura 5.27: A) Modelo Forward 2D de perfil BB' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

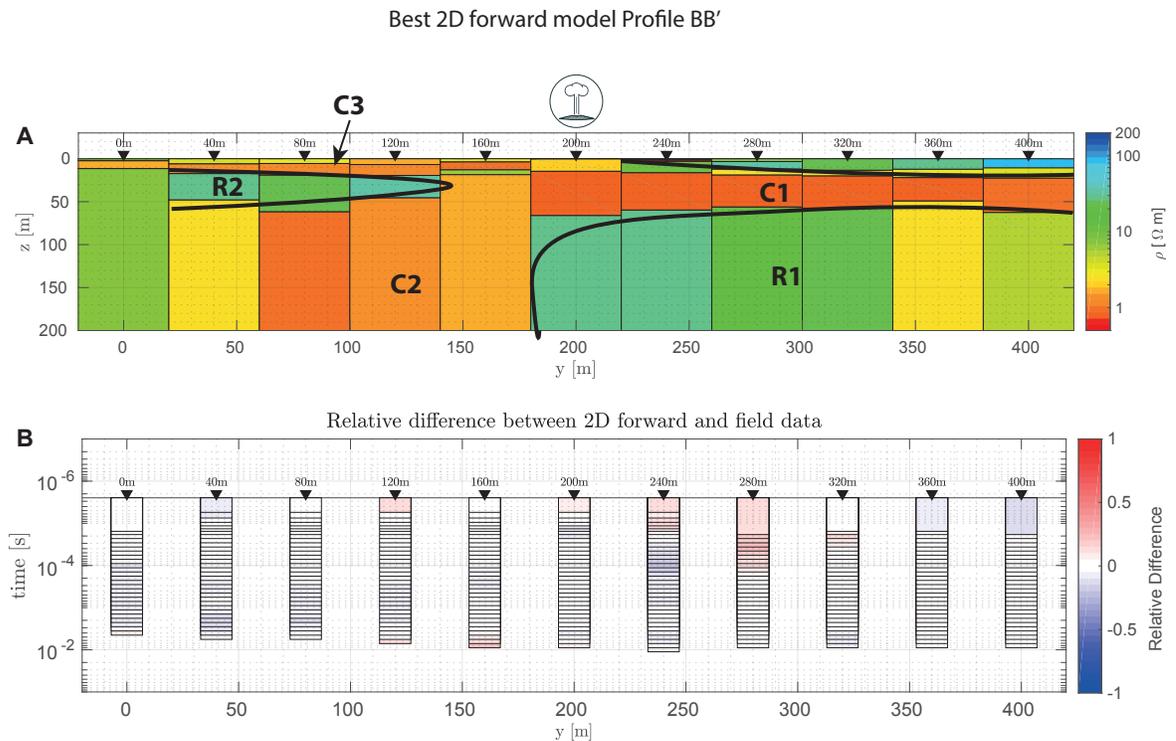


Figura 5.28: A) Mejor modelo Forward 2D de perfil BB' realizados. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

## PERFIL CC', DD' y EE'

Los modelamientos forward 2D realizados para los perfiles CC', DD' y EE' (Figuras 5.29, 5.30, 5.31 respectivamente), utilizando los modelos obtenidos de las inversiones 1D muestran en general un buen ajuste, como era de esperarse considerando que los modelos no muestran grandes variaciones de resistividad en la dirección horizontal.

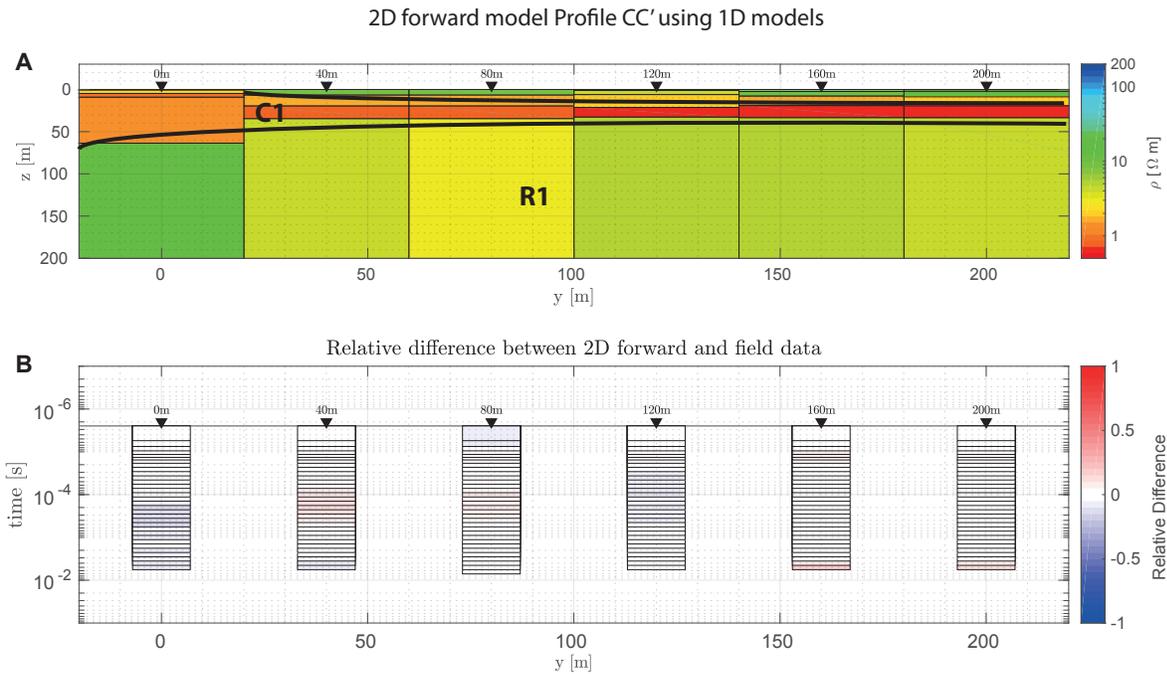


Figura 5.29: A) Modelo Forward 2D de perfil CC' utilizando modelos 1D realizados. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

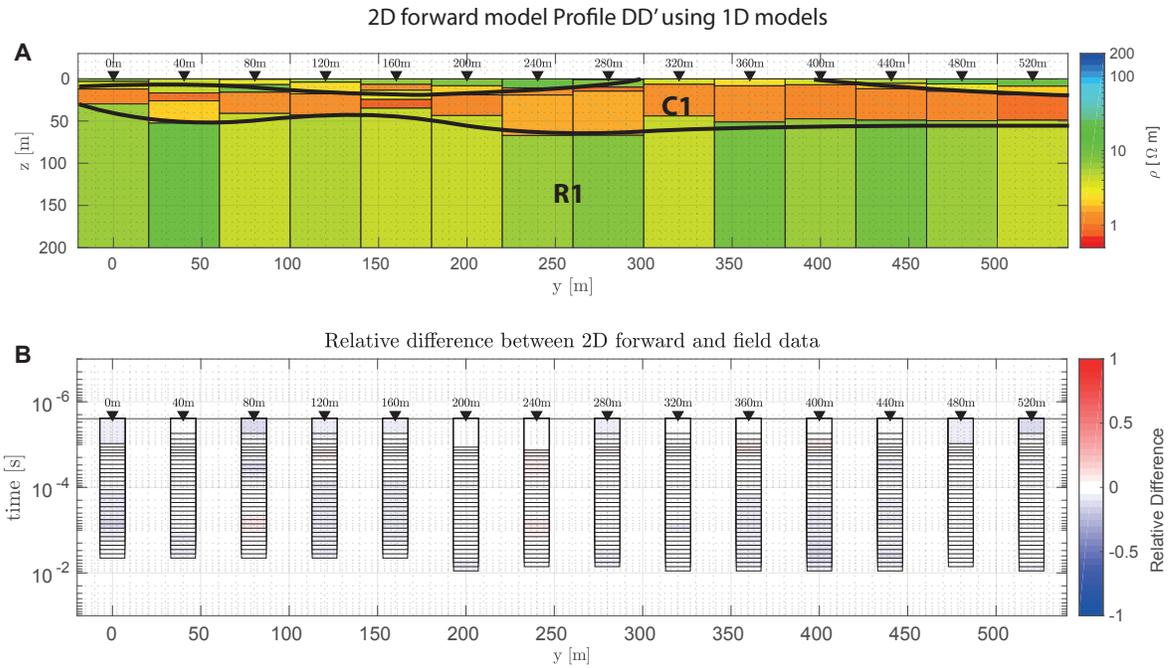


Figura 5.30: A) Modelo Forward 2D de perfil DD' utilizando modelos 1D realizados. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

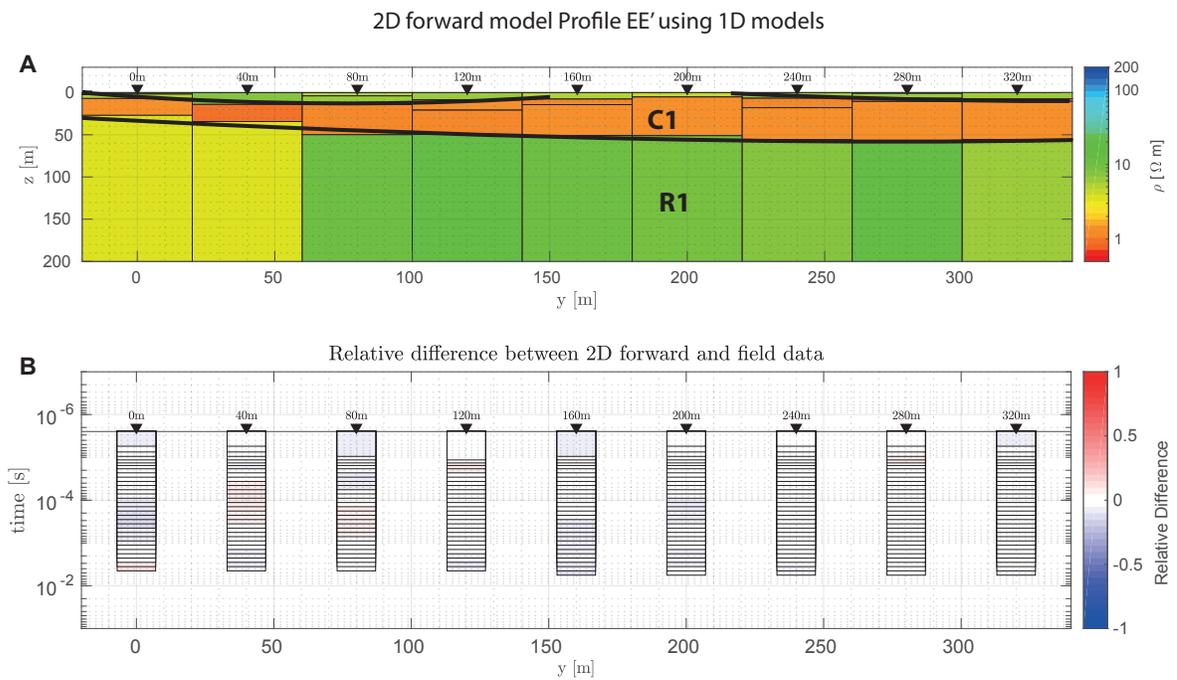


Figura 5.31: A) Modelo Forward 2D de perfil EE' utilizando modelos 1D realizados. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

# Capítulo 6

## Discusión

### 6.1. Interpretación de modelos

Como ha sido descrito en la Sección 3.2.1, los sistemas geotermales de alta entalpía presentan grandes variaciones en su estructura de resistividades, donde la correlación entre bajas resistividades y la presencia de fluidos no siempre es correcta y la presencia de minerales de alteración hidrotermal juega un rol importante en el aumento de la conductividad de algunas zonas (Árnason *et al.*, 2000; Muñoz-Saez *et al.*, 2018; Oskooi *et al.*, 2016). Por otra parte, la presencia de fluidos salinos son característicos de sistemas geotermales (Nicholson, 2012), los cuales aumentan la conductividad eléctrica.

Los análisis químicos de aguas han determinado la composición de las aguas termales asociadas a las distintas cuencas del campo geotermal El Tatio (e.g Ellis (1969); Giggenbach (1978); Muñoz-Saez *et al.* (2018); Tassi *et al.* (2010)). En general, las concentraciones de  $Cl^-$  y  $Na^+$  son más de un orden de magnitud mayor a las concentraciones de otros elementos disueltos (e.g Muñoz-Saez *et al.* (2018)). Las aguas termales de geysers y *perpetual spouter* presentan temperatura, Ph y salinidad similar, sin embargo las más altas temperaturas (86.6 °C) y salinidad se encuentran en la Cuenca Superior. En cambio, en aguas asociadas a piscinas termales no eruptivas las características termales son más variables y son típicamente menos salinas. En la Cuenca Media y la Cuenca Baja, la salinidad de las aguas es ligeramente menor con respecto a la Cuenca Superior y presentan una mayor dilución, pero aun así son consideradas como aguas maduras con alta concentración de cloruro. Las concentraciones de cloruro se relacionan linealmente con la conductividad eléctrica medida y los resultados para los distintos tipos de manifestaciones geotermales se muestran en la Figura 6.1. Las aguas asociadas a manifestaciones geotermales muestran ser altamente conductivas, en general bajo los 2  $\Omega m$ , alcanzando resistividades de hasta 0.5  $\Omega m$  en los casos más extremos.

En los perfiles AA' y BB', ubicados en la Cuenca Superior es posible observar una capa superficial conductora con resistividades entre 0.5 y 1  $\Omega m$  (capa C1 en Figura 6.2), con su techo a los 15-20 m y su base aproximadamente en los 50 m de profundidad. Según las descripciones de ENG-FCFM (2008) para el pozo 2 ubicado a no más de 40 m del perfil AA', los primeros 90 metros corresponden a depósitos cuaternarios con arenas principalmente en

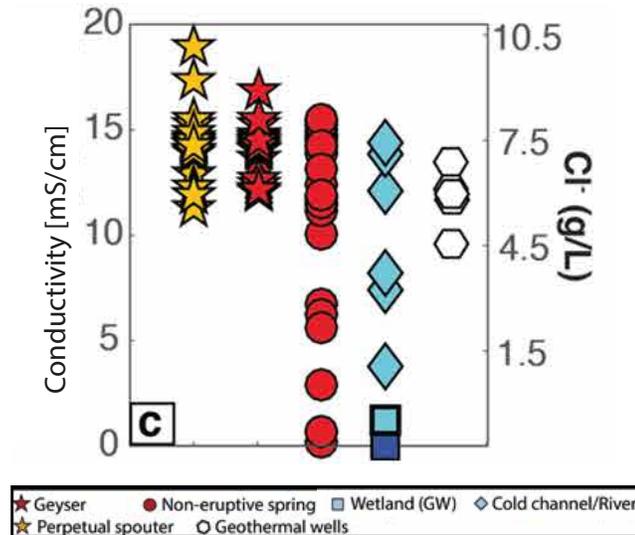


Figura 6.1: Caracterización de muestras de aguas. Conductividad eléctrica en eje izquierdo y concentración de  $\text{Cl}^-$  en eje derecho (derivado de conductividad eléctrica). Obtenida de Munoz-Saez *et al.* (2018)

los primeros 30 m, y luego arenas intercaladas con limolitas, areniscas y gravas, con algunas partes silicificadas. Este tipo de depósitos, en ausencia de alteración, fracturas y fluidos suelen ser de altas resistividades, por sobre los  $100 \Omega m$  (ver Figura 3.1), por lo que las altas conductividades en esta capa somera son índice de la presencia de fluido y/o alteración hidrotermal.

La capa conductora (C1) se hacen más superficial en las zonas con presencia de manifestaciones geotermales, lo que hace lógico pensar entonces que podría estar asociada a los fluidos que ascenderían a superficie. En particular, en el perfil AA' entre los 40 m y 80 m del perfil hay presencia de geysers, mientras que en el perfil BB' a los 200 m hay presencia de *perpetual spouter*. Según lo descrito por Munoz-Saez *et al.* (2018), los fluidos asociados a manifestaciones termales de estos 2 tipos presentan las más altas conductividades (sobre los  $10 \text{ mS/cm}$ , bajo  $1 \Omega m$  de resistividad, en la mayoría de los casos). Por lo tanto una posible razón de las bajas resistividades de C1 es que esté asociada a la presencia de fluidos hidrotermales. Para validar esta hipótesis se ha desarrollado un ejercicio simple basado en la Ley de Archie. Archie *et al.* (1942) determinó que el exponente de cementación ( $m$ ) varía entre 1.3 para arenas no consolidadas, hasta 2.0 para arenas consolidadas, mientras que Pengra *et al.* (1999) determinó que para areniscas varía entre 1.6 y 2.0. Por otra parte, la porosidad para arenas varía entre 30 %-40 % según Bear (2013). Considerando que las resistividades de las aguas termales en superficie para la Cuenca Superior y Media varían entre 1 y  $0.5 \Omega m$  según el estudio de Munoz-Saez *et al.* (2018), se ha calculado según la Ecuación 3.1, la resistividad de la roca (en este caso arenas), para distintos exponentes de cementación, porosidad y considerando las 2 resistividades de fluido extremas (1 y  $0.5 \Omega m$ ). Los resultados se observan en la Figura 6.3.

Como se observa, las resistividades alcanzadas considerando las resistividades de las manifestaciones geotermales, tanto para  $\rho_f = 0.5 \Omega m$  como para  $\rho_f = 1 \Omega m$  son siempre superiores

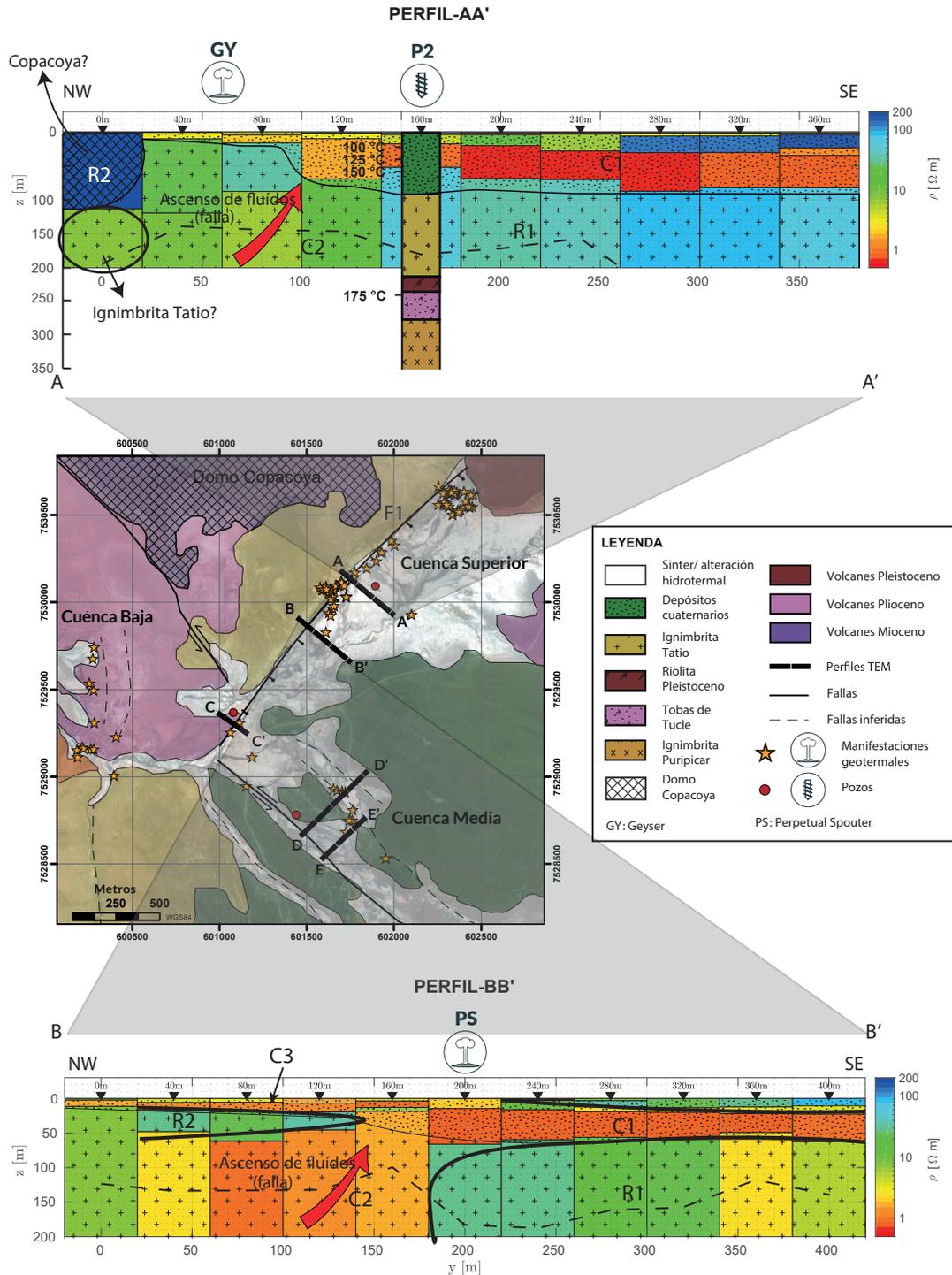


Figura 6.2: Sección 2D de resistividad subsuperficial de los perfiles ubicados en la Cuenca Superior, perfiles AA' y BB' y su interpretación. En línea punteada negra sobre los modelos se muestra el DOI calculado según (3.48) y según la simbología de las unidades estratigráficas se marcan las zonas interpretadas como depósitos cuaternarios e Ignimbrita Tatio. Las manifestaciones geotermiales se encuentran marcadas con estrellas amarillas, obtenidas de Muñoz-Saez *et al.* (2018). La ubicación de los pozos, su estratigrafía y temperaturas son obtenidos de ENG-FCFM (2008). Las fallas corresponden a las mapeadas según la literatura (Lahsen & Trujillo, 1976; Marinovic & Lahsen, 1984) y las fallas inferidas coinciden con la alineación de los valles y las fuentes termales.

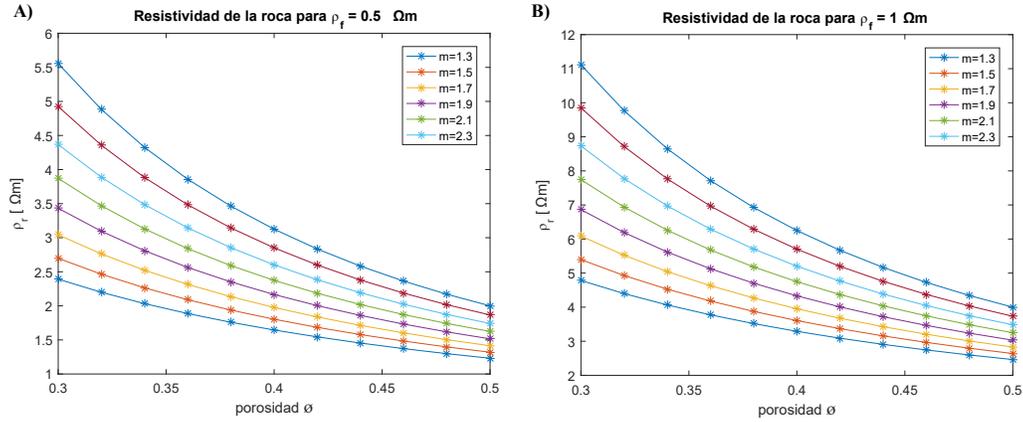


Figura 6.3: A) Resistividad de arena, considerando  $\rho_f = 0,5\Omega m$ , para distintos valores de exponente de cementación  $m$  y porosidades. B) Resistividad de arena, considerando  $\rho_f = 1\Omega m$ , para distintos valores de exponente de cementación  $m$  y porosidades.

a 1, independiente del factor de cementación utilizado. Las más bajas resistividades se alcanzan para una porosidad del 50 %, no obstante la bibliografía sustenta porosidades de hasta el 40 % para arenas. Para este valor de porosidad, considerando la resistividad de fluido mínima encontrada en el campo geotermal (entorno a  $0.5 \Omega m$ ), se alcanza una resistividad de hasta  $\sim 1.7 \Omega m$ , que es mayor a la observada para el conductor C1. Esto sería un indicador de que no basta la presencia de fluidos salinos en esta capa para llegar a las resistividades que se observan en los modelos. No obstante, hay evidencias según otros estudios (Cusicanqui, 1975; Giggenbach, 1978) de existencia de salmueras en el Tatio con concentraciones de cloruro de hasta  $185 g/l$ , lo que podría explicar fácilmente las altas conductividades de C1. Por otra parte, las temperaturas observadas en el pozo 2 (perfil AA') para la capa conductora C1 varían entre los  $100$  y  $150 \text{ }^\circ C$ , este rango de temperaturas corresponde a zonas de alteración de tipo argílica, dominada por la presencia de montmorillonita, un tipo de esmectita, eventualmente acompañada de ilita, clorita y zeolitas de bajas temperaturas (Huenges & Ledru, 2011). Las resistividades alcanzadas en esta zona de alteración varían entre los  $1-10 \Omega m$  (Ussher *et al.*, 2000). Las bajas resistividades de C1 podrían estar explicadas por este tipo de alteración, sin embargo, no es posible discernir si corresponde sólo a este factor. El hecho de que las arenas constituyen un medio poroso capaz de sustentar el flujo de fluidos, que C1 está directamente relacionada con la presencia de manifestaciones geotermales y por ende presencia de fluidos y las altas conductividades de las aguas termales en superficie, hacen coherente que esta capa conductora esté asociada a presencia de fluidos de altas temperaturas, lo que indicaría la existencia de un tercer acuífero más superficial, no obstante dadas las temperaturas presentes es posible la coexistencia con alteración tipo argílica.

La Ignimbrita Tatio ha sido descrita como una capa impermeable por diversos autores (Cumming & Mackie, 2010; ENG-FCFM, 2008; Lahsen & Trujillo, 1976; Lucchi *et al.*, 2009), sin embargo, como se observa en todos los perfiles, según la estratigrafía de los pozos 1, 2 y 4, se corresponde con una capa de resistividades relativamente bajas (entre  $5$  y  $10 \Omega m$  en la mayoría de los casos), lo cual es coherente considerando que en teoría corresponde a la capa que actuaría como confinadora de los acuíferos calientes más profundos (Dacitas Tucle e Ignimbrita Puripicar) y por lo tanto presentaría gran contenido de alteración argílica. Dada

su impermeabilidad, la presencia de fluidos en esta zona debe ser mínima, no obstante esta opción no es descartable dada la posibilidad de la presencia de fracturamiento secundario debido a estar en una zona dominada por fallas. Según lo descrito por ENG-FCFM (2008) las rocas que se observan alteradas en superficie corresponden principalmente a depósitos lacustres y aluviales que rellenan el valle de El Tatio, así como también rocas de la Ignimbrita Tatio y Río Salado. Mediante análisis de difracción de rayos X y observaciones petrográficas han determinado la presencia de minerales de alteración en distintas muestras de la zona. Una muestra de la Ignimbrita Tatio, obtenida del Pozo 1 a 170 °C, revela la presencia de cuarzo, illita, illita-montronita y nontronita, minerales típicos de alteración hidrotermal que aumentan considerablemente la conductividad de la roca, lo cual es coherente considerando el ambiente geotermal y las temperaturas mayores a 125 °C (que correspondería a una zona de alteración tipo argílica) según las mediciones en pozo 1 y 2, por lo que resistividades tan bajas como las observadas en los perfiles son posibles mediante la presencia de estos minerales de alteración. Esto es coherente con la descripción de alta alteración de la Ignimbrita Tatio en superficie en algunos sectores del campo geotermal (B. Godoy, comunicación oral).

En el perfil BB' se observa una zona altamente conductora (C2), por debajo de los 50 m de profundidad en sector NW del perfil. Esta capa conductora está directamente conectada con la capa más superficial C1. Es posible que corresponda a una zona de fracturas asociada a la falla F1 descrita en la zona (ver Figura 2.2), que permitiría el ascenso de fluidos más calientes y profundos desde el acuífero asociado a la Ignimbrita Puripicar, idea que es coherente considerando el gran contraste horizontal de resistividades observado a los 160 m (diferencia entre R1 y C2). Algo similar, ocurre en el perfil AA' donde se observa que la capa que subyace al conductor C1, asociada a la Ignimbrita Tatio, varía su resistividad de NW a SE pasando de una zona relativamente conductora con resistividades entre los 5 y 10  $\Omega m$  (C2) entre los 0 m y 120 m a una zona más resistiva (R1) con resistividades por sobre los 30  $\Omega m$ . Esto es consistente con lo observado en el perfil BB'. La presencia de fluidos en la zona de falla reduciría la resistividad de la ignimbrita considerablemente, no así en el sector SE (R1) donde no existe fracturamiento. De todas formas las resistividades observadas para la Ignimbrita Tatio en el perfil AA' difieren de lo observado en el resto de los perfiles, el rango de resistividades para esta unidad muestra una tendencia a disminuir hacia el sur. Lo anterior podría ser explicado por un mayor fracturamiento al sur del campo geotermal. En campo se observan distintas fracturas transversales a la falla principal F1 mapeada por Lahsen & Trujillo (1976), por ejemplo, en una de las manifestaciones termales cercanas al perfil CC' se ha fotografiado una fractura en dirección EW (ver Figura 6.4). Esto también explicaría de mejor forma la mayor dilución de aguas en la Cuenca Media en comparación con la Cuenca Superior según composiciones isotópicas (Munoz-Saez *et al.*, 2018).

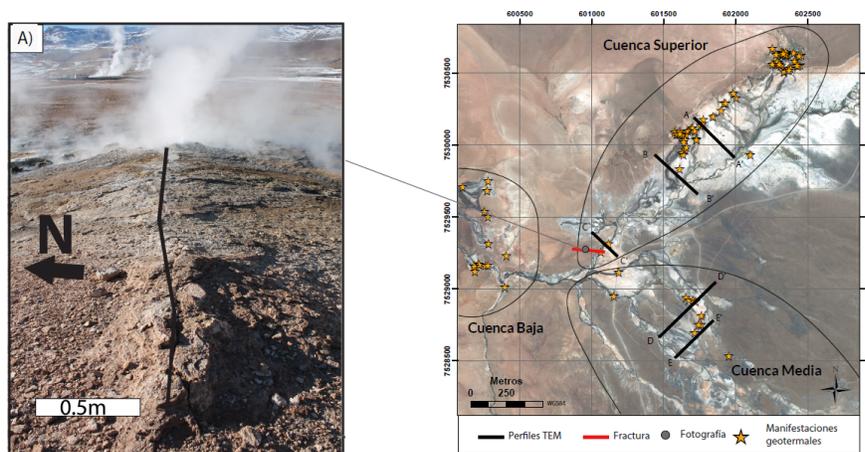


Figura 6.4: Fractura mapeada en dirección EW colindante a perfil CC'.

Otra zona de importancia que se observa en el Perfil AA' es el mayor resistivo (R2) en la zona NW, a los 0 m, que considerando su gran contraste con el resto de los sondajes del perfil, especialmente con los colindantes y su difícil ajuste, con un  $\chi$  en torno a 2, mayor al obtenido para el resto de la inversiones unidimensionales de loop central, inicialmente se pensó que podría ser producto de datos mal medidos. Sin embargo, en la modelación forward 2D la presencia de un gran resistivo, que se extiende desde los 0 m hacia el NW era necesario para lograr un buen ajuste de los datos. Lo anterior se correlaciona de buena forma con la geología de la zona dada la presencia del Domo Copacoya en el sector NW. Este domo, que corresponde a un domo dacítico del Mioceno, ha sido descrito como impermeable, que actuaría como una barrera geológica para las aguas que fluyen desde el este, impidiendo su flujo hacia el oeste, excepto por muy pequeñas cantidades que escurren a través de las diaclasas del intrusivo (Sanchez-Alfaro *et al.*, 2015), obligándolas a ascender a superficie. Por otra parte, estudios de magnetotelúrica (Cumming & Mackie, 2010; Figueroa, 2019) y Sondaje Eléctrico Vertical (Healy & Hochstein, 1973; Lahsen & Trujillo, 1976) han demostrado las altas resistividades observadas asociadas a este domo perteneciente al Grupo Volcánico I. No obstante, a pesar de la coherencia geológica, no es descartable la opción de mediciones erróneas o bien una gran influencia de una estructura bidimensional asociada a las altas resistividades del Domo.

Los perfiles DD' y EE' (Figura 6.1), presentan características muy similares. Se observa una capa conductora superficial C1, al igual que en los perfiles AA' y BB', con resistividades entre  $0.5-1 \Omega m$  entre los 15 m y 50 m de profundidad que se correlaciona en el pozo 1, según la estratigrafía descrita por ENG-FCFM (2008) con la presencia de arenas cementadas, y con arenas y el techo de la Ignimbrita Tatio en el pozo 4. Se observa una correlación entre la presencia de manifestaciones geotermales, en este caso *perpetual spouters*, con las zonas en que esta capa se hace más superficial. Al igual que en los perfiles AA' y BB', las bajas resistividades han sido interpretadas como la presencia de fluidos y posible presencia de alteración hidrotermal.

Una falla transcurrente de orientación SW-NE ha sido mapeada en la zona, perpendicular a los perfiles DD' y EE' (Lahsen & Trujillo, 1976). Esta falla podría actuar como una zona preferencial de ascenso de los fluidos más profundos a superficie y su consecuente mezcla

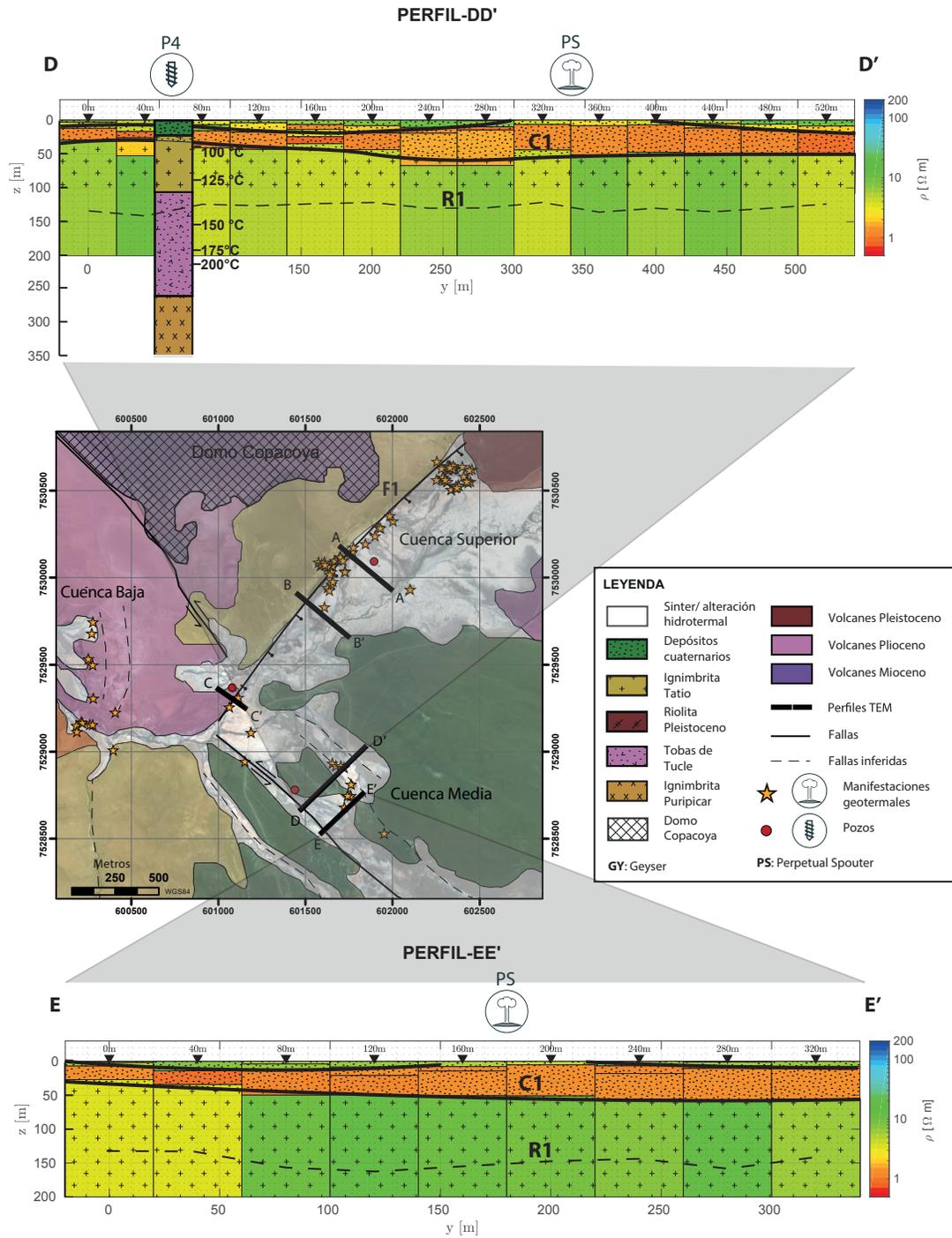


Figura 6.5: Sección 2D de resistividad subsuperficial de los perfiles ubicados en la Cuenca Media, perfiles DD' y EE' y su interpretación. En línea punteada negra sobre los modelos se muestra el DOI calculado según (3.48) y según la simbología de las unidades estratigráficas se marcan las zonas interpretadas como depósitos cuaternarios e Ignimbrita Tatio. Las manifestaciones geotermales se encuentran marcadas con estrellas amarillas, obtenidas de Muñoz-Saez *et al.* (2018). La ubicación de los pozos, su estratigrafía y temperaturas son obtenidos de ENG-FCFM (2008). Las fallas corresponden a las mapeadas según la literatura (Lahsen & Trujillo, 1976; Marinovic & Lahsen, 1984) y las fallas inferidas coinciden con la alineación de los valles y las fuentes termales<sup>80</sup>

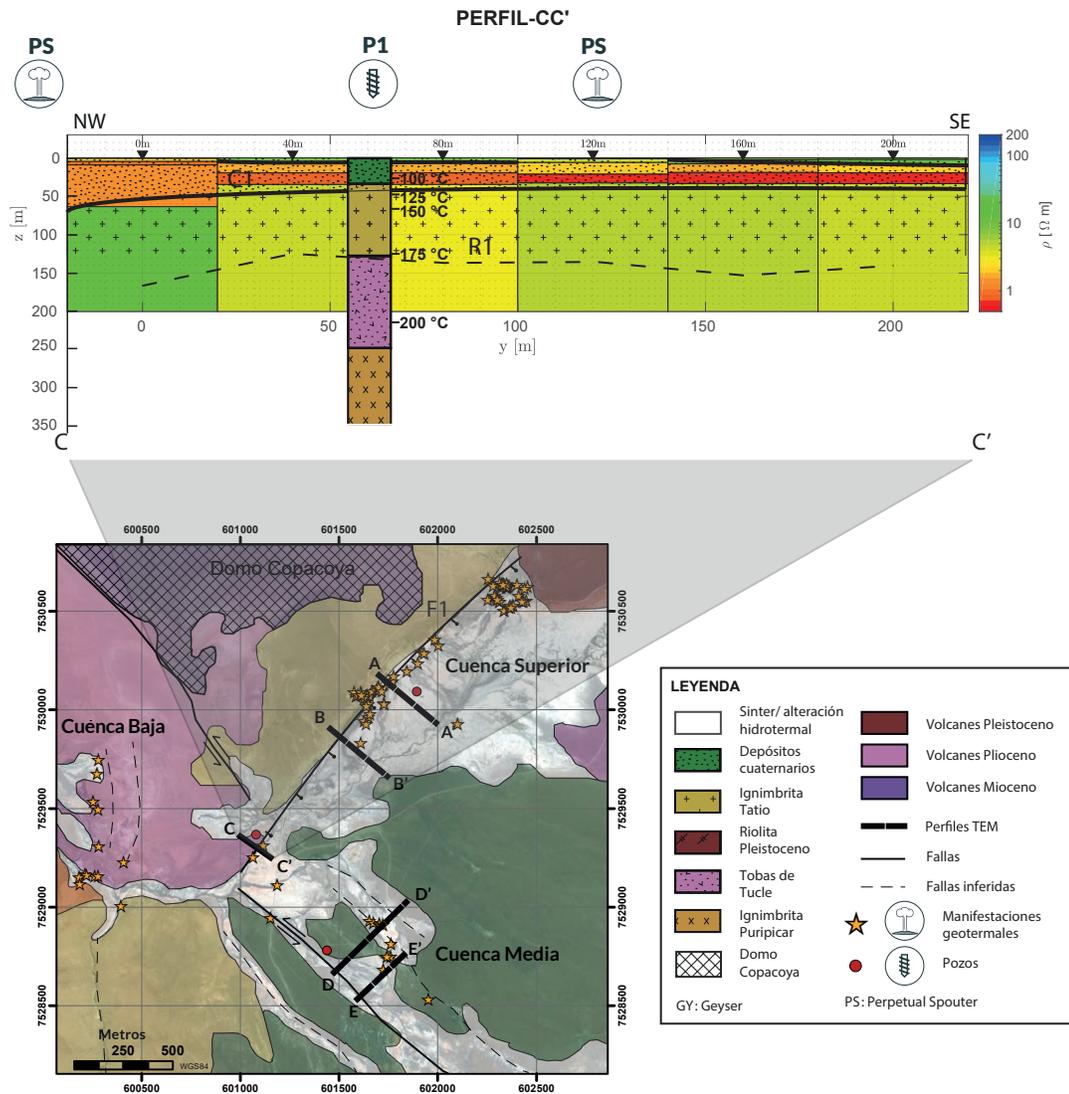


Figura 6.6: Sección 2D de resistividad subsuperficial de perfil CC' ubicado en la transición entre la Cuenca Superior y la Cuenca Media, y su interpretación. En línea punteada negra sobre los modelos se muestra el DOI calculado según (3.48) y según la simbología de las unidades estratigráficas se marcan las zonas interpretadas como depósitos cuaternarios e Ignimbrita Tatio. Las manifestaciones geotermales se encuentran marcadas con estrellas amarillas, obtenidas de Munoz-Saez *et al.* (2018). La ubicación de los pozos, su estratigrafía y temperaturas son obtenidos de ENG-FCFM (2008). Las fallas corresponden a las mapeadas según la literatura (Lahsen & Trujillo, 1976; Marinovic & Lahsen, 1984) y las fallas inferidas coinciden con la alineación de los valles y las fuentes termales.

con aguas meteóricas locales más superficiales. Esta diferencia estructural, respecto a lo que se observa en la Cuenca Superior, podría ser un factor importante para determinar los distintos tipos de manifestaciones geotermales entre la Cuenca Media y Superior. Con los perfiles ubicados en esta cuenca se esperaba lograr cruzar esta falla, lo cual posiblemente se observaría como una zona de alta conductividad en la Ignimbrita Tatio, similar a la de C2, dada la presencia de fluidos ascendiendo y conectando los acuíferos más profundos, no obstante esto no logra observarse en ninguno de los perfiles. Más bien, se observa una capa relativamente conductora bastante homogénea (R1), con resistividades entre 5-10  $\Omega m$  bajo el conductor C1, que estaría relacionada con la alteración hidrotermal de la Ignimbrta Tatio, al igual que lo observado en los perfiles AA' y BB'. De todas formas, la existencia de la falla transcurrente no es descartable. La geoquímica de aguas termales (Munoz-Saez *et al.*, 2018), indica en la Cuenca Media una mezcla de aguas maduras profundas con aguas jóvenes locales, al igual que en la Cuenca Superior, aunque con mayor dilución, por lo que una zona de mezcla debe existir y debe estar dominada por fracturamiento y/o vías preferenciales de escurrimiento.

La estructura de resistividades observadas en el perfil CC' (Figura 6.6) es muy similar a lo que se observa en los perfiles DD' y EE' a pesar de no encontrarse ubicado en la Cuenca Media y no contiene una relación estructural con lo observado en los perfiles AA' y BB'. Según la geología estructural descrita por Lahsen & Trujillo (1976) la falla normal que limitaría el graben El Tatio se extiende hacia el SW más allá de este perfil. Posiblemente esta falla no ha logrado ser cortada por el perfil CC' o bien su extensión no esta bien definida en la literatura y la falla no se extiende tan al sur. No obstante, el aumento de espesor de sedimentos hacia el NW del perfil es un posible indicador de la presencia de una falla y la existencia de manifestaciones geotermales en la misma dirección es consistente con una zona de mayor permeabilidad.

Las manifestaciones geotermales ubicadas en los perfiles BB', DD', EE' y en el sector NW del perfil CC' corresponden principalmente a *perpetual spouter*, a diferencia de las manifestaciones eruptivas tipo geyser ubicadas en el perfil AA'. Estas diferencias están posiblemente relacionadas con la ausencia/presencia de una barrera geológica, respectivamente. En el perfil AA', el resistivo R2 que ha sido asociado al domo impermeable Copacoya, impediría el flujo de fluidos hacia el oeste. La presencia de una barrera de este tipo determinaría un ascenso obligatorio de los fluidos del acuífero más profundo (Ignimbrita Puripicar) que proporcionaría niveles de presión y temperatura óptimos para generarse manifestaciones más eruptivas, a diferencia de los otros perfiles donde no se observan zonas particularmente resistivas que podrían actuar como barrera. Por otra parte, el posible gradiente de fracturamiento hacia el sur antes mencionado, podría ser un factor de importancia también en este sentido. Un mayor fracturamiento en el sur facilitaría el ascenso de fluidos, mientras que en el norte el ascenso sería por un solo conducto (la falla principal).

Según la estratigrafía de los pozos y su correspondiente correlación con las distintas resistividades observadas en los perfiles, los conductores C1 han sido interpretados como depósitos cuaternarios (principalmente arenas) con contenido de fluidos altamente clorurados y presencia de alteración tipo argílica, que estarían por sobre la Ignimbrita Tatio de mayor resistividad, aunque de todas formas considerablemente conductora. Estudios geofísicos electromagnéticos en otras zonas del mundo han sido de utilidad para definir zonas de fallas

distinguiendo distintas unidades estratigráficas como zonas de distinta resistividad, incluso pudiendo observar desplazamientos verticales cuantificables de algunas formaciones (Suzuki *et al.*, 2000). En la Figura 6.7, Yogeshwar & Tezkan (2017) determinan la zona de falla asociando zonas de una misma resistividad a una unidad litológica particular y de esta forma determina la posible ubicación de la falla que anteriormente habría sido inferida por estudios geológicos. Este tipo de estudio validaría la idea de asociar los altos contrastes de resistividades lateral en los perfiles AA' y BB' con la falla mapeada según la geología estructural del Tatio.

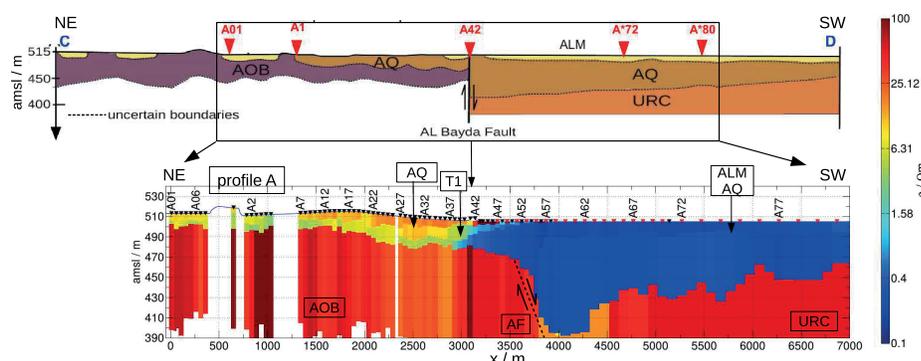


Figura 6.7: (a) Sección geológica representativa de perfil de TEM en la zona de falla Al Bayda, en la cuenca de Azraq, Jordán. (b) Sección 2D de resistividad subsuperficial y su interpretación. Modificada de Yogeshwar & Tezkan (2017).

En los perfiles AA' y BB', se observa que la capa de bajas resistividades asociada a los depósitos cuaternarios es de un menor espesor al NW del perfil y aumenta de espesor de SE a NW hasta los 120 en el perfil AA' y hasta los 200 en el perfil BB'. Este aumento de espesor también puede observarse en el sector NW del perfil CC'. Estas variaciones en el espesor sedimentario son coherentes con la presencia de la falla (F1) descrita en el sector, sin embargo es difícil concluir sobre su geometría y cinemática. Lahsen & Trujillo (1976) la han descrito como una falla normal con manteo en dirección SE, que es coherente con una disminución de espesor sedimentario al oeste de la falla y un aumento de espesor inmediatamente al este de esta, como lo que se observa en el trabajo de Yogeshwar & Tezkan (2017) (Figura 6.7). Sin embargo, si los fluidos utilizan esta estructura para ascender desde los acuíferos profundos, disminuirían la resistividad de su entorno y una zona de baja resistividad se esperaría observar en la dirección de la estructura. Esta falla ha sido mapeada principalmente por la alineación de manifestaciones geotermales en la zona y la geología estructural asociada a un sistema extensivo (graben El Tatio), si bien es posible observar rasgos estructurales en superficie, la geometría de la falla en profundidad es desconocida. Por otra parte, la tectónica del campo geotermal El Tatio aún no es clara, como se describe en la Sección 2.2.2, otros modelos estructurales han sido propuestos, como el de Lucchi *et al.* (2009), quien propone que la zona está dominada principalmente por fallamientos inversos de orientación NNE-SSW que son intersectados por lineamientos tectónicos de menor escala en dirección NW-SE, lo que deja una opción abierta a la presencia de estructuras inversas en la zona. Un posible fallamiento tipo inverso de vergencia SE (manteo NW) también podría explicar de buena forma las diferencias de espesores sedimentarios observados en los modelos, como lo obtenido en el trabajo de Suzuki *et al.* (2000), Figura 6.8. En este caso, los fluidos que utilizarían la

estructura para ascender disminuirían la resistividad del sector NW y entonces el cuerpo C2 observado en los perfiles AA' y BB' podría ser mejor explicado. Si bien se ha logrado definir la localización de la falla, es difícil hablar sobre la geometría de esta estructura a partir de los perfiles TEM. Estudios más completos de geología estructural y/o otros métodos geofísicos, como por ejemplo sísmica o gravimetría, podrían ayudar a comprender de mejor forma la geometría de esta falla.

En el perfil AA', el resistivo R2 que geológicamente es coherente con la presencia del domo impermeable Copacoya, suprayace una capa conductora (última capa de sondaje a 0 m) que en términos de resistividades se correlaciona con la zona que ha sido interpretada como la Ignimbrita Tatio, sin embargo el Domo Copacoya es de edad Miocénica y la Ignimbrita del Pleistoceno. La presencia de esta capa conductora bajo el resistivo R2 podría ser explicado por un cabalgamiento que permitiría el ascenso de un bloque más antiguo sobre uno más joven, sin embargo otras opciones también son viables, como por ejemplo la presencia de un sistema epitermal asociado al domo Copacoya, es decir, un antiguo sistema hidrotermal que habría producido zonas de alteración en el pasado y por lo tanto zonas de bajas resistividades, en general al menos un orden de magnitud menor con respecto a las zonas inalteradas (Allis, 1990), que es coherente con la resistividades observadas. O bien, que corresponda al intrusivo con un alto nivel de fracturamiento y por lo tanto un alto contenido de fluidos en la zona.

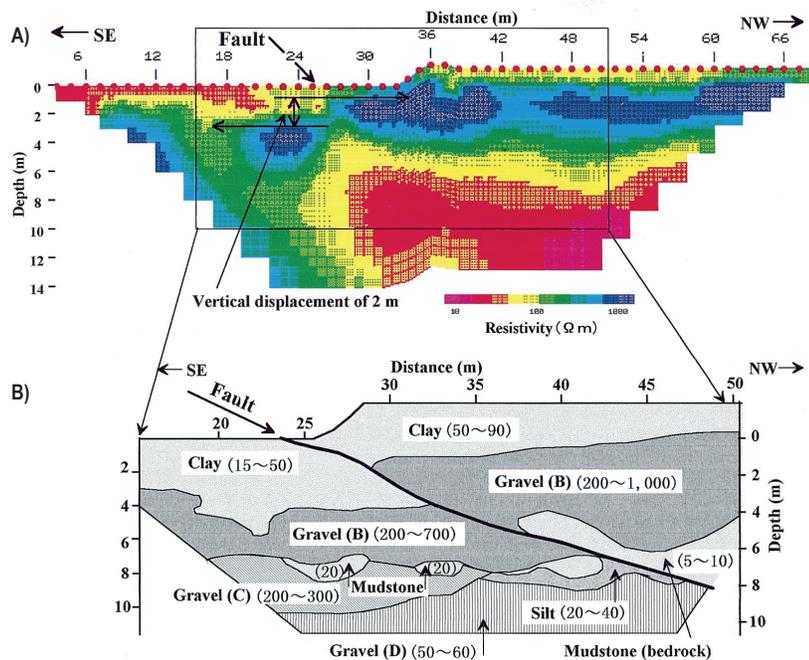


Figura 6.8: Ejemplo de detección de falla inversa mediante resistividad eléctrica. Falla de Kawafune, Japón. A) Mapa de resistividad 2D de zona de estudio. B) Sección geológica de la zona de estudio. La falla corresponde a una falla inversa de bajo ángulo con un deslizamiento vertical de 2 m. Figura obtenida de Suzuki *et al.* (2000).

## 6.2. Correlación con otros estudios geofísicos en la zona

Otros estudios geofísicos a escala regional han sido desarrollados en el campo geotermal El Tatio. Métodos geoelectricos han sido utilizados para determinar la extensión en sub superficie del reservorio geotermal utilizando los bajos valores de resistividad debido a la presencia de aguas salina y alteración hidrotermal para determinar los límites del campo. Lahsen & Trujillo (1976) efectuaron levantamientos de resistividad que cubren la mayor parte del campo geotérmico empleando una configuración Schlumberger con  $AB/2=250, 500$  y  $1000$  m. Los resultados de  $AB/2 = 250$  m (Figura 6.9) muestran 3 áreas de baja resistividad aparente que coinciden con las zonas de actividad hidrotermal superficial, la principal en la zona central de El Tatio. Estas zonas de bajas resistividades son separadas por áreas de alta resistividad, la que asocian a cambios en la permeabilidad de las rocas.

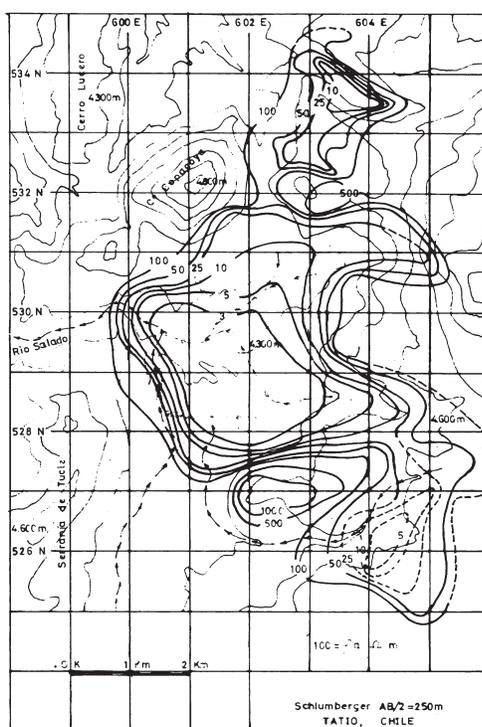


Figura 6.9: Mapa de resistividad aparente del campo geotermal El Tatio mediante schlumberger con  $AB/2=250$  m. Extraída de Lahsen & Trujillo (1976)

A pesar de que este estudio es a una escala mucho mayor que la de esta tesis, se logra ver una coherencia en las bajas resistividades encontradas y un aumento considerable de resistividades en la porción NW del campo geotermal asociada a la presencia del Domo Copacoya.

El último estudio de magnetotelúrica en la zona (Figuroa, 2019) que es coherente con el antes realizado (Cumming & Mackie, 2010), muestra correlación con los modelos obtenidos en esta tesis. El Domo Copacoya (Figura 6.10) muestra altos valores de resistividad que han sido interpretado como el remanente del edificio volcánico que no ha sido alterado debido a

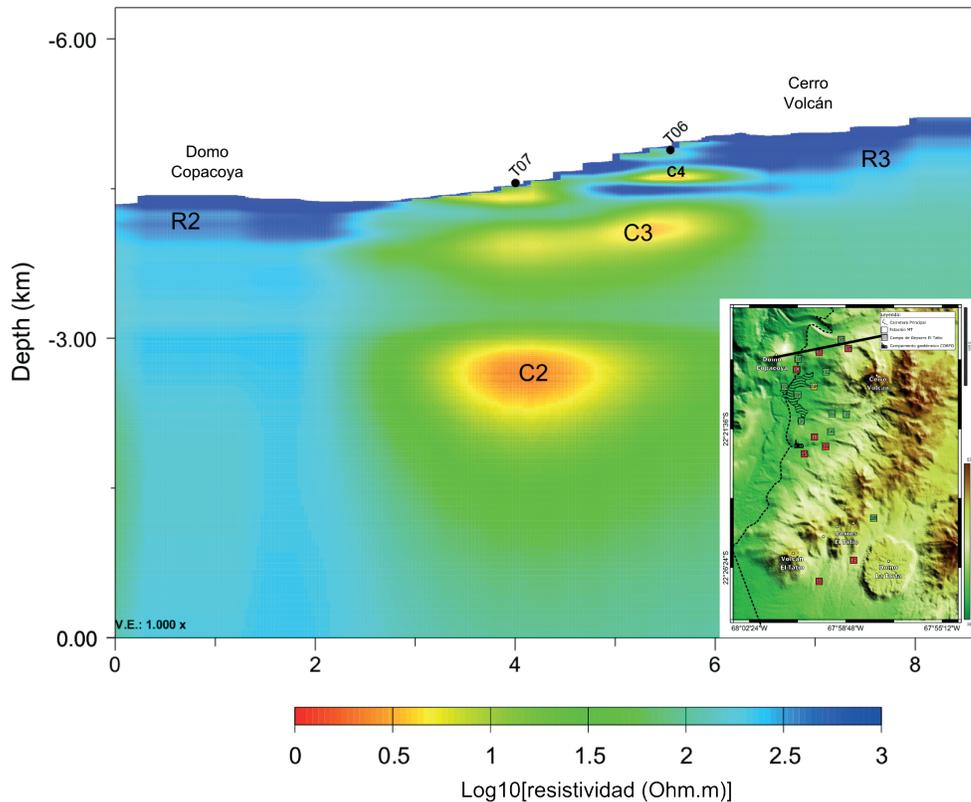


Figura 6.10: Corte transversal de la inversión sobre el domo Copacoya y Cerro Volcán. Extraída de Figueroa (2019)

su impermeabilidad. Adicionalmente, la resistividades que se correlacionan con la Ignimbita Tatio (Figura 6.11) son bastante bajas, siendo menores a  $10 \Omega\text{m}$  cerca del pozo 1 y menores a  $20 \Omega\text{m}$  cerca del pozo 2, que el autor las interpreta como evidencia de alteración tipo argílica o filítica, alteraciones hidrotermales típicas en campos geotermales.

### 6.3. Trabajo a futuro

En esta tesis se ha logrado dar un paso más respecto a la inversiones unidimensionales de datos de transiente electromagnético que son las comunes en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile y en nuestro país en general. Se han desarrollado modelamientos forward 2D que son más representativos y coherentes para zonas donde existen variaciones laterales importante, y se ha integrado la modalidad de medición de arreglos de Loop no concéntricos para evaluar posibles variaciones laterales de resistividad. Con los datos obtenidos es posible seguir trabajando, analizando y mejorando los modelos obtenidos, pudiéndose realizar modelamientos forward 2D que incluyan las mediciones de Loop no concéntrico de cada una de las estaciones o dar un paso más y realizar inversiones bidimensionales de los datos. Lo anterior, apoyado por un mapeo estructural en detalle de la zona ayudarían a entender mejor los flujos de los fluidos en el sistema geotermal El Tatio.

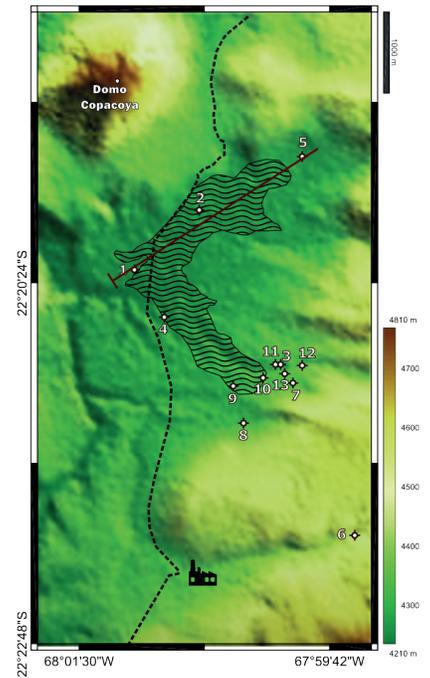
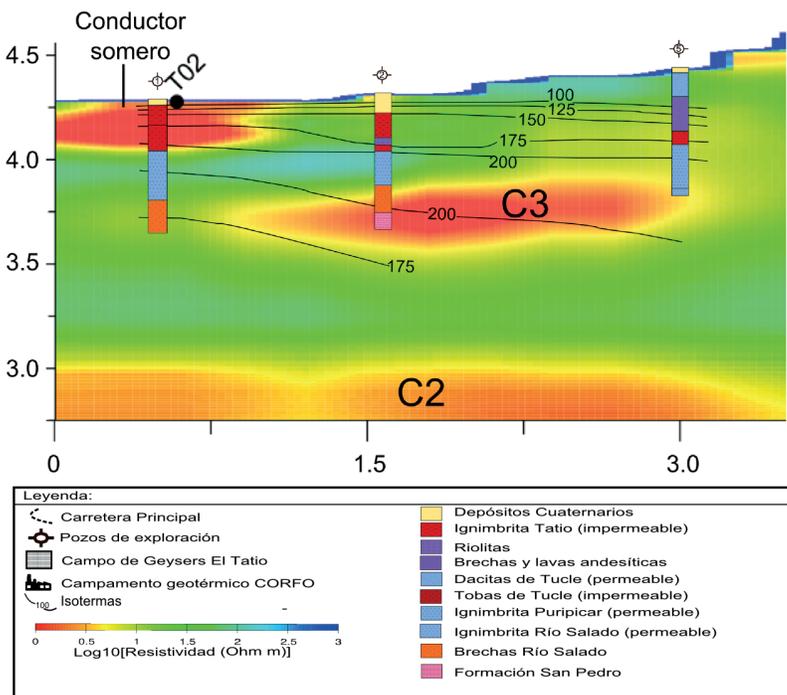


Figura 6.11: Corte transversal de la inversión que pasa por los pozos 1, 2 y 5. Se muestra además, litología de los pozos y temperatura en profundidad. Litologías impermeables (según pozos) son marcadas en rojo y zonas permeables en celeste.. Extraída de Figueroa (2019).

# Capítulo 7

## Conclusiones

En este trabajo se llevó a cabo un estudio geofísico a nivel local del campo geotermal El Tatio mediante el uso del método de transiente electromagnético (TEM). Se midieron un total de 50 estaciones TEM de 40 m<sup>2</sup> que forman parte de 5 perfiles, 2 en la Cuenca Superior, 2 en la Cuenca Media y uno en la transición Cuenca Media-Superior. Los modelos de resistividad obtenidos revelan diferencias estructurales entre estas cuencas, que estarían dominando las diferencias en los tipos de manifestaciones superficiales que se observan en superficie y las direcciones preferenciales de alineamiento de estas.

Se obtuvieron modelos unidimensionales de cada una de las estaciones de medición, tanto de Loop Central como de Loop No concéntrico, que fueron utilizados como base para llevar a cabo un modelamiento forward 2D de cada uno de los perfiles. Esto además de ser un avance para el modelamiento específico de este trabajo, es un paso adelante en términos del tipo de modelamiento que se hace en Chile hasta la fecha, donde sólo se realizan inversiones unidimensionales en forma estándar. Además, se realizó un catálogo de 3 estructuras bidimensionales y su influencia en los modelos que se obtienen mediante inversiones 1D, que podrían ser de utilidad para el análisis de cualquier otro trabajo en presencia de una distribución de resistividades bidimensional.

Durante el desarrollo de este trabajo se logró recopilar información de estudios principalmente geológicos y geofísicos, realizados con anterioridad en la zona. Esta información fue utilizada de forma integral para la interpretación de los modelos de resistividad obtenidos.

Mediante los modelos de resistividad obtenidos se lograron definir distintas zonas de importancia para cada uno de los perfiles. De manera común para cada uno de ellos, se identificó una zona entre los 20 m y 50 m de profundidad altamente conductora (0.5-1  $\Omega$ m) posiblemente asociada a la presencia de fluidos. No obstante, considerando las conductividades de las aguas superficiales y la porosidad de los estratos, que corresponden a zonas que estratigráficamente coinciden con arenas que en algunos casos se encuentran intercaladas con limolitas, gravas y areniscas, las bajas resistividades no pueden ser explicadas sólo mediante la presencia de fluidos, por lo que una coexistencia con alteración hidrotermal es posible, lo cual es consecuente con las temperaturas existentes. Además esta zona de alta conductividad se hace más superficial cerca de manifestaciones geotermales. También se ha identificado una

zona más resistiva, aunque de todas formas altamente conductora (5-20  $\Omega\text{m}$  en la mayoría de los casos) asociada a la Ignimbrita Tatio altamente alterada, lo que es coherente con otros estudios. Esta unidad muestra un aumento de resistividad en los perfiles más al norte, lo que podría ser un indicador de un posible gradiente de fracturamiento hacia el sur.

Se identificaron diferencias estructurales entre los perfiles ubicados en la Cuenca Superior y la Cuenca Media. En la primera se logró observar una zona de alta conductividad (C2) asociada a la presencia de fallamiento y ascenso de fluidos desde acuíferos profundos. Esta zona de falla determinaría el lineamiento de geysers en la Cuenca Superior, sin embargo la vergencia y cinemática de la falla es difícil determinarla mediante el método utilizado. Mientras que en la Cuenca Media no se logra observar anomalías que podrían asociarse a fallamiento, al menos no en los perfiles realizados. Además, en el perfil AA' se identificó una zona altamente resistiva en el NW que estaría asociada a la presencia de una barrera geológica impermeable que impide el flujo de fluidos hacia el oeste, correlacionada con el Cerro Copacoya. Esto último sería determinante en el tipo de manifestaciones que se observan en la Cuenca Superior que corresponden principalmente a geysers.

Con el presente trabajo se logra ampliar la base de datos y actual conocimiento sobre el campo geotermal El Tatio. Se ha logrado definir de mejor forma la estructura somera del campo, pudiendo identificar posibles variables que pueden influenciar en los tipos de manifestaciones geotermales que se observan y sus alineaciones, ayudando a mejorar los modelos conceptuales actuales de la dinámica general del sistema geotermal.

# Bibliografía

- ABEM (2010). *ABEM WalktTEM Transient Electromagnetics, User's Guide, v. 1.10*.
- ALLIS, R. (1990). Geophysical anomalies over epithermal systems. *Journal of Geochemical Exploration* **36**(1-3), 339–374.
- AMILIBIA, A., SÀBAT, F., MCCLAY, K., MUÑOZ, J., ROCA, E. & CHONG, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central andean mountain belt: Insights from the cordillera de domeyko. *Journal of Structural Geology* **30**(12), 1520–1539.
- AMIR HARRON, J. B. D. O., PRITAM YOGESHWAR (2015). *EMUPLUS Manual*.
- ARCHIE, G. E. *et al.* (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME* **146**(01), 54–62.
- ARDID, A., VERA, E., KELLY, C., MANGA, M., MUNOZ-SAEZ, C., MAKSYMOWICZ, A. & ORTEGA-CULACIATI, F. (2019). Geometry of geyser plumbing inferred from ground deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**(1), 1072–1083.
- ÁRNASON, K., EYSTEINSSON, H. & HERSIR, G. P. (2010). Joint 1d inversion of tem and mt data and 3d inversion of mt data in the hengill area, sw iceland. *Geothermics* **39**(1), 13–34.
- ÁRNASON, K., KARLSDÓTTIR, R., EYSTEINSSON, H., FLÓVENZ, Ó. G. & GUDLAUGSSON, S. T. (2000). The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in iceland , 923–928.
- ARRIAGADA, C., COBBOLD, P. R. & ROPERCH, P. (2006). Salar de atacama basin: A record of compressional tectonics in the central andes since the mid-cretaceous. *Tectonics* **25**(1).
- ASTEN, M. W. (1987). Full transmitter waveform transient electromagnetic modeling and inversion for soundings over coal measures. *Geophysics* **52**(3), 279–288.
- ASTER, R. C., BORCHERS, B. & THURBER, C. H. (2018). *Parameter estimation and inverse problems*. Boston: Elsevier.
- AUKEN, E., PELLERIN, L., CHRISTENSEN, N. B. & SØRENSEN, K. (2006). A survey of current trends in near-surface electrical and electromagnetic methods. *Geophysics* **71**(5),

G249–G260.

- BEAR, J. (2013). *Dynamics of fluids in porous media*. Courier Corporation.
- BJORNSSON, A. & HERSIR, G. P. (1981). Geophysical reconnaissance study of the hengill high-temperature geothermal area, sw-iceland. *J. Phys. Chem* **72**, 684–703.
- BLANCO, B. (2017). *Development of an one-dimensional forward and inverse algorithm for SQUID and coil TDEM data*. Submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science in physics of the earth and atmosphere, University of Cologne.
- BRÜGGEN, J. (1945). Geología de la puna de san pedro de atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. *Panamericano Ing. Minas y Geol., 1st, An* **2**, 342–367.
- CALDWELL, G., PEARSON, C. & ZAYADI, H. (1986). Resistivity of rocks in geothermal systems: a laboratory study. *Proceedings 8th NZ geothermal workshop* , 227–231.
- CARMICHAEL, R. S. (1989). *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*, vol. 374. CRC press Boca Raton, FL.
- CHERKOSE, B. A. & MIZUNAGA, H. (2018). Resistivity imaging of aluto-langano geothermal field using 3-d magnetotelluric inversion. *Journal of African Earth Sciences* **139**, 307–318.
- CUMMING, W. & MACKIE, R. (2010). Resistivity imaging of geothermal resources using 1d, 2d and 3d mt inversion and tdem static shift correction illustrated by a glass mountain case history. *Proceedings world geothermal congress, Bali,Indonesia* , 25–29.
- CUSICANQUI, H. (1975). The geochemistry of the el tatio geothermal field, northern chile. In: *Second United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, San Francisco, 1975*.
- DANIELSEN, J. E., AUKEN, E., JØRGENSEN, F., SØNDERGAARD, V. & SØRENSEN, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of applied geophysics* **53**(4), 181–198.
- DE ASTIS, G., LUCCHI, F., TRANNE, C. A., ROSSI, P. L. *et al.* (2009). Evidence for different processes of magma evolution in el tatio volcanic region (22 16'to 22 30's, central volcanic zones, andes). *GeoActa* .
- DEER, W. A. & ZUSSMAN, J. (1962). Rock-forming minerals: Sheet silicates. vol. 3. Geological Society of London, Wiley, New York.
- DRUSKIN, V. (1988). A spectral semi-discrete method for numerical solution of 3-d non-stationary problems in electrical prospecting. *Phys. Sol. Earth* **24**, 641–648.
- DRUSKIN, V. & KNIZHNERMAN, L. (1994). Spectral approach to solving three-dimensional maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. *Radio Science* **29**(4), 937–953.

- DRUSKIN, V. L., KNIZHNERMAN, L. & LEE, P. (1999). New spectral lanczos decomposition method for induction modeling in arbitrary 3-d geometry. *Geophysics* **64**(3), 701–706.
- ELLIS, A. (1969). Survey for geothermal development in northern chile. *Preliminary geochemistry report, El Tatio geothermal field. UNDP-Report* .
- ENG-FCFM (2008). Estudio geológico del sector de el tatio. *Reporte interno* .
- FIGUEROA, A. (2019). *Modelación geofísica del Sistema Geotermal El Tatio-La Torta*. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geofísica, Universidad de Chile.
- GIGGENBACH, W. F. (1978). The isotopic composition of waters from the el tatio geothermal field, northern chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**(7), 979–988.
- GLENNON, J. A. & PFAFF, R. M. (2003). The extraordinary thermal activity of el tatio geyser field, antofagasta region, chile. *GOSA Trans* **8**, 31–78.
- GOLDMAN, M., TABAROVSKY, L. & RABINOVICH, M. (1994). On the influence of 3-d structures in the interpretation of transient electromagnetic sounding data. *Geophysics* **59**(6), 889–901.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. (1965). Interpretation theory in applied geophysics. *McGraw-Hill, New York* .
- GUEST, J. E. (1969). Upper tertiary ignimbrites in the andean cordillera of part of the antofagasta province, northern chile. *Geological Society of America Bulletin* **80**(3), 337–362.
- HEALY, J. & HOCHSTEIN, M. (1973). Horizontal flow in hydrothermal systems. *New Zealand Journal of Hydrology* **12**, 71–82.
- HEISE, W., CALDWELL, T., BIBBY, H. M. & BANNISTER, S. (2008). Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the rotokawa geothermal field, taupo volcanic zone, new zealand. *Geophysical Journal International* **173**(2), 740–750.
- HÖRDT, A., DRUSKIN, V. L., KNIZHNERMAN, L. A. & STRACK, K.-M. (1992). Interpretation of 3-d effects in long-offset transient electromagnetic (lotem) soundings in the münsterland area/germany. *Geophysics* **57**(9), 1127–1137.
- HUENGES, E. & LEDRU, P. (2011). *Geothermal energy systems: exploration, development, and utilization*. John Wiley & Sons.
- HURWITZ, S. & MANGA, M. (2017). The fascinating and complex dynamics of geyser eruptions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **45**, 31–59.
- JANSER, S. (2016). *Análisis de las variaciones de resistividad eléctrica utilizando transiente electromagnético en la cuenca de Santiago*. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geofísica, Universidad de Chile.

- KAUFMAN, A. A. (1979). Harmonic and transient fields on the surface of a two-layer medium. *Geophysics* **44**(7), 1208–1217.
- LAHSEN, A. (1969). Geología del área comprendida entre el tatio y los cerros de ayquina. *Comité Geotérmico CORFO (internal report)*, 1–75.
- LAHSEN, A. & TRUJILLO, P. (1976). El campo geotérmico de el tatio, chile. *Proceedings: Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, USA, 20-29 May 1975* **1**, 157–170.
- LANCZOS, C. (1950). *An iteration method for the solution of the eigenvalue problem of linear differential and integral operators*. United States Governm. Press Office Los Angeles, CA.
- LUCCHI, F., TRANNE, C. A., ROSSI, P. L., GALLARDO, C., DE ASTIS, G. & PINI, G. A. (2009). Volcanic and tectonic history of the el tatio area (central andes, northern chile): explanatory notes to the 1: 50,000 scale geological map. *Geoacta, Spec Publ* **2**, 1–29.
- MANZELLA, A., UNGARELLI, C., RUGGIERI, G., GIOLITO, C. & FIORDELISI, A. (2010). Electrical resistivity at the travale geothermal field (italy). In: *proceedings world geothermal congress, Bali, Indonesia*.
- MARINOVIC, N. & LAHSEN, A. (1984). *Hoja Calama: Región de Antofagasta: carta geológica de Chile 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- MARTIN, R. (2009). *Development and application of 2D and 3D transient electromagnetic inverse solutions based on adjoint Green functions: A feasibility study for the spatial reconstruction of conductivity distributions by means of sensitivities*. Ph.D. thesis, Universität zu Köln.
- MEJU, M. A. (1995). Simple effective resistivity-depth transformations for infield or real-time data processing. *Computers & geosciences* **21**(8), 985–992.
- MORRISON, H., PHILLIPS, R. & O'BRIEN, D. (1969). Quantitative interpretation of transient electromagnetic fields over a layered half space. *Geophysical prospecting* **17**(1), 82–101.
- MOURGUESR, J. D. (2017). *Modelación hidrogeológica de un sistema geotermal andino, aplicación en cammpo geotérmico El Tatio, II Región de Antofagasta*. Master's thesis, Universidad de Chile.
- MUNOZ-SAEZ, C., MANGA, M. & HURWITZ, S. (2018). Hydrothermal discharge from the el tatio basin, atacama, chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **361**, 25–35.
- MUNOZ-SAEZ, C., NAMIKI, A. & MANGA, M. (2015). Geyser eruption intervals and interactions: examples from el tatio, atacama, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **120**(11), 7490–7507.
- MUÑOZ, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics* **35**(1), 101–122.

- NABIGHIAN, M. N. (1979). Quasi-static transient response of a conducting half-space—an approximate representation. *Geophysics* **44**(10), 1700–1705.
- NABIGHIAN, M. N. & MACNAE, J. C. (1991). Time domain electromagnetic prospecting methods. *Electromagnetic methods in applied geophysics* **2**(part A), 427–509.
- NICHOLSON, K. (2012). *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer Science & Business Media.
- OSKOOI, B., PEDERSEN, L. B., SMIRNOV, M., ÁRNASON, K., EYSTEINSSON, H., MANZELLA, A., GROUP, D. W. *et al.* (2005). The deep geothermal structure of the mid-atlantic ridge deduced from mt data in sw iceland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **150**(1-3), 183–195.
- OSKOOI, B., TAKALU, M., MONTAHAELI, M. & RAHMANI, M. (2016). A recent magnetotelluric investigation of the sabalan geothermal field in north-western iran. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **57**(3).
- PALACKY, G. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics* **1**, 53–129.
- PENGR, D. B., XI LI, S. & WONG, P.-z. (1999). Determination of rock properties by low-frequency ac electrokinetics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **104**(B12), 29485–29508.
- RAAB, P. & FRISCHKNECHT, F. C. (1983). Desktop computer processing of coincident and central loop time domain electromagnetic data. Tech. rep., US Geological Survey,.
- RAICHE, A. & SPIES, B. (1981). Coincident loop transient electromagnetic master curves for interpretation of two-layer earths. *Geophysics* **46**(1), 53–64.
- RISK, G. F., CALDWELL, T. G. & BIBBY, H. M. (2003). Tensor time domain electromagnetic resistivity measurements at ngatamariki geothermal field, new zealand. *Journal of volcanology and geothermal research* **127**(1-2), 33–54.
- SANCHEZ-ALFARO, P., SIELFELD, G., VAN CAMPEN, B., DOBSON, P., FUENTES, V., REED, A., PALMA-BEHNKE, R. & MORATA, D. (2015). Geothermal barriers, policies and economics in chile—lessons for the andes. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **51**, 1390–1401.
- SCHOLL, C. (2001). *Die periodizität von sendesignalen bei Long-Offset Transient electromagnetics*. Ph.D. thesis, Master’s thesis, University of Cologne, Institute for Geophysics and Meteorology.
- SCHOLL, C. (2005). *The influence of multidimensional structures on the interpretation of LOTEM data with one-dimensional models and the application to data from Israel*. Ph.D. thesis, Universität zu Köln.
- SØRENSEN, K. I. & AUKEN, E. (2004). Skytem—a new high-resolution helicopter transient

- electromagnetic system. *Exploration Geophysics* **35**(3), 194–202.
- SPIES, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics* **54**(7), 872–888.
- SPIES, B. R. & EGGERS, D. E. (1986). The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics* **51**(7), 1462–1471.
- SPIES, B. R. & FRISCHKNECHT, F. C. (1991). Electromagnetic sounding. In: *Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 2. Oklahoma City, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- STOYER, C. (1990). Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation. *Geophysical prospecting* **38**(1), 87–99.
- STRATTON, J. (1983). Electromagnetic theory (mcgraw-hill, new york, 1941). *There is no corresponding record for this reference* .
- SUZUKI, K., TODA, S., KUSUNOKI, K., FUJIMITSU, Y., MOGI, T. & JOMORI, A. (2000). Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. *Engineering Geology* **56**(1-2), 29–45.
- TASSI, F., AGUILERA, F., DARRAH, T., VASELLI, O., CAPACCIONI, B., POREDA, R. & HUERTAS, A. D. (2010). Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the arica-parinacota, tarapacá and antofagasta regions (northern chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **192**(1-2), 1–15.
- TOCCHI, E. (1923). Studio geologico e geotermico del tatio cileno. *Reserved report to Larderello SA: Italy* .
- USSHER, G., HARVEY, C., JOHNSTONE, R. & ANDERSON, E. (2000). Understanding the resistivities observed in geothermal systems. In: *proceedings world geothermal congress. Kyushu*.
- WAIT (1962). *Electromagnetic waves in stratified media, International Series of Monographs in Electromagnetic Waves*, vol. 3. The MacMillan Company.
- WARD, S. H. & HOHMANN, G. W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. In: *Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 1.
- WEIDELT, P. (1986). Einführung in die elektromagnetische tiefenforschung. *Lecture Technische Universität Braunschweig* .
- WEIDELT, P. (2000). Numerical modelling of transient-electromagnetic fields in three-dimensional conductors: A comparative study. *Elektromagnetische Tiefenforschung, Kolloquiumsband zur Tagung in Altenberg* , 216–230.
- YOGESHWAR, P. (2008). *SLDMEM3t Manual*.

- YOGESHWAR, P. (2014). *A resistivity-depth model of the central Azraq basin area, Jordan: 2D forward and inverse modeling of time domain electromagnetic data*. Master's thesis, University of Cologne.
- YOGESHWAR, P. & TEZKAN, B. (2017). Two-dimensional basement modeling of central loop transient electromagnetic data from the central azraq basin area, jordan. *Journal of Applied Geophysics* **136**, 198–210.
- YOGESHWAR, P. & TEZKAN, B. (2018). Analysing two-dimensional effects in central loop transient electromagnetic sounding data using a semi-synthetic tipper approach. *Geophysical Prospecting* **66**(2), 444–456.
- YOUNGMAN, K. (1984). *Hydrothermal alteration and fluid-rock interaction in the El Tatio geothermal field, Antofagasta Province, Chile*. Unpubl. Master's thesis, MSc. thesis, Univ. Auckland, New Zealand.

# Apéndice A

## Desarrollo de solución para un loop circular sobre un medio estratificado

Por simplicidad, es posible trabajar en coordenadas cilíndricas. Por simetría del problema el campo eléctrico tendrá sólo componente tangencial ( $\theta$ ) y el campo magnético tendrá componente radial y vertical ( $r$  y  $z$ ), es decir:

$$\mathbf{E} = (0, \mathbf{E}_\theta, 0) \quad \mathbf{H} = (\mathbf{H}_r, 0, \mathbf{H}_z) \quad (\text{A.1})$$

Considerando la definición del rotor en coordenadas cilíndricas y las dependencias de cada uno de los campos,  $\mathbf{E}_\theta = \mathbf{E}_\theta(r, z, \omega)$ ;  $\mathbf{H}_r = \mathbf{H}_r(r, z, \omega)$ ;  $\mathbf{H}_z = \mathbf{H}_z(r, z, \omega)$ , es decir que no tienen dependencia de  $\theta$ , podemos escribir las ecuaciones (3.11) y (3.12) en el dominio de la frecuencia, en coordenadas cilíndricas de la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial E_\theta}{\partial z} \hat{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial(E_\theta r)}{\partial r} \hat{z} = -i\omega\mu_i(H_r, H_z) \quad (\text{A.2})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \left(\frac{1}{r} \frac{\partial H_z}{\partial \theta}\right) \hat{r} + \left(\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial r}\right) \hat{\theta} - \frac{1}{r} \frac{\partial H_r}{\partial \theta} \hat{z} = (\sigma_i + i\omega\varepsilon_i)\mathbf{E} \quad (\text{A.3})$$

Luego, separando cada una de las componentes:

$$\frac{\partial E_\theta}{\partial z} = i\omega\mu_i H_r \quad (\hat{r}) \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial r} = (\sigma_i + i\omega\varepsilon_i) E_\theta \quad (\hat{\theta}) \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(E_\theta r)}{\partial r} = -i\omega\mu_i H_z \quad (\hat{z}) \quad (\text{A.6})$$

Estas ecuaciones son válidas en cada una de las capas incluyendo el semi espacio inferior. Sin embargo, en el semi-espacio superior ( $i = 0$ ), donde se encuentra el transmisor, es necesario incluir el flujo de corriente  $J_0$  asociado al loop, que sólo tiene componente tangencial  $\hat{\theta}$ , por lo que (A.5) queda como:

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial r} = (\sigma_I + i\omega\varepsilon_i)E_\theta + J_0 \quad (\hat{\theta}) \quad (\text{A.7})$$

El origen del sistema de coordenadas estará ubicado en el centro del loop transmisor ( $r = 0, z = 0$ ). La densidad de corriente  $J_0$ , en el dominio de la frecuencia y en coordenadas cilíndricas queda descrita como:

$$J = \frac{I(\omega)a\delta(r-a)\delta(z)}{r} \quad (\text{A.8})$$

Donde  $\delta$  corresponde a la función Delta de Dirac. Luego, mediante álgebra sencilla, reemplazando (A.4) y (A.6) en la componente  $\hat{\theta}$  del campo eléctrico (A.7) para el semi-espacio superior ( $i = 0$ ), se obtiene:

$$\left[ \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{\partial^2}{\partial r^2} + k_0^2 \right] E_\theta = i\omega\mu_0 J \quad (\text{A.9})$$

Donde  $k_i^2 = \mu_i\varepsilon_i\omega^2 - i\omega\mu_i\sigma_i$ .

Siguiendo el desarrollo de (Morrison *et al.*, 1969), se aplica a (A.9) la transformada de Hankel de primer orden que usa  $\lambda$  como variable recíproca de  $r$ , y se obtiene:

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} - (\lambda^2 - k_0^2)E = i\omega\mu_0 a I(\omega)\delta(z)J_1(\lambda a) \quad (\text{A.10})$$

Donde  $J_1$  corresponde a la función de Bessel de orden uno y  $E = E_\theta = E(\lambda, z, \omega)$ . Esta última ecuación es válida para el semi-espacio superior y basta considerar  $I = 0$  para hacerla válida en el resto de las capas del modelo. Esto queda resumido en:

$$\frac{\partial^2 E_i}{\partial z^2} - u_i^2 E_i = \begin{cases} i\omega\mu_0 a I(\omega)\delta(z)J_1(\lambda a) & i = 0 \\ 0 & i = 1, 2, \dots, n \end{cases} \quad (\text{A.11})$$

Donde  $E_i = E(\lambda, z, \omega)$  es el campo eléctrico en la capa  $i$ ,  $u_i^2 = \lambda^2 - k_i^2$  y  $k_i^2 = \omega^2\mu_i\varepsilon_i - i\sigma_i\omega\mu_i$  está dada por las propiedades de la capa  $i$ .

La solución para la ecuación diferencial ordinaria homogénea, es decir para  $i = 1, 2, \dots, n$ , es:

$$E_i = E_i^+ e^{-u_i z} + E_i^- e^{u_i z} \quad (\text{A.12})$$

Donde  $E_i^+ = E_i^+(\lambda, \omega)$  y  $E_i^- = E_i^-(\lambda, \omega)$  corresponden a las amplitudes de las soluciones propagándose en la dirección positiva y negativa de  $z$  respectivamente. Para el caso inhomogéneo, es decir para el semi-espacio superior, se debe encontrar una solución particular que incluya la fuente. Para ello se considera la ecuación diferencial ordinaria inhomogénea para índice  $i = 0$  y se aplica la Transformada de Fourier a la variable  $z$  con número de onda  $k_z$ :

$$E_0(\lambda, k_z, \omega) = \frac{-i\omega a \mu_0 I(\omega) J_1(\lambda a)}{k_z^2 + u_0^2} \quad (\text{A.13})$$

Considerando la Transformada de Fourier  $\mathcal{F}(e^{-u_0|z|}) = \frac{2u_0}{k_z^2 + u_0^2}$ , se obtiene entonces la solución particular:

$$E_0(\lambda, z, \omega) = -i\omega \mu_0 a I(\omega) J_1(\lambda a) \frac{e^{-u_0|z|}}{2u_0} \quad (\text{A.14})$$

Esta solución, para  $z > 0$  representa una solución que se propaga en el sentido positivo de  $z$ , es decir por debajo del loop transmisor, que es del tipo:

$$E_0 = E_0^+(\lambda, \omega) e^{-u_0 z} \quad (\text{A.15})$$

Donde  $E_0^+ = \frac{-i\omega \mu_0 I(\omega) J_1(\lambda a)}{2u_0}$ . Dado que no existen otras soluciones en la dirección positiva de  $z$  además de la generada por el loop transmisor, la solución general para el semi-espacio superior incluyendo el loop transmisor, es de la forma:

$$E_0 = E_0^+ e^{-u_0 z} + E_0^- e^{u_0 z} \quad (\text{A.16})$$

Donde  $E_0^+$  viene dada como se expresó anteriormente y  $E_0^-$  representa la respuesta del medio a los campos generados por el loop transmisor. Dada la solución para el semi-espacio superior de la forma de (A.16), es posible generalizar la solución del tipo (A.12) para  $i=0,1,\dots,n$ .

Considerando la solución generalizada encontrada para  $E$  podemos reemplazarla en la componente  $r$  del campo magnético (A.4) y se obtiene  $H_r$ :

$$H_{ri} = H_{ri}^+ e^{-u_i z} + H_{ri}^- e^{u_i z} \quad i = 0, 1, \dots, n \quad (\text{A.17})$$

Donde:

$$H_{ri}^+ = -\frac{u_i}{i\omega \mu_i} E_i^+ \quad H_{ri}^- = \frac{u_i}{i\omega \mu_i} E_i^- \quad (\text{A.18})$$

Para obtener información sobre el medio estratificado, es necesario conocer la respuesta del medio a los campos generados por el loop transmisor, es decir, debemos conocer  $E_0^-$  en

función de  $E_0^+$  que es conocido dadas las condiciones iniciales de la señal del transmisor. Conociendo  $E_0^+$  es posible propagar la solución a través de cada una de las capas imponiendo condiciones de borde entre ellas y condiciones en el semi-espacio superior e inferior. Las condiciones a imponer son:

- Continuidad de las componentes tangenciales de  $E$  y  $H$  en cada interfaz
- Ausencia de propagación de onda hacia arriba en el semi-espacio inferior.

$$E_n^- = 0 \quad H_n^- = 0 \quad (\text{A.19})$$

En el semi-espacio inferior entonces se tiene:

$$E_n = E_n^+ e^{-u_n z} \quad H_{rn} = H_{rn}^+ e^{-u_n z} \quad (\text{A.20})$$

- Ausencia de propagación de onda hacia abajo en el semi-espacio inferior, a excepción de la generada por el loop transmisor.

Para facilitar el álgebra y con la finalidad de propagar la solución a través de las capas del modelo, se define la **impedancia intrínseca** de la capa  $i$  que es propia o característica de cada capa:

$$Z_i = -\frac{i\omega\mu_i}{u_i} \quad (\text{A.21})$$

que podemos escribirla en función de (A.18):

$$Z_i = \frac{E_i^+}{H_{ri}^+} = -\frac{E_i^-}{H_{ri}^-} \quad (\text{A.22})$$

y la **impedancia de entrada**, que corresponde a la impedancia en los bordes de la capa, que es variable según  $z$  y corresponde a la razón entre el campo eléctrico y magnético en los límites entre una capa y otra:

$$Z^i = \frac{E_i(z)}{H_r(z)} \quad (\text{A.23})$$

Asumiendo continuidad tangencial de  $E$  y  $H_r$  en el fondo de la capa  $i$  ( $z = z_{i+1}$ ):

$$Z^{i+1} = \frac{E_{i+1}(z_{i+1})}{H_{i+1}(z_{i+1})} = \frac{E_i(z_{i+1})}{H_i(z_{i+1})} \quad (\text{A.24})$$

Considerando las condiciones en el semi-espacio inferior, para  $i = n$  la impedancia intrínseca debe ser igual a la impedancia de entrada en  $z = z_n$ :

$$Z^n = Z_n \Rightarrow \frac{E_n(z_n)}{H_{rn}(z_n)} = \frac{E_n^+}{H_{rn}^+} = \frac{-i\omega\mu_n}{u_n} \quad (\text{A.25})$$

Considerando la solución encontrada para  $H_{ri}$  (A.17) y la definición de impedancia intrínseca (A.22), en el semi-espacio superior:

$$H_{r0} = \frac{1}{Z_0}(E_0^+ e^{-u_0 z} - E_0^- e^{u_0 z}) \quad (\text{A.26})$$

Por continuidad,  $Z^0 = Z^1$  en el borde superior del medio estratificado ( $z = 0$ ). Luego, considerando (A.26) se tiene:

$$Z^1 = \frac{E_0(z=0)}{H_{r0}(z=0)} = \frac{E_0^+ + E_0^-}{\frac{1}{Z_0}(E_0^+ - E_0^-)} \quad (\text{A.27})$$

Ecuación de la que es posible despejar  $E_0^-$  en función de  $E_0^+$ :

$$E_0^- = \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} E_0^+ \quad (\text{A.28})$$

Lo que indica que conociendo  $Z^1$  es posible conocer la respuesta del medio estratificado en superficie ( $E_0^-$ ). Finalmente, considerando (A.24) y las soluciones encontradas para  $H_{ri}$  (A.17) y  $E_i$  (A.12) es posible deducir la recursión de Wait (1962):

$$Z^i = Z_i \frac{Z^{i+1} + Z_i \tanh(u_i h_i)}{Z_i + Z^{i+1} \tanh(u_i h_i)} \quad (\text{A.29})$$

Donde  $h_i$  es el espesor de la capa  $i$ . Esta recursión nos permite calcular  $Z^1$ , necesario para calcular (A.28), aplicando la recursión desde la interfaz entre la última capa y el semi-espacio inferior donde  $Z^n = Z_n$  y propagando hacia arriba.

## Solución en semi-espacio superior

Combinando las ecuaciones (A.16), (A.28) y la definición de  $E_0^+$ , y aplicando la transformada de Hankel inversa:

$$E_0(r, z, \omega) = -\frac{i\omega I(\omega)\mu_o a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (\text{A.30})$$

Luego, utilizando (A.4), (A.6) y (A.30) se obtiene:

$$H_{r0}(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty e^{-u_0 z} \left[ 1 - \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (\text{A.31})$$

$$H_{z0}(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[ 1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0 z} \right] J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (\text{A.32})$$

Donde se ha utilizado que :  $\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r J_1(\lambda r)) = \lambda J_0(\lambda r)$ .

Un caso importante para estas últimas ecuaciones, es aquel en que las mediciones se hacen en superficie. Para esto basta considerar  $z = 0$  y las ecuaciones anteriores quedan como:

$$E_0(r, 0, \omega) = -i\omega\mu_0 a I(\omega) \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (\text{A.33})$$

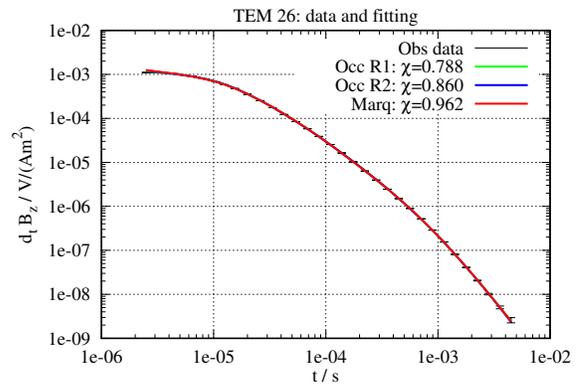
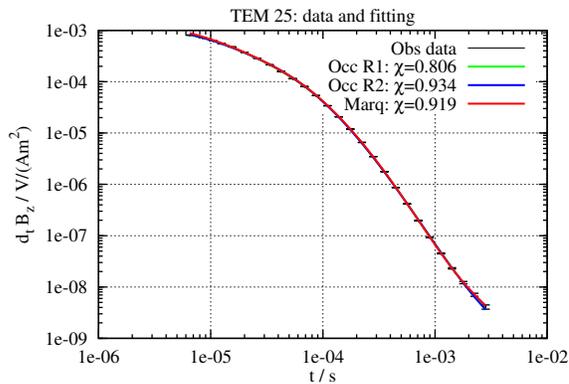
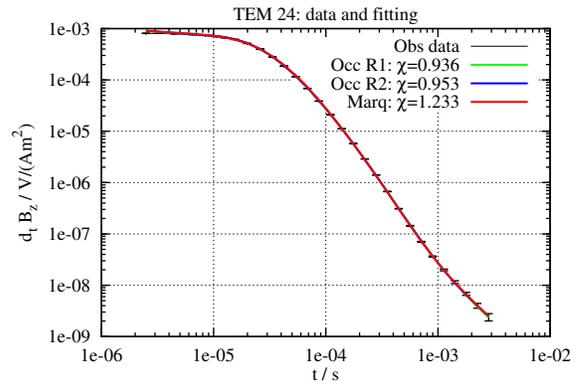
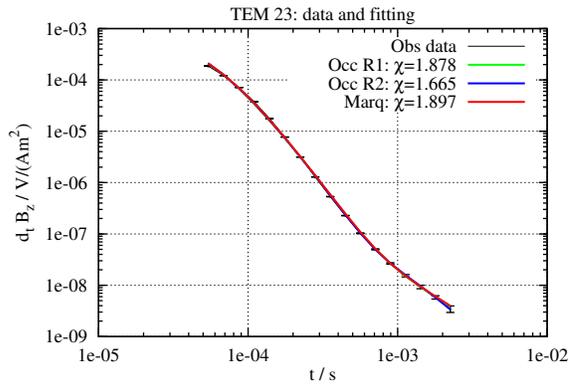
$$H_{r0}(r, 0, \omega) = I(\omega) a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z_0}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (\text{A.34})$$

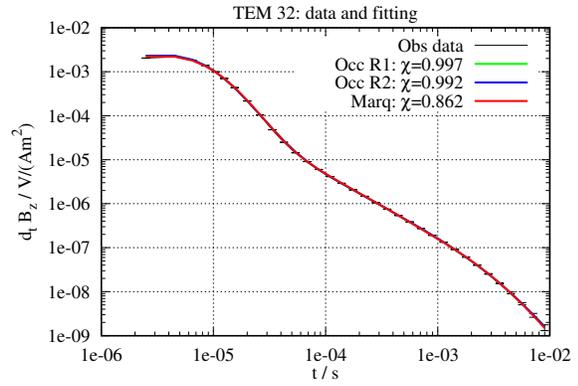
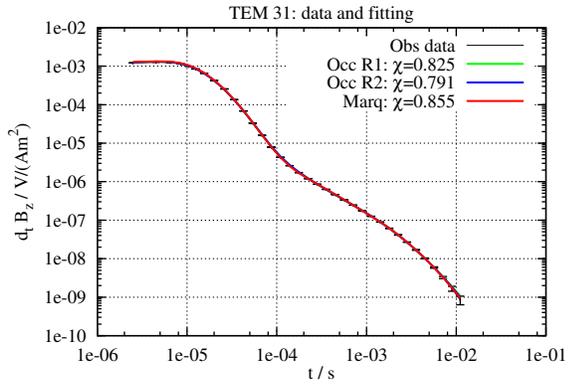
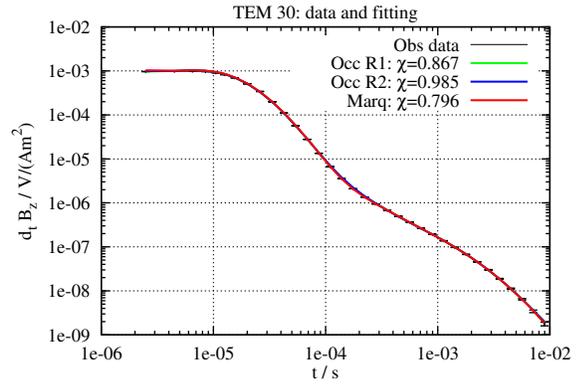
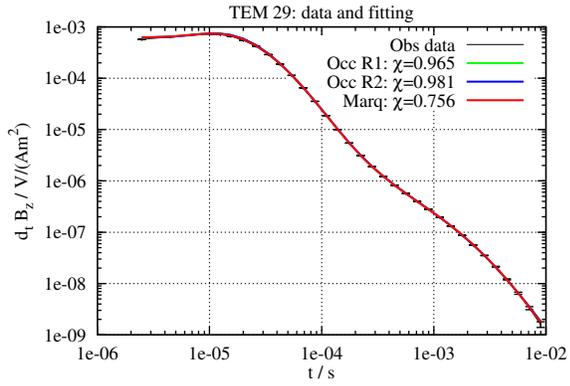
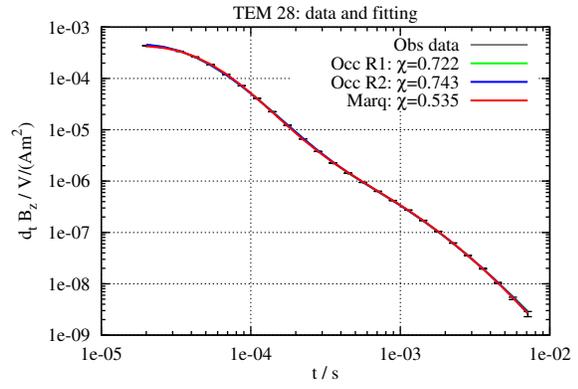
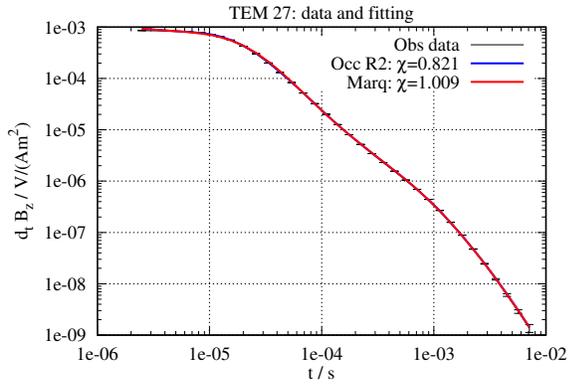
$$H_{z0}(r, 0, \omega) = I(\omega) a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (\text{A.35})$$

# Apéndice B

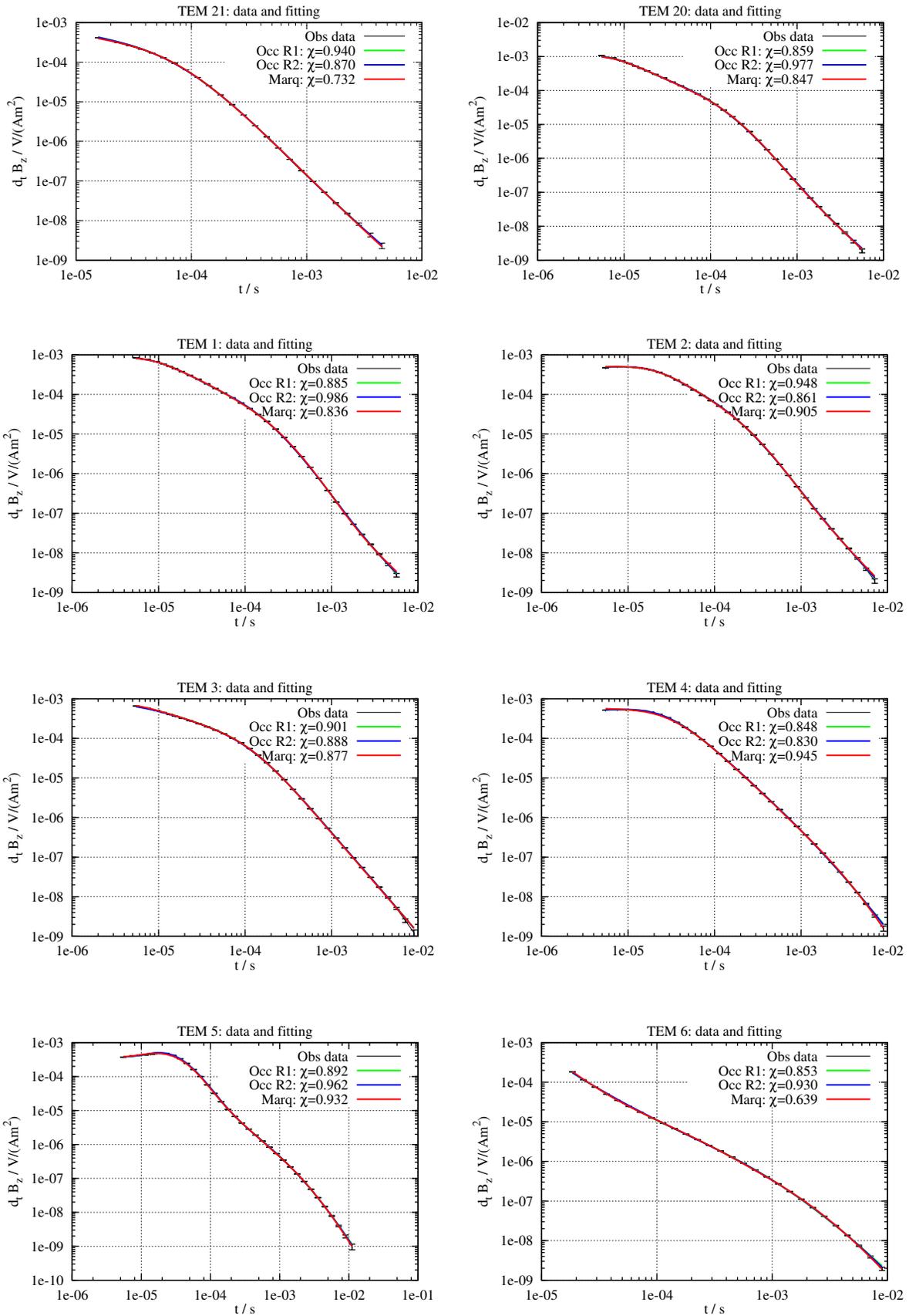
## Curvas de caída de voltaje Loop central

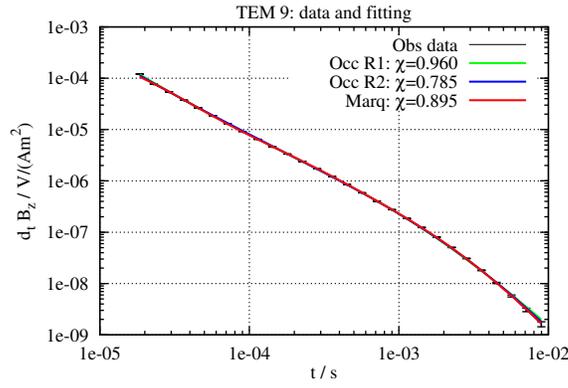
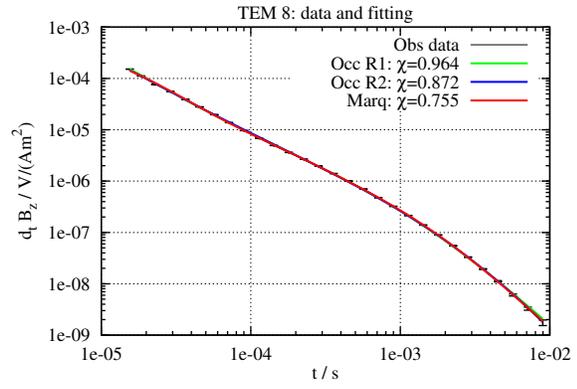
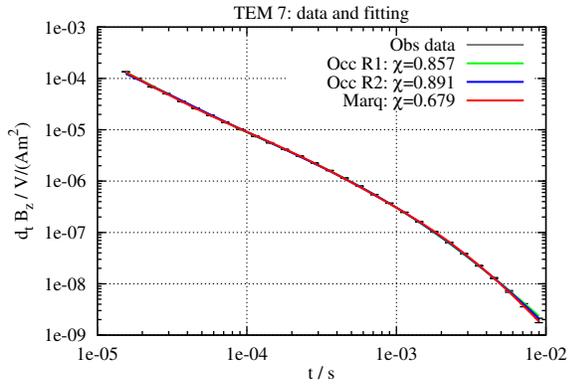
### B.1. Perfil AA'



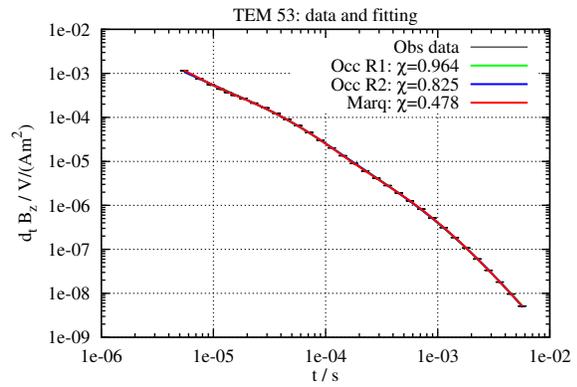
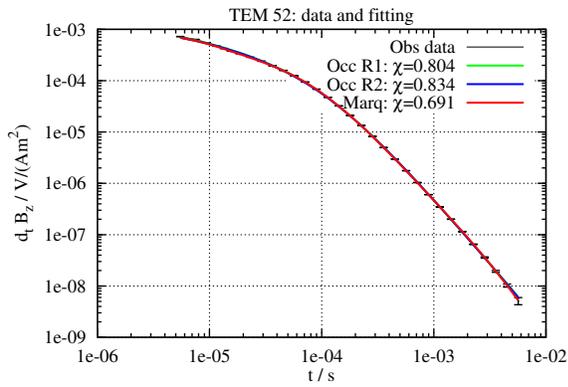


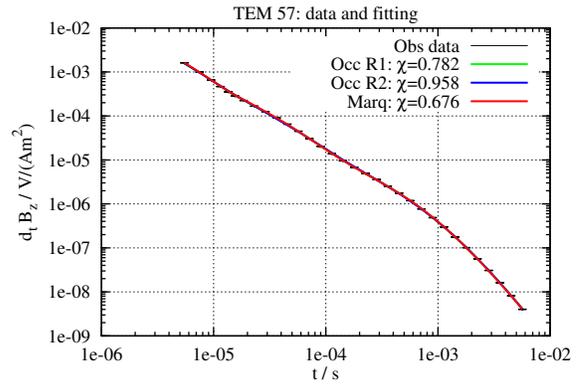
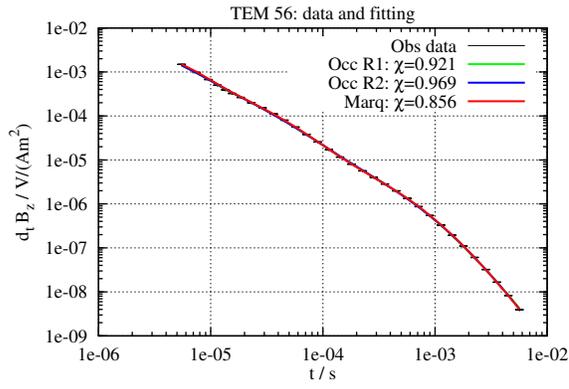
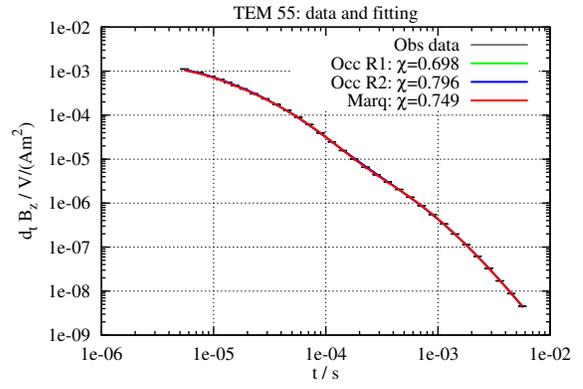
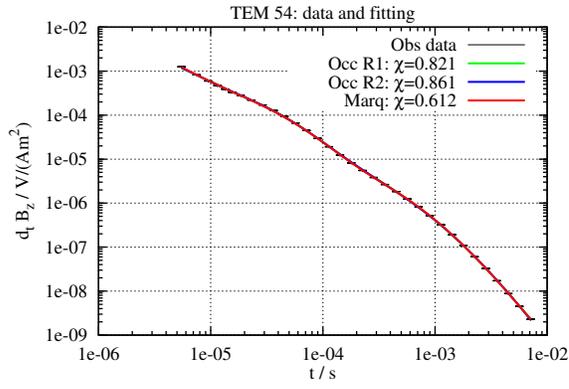
## B.2. Perfil BB'



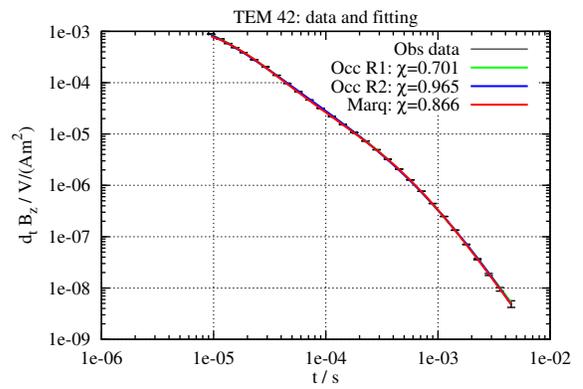
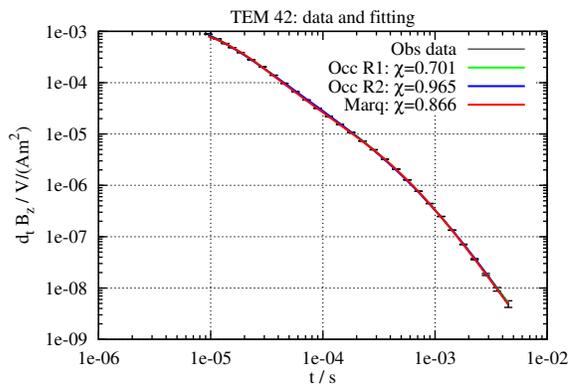


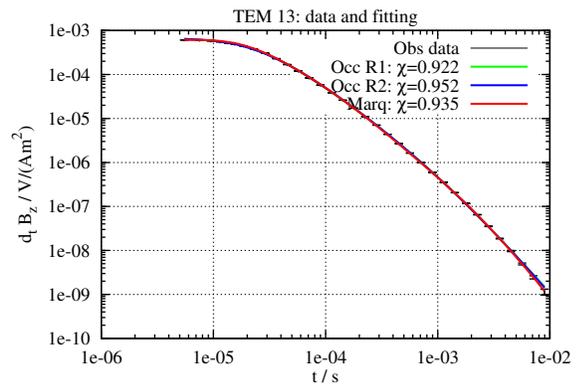
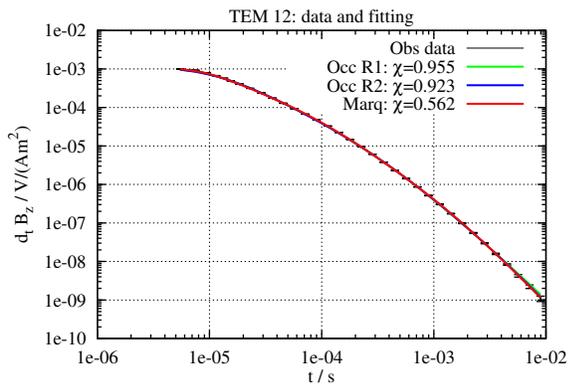
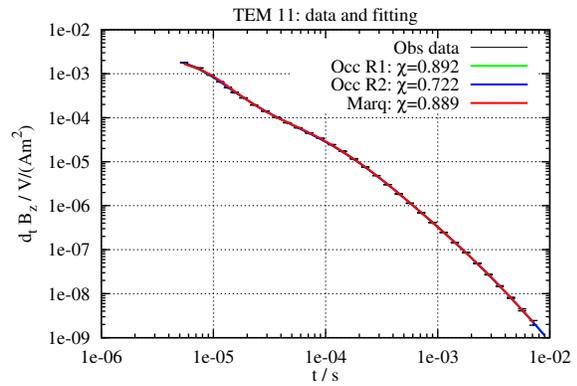
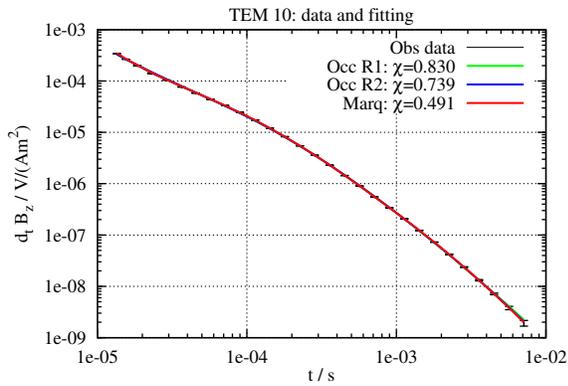
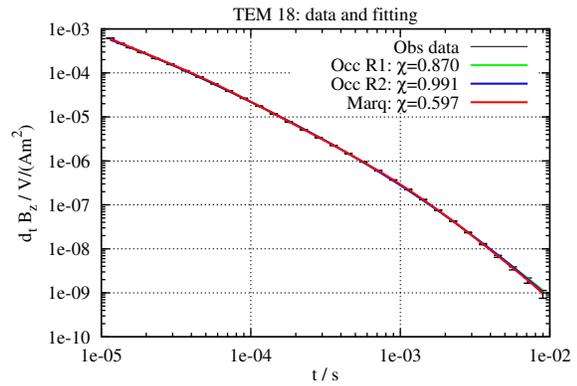
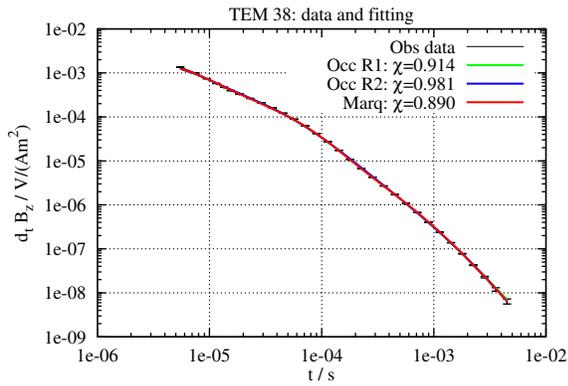
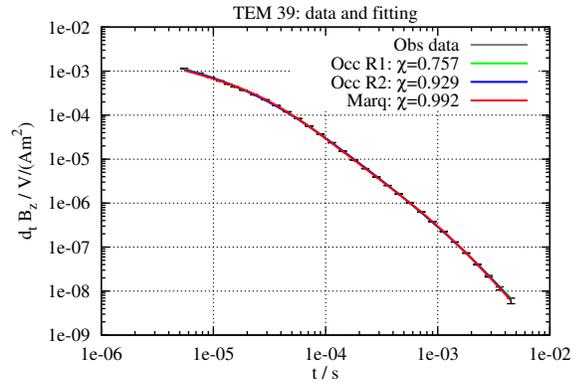
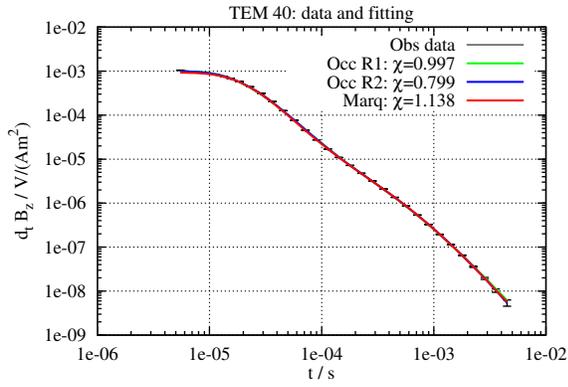
### B.3. Perfil CC'

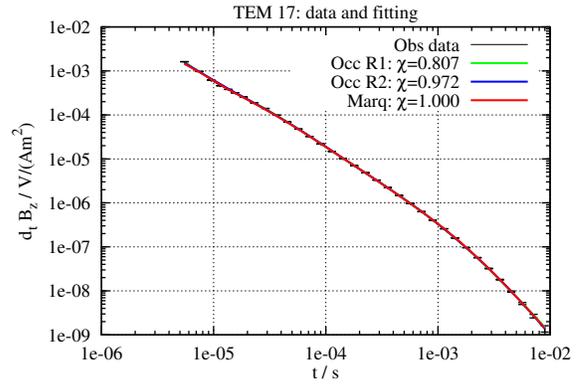
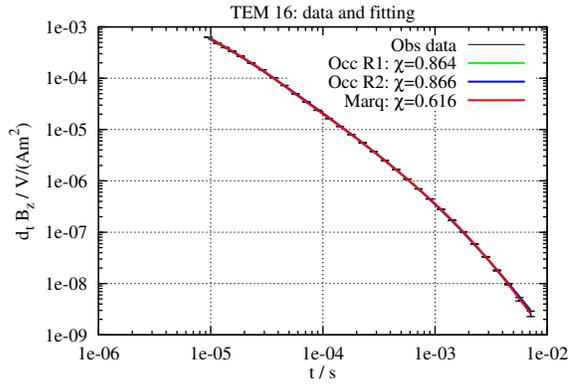
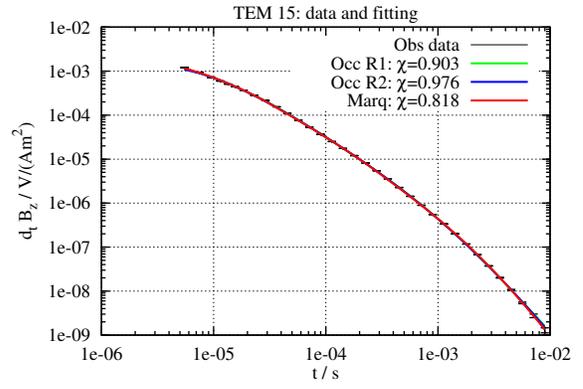
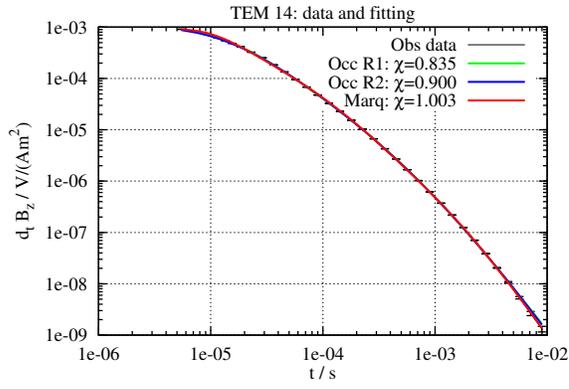




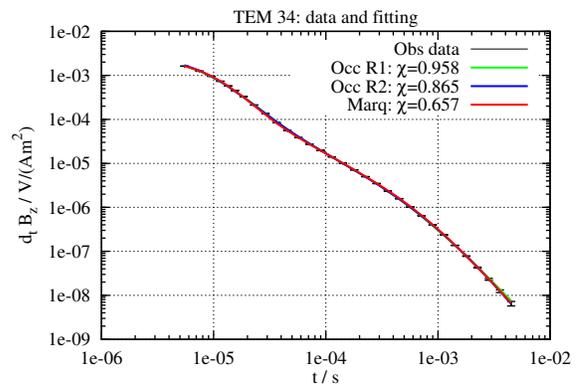
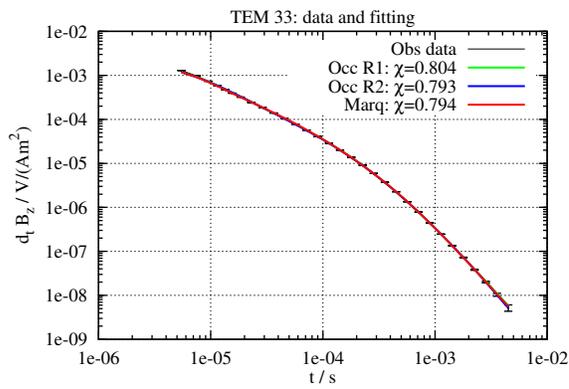
## B.4. Perfil DD'

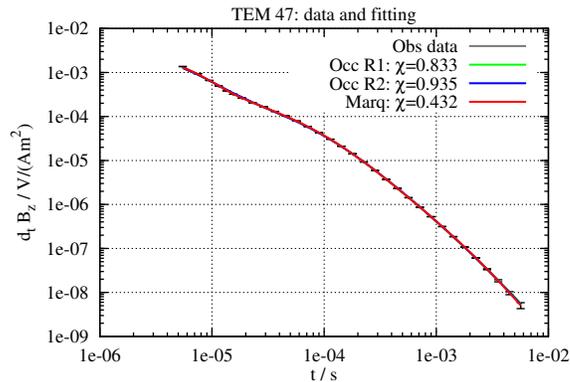
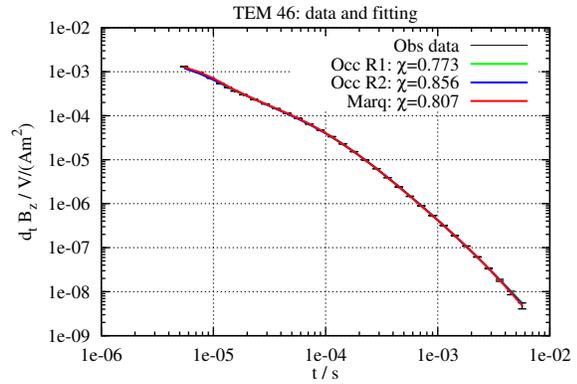
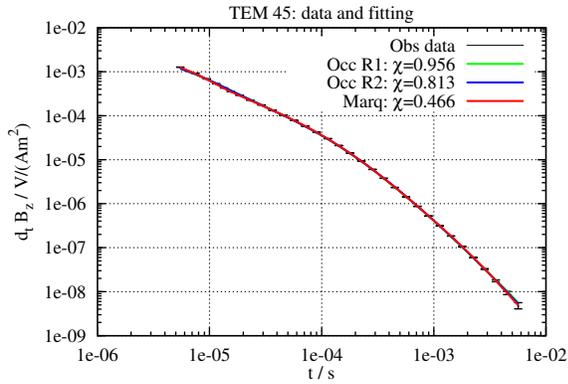
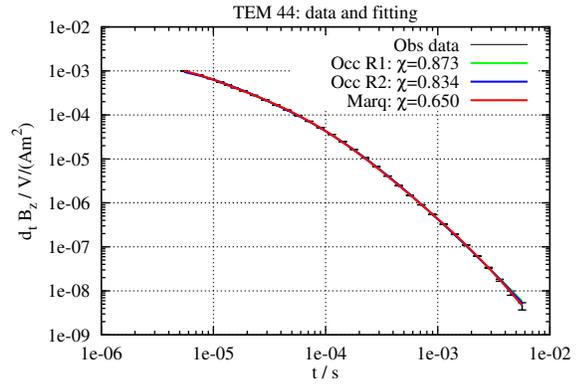
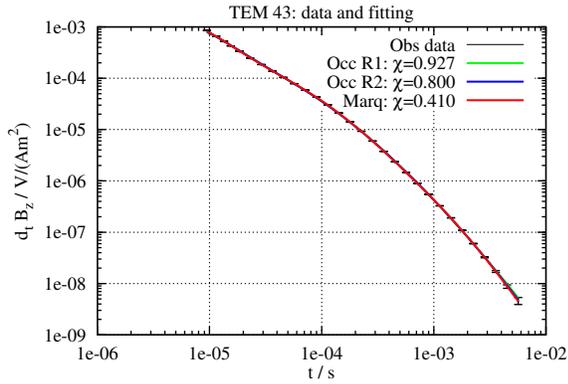
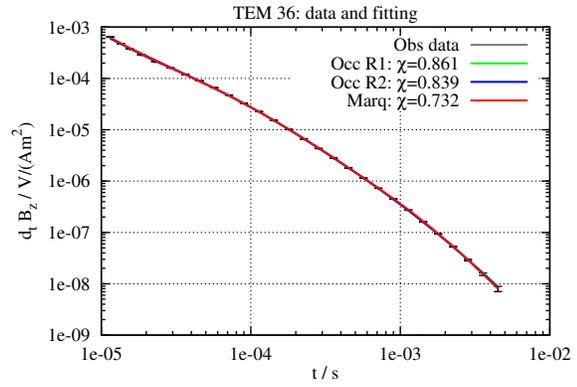
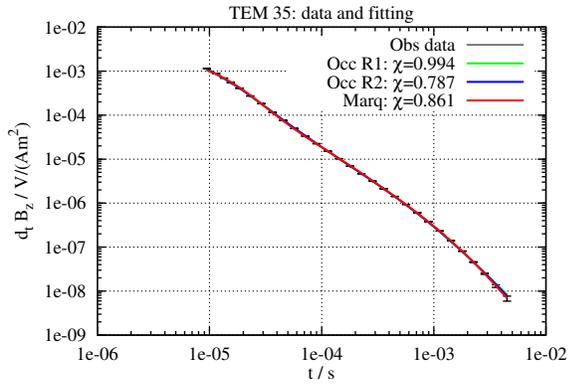






## B.5. Perfil EE'

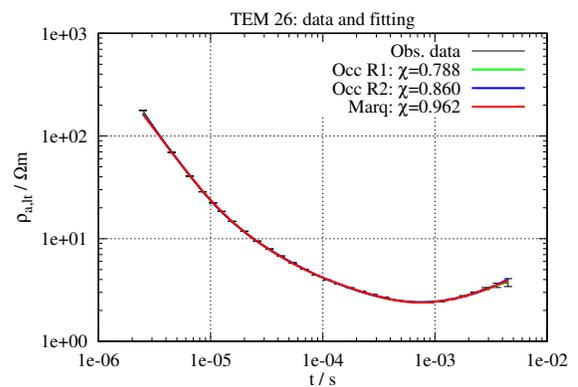
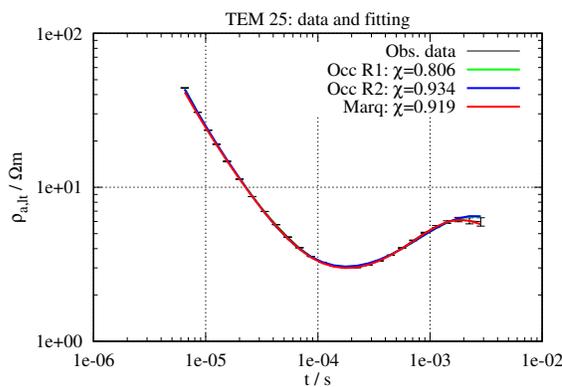
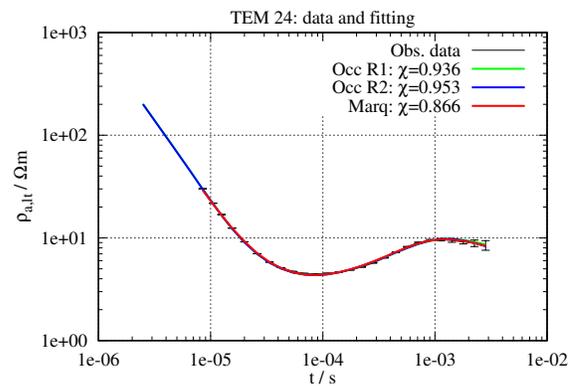
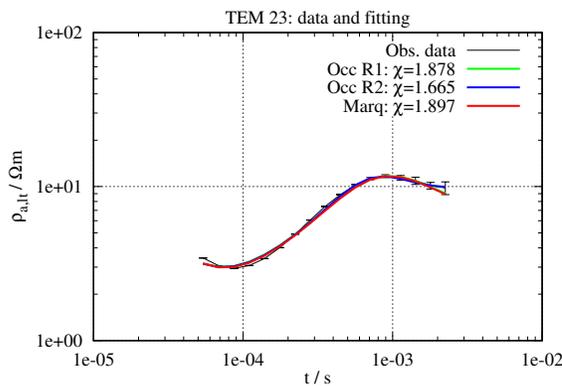


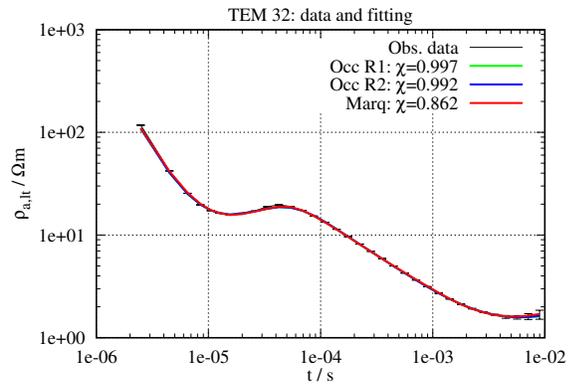
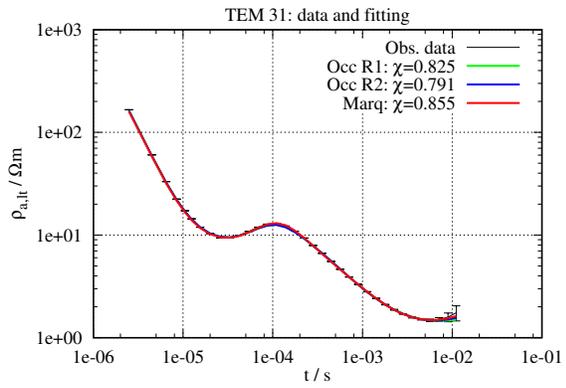
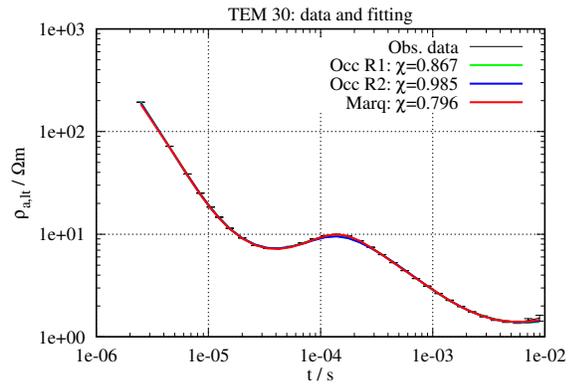
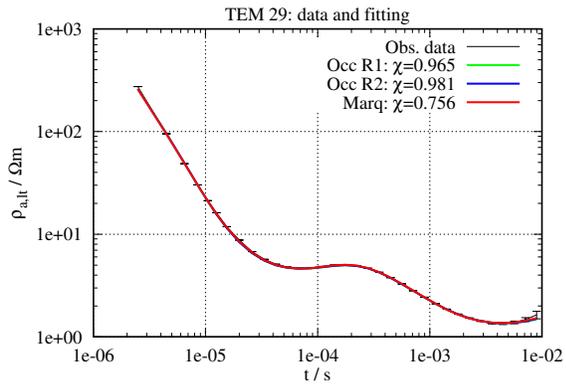
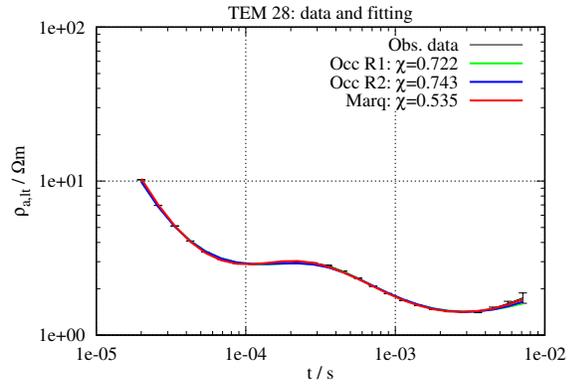
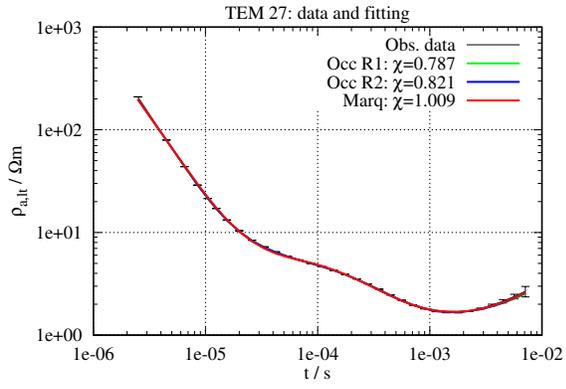


# Apéndice C

## Curvas de resistividad aparente, Loop Central

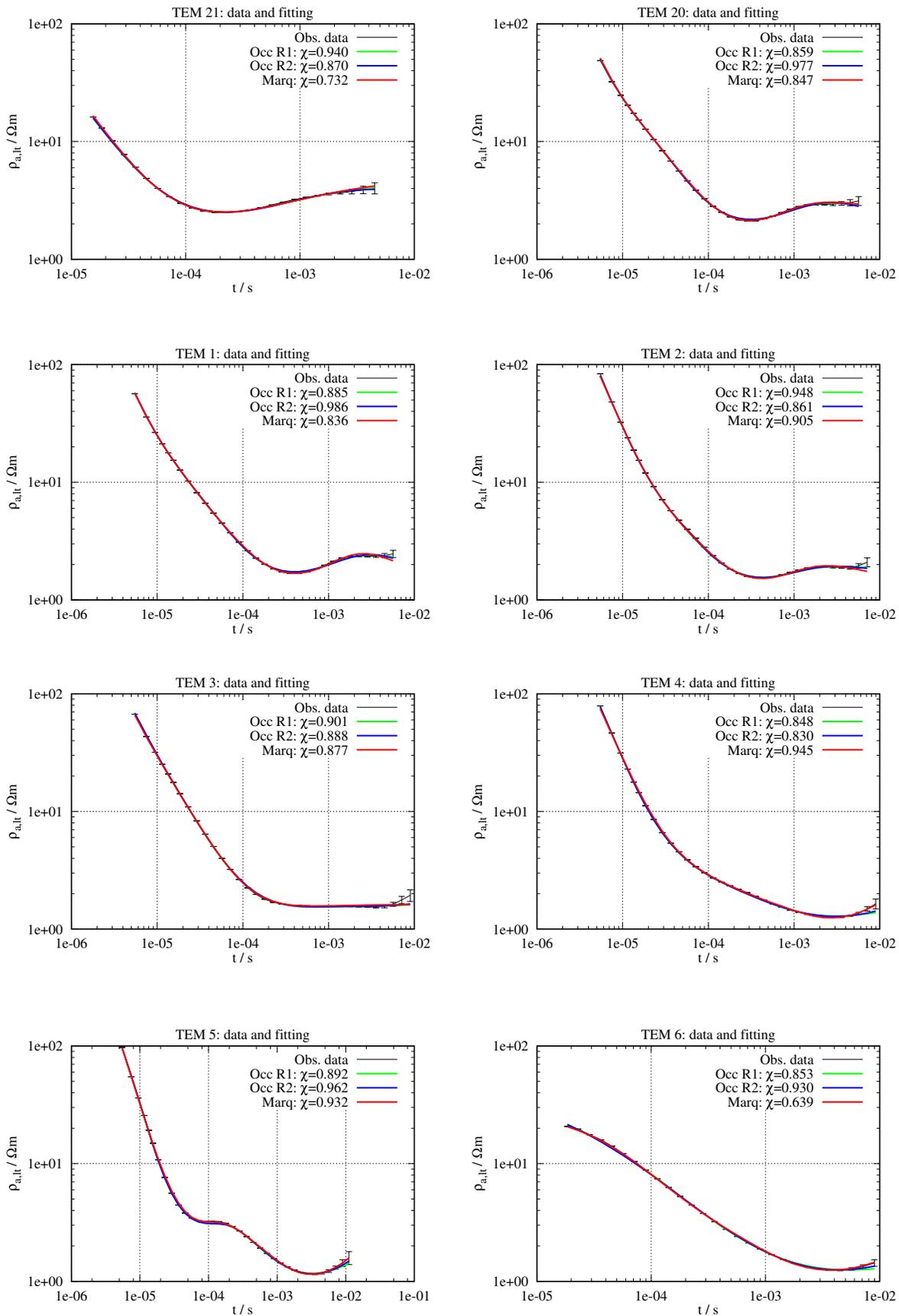
### C.1. Perfil AA'

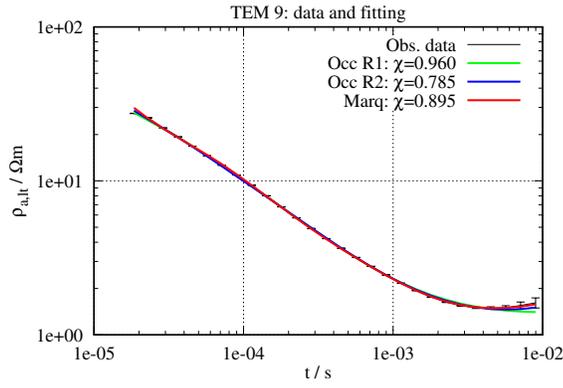
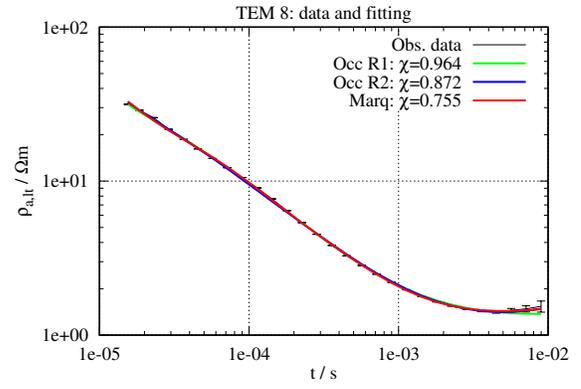
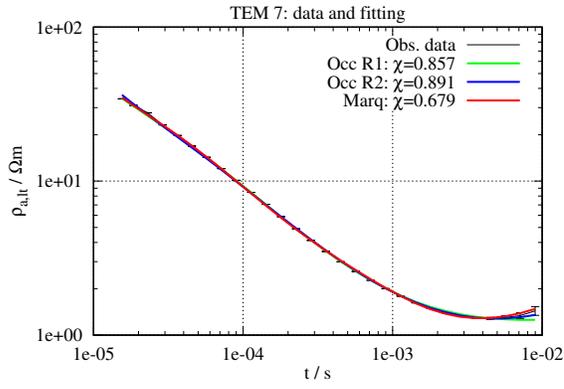




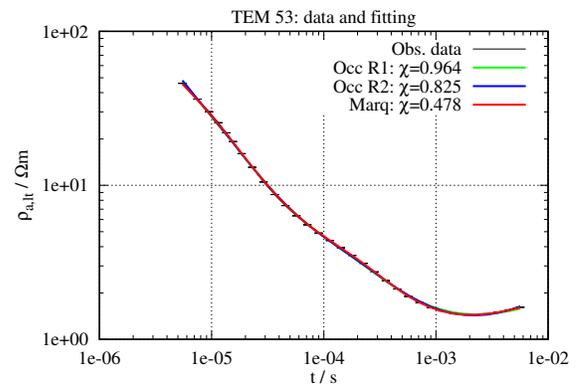
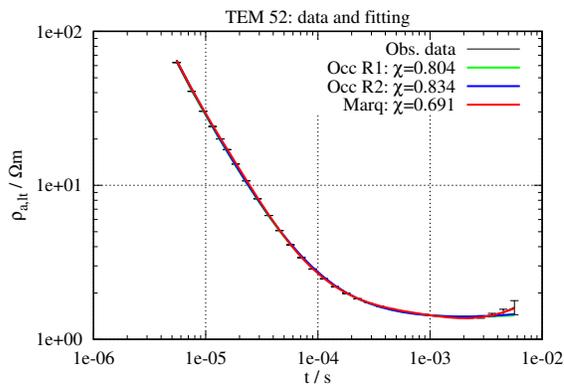


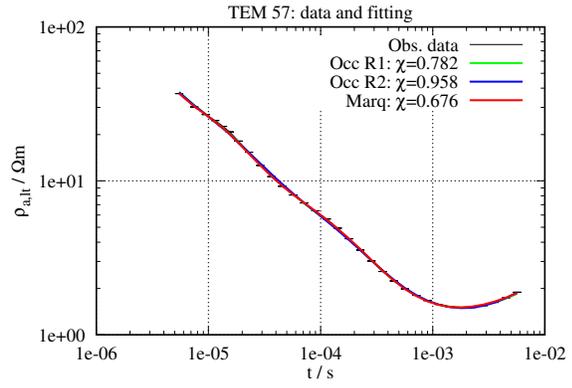
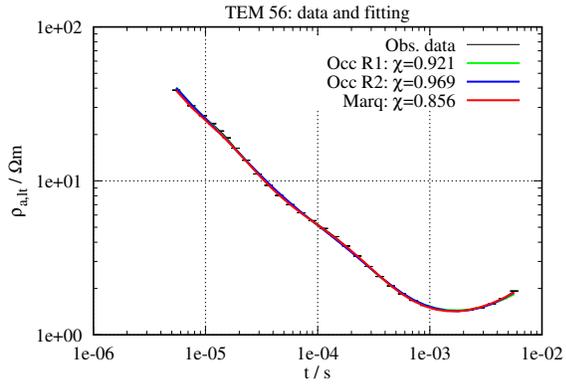
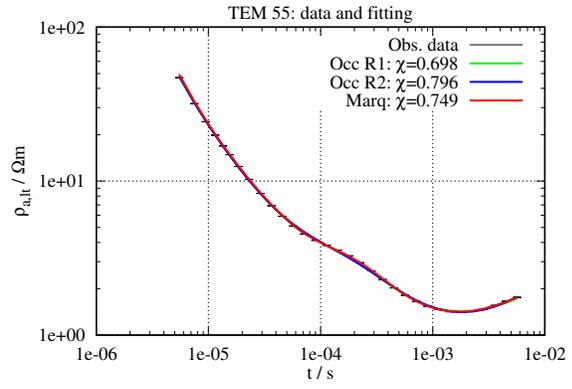
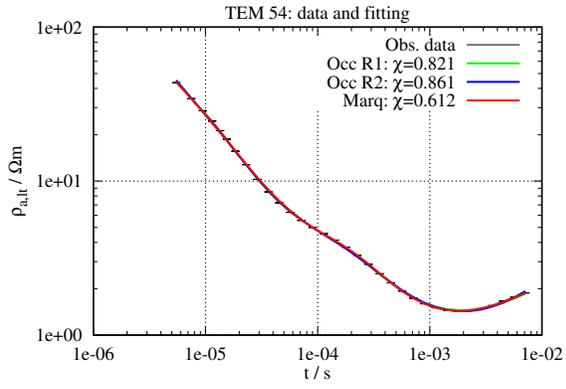
## C.2. Perfil BB'



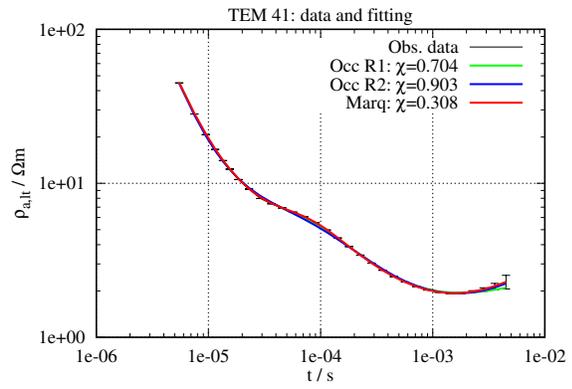
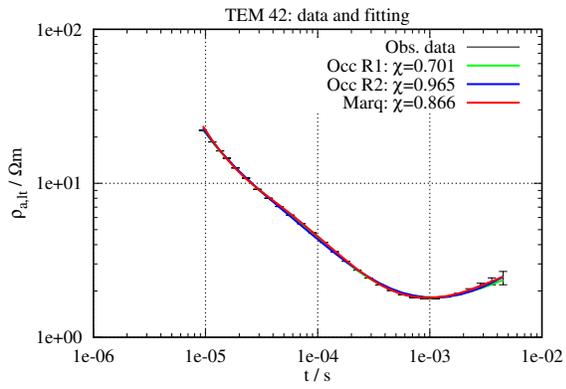


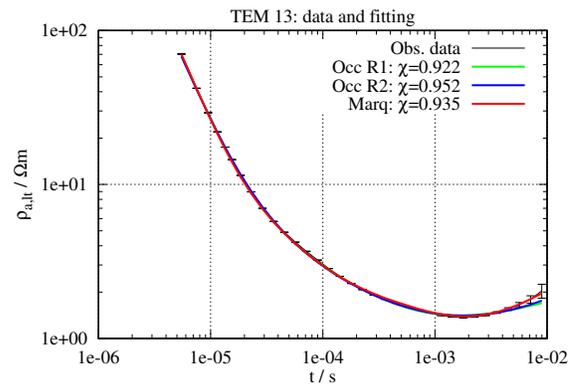
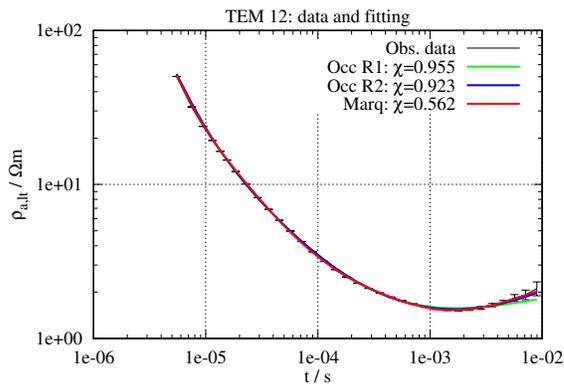
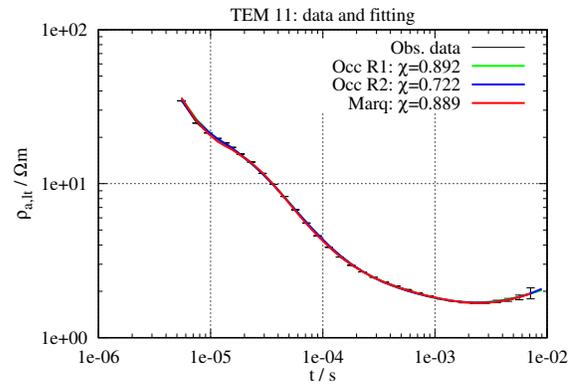
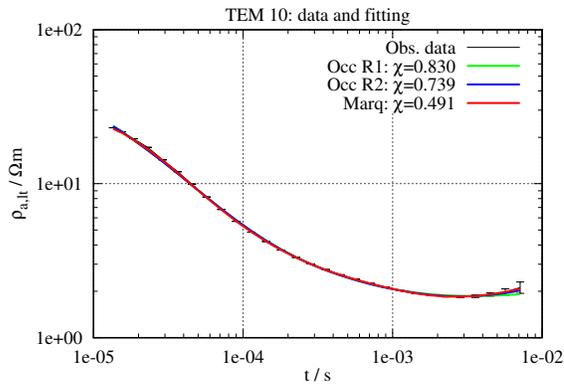
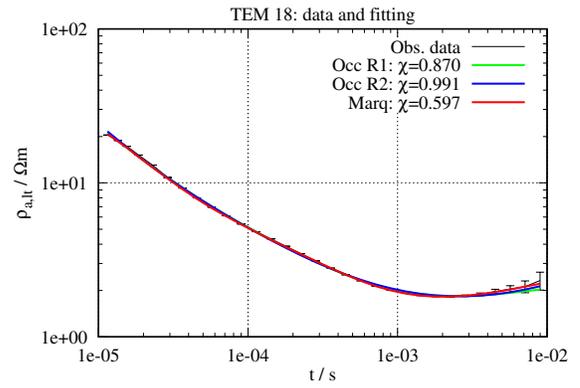
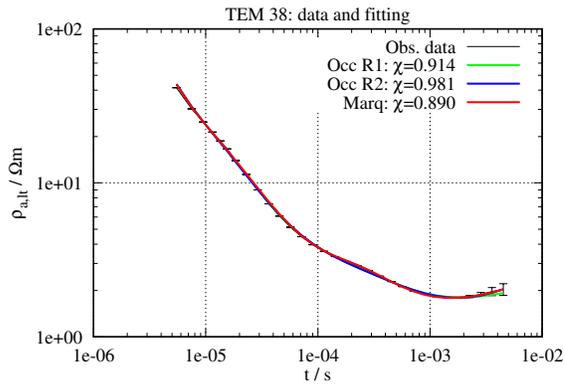
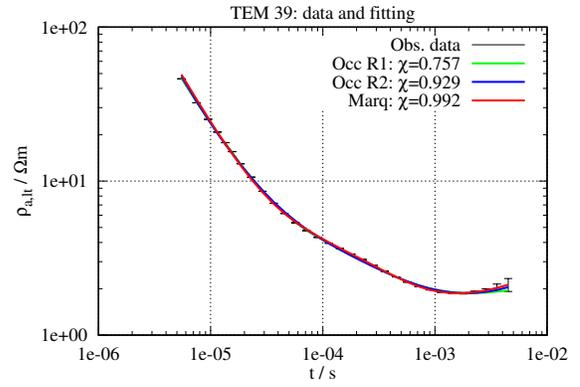
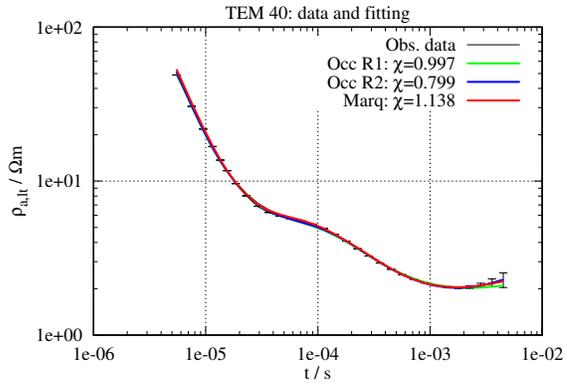
### C.3. Perfil CC'

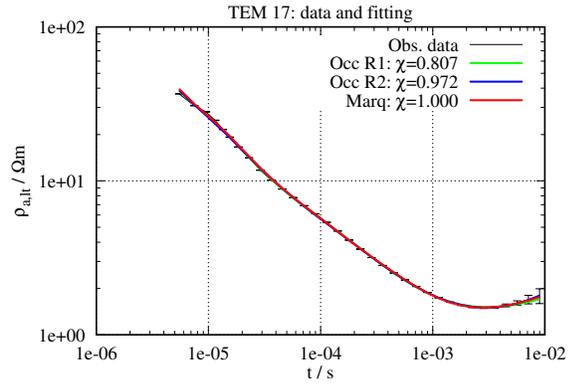
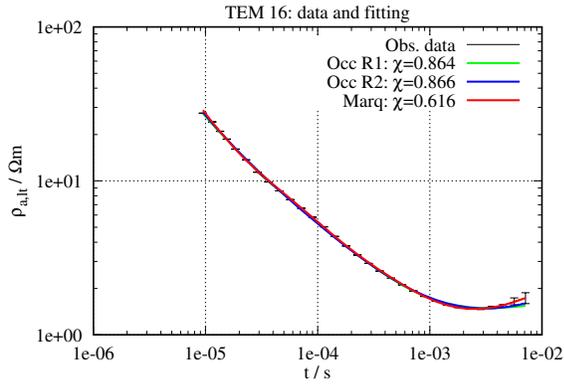
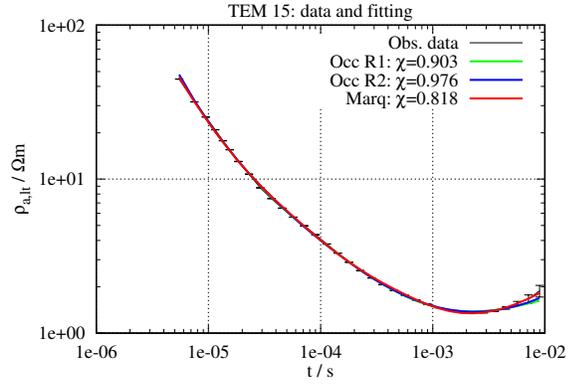
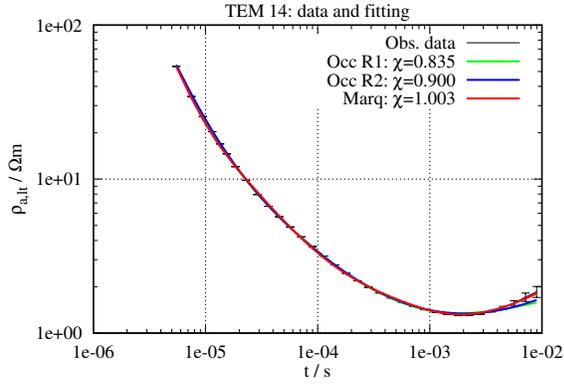




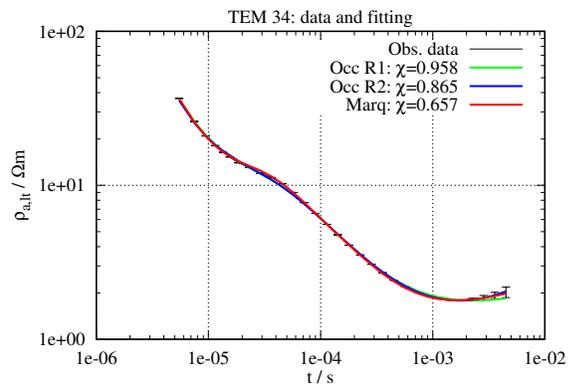
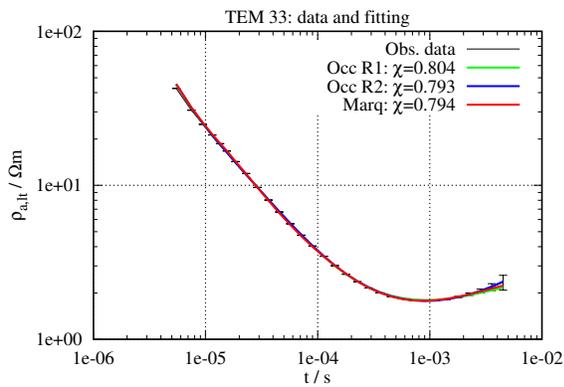
## C.4. Perfil DD'

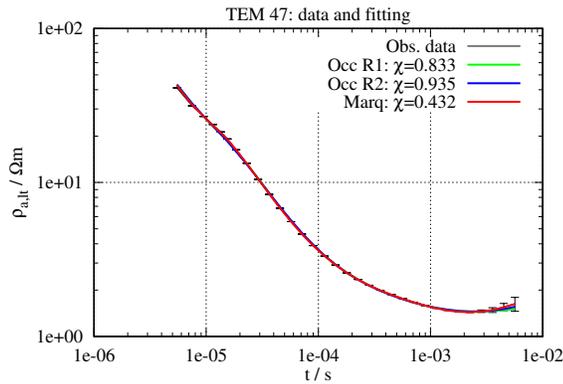
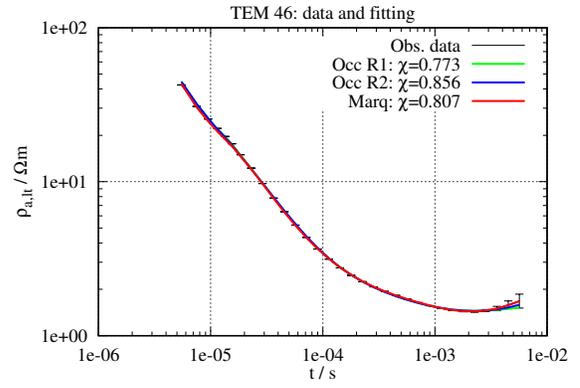
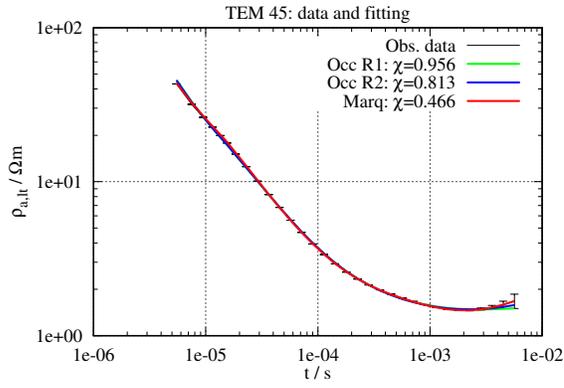
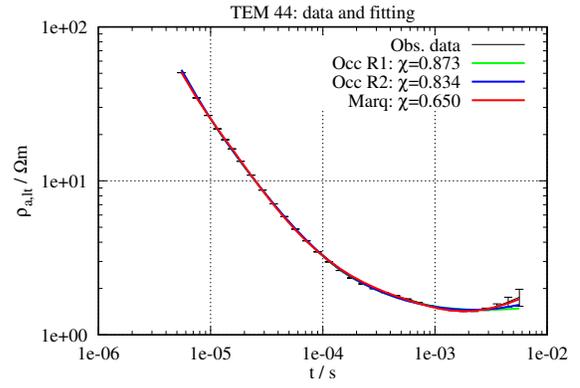
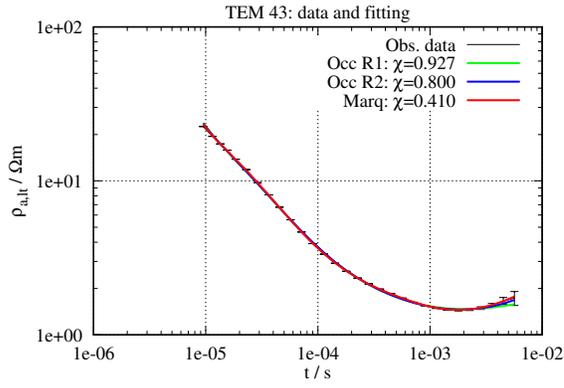
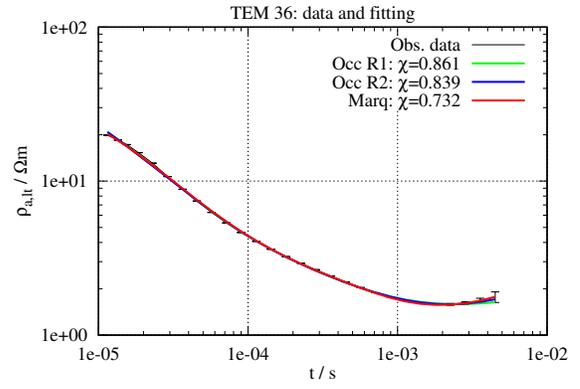
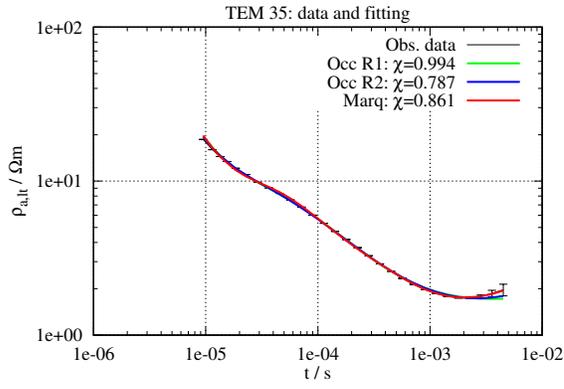






## C.5. Perfil EE'

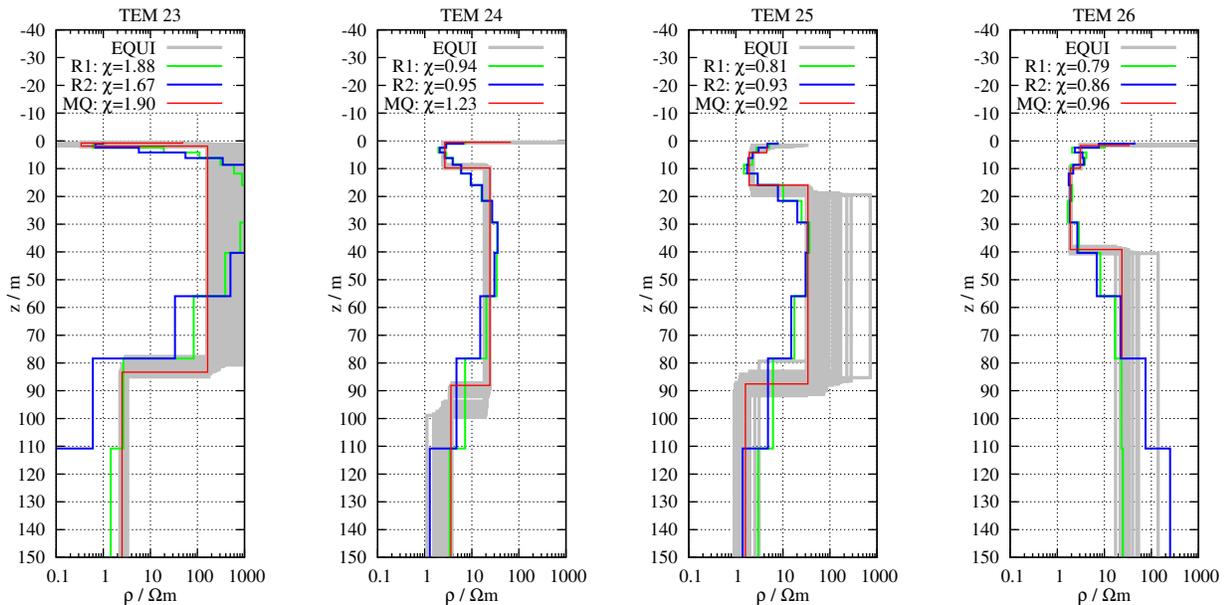


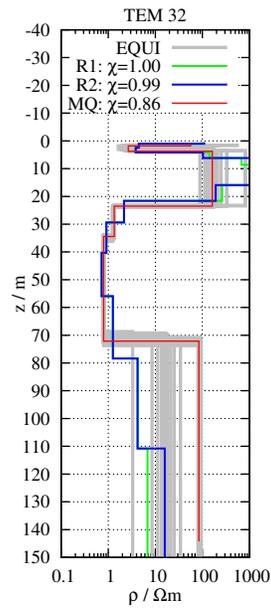
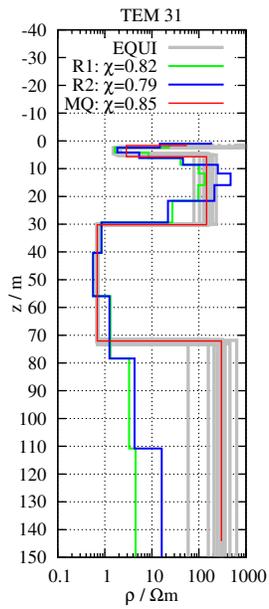
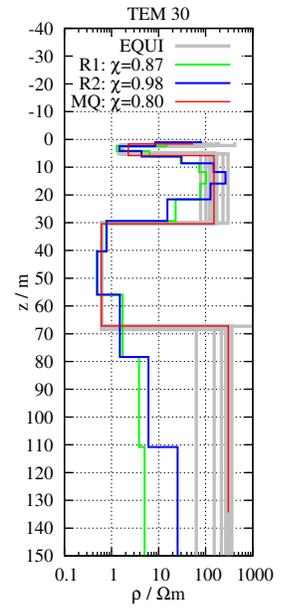
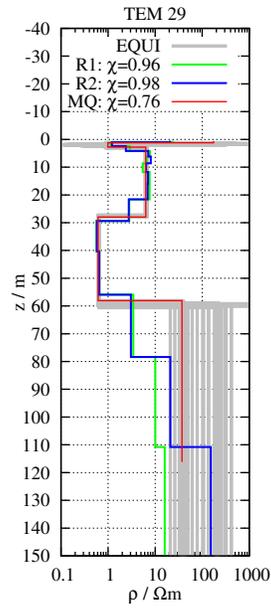
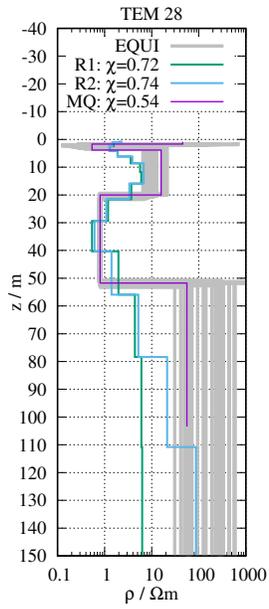
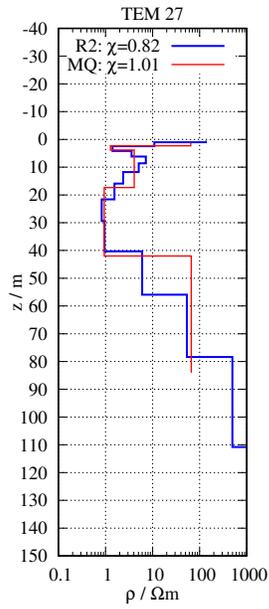


# Apéndice D

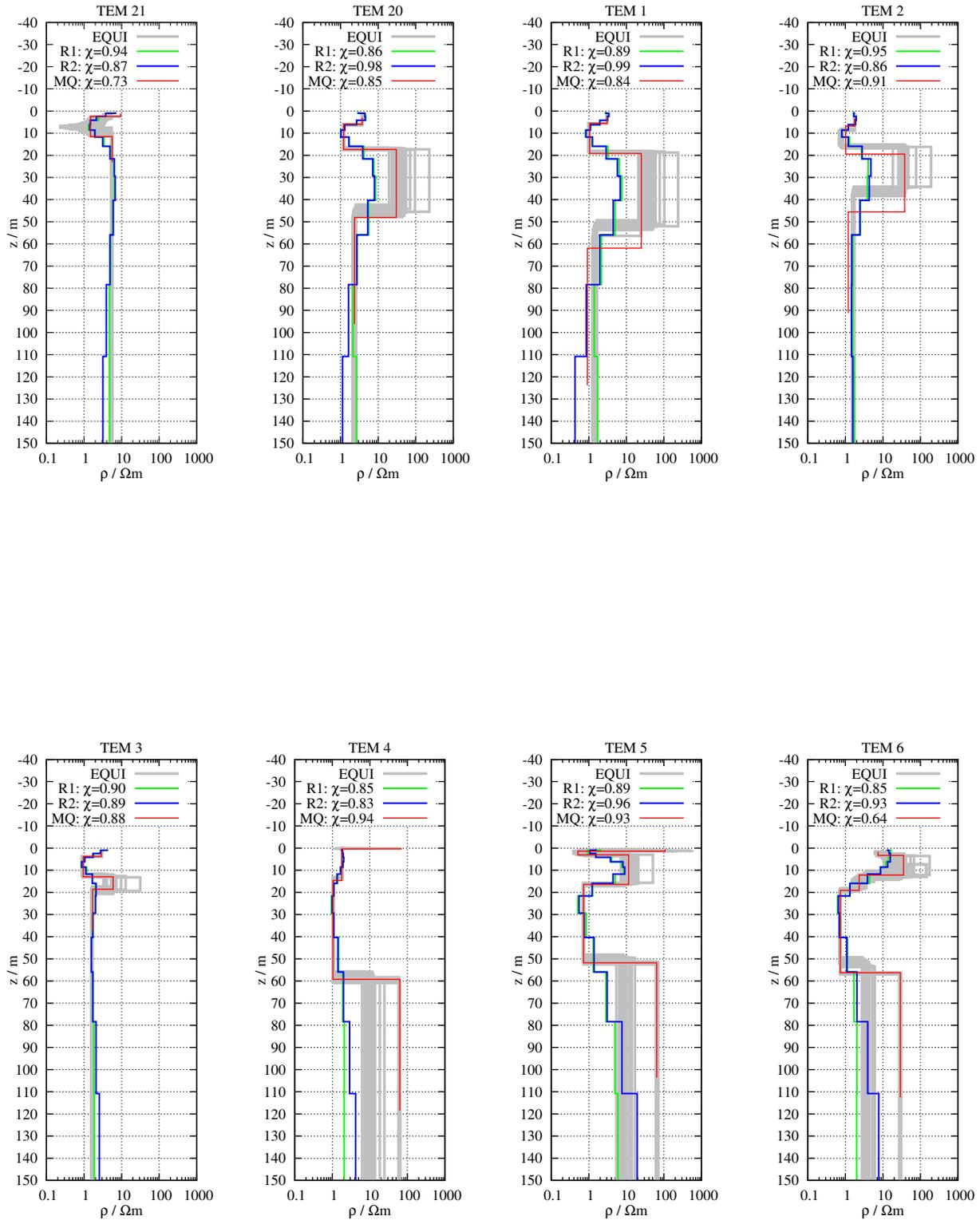
## Modelos 1D: Marquardt-Levenberg, Occam (R1,R2) y modelos equivalentes, Loop central

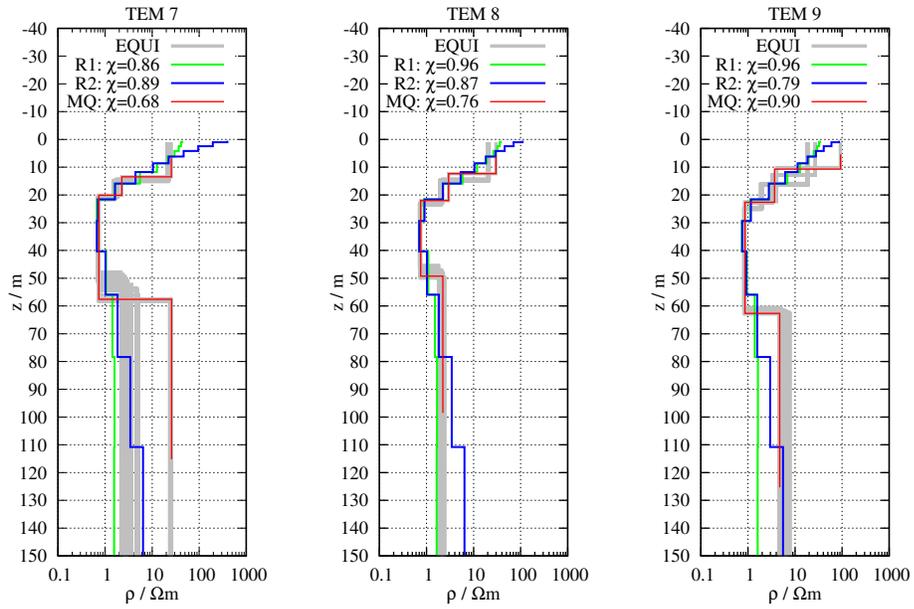
### D.1. perfil AA'



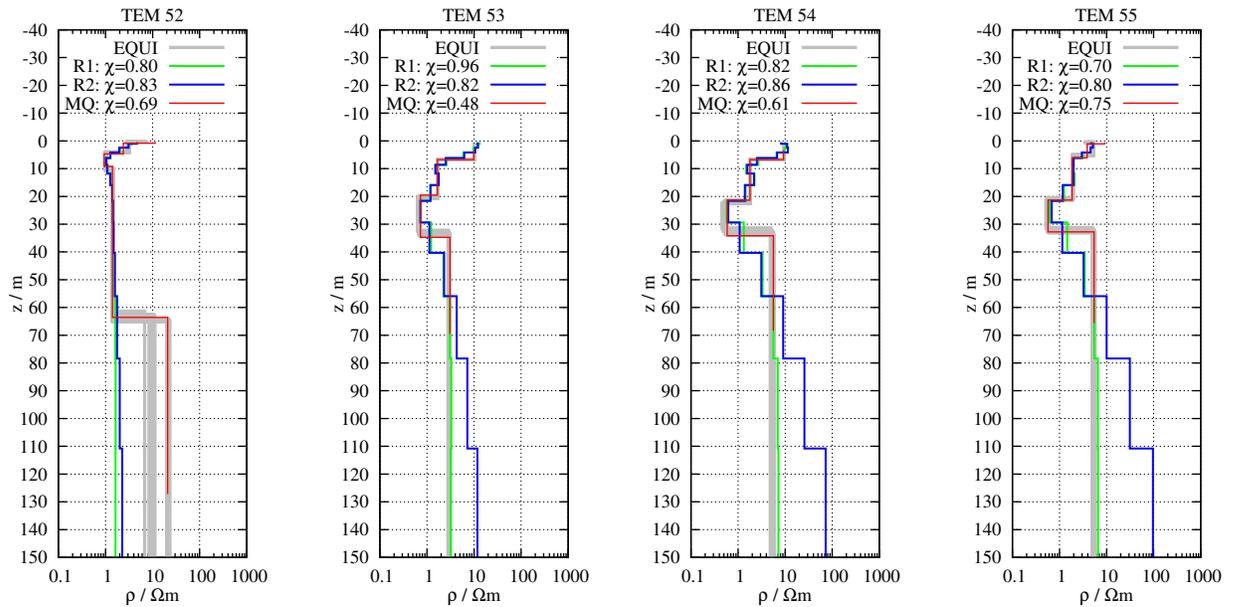


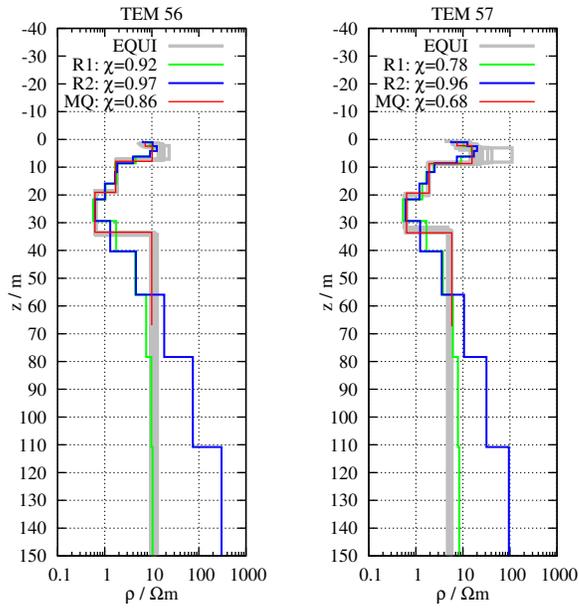
## D.2. Perfil BB'



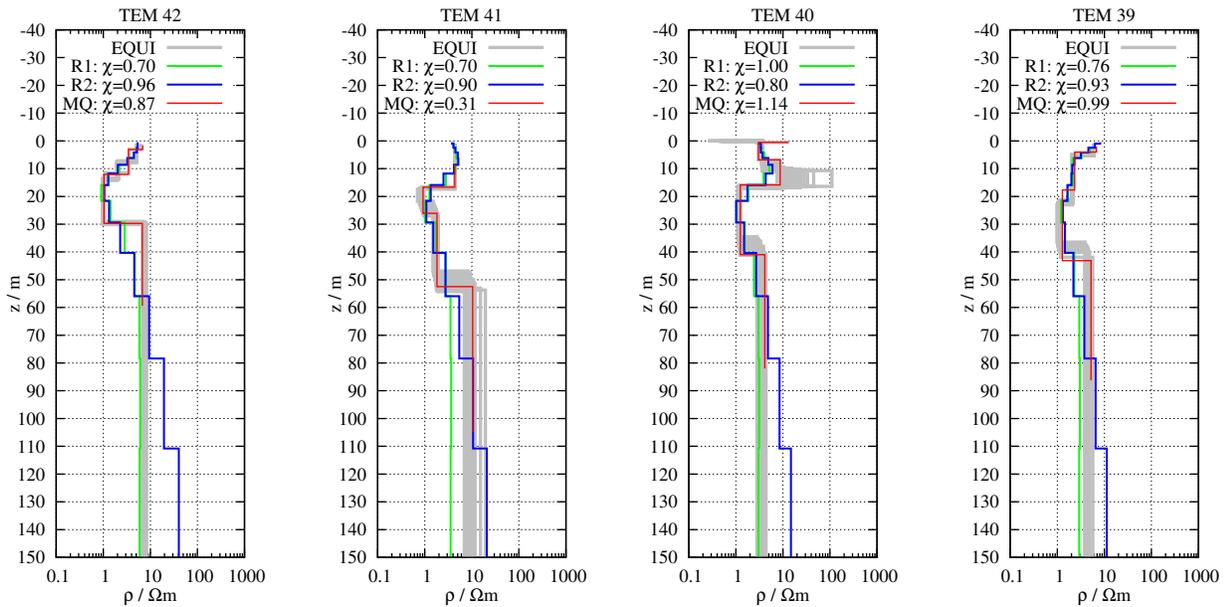


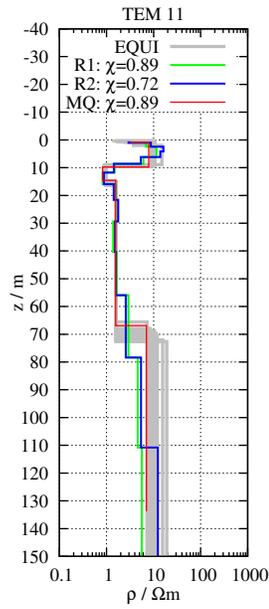
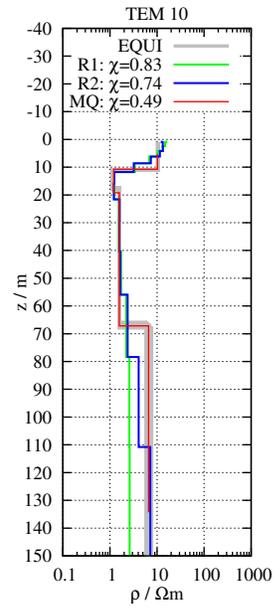
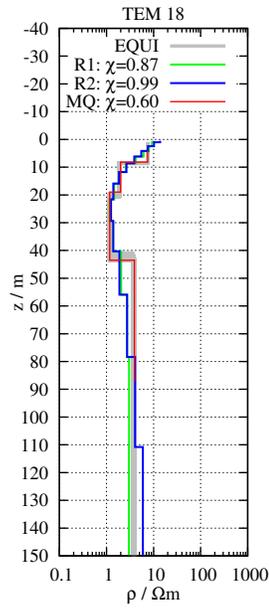
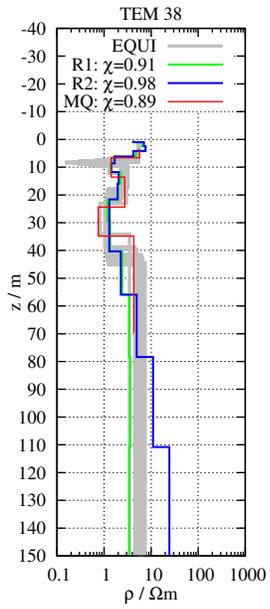
### D.3. Perfil CC'

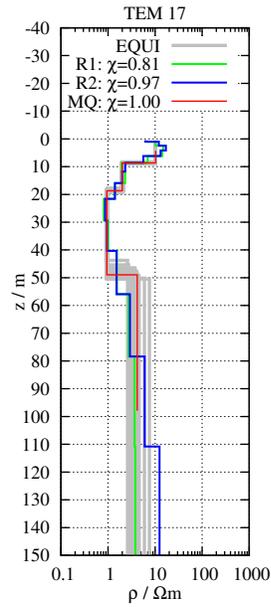
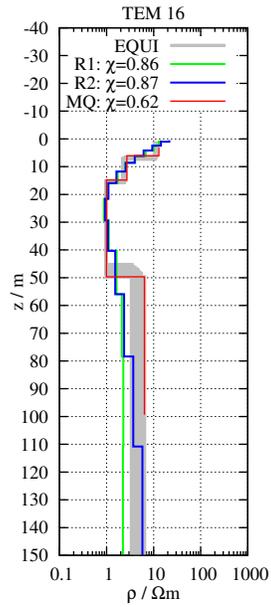
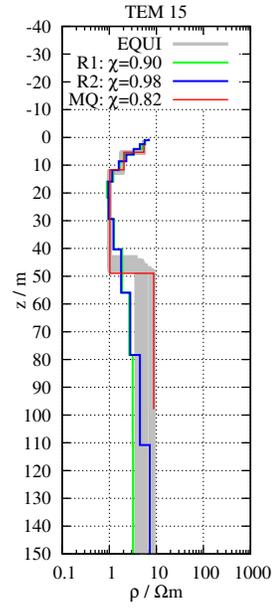
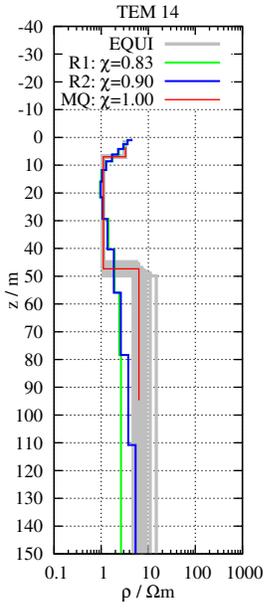
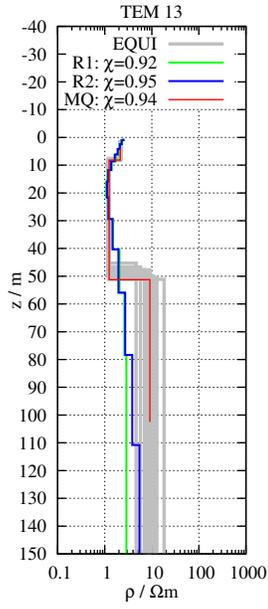
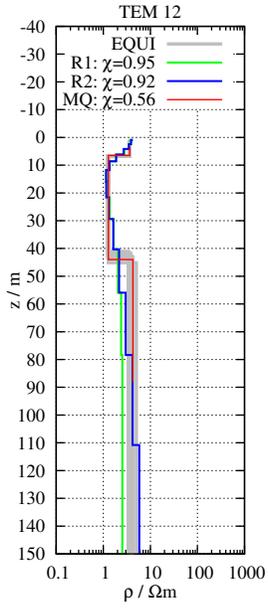




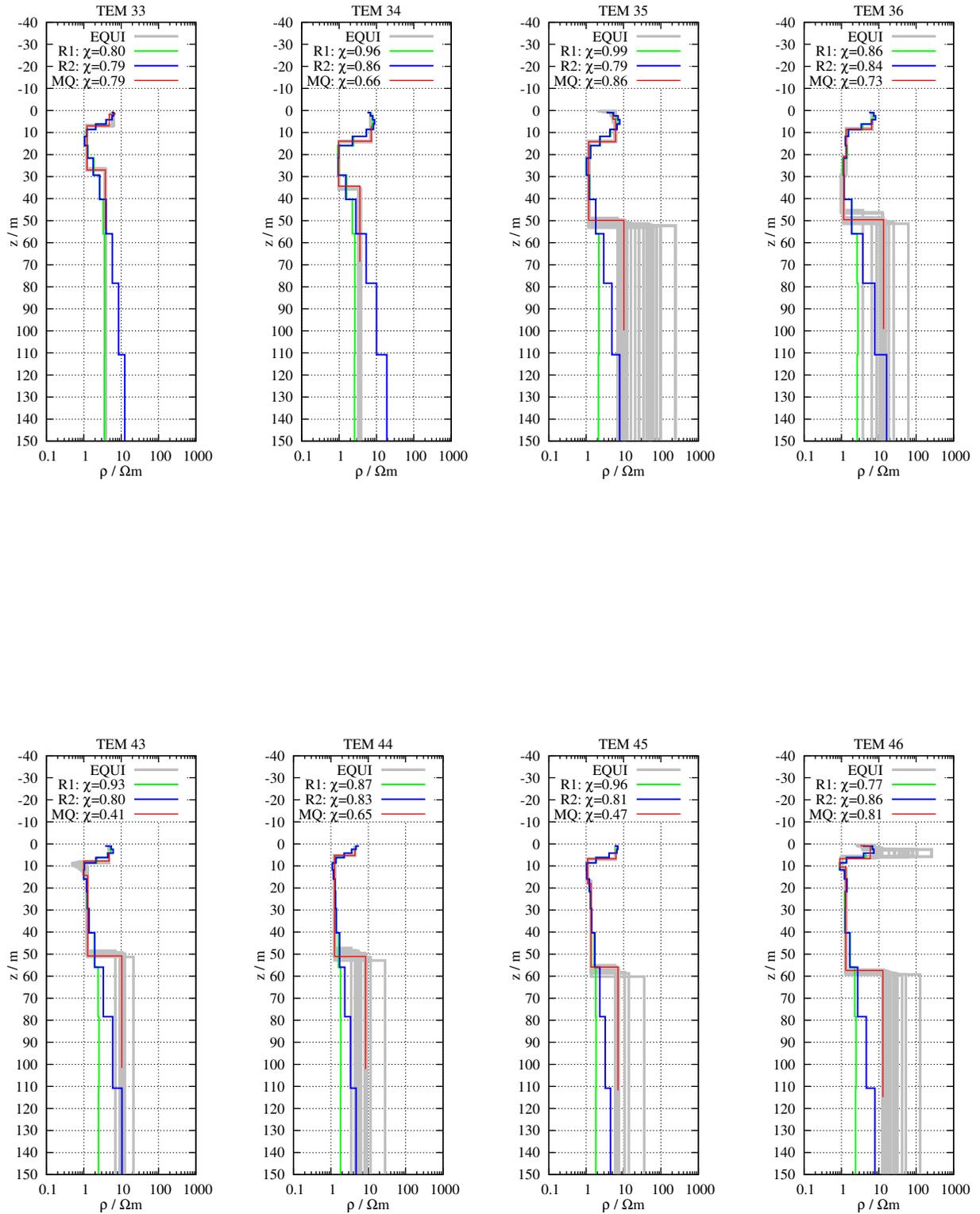
#### D.4. Perfil DD'

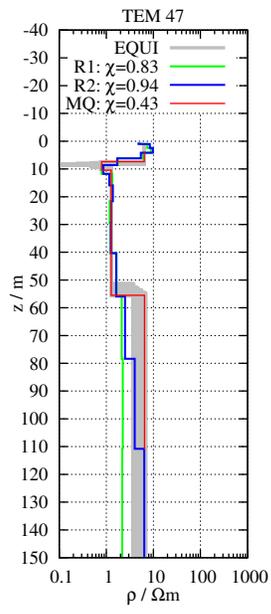






## D.5. Perfil EE'

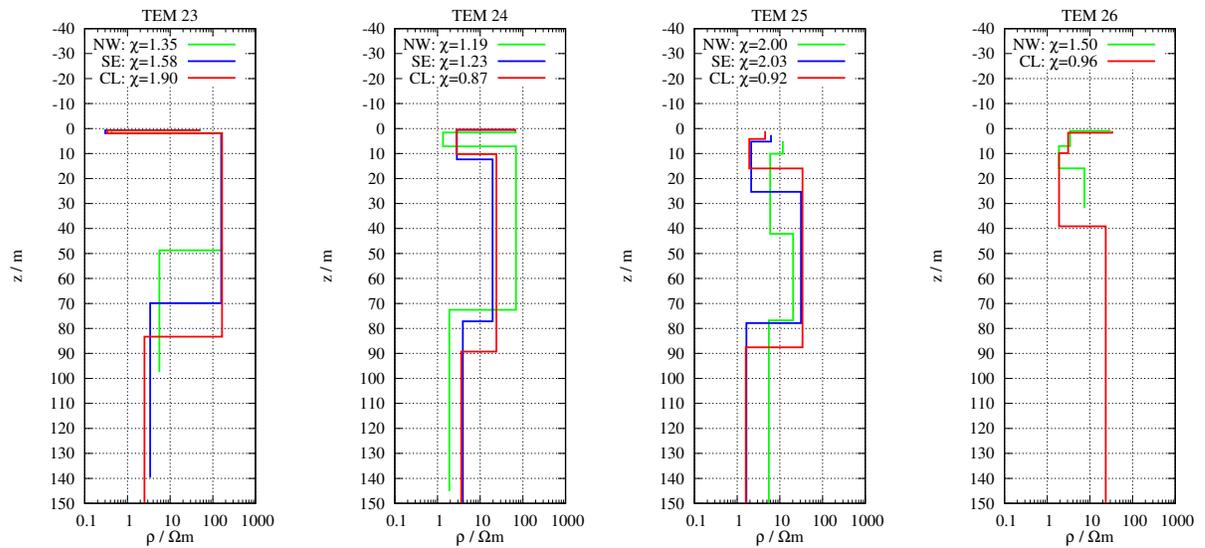


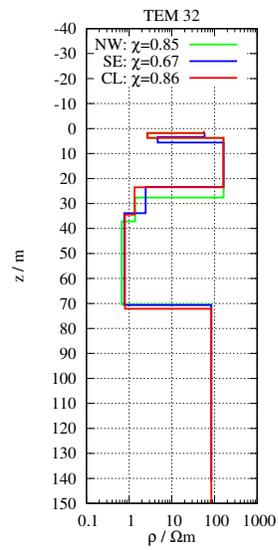
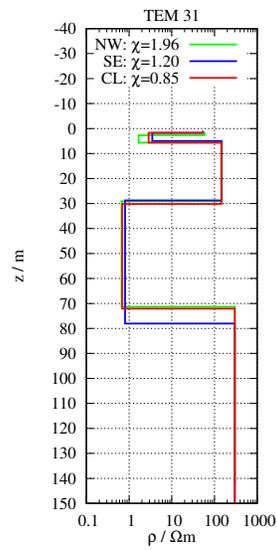
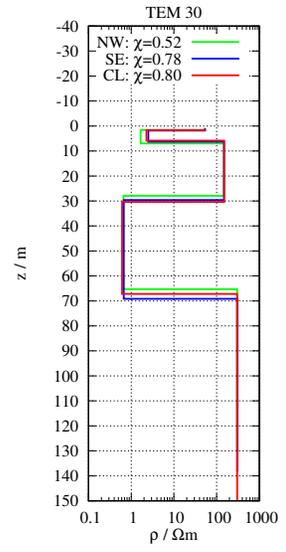
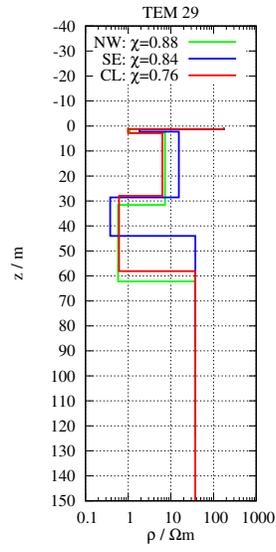
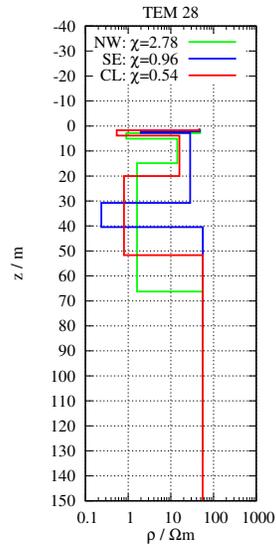
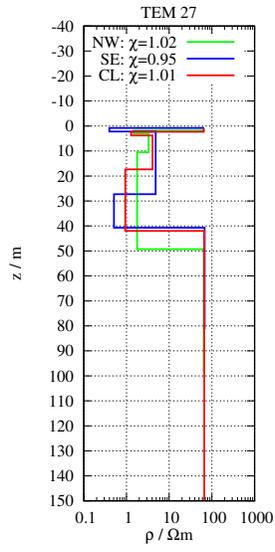


# Apéndice E

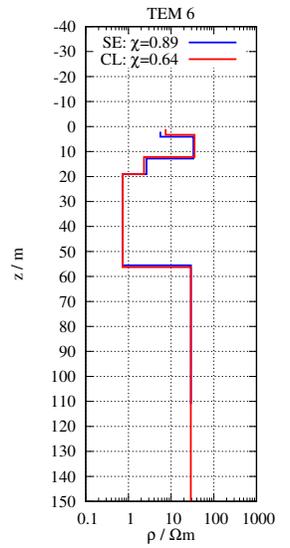
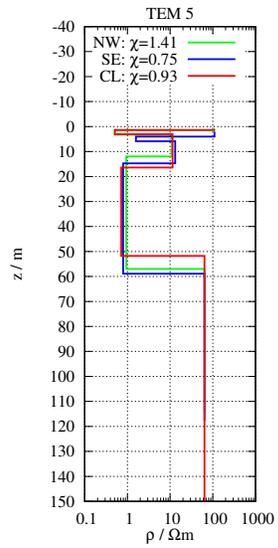
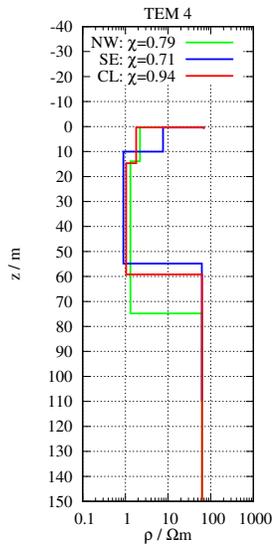
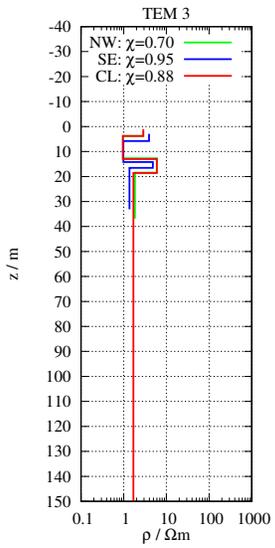
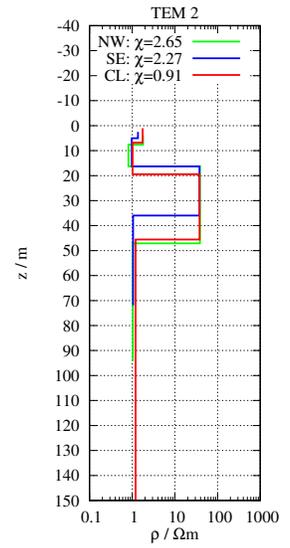
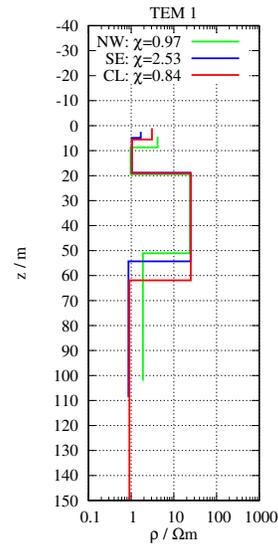
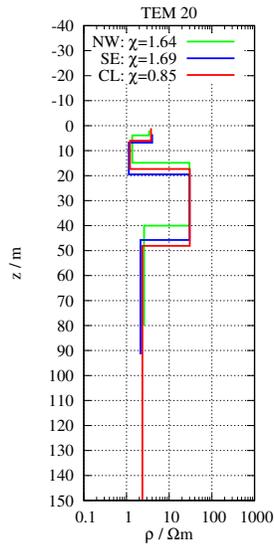
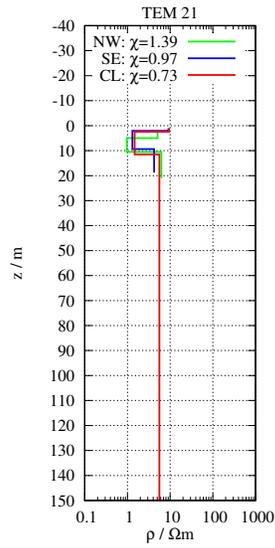
## Modelos Marquardt-Levenberg: Loop Central y Loop Separado

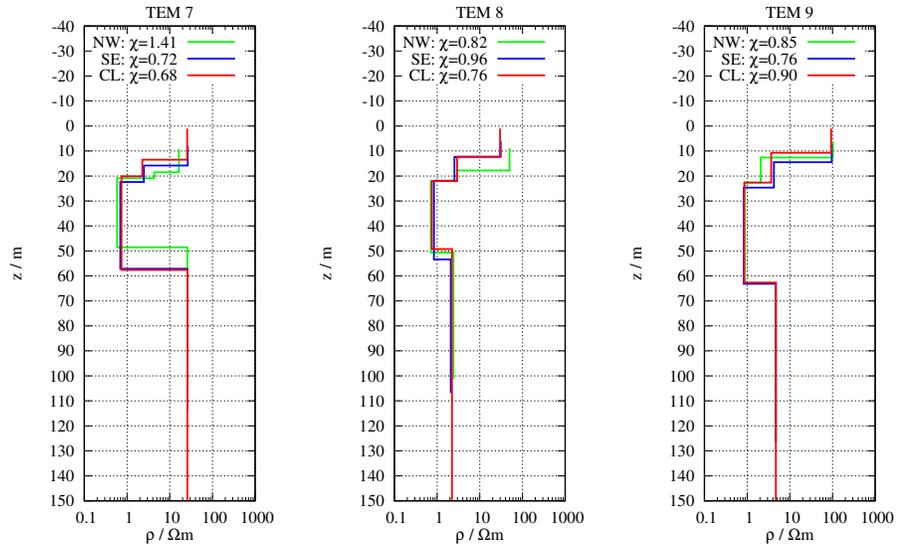
### E.1. Perfil AA'



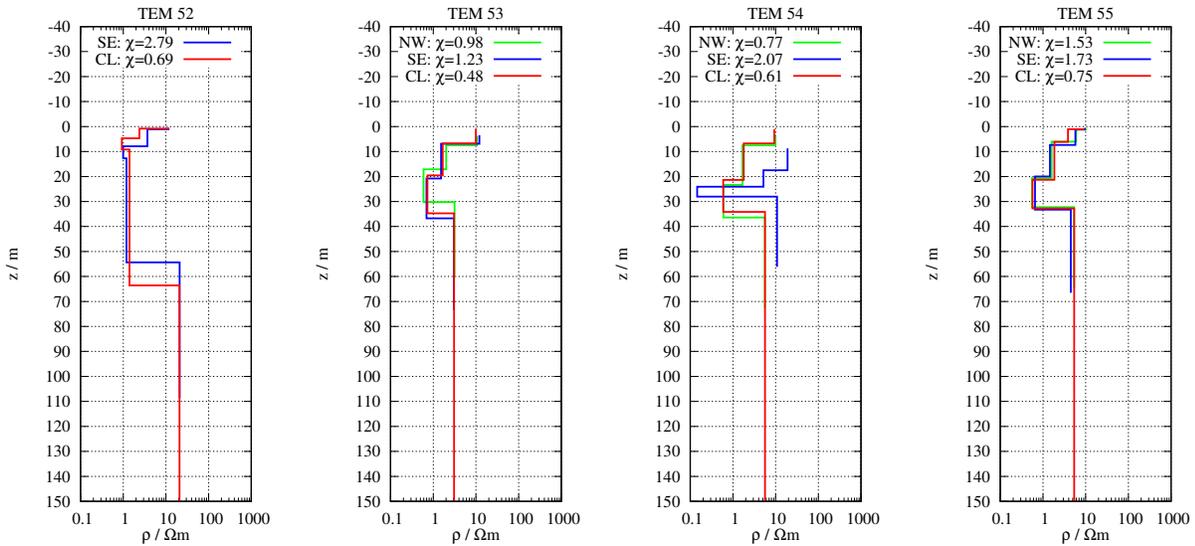


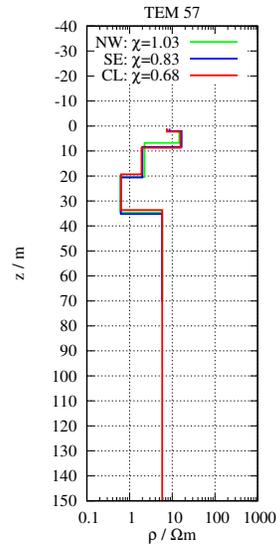
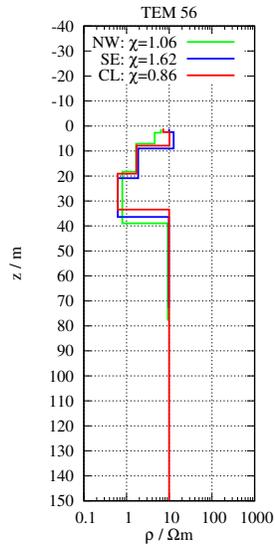
## E.2. Perfil BB'



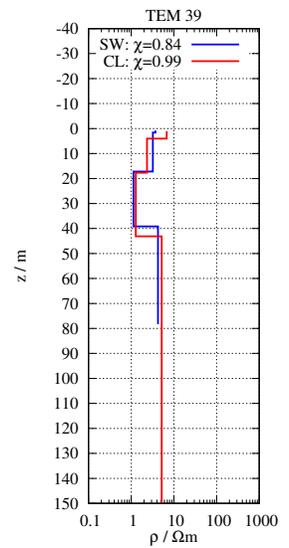
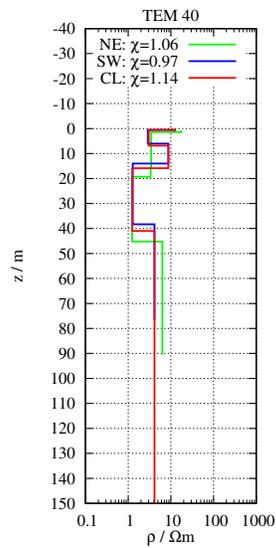
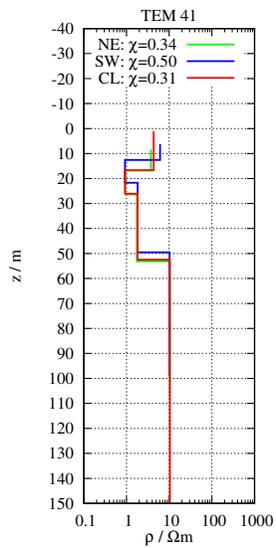
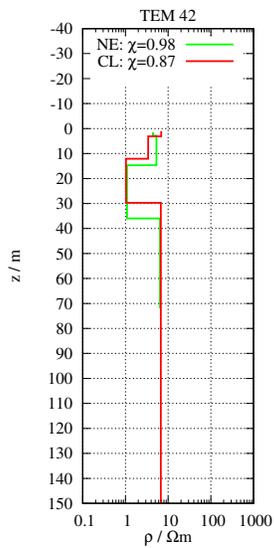


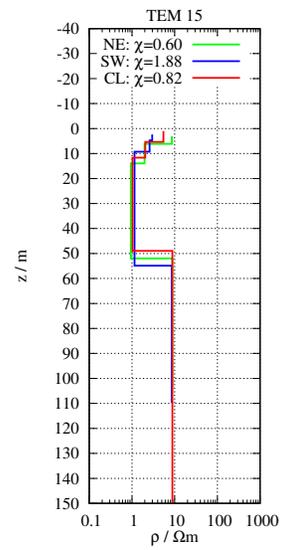
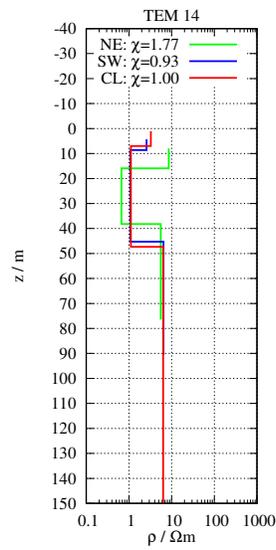
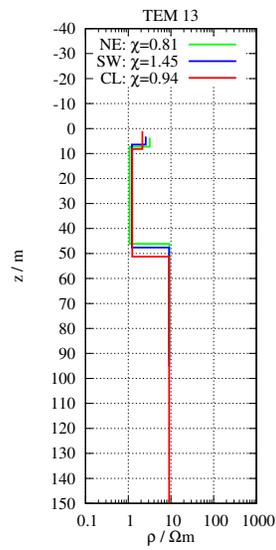
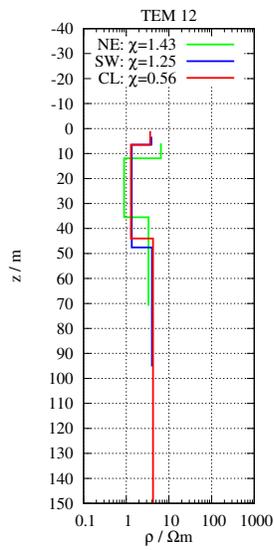
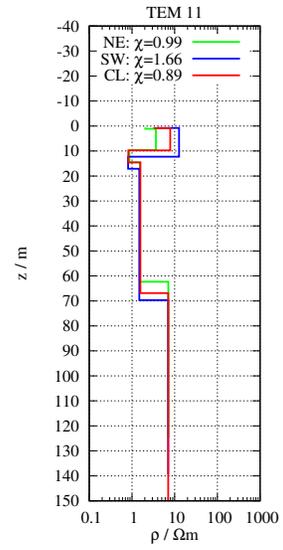
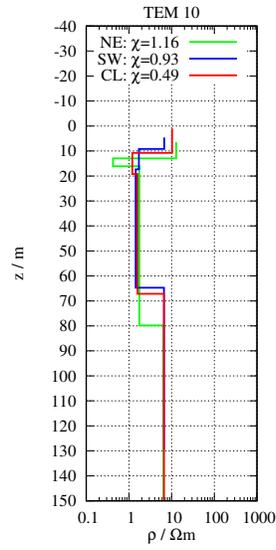
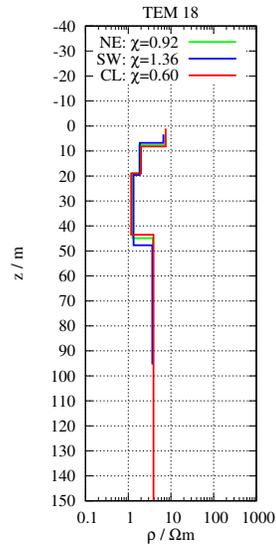
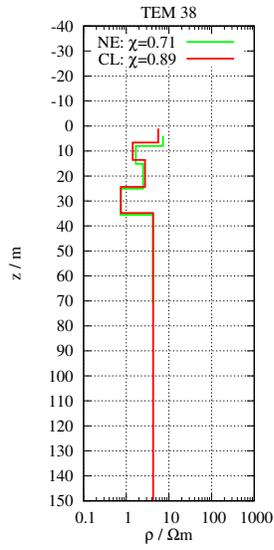
### E.3. Perfil CC'

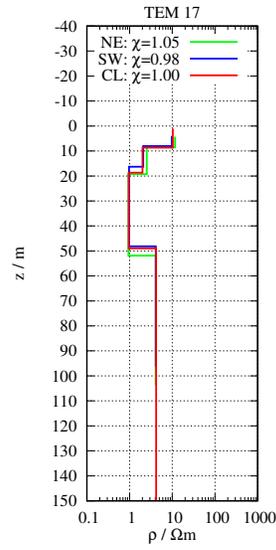
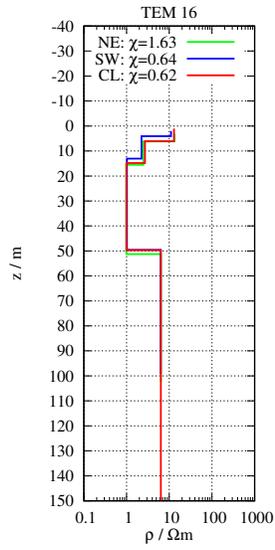




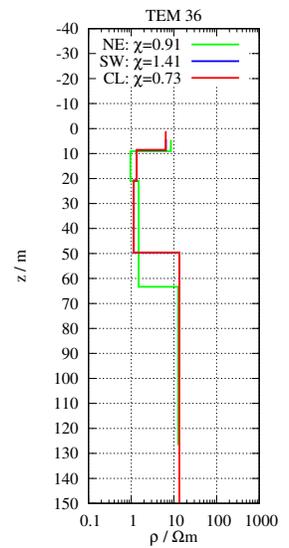
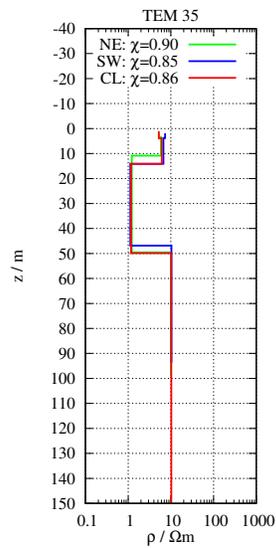
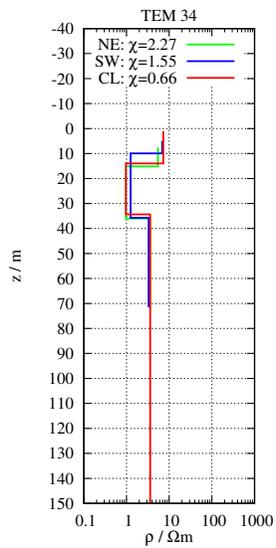
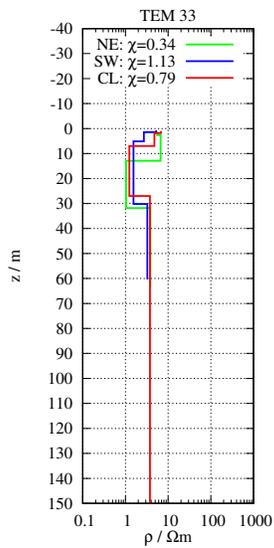
## E.4. Perfil DD'

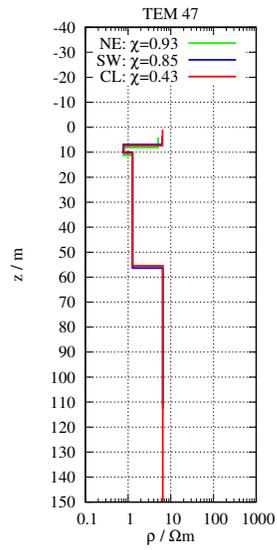
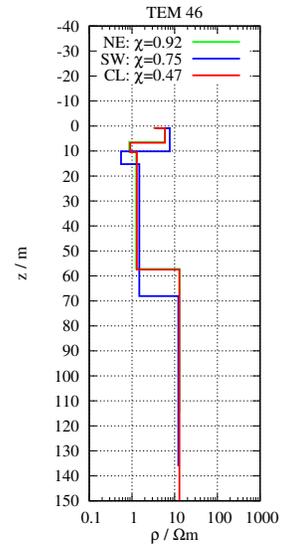
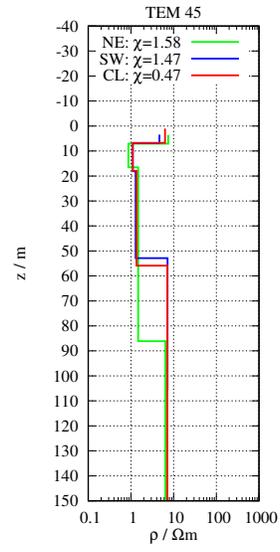
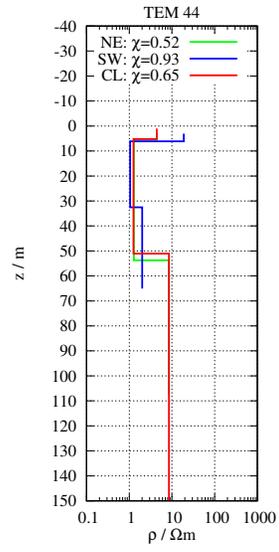
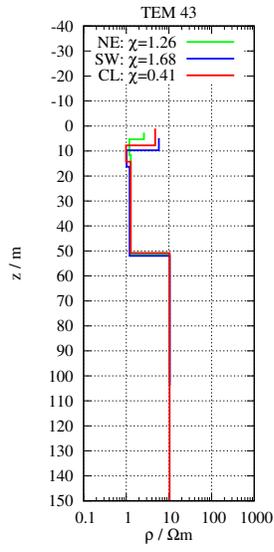






## E.5. Perfil EE'







# Apéndice F

## Diferencia relativa de Loops Separados

### F.1. Perfil AA'

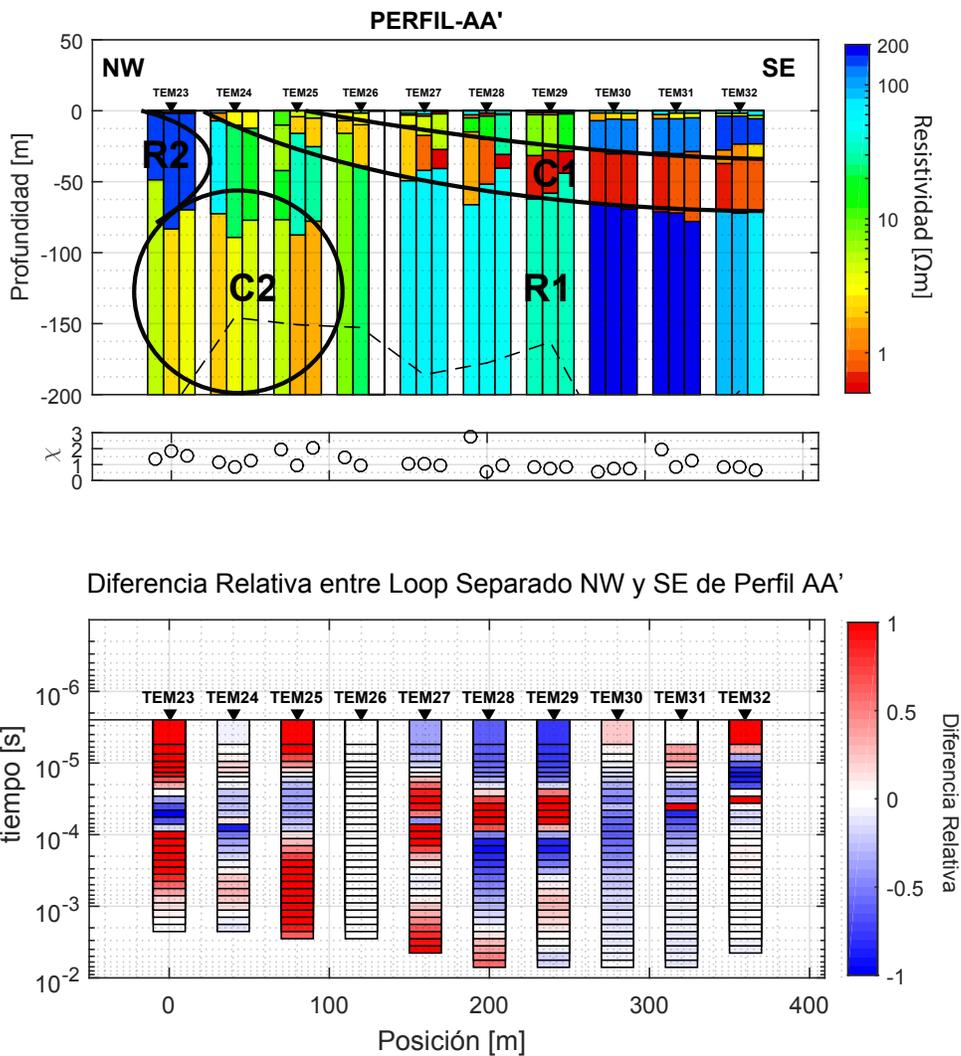
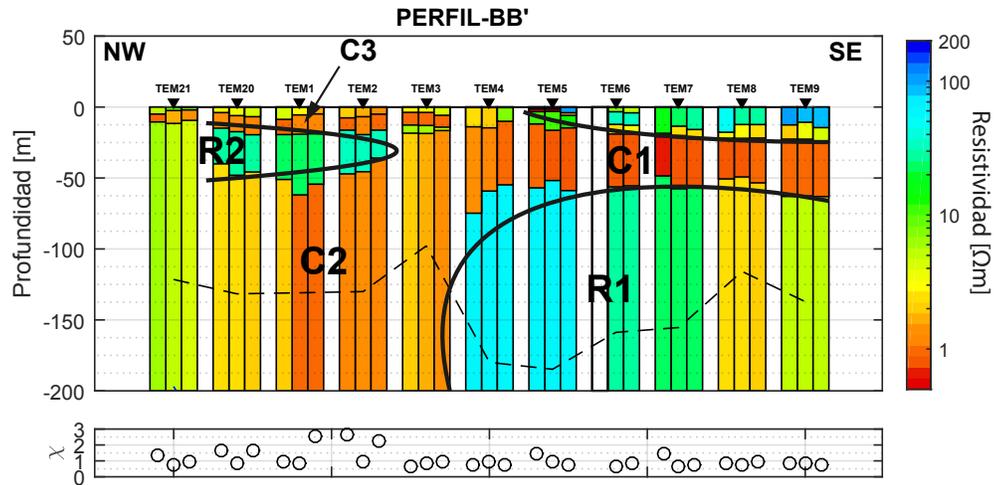


Figura F.1: Superior: Resultados de modelos 138 de Perfil AA', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop Separado en la dirección correspondiente. En blanco los



Diferencia Relativa entre Loop Separado NW y SE de Perfil BB'

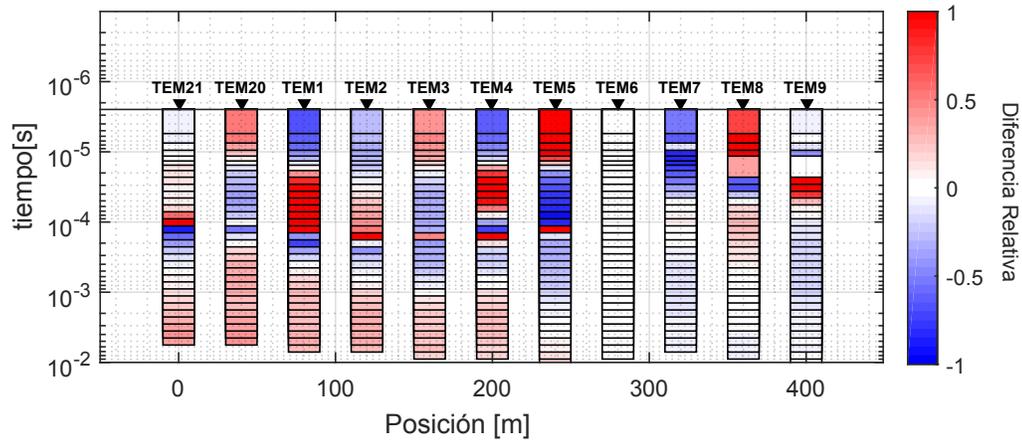
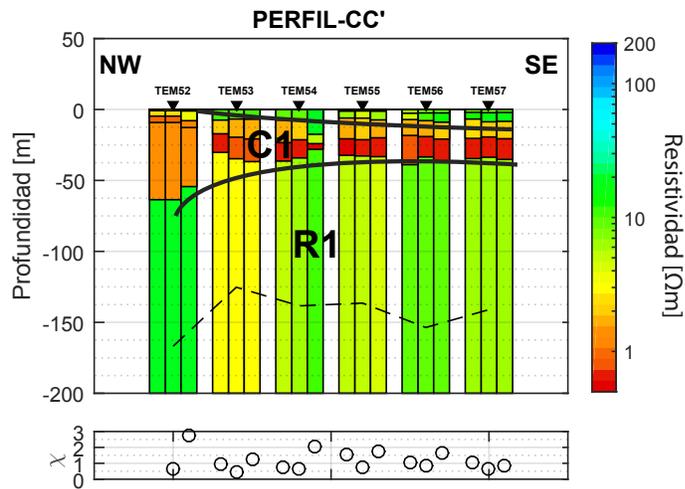


Figura F.2: Superior: Resultados de modelos 1D de Perfil BB', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop Separado en la dirección correspondiente. En blanco los Loop Separado sin datos. Inferior: Diferencias relativas de los sondajes con Loop separado para cada tiempo de medición.



Diferencia Relativa entre Loop Separado NW y SE de Perfil CC'

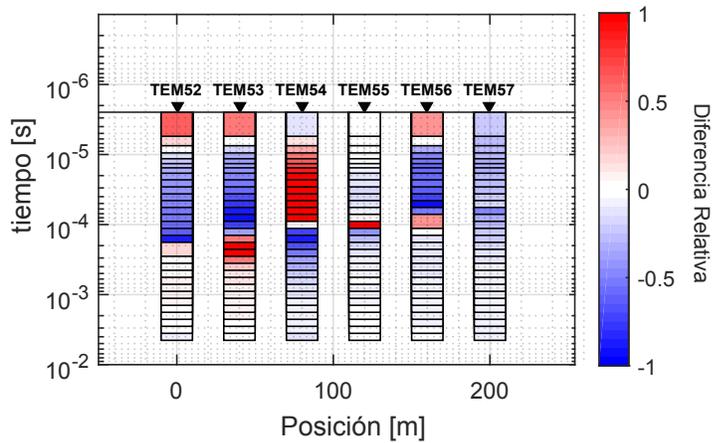


Figura F.3: Superior: Resultados de modelos 1D de Perfil CC', en dirección NW-SE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop Separado en la dirección correspondiente. En blanco los Loop Separado sin datos. Inferior: Diferencias relativas de los sondajes con Loop separado para cada tiempo de medición.

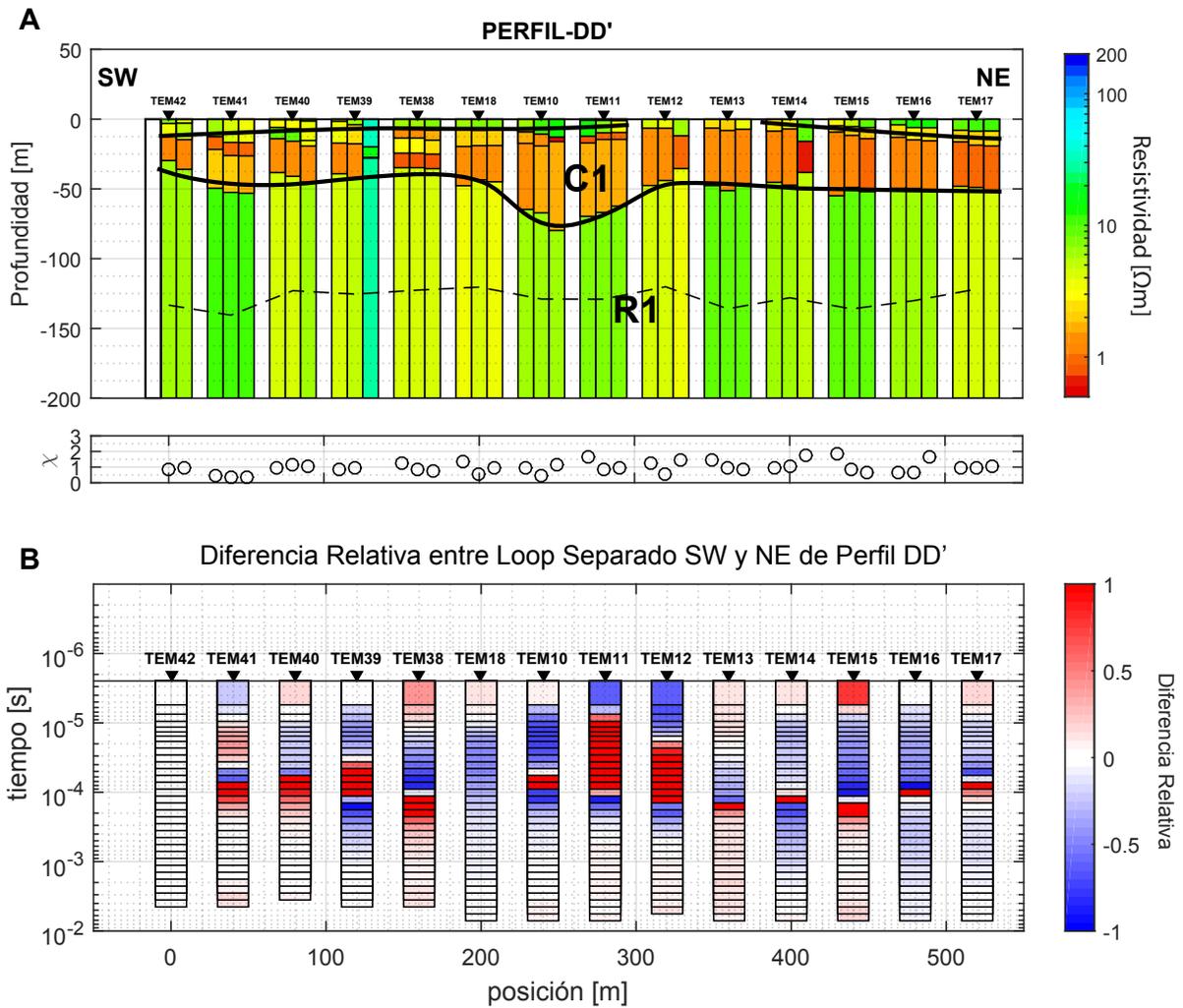


Figura F.4: Superior: Resultados de modelos 1D de Perfil DD', en dirección SW-NE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop Separado en la dirección correspondiente. En blanco los Loop Separado sin datos. Inferior: Diferencias relativas de los sondajes con Loop separado para cada tiempo de medición.

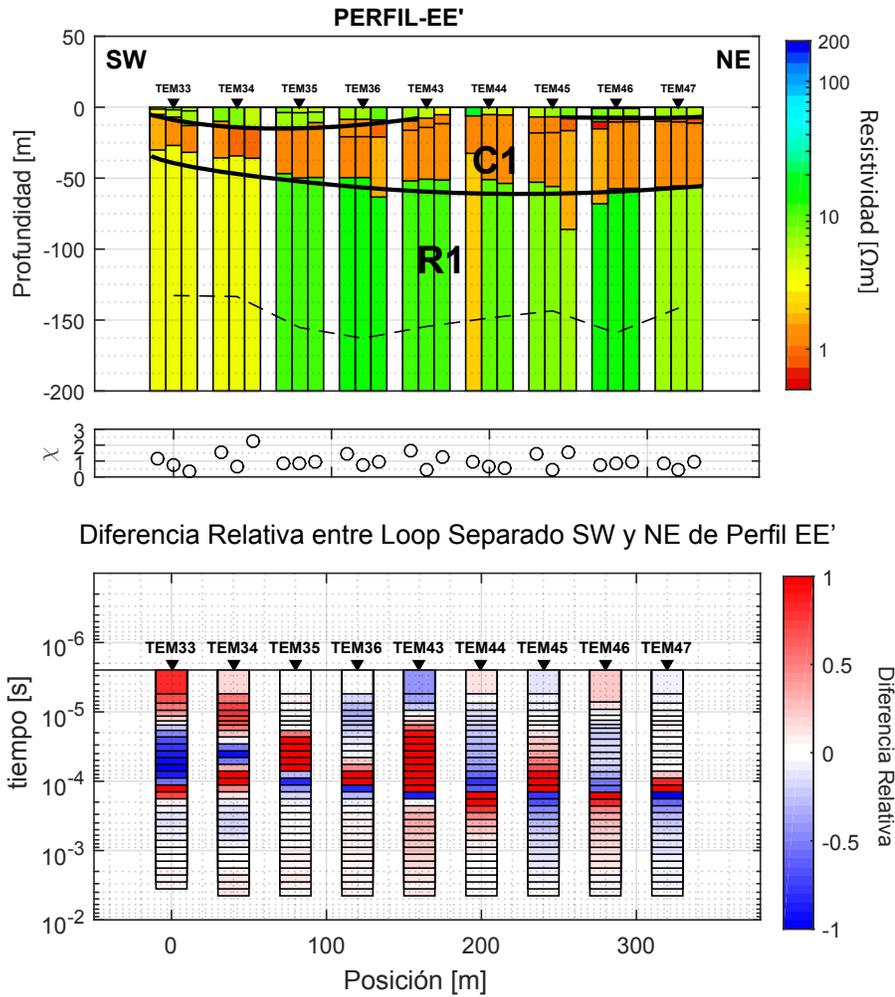


Figura F.5: Superior: Resultados de modelos 1D de Perfil EE', en dirección SW-NE. En línea punteada el DOI calculado según (3.48). En cada estación el sondaje central corresponde al Loop Central y los contiguos a Loop Separado en la dirección correspondiente. En blanco los Loop Separado sin datos. Inferior: Diferencias relativas de los sondajes con Loop separado para cada tiempo de medición.

# Apéndice G

## Susceptibilidad al desplazamiento horizontal y de altura del receptor

### G.1. Conductor-Resistivo-Conductor, caso 1

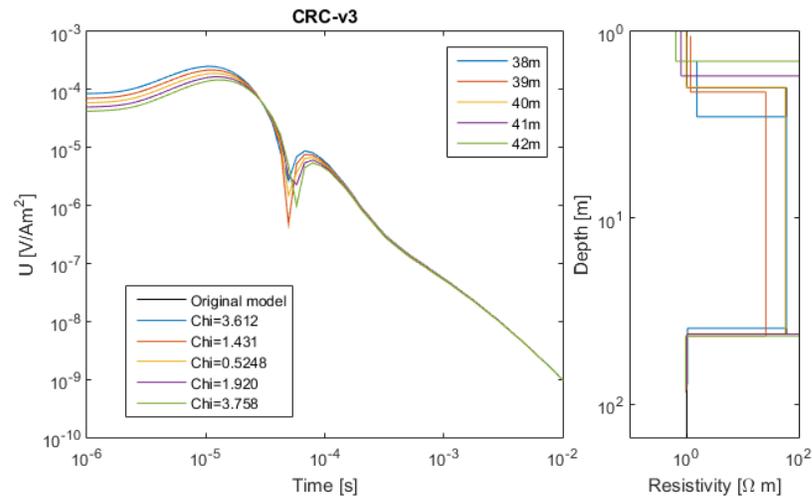


Figura G.1: Susceptibilidad a la variación lateral de la posición del receptor al medir en configuración Loop Separado. Caso CRC, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $1 \Omega\text{m}$  y 2 m de espesor, la segunda de  $60 \Omega\text{m}$  y 40 m de espesor y el semi-espacio de  $1 \Omega\text{m}$ . A la izquierda los datos de voltaje se obtendrían si el receptor se ubicara a posiciones de 38, 39, 40, 41 y 42 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un offset de 40 m.

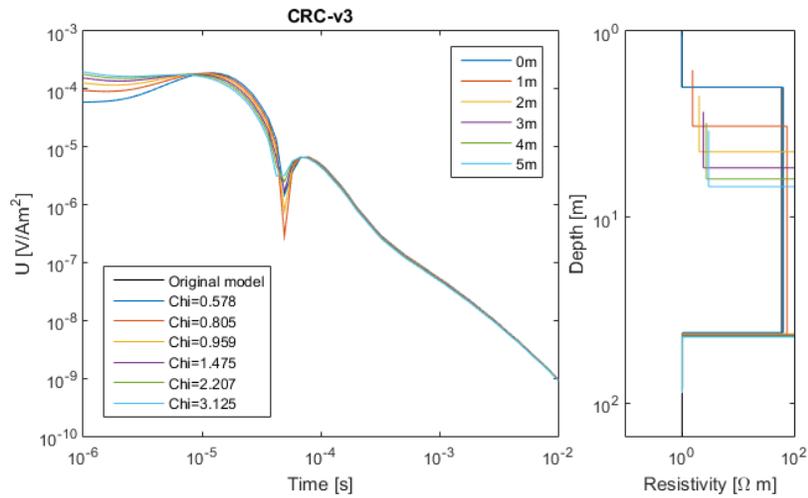


Figura G.2: Susceptibilidad a la variación de altura del receptor al medir en configuración de Loop Separado. Caso CRC, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de 1  $\Omega$ m y 2 m de espesor, la segunda de 60  $\Omega$  m y 40 m de espesor y el semi-espacio de 1  $\Omega$ m. A la izquierda los datos de voltaje que se obtendrían se el recptor se ubicara a alturas de 0, 1, 2, 3, 4, y 5 m; y a la derecha las inversiones de estos datos sintéticos pero considerando un desnivel de altura nulo, es decir 0 m.

## G.2. Conductor-Resistivo-Conductor, caso 2

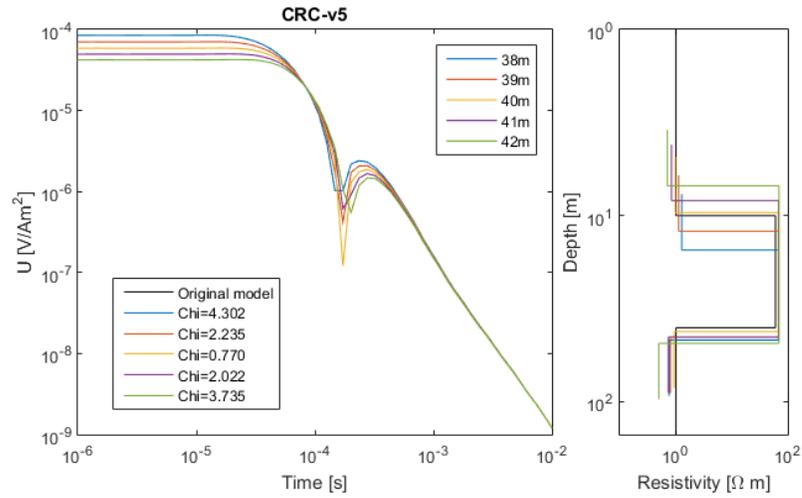


Figura G.3: Susceptibilidad a la variación lateral de la posición del receptor al medir en configuración Loop Separado. Caso CRC, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de 1  $\Omega$ m y 10 m de espesor, la segunda de 60  $\Omega$  m y 30 m de espesor y el semi-espacio de 1  $\Omega$ m. A la izquierda los datos de voltaje se obtendrían si el receptor se ubicara a posiciones de 38, 39, 40, 41 y 42 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un offset de 40 m.

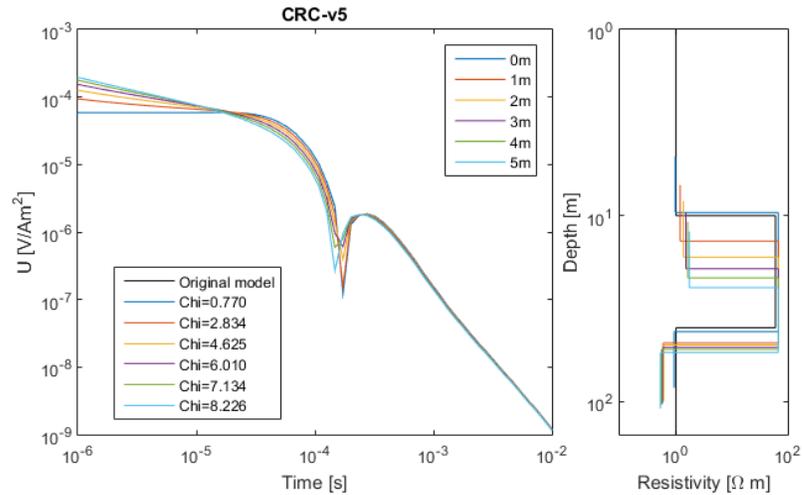


Figura G.4: Susceptibilidad a la variación de altura del receptor al medir en configuración de Loop Separado. Caso CRC, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de 1  $\Omega$ m y 10 m de espesor, la segunda de 60  $\Omega$  m y 30 m de espesor y el semi-espacio de 1  $\Omega$ m. A la izquierda los datos de voltaje que se obtendrían si el receptor se ubicara a alturas de 0, 1, 2, 3, 4, y 5 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un desnivel de altura nulo, es decir 0 m.

### G.3. Resistivo-Conductor-Resistivo. caso 1

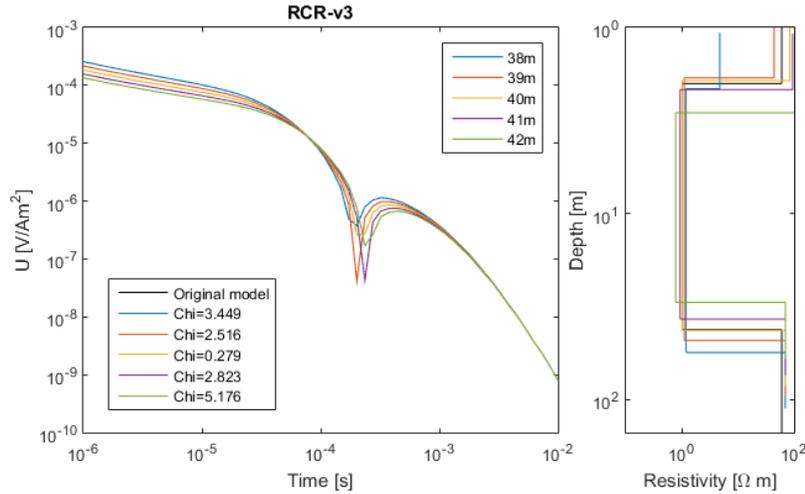


Figura G.5: Susceptibilidad a la variación lateral de la posición del receptor al medir en configuración Loop Separado. Caso RCR, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega m$  y 2 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega m$  y 40 m de espesor y el semi-espacio de  $60 \Omega m$ . A la izquierda los datos de voltaje se obtendrían si el receptor se ubicara a posiciones de 38, 39, 40, 41 y 42 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un offset de 40 m.

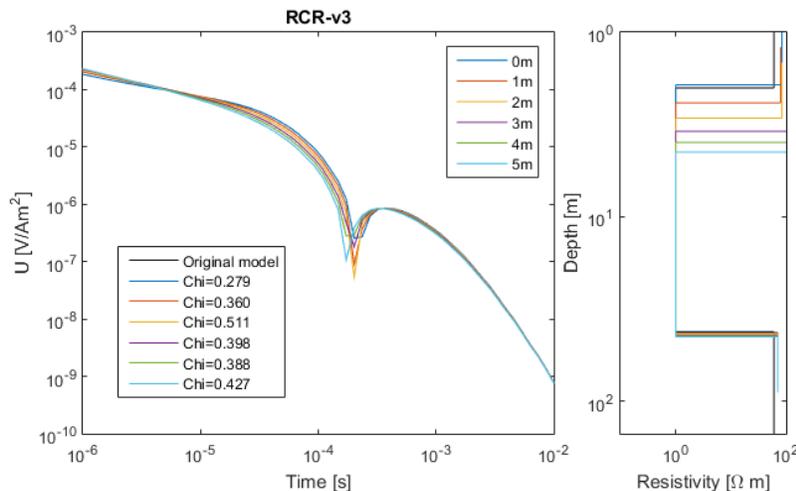


Figura G.6: Susceptibilidad a la variación de altura del receptor al medir en configuración de Loop Separado. Caso RCR, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega m$  y 2 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega m$  y 40 m de espesor y el semi-espacio de  $60 \Omega m$ . A la izquierda los datos de voltaje que se obtendrían si el receptor se ubicara a alturas de 0, 1, 2, 3, 4, y 5 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un desnivel de altura nulo, es decir 0 m.

## G.4. Resistivo-Conductor-Resistivo, caso 2

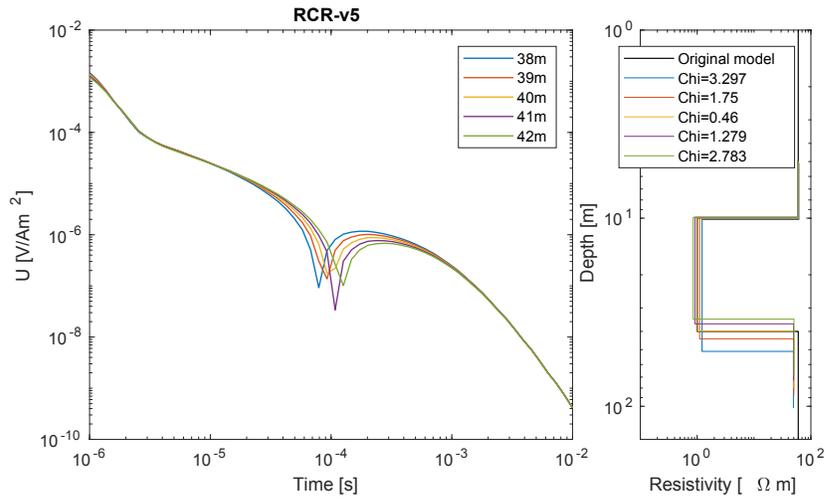


Figura G.7: Susceptibilidad a la variación lateral de la posición del receptor al medir en configuración Loop Separado. Caso RCR, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega \text{ m}$  y 10 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega \text{ m}$  y 30 m de espesor y el semi-espacio de  $60 \Omega \text{ m}$ . A la izquierda los datos de voltaje se obtendrían si el receptor se ubicara a posiciones de 38, 39, 40, 41 y 42 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un offset de 40 m.

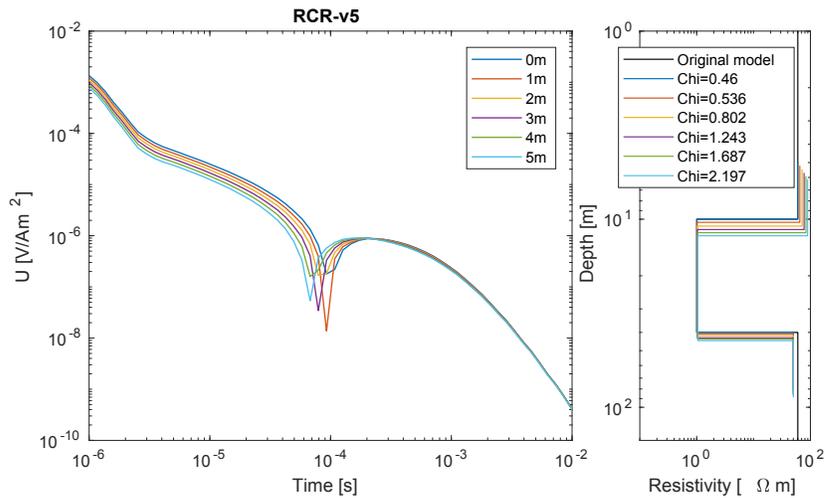


Figura G.8: Susceptibilidad a la variación de altura del receptor al medir en configuración de Loop Separado. Caso RCR, de 2 capas y 1 semi-espacio: la primera de  $60 \Omega \text{ m}$  y 10 m de espesor, la segunda de  $1 \Omega \text{ m}$  y 30 m de espesor y el semi-espacio de  $60 \Omega \text{ m}$ . A la izquierda los datos de voltaje que se obtendrían si el receptor se ubicara a alturas de 0, 1, 2, 3, 4, y 5 m; y a la derecha las inserciones de estos datos sintéticos pero considerando un desnivel de altura nulo, es decir 0 m.

# Apéndice H

## Modelos forward 2D de perfiles

### H.1. Perfil AA'

#### H.1.1. Versión basada en modelos 1D

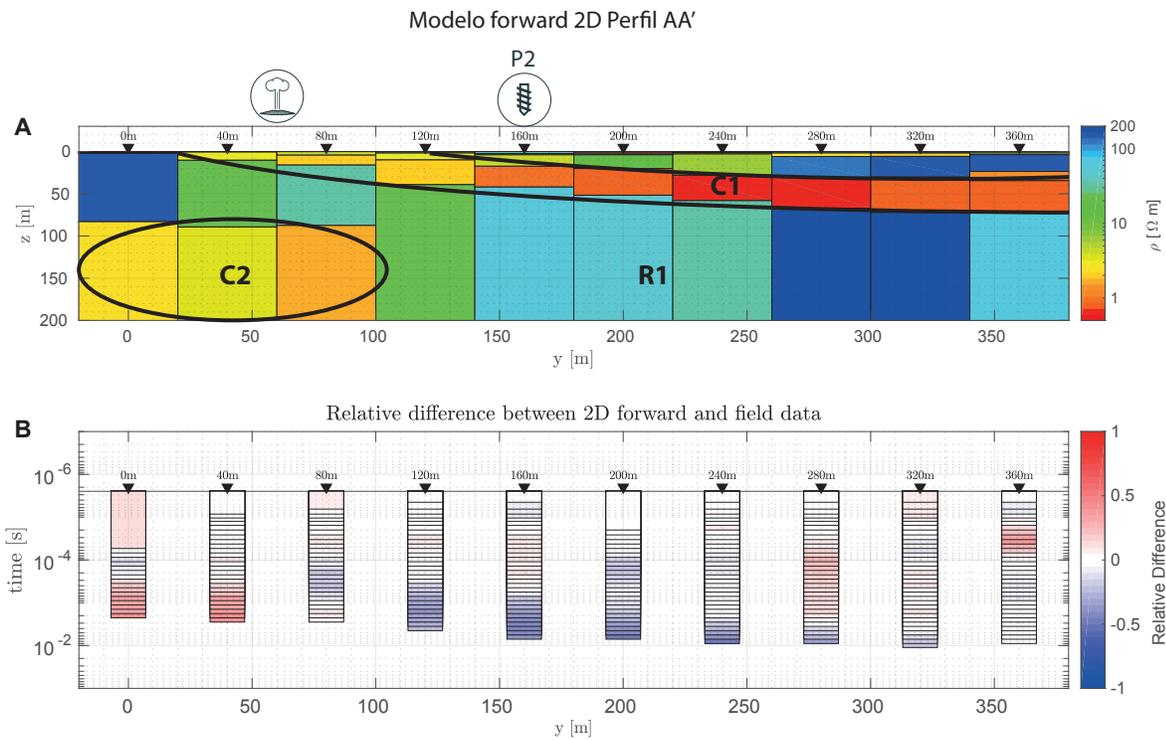
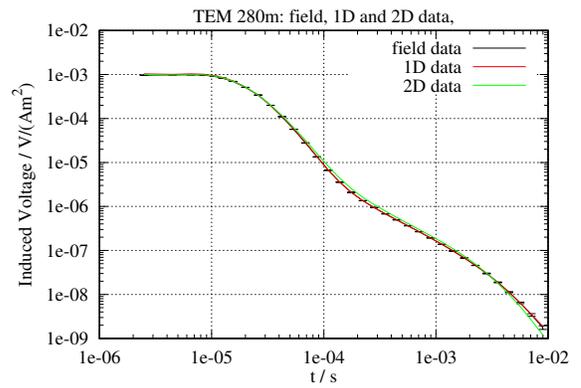
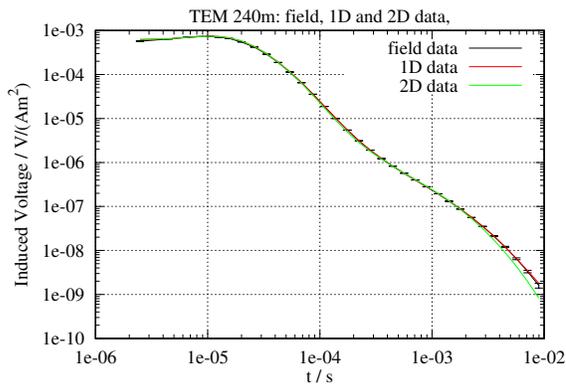
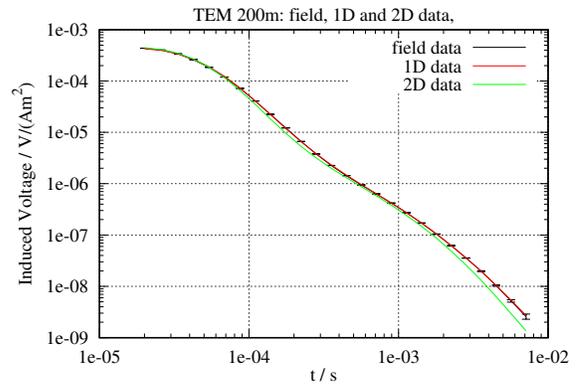
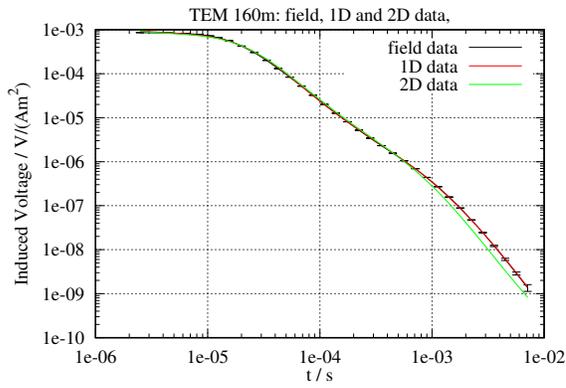
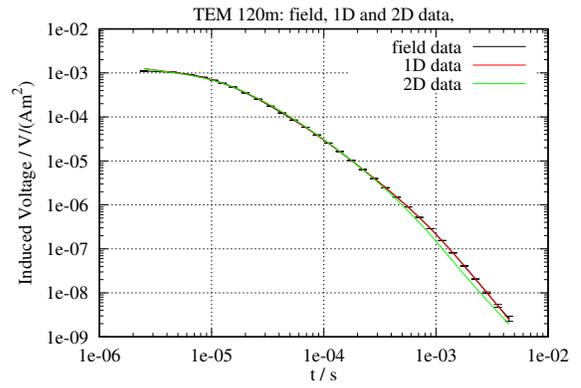
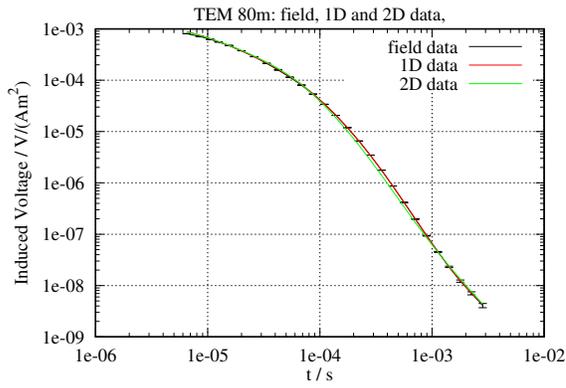
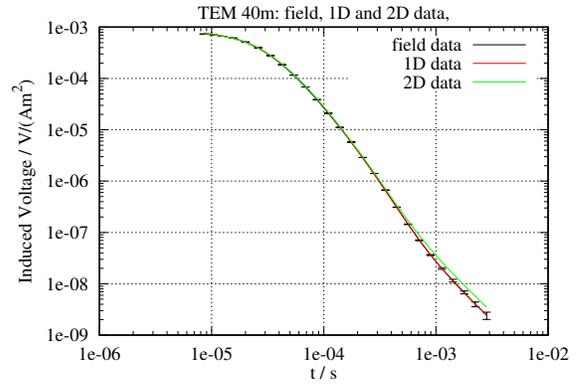
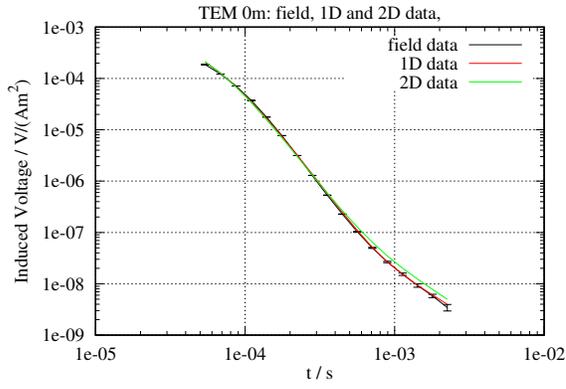
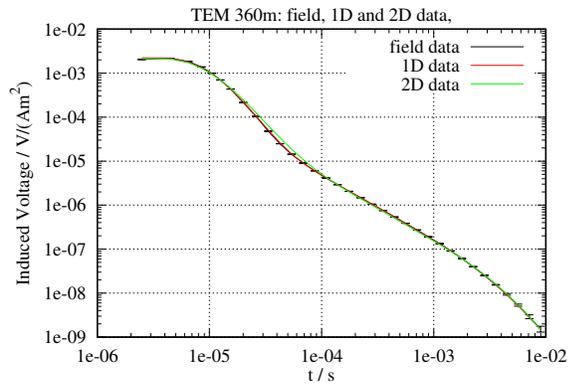
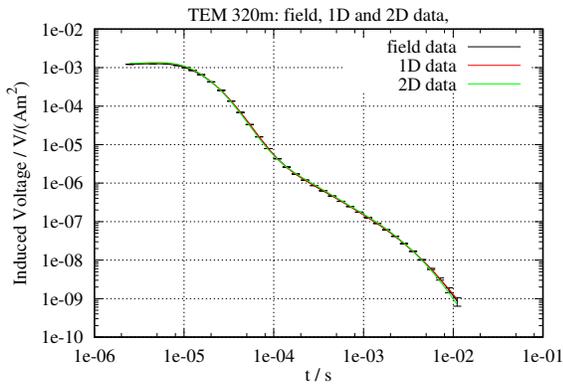


Figura H.1: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





### H.1.2. Versión 2

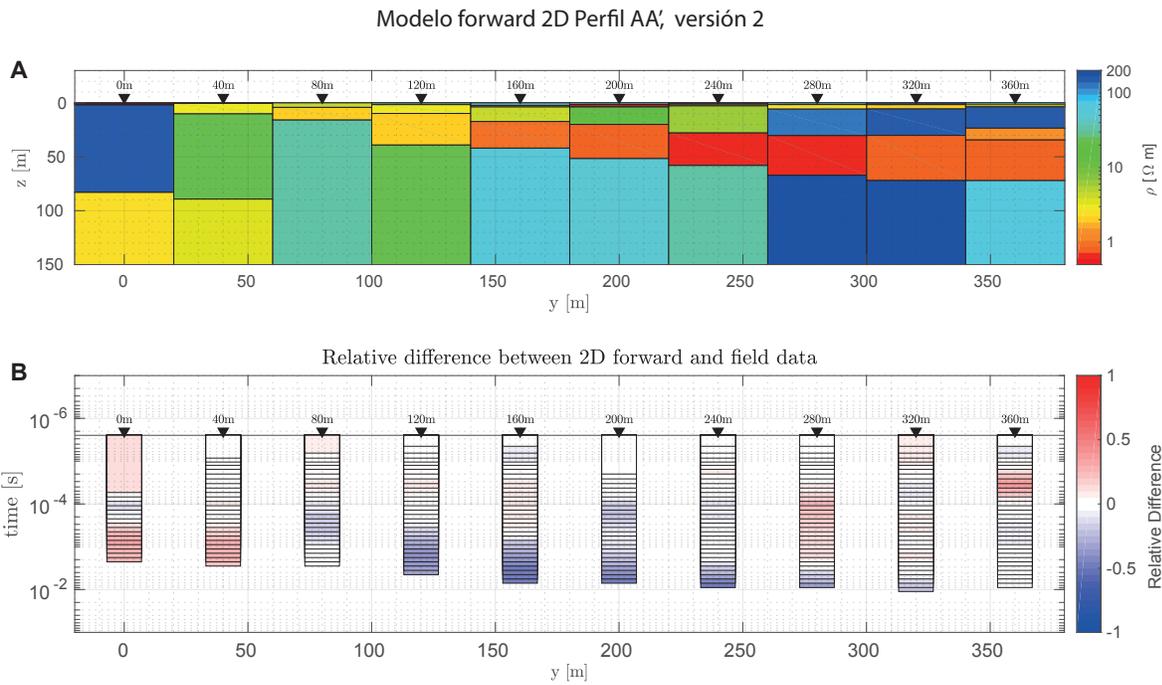
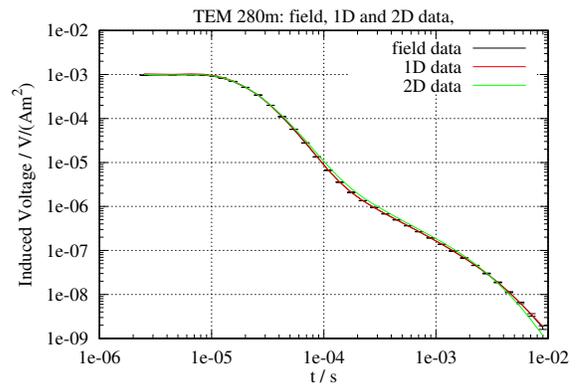
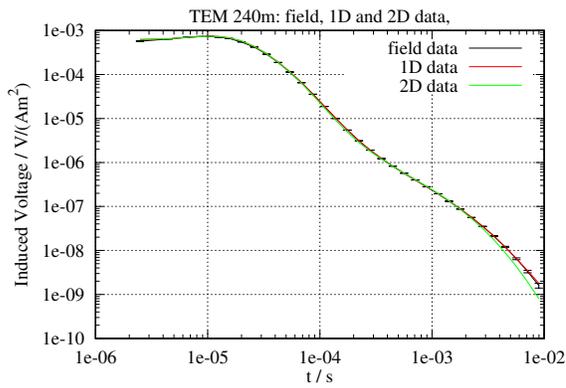
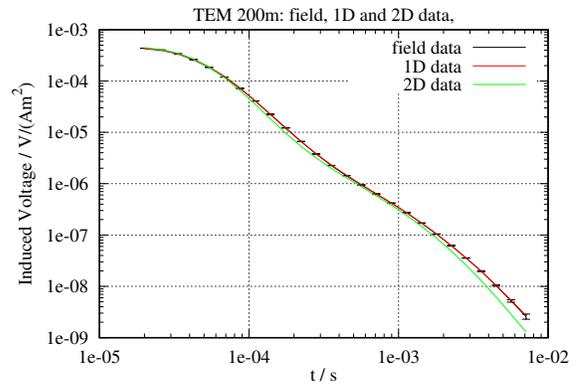
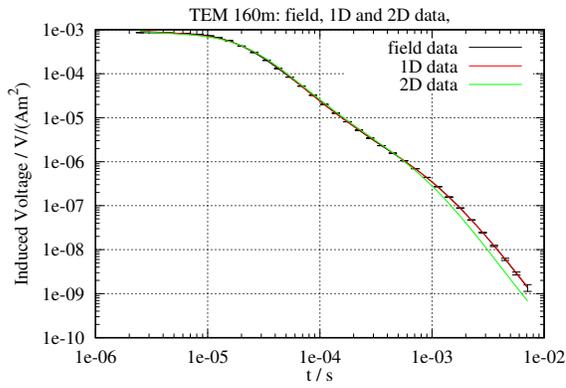
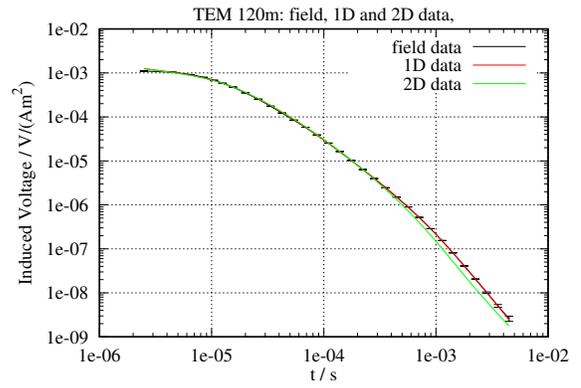
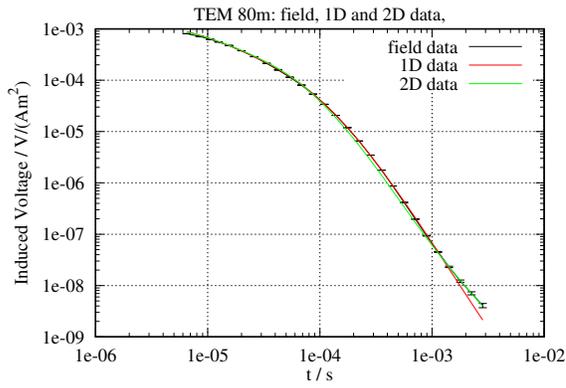
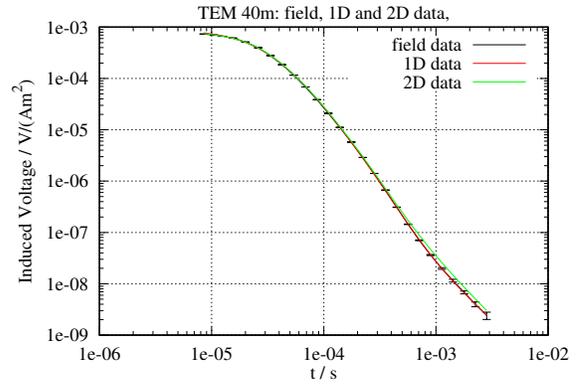
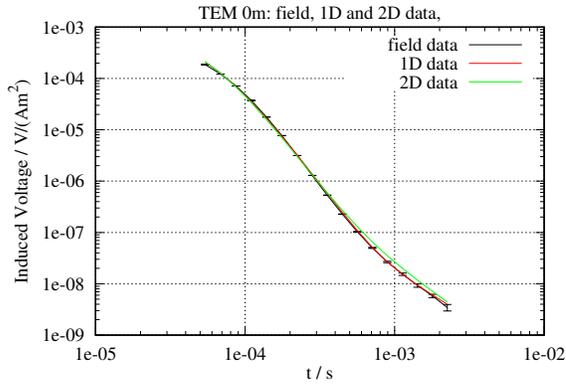
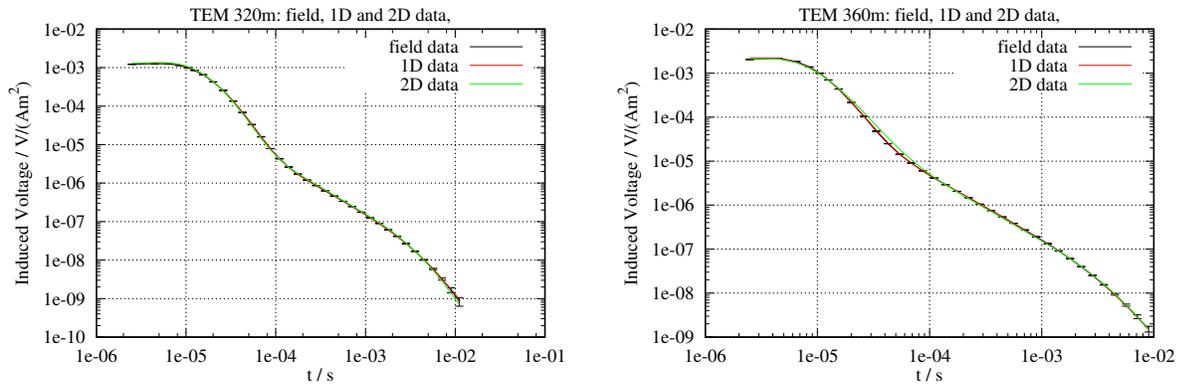


Figura H.2: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D, versión 2. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





### H.1.3. Versión 3

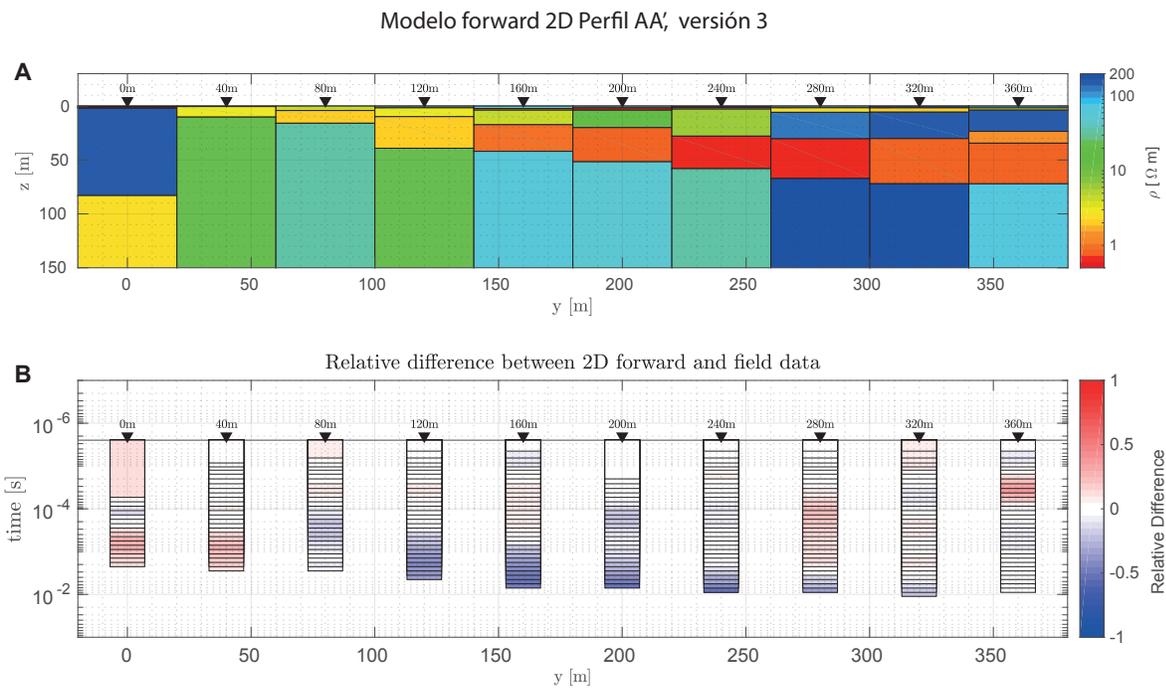
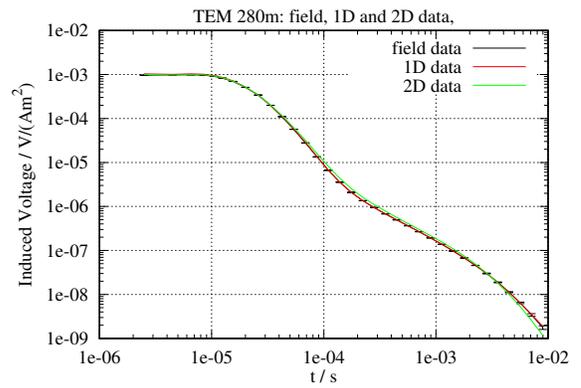
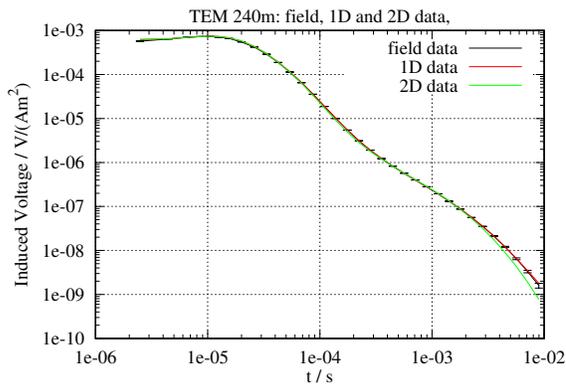
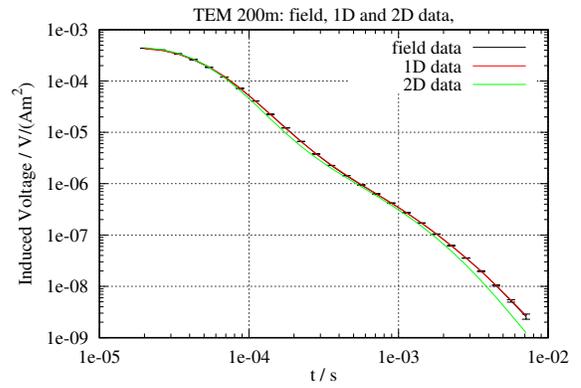
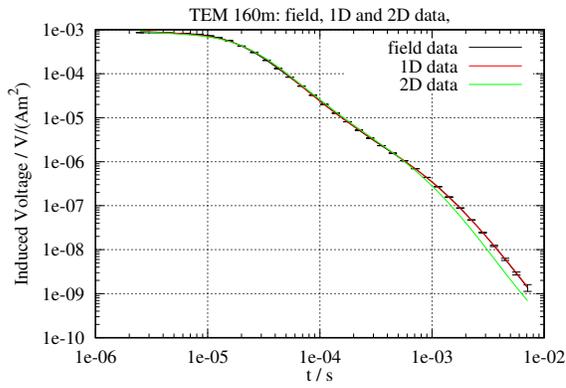
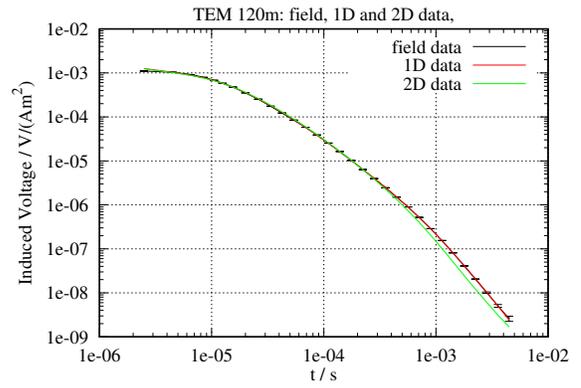
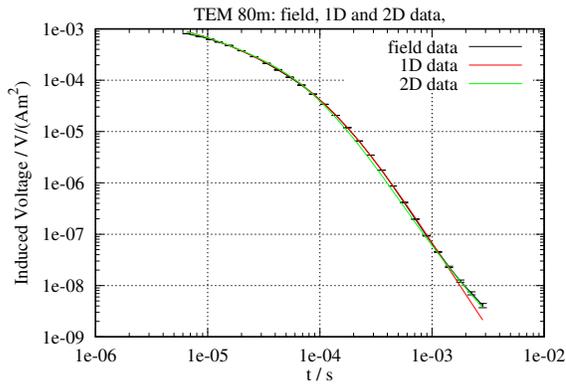
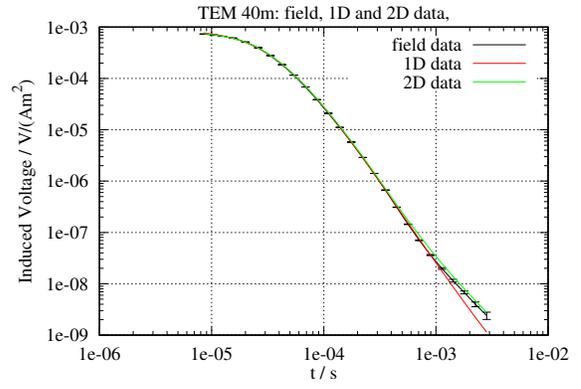
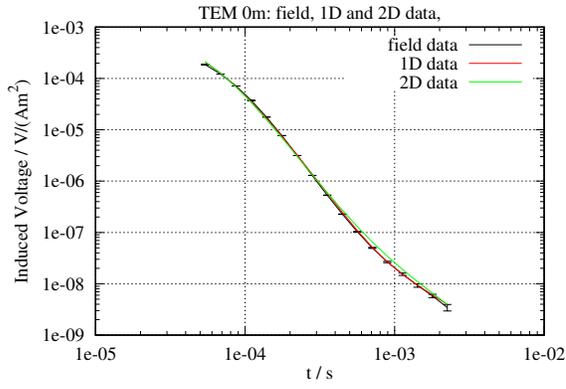
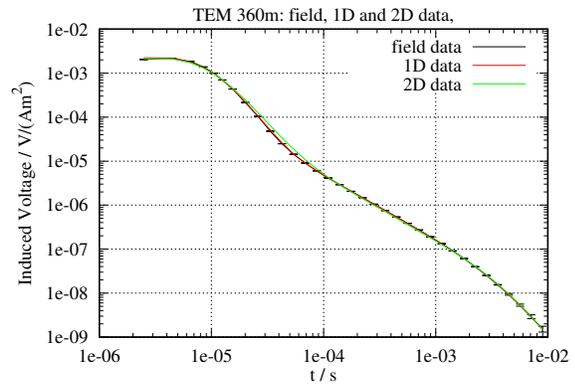
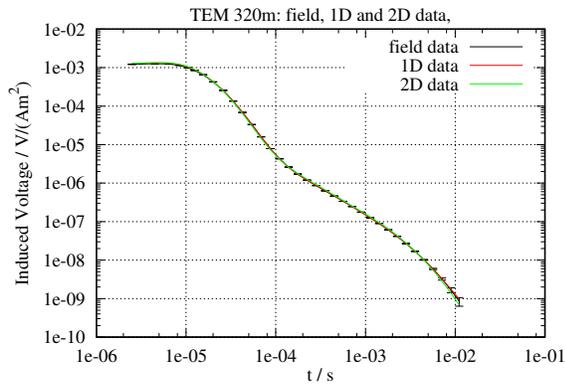


Figura H.3: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D, versión 3. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





#### H.1.4. Versión 4

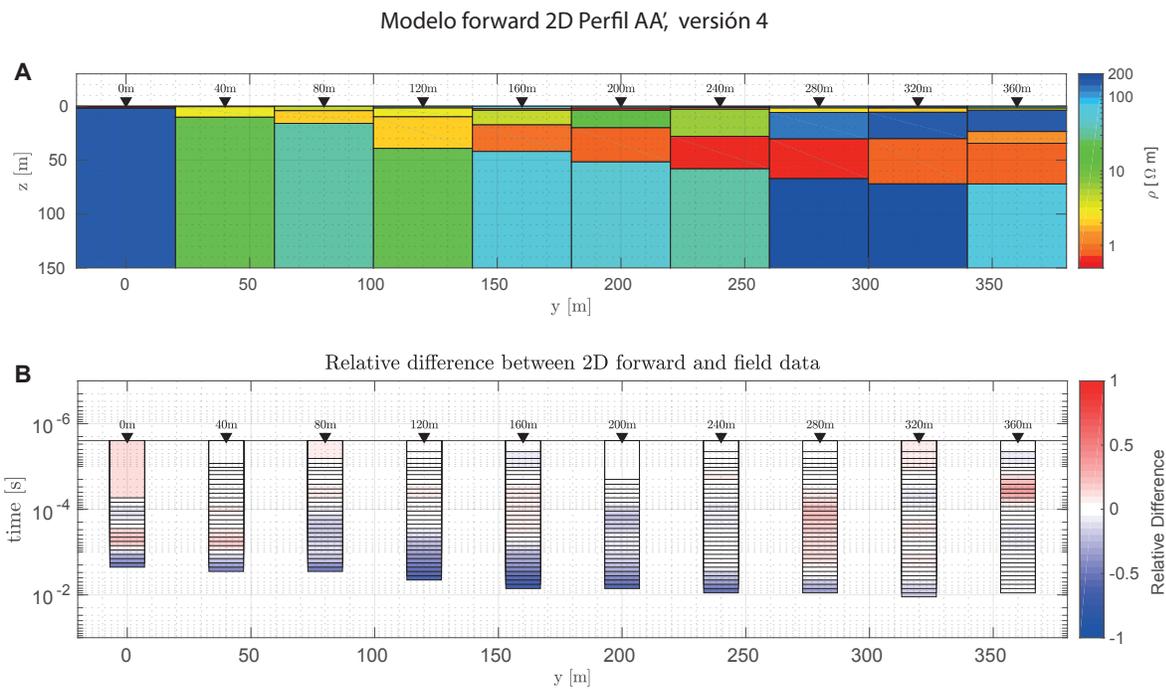
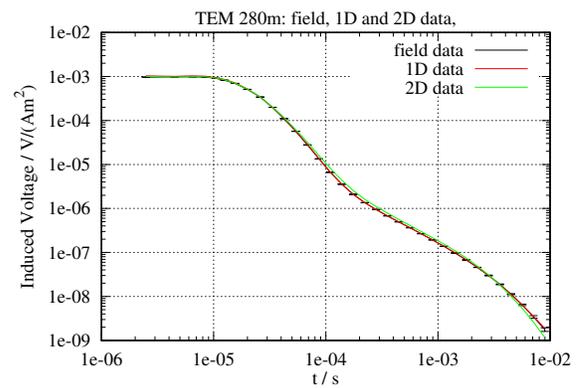
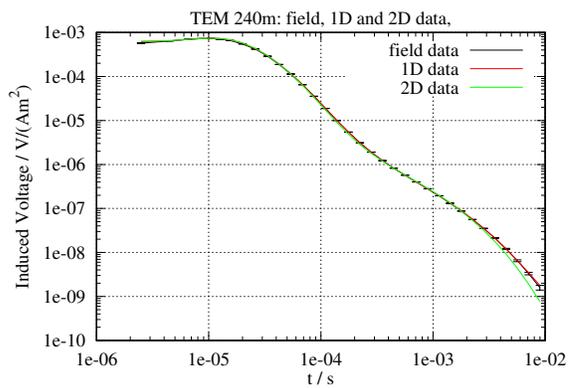
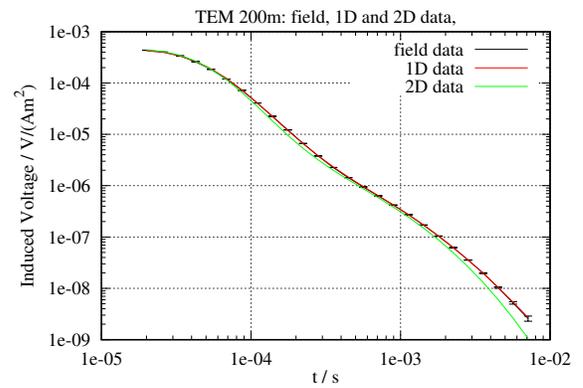
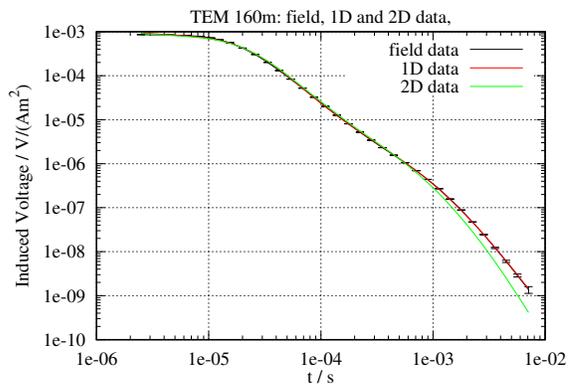
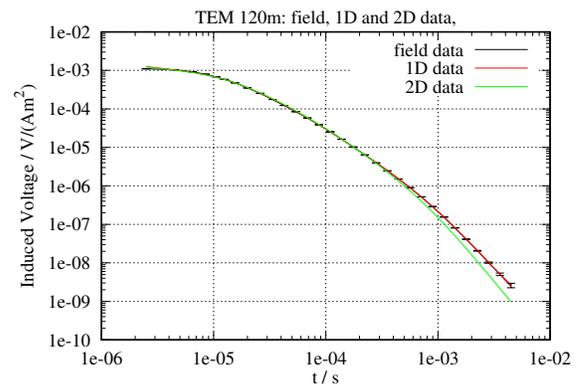
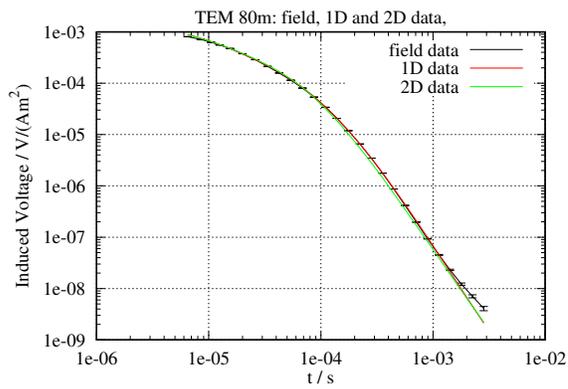
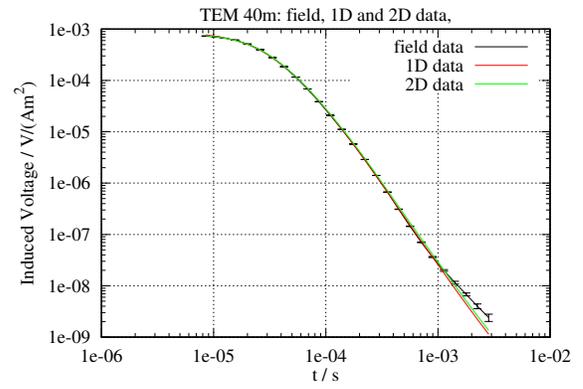
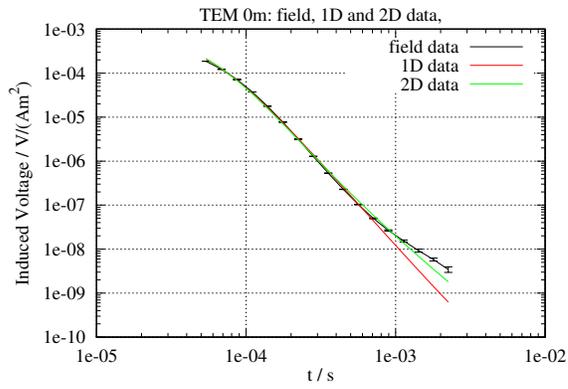
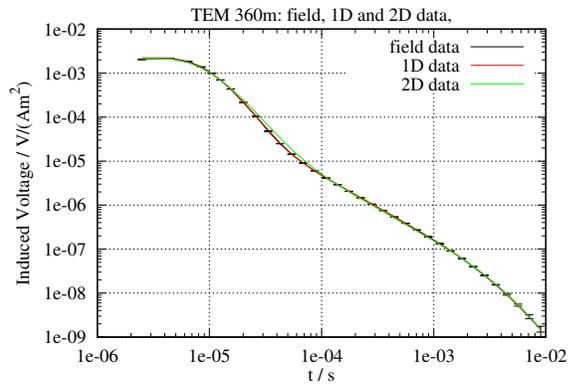
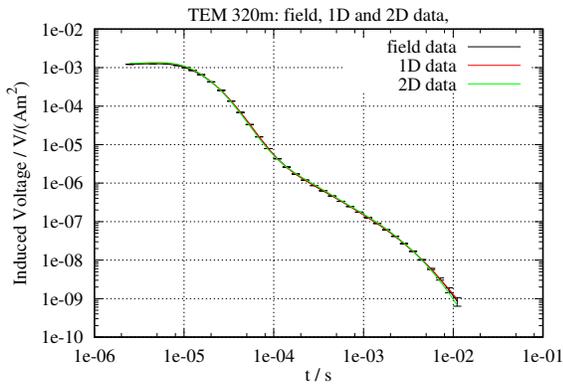


Figura H.4: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D, versión 4. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





### H.1.5. Versión 5: Mejor modelo

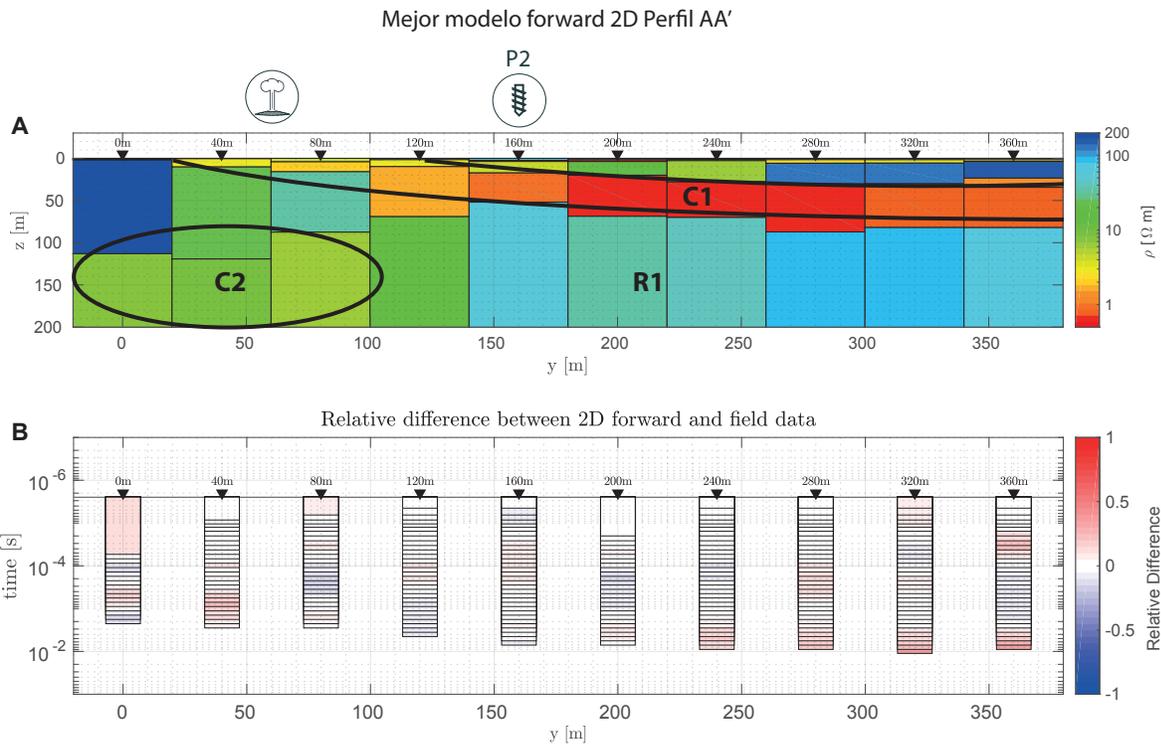
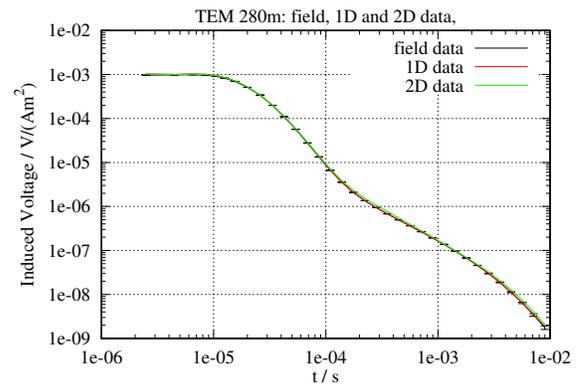
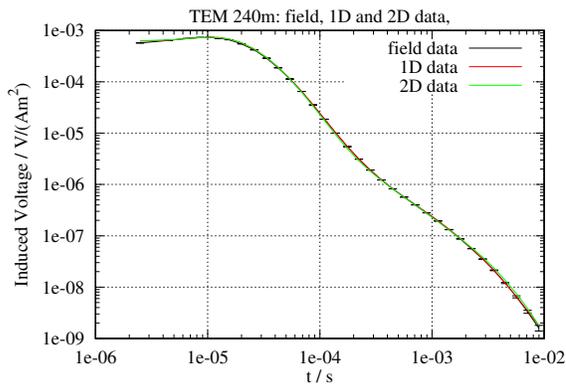
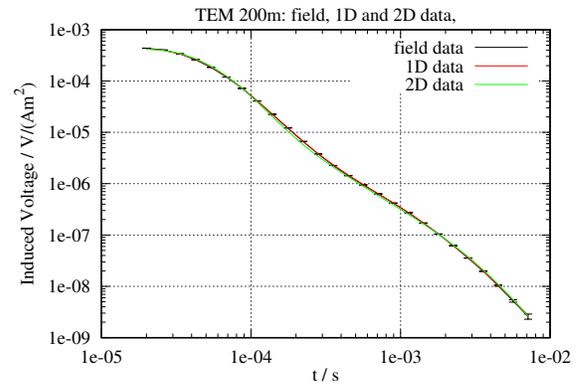
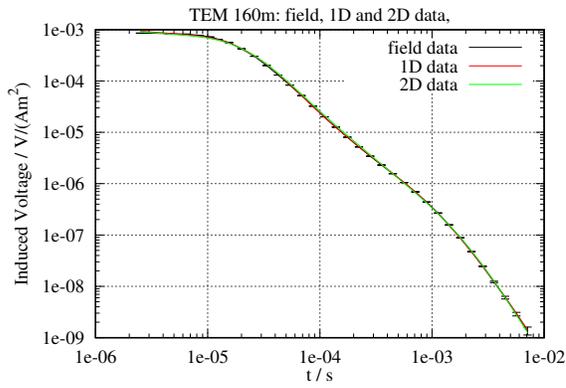
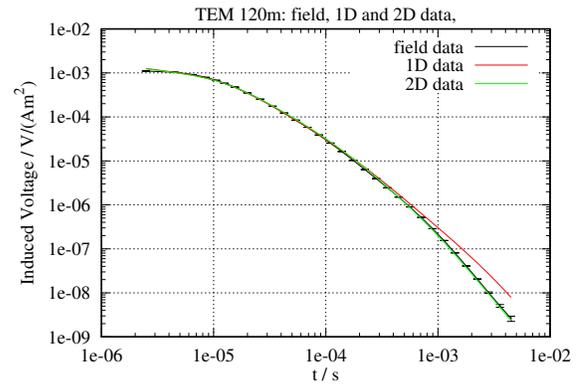
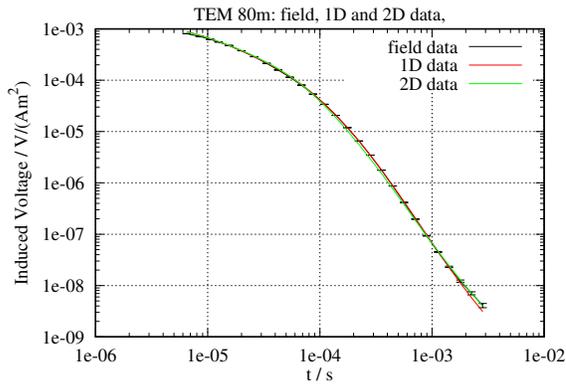
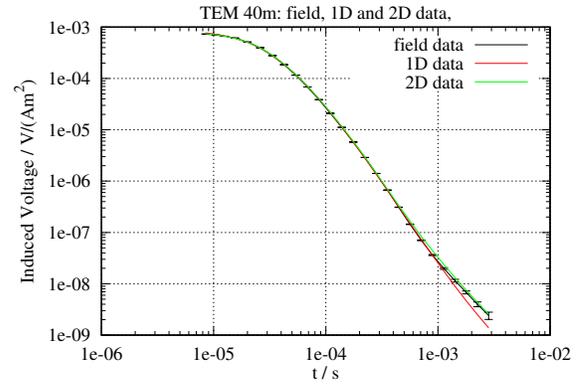
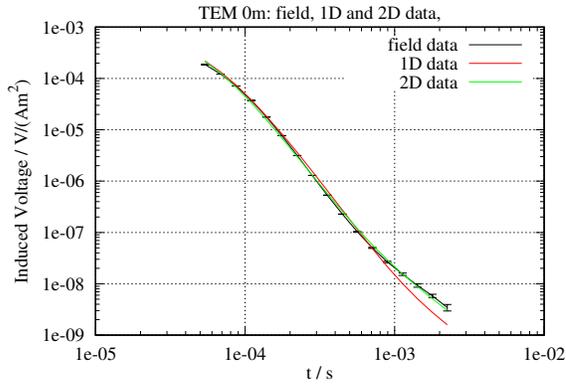
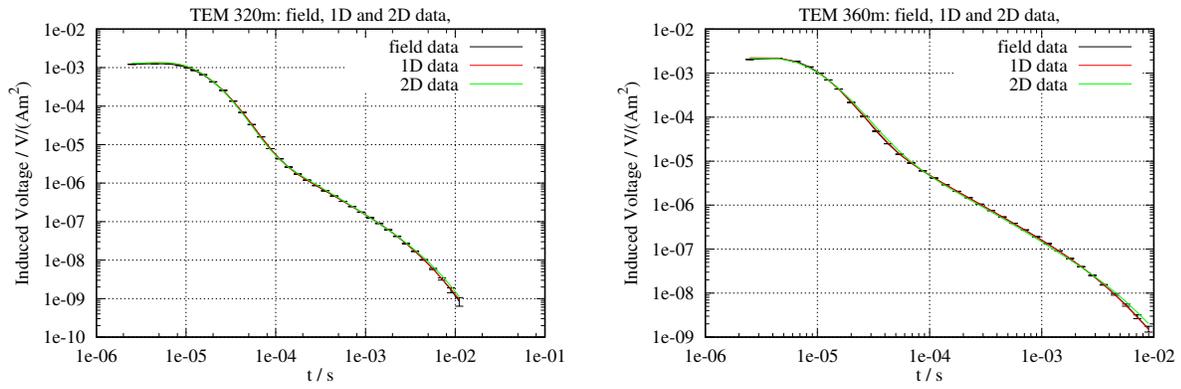


Figura H.5: A) Modelo Forward 2D de perfil AA' utilizando modelos 1D, versión 5, mejor modelo. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





## H.2. Perfil BB'

### H.2.1. Versión basada en modelos 1D

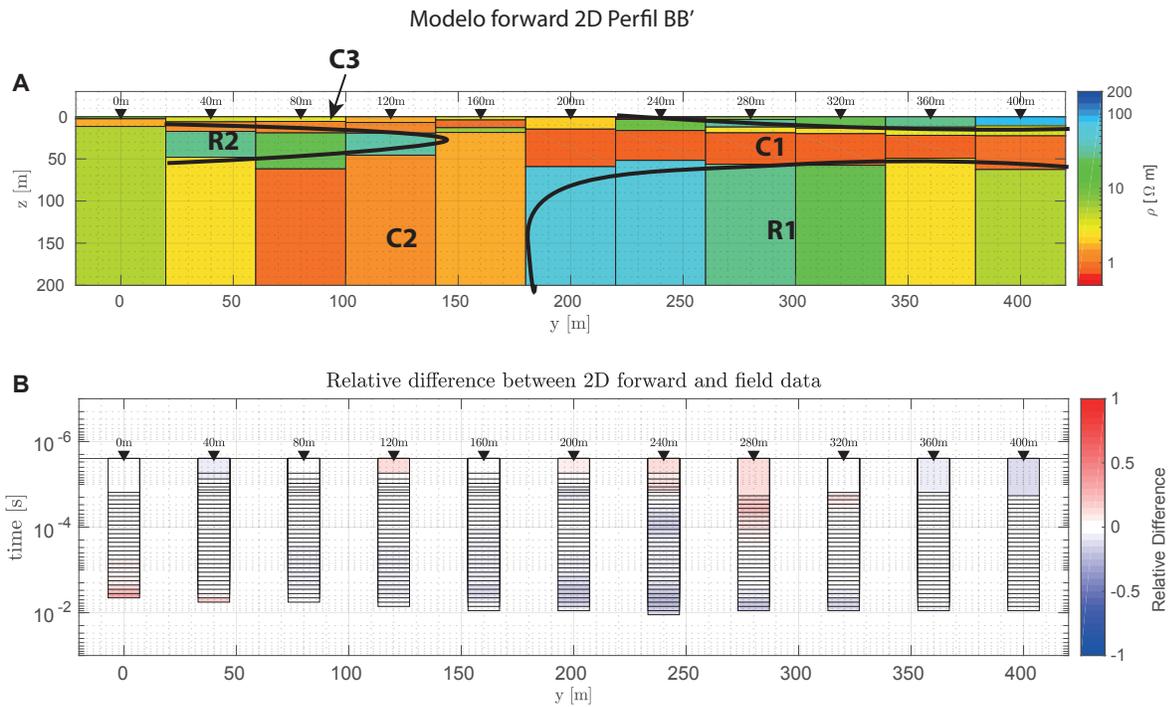
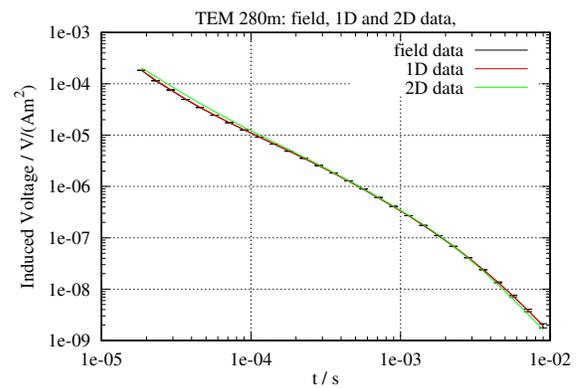
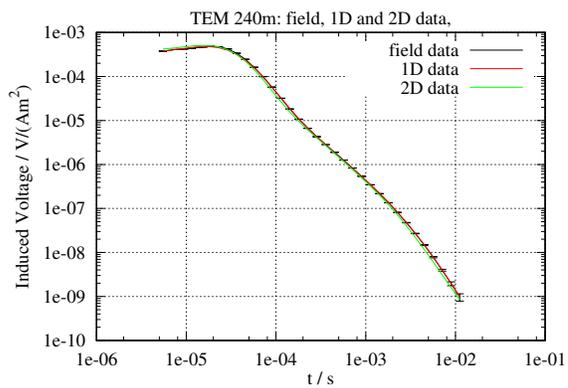
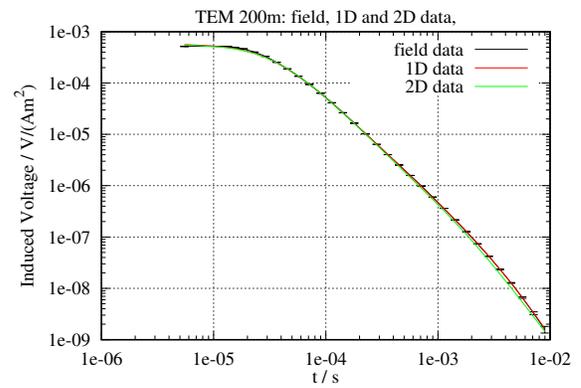
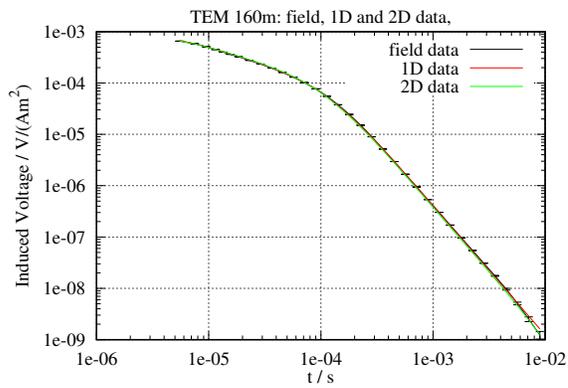
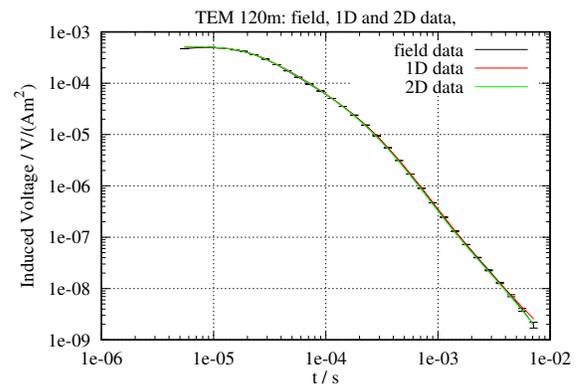
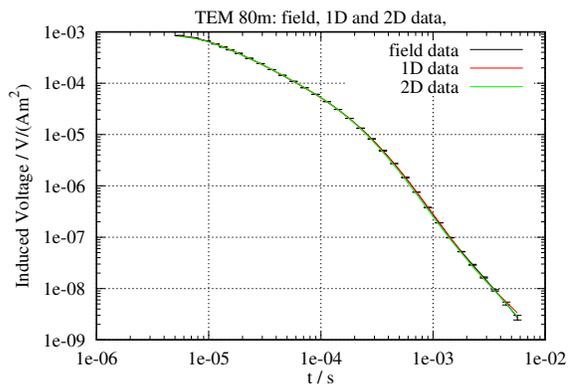
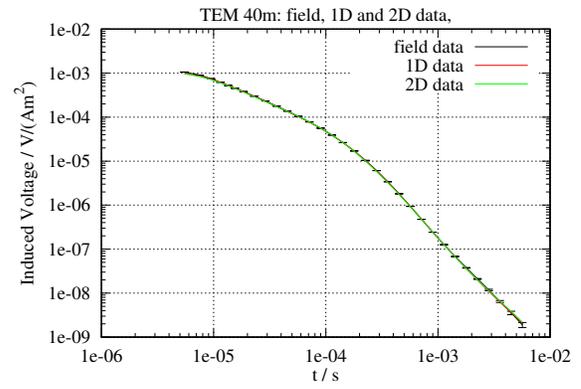
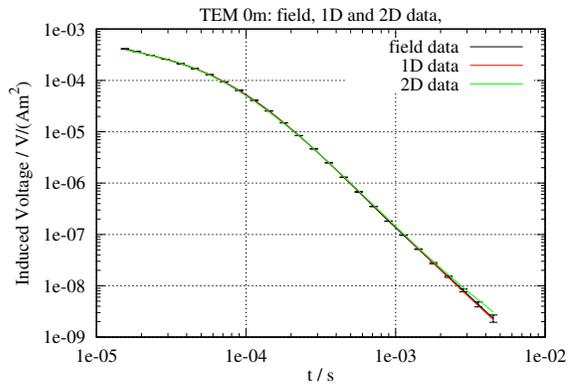
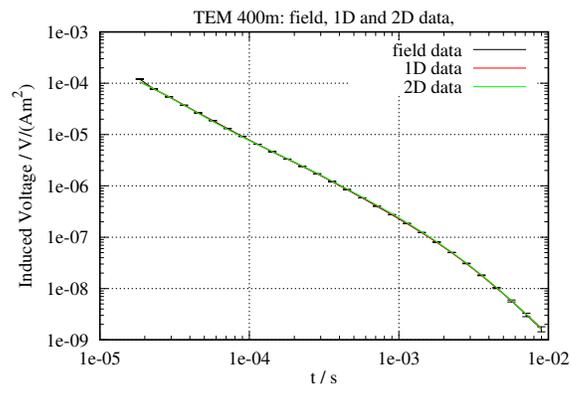
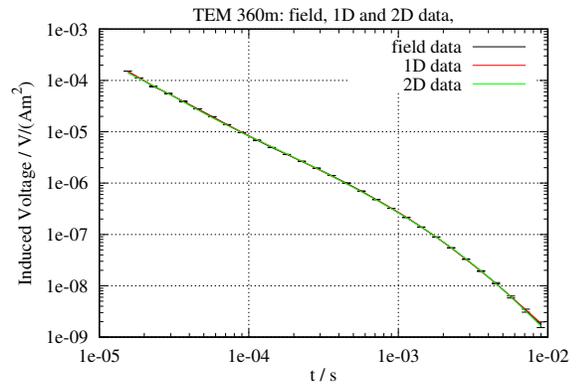
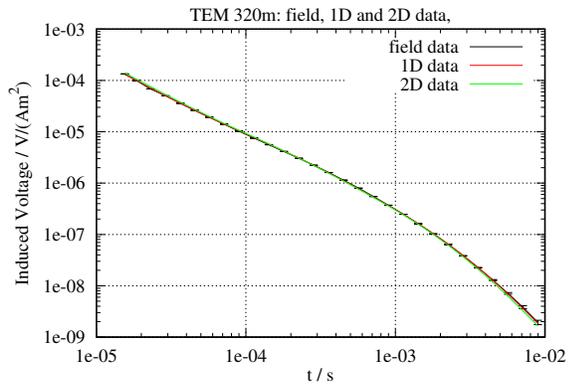


Figura H.6: A) Modelo Forward 2D de perfil BB' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.





## H.2.2. Versión 2: mejor modelo

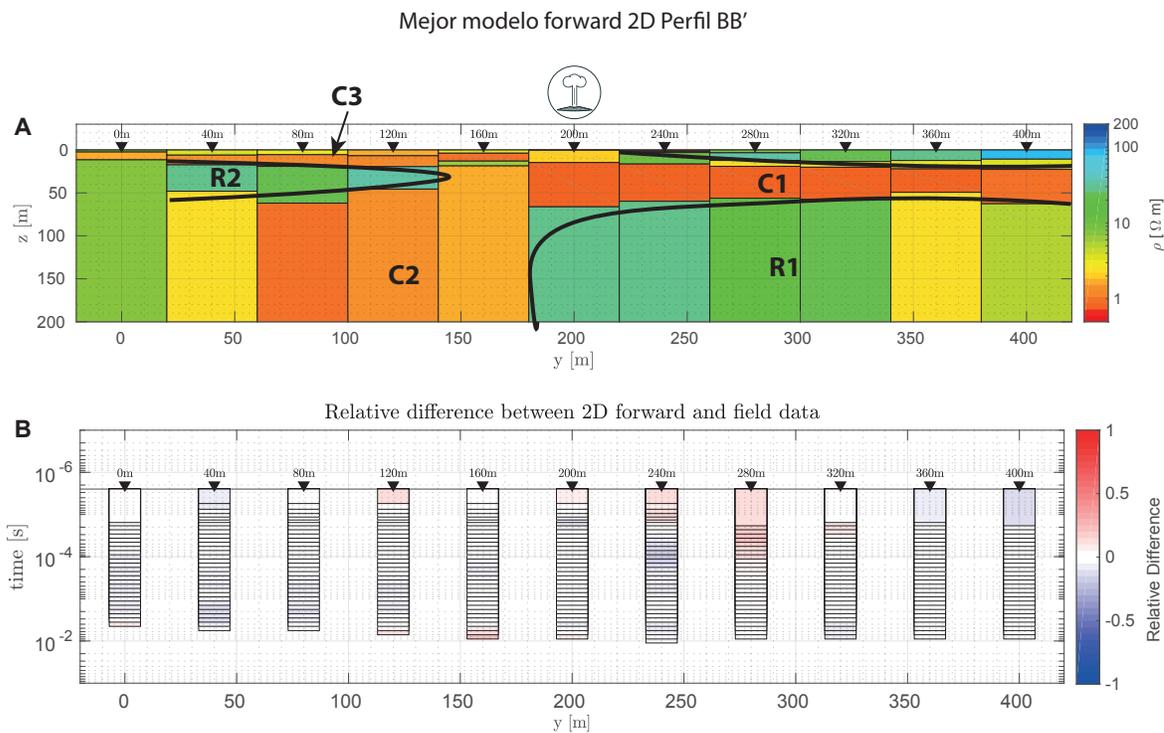
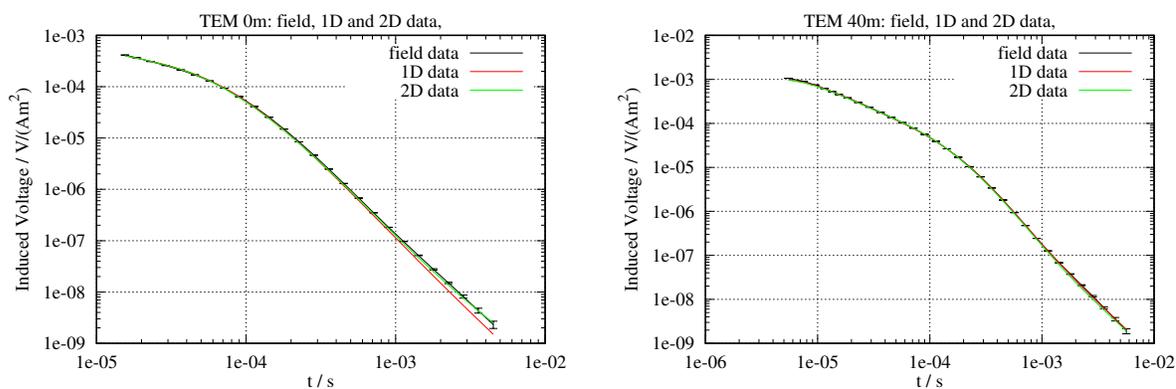
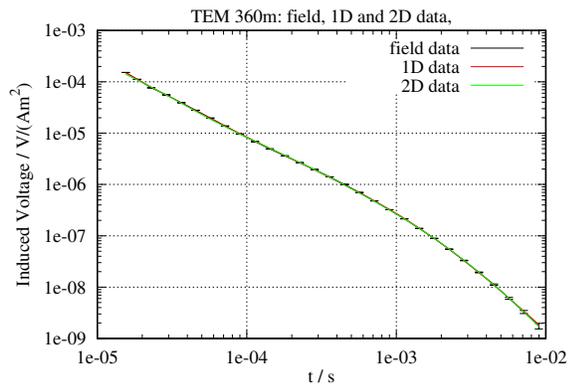
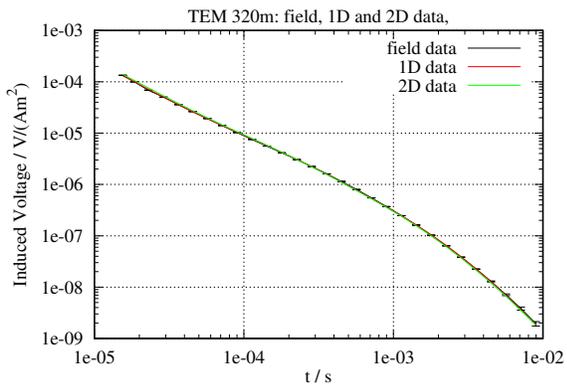
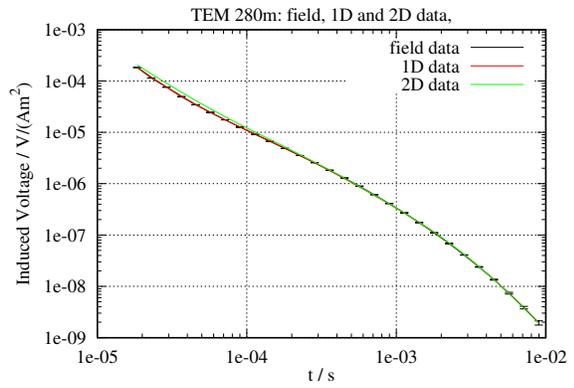
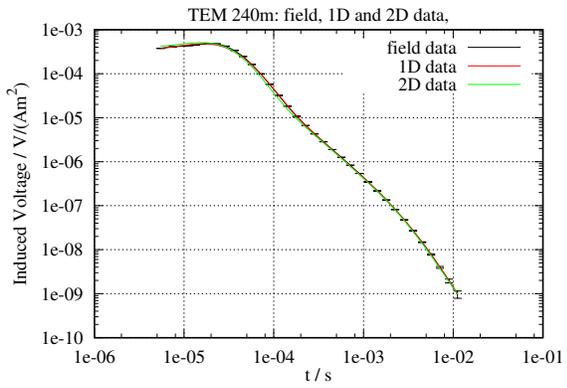
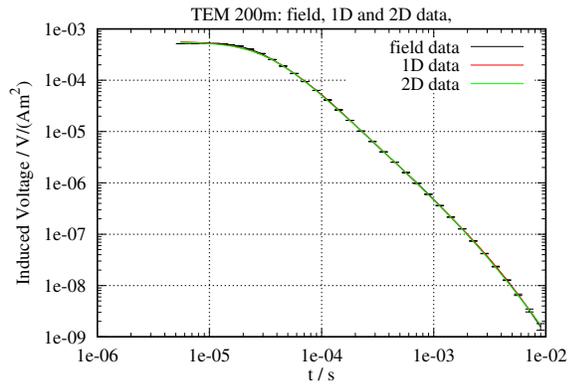
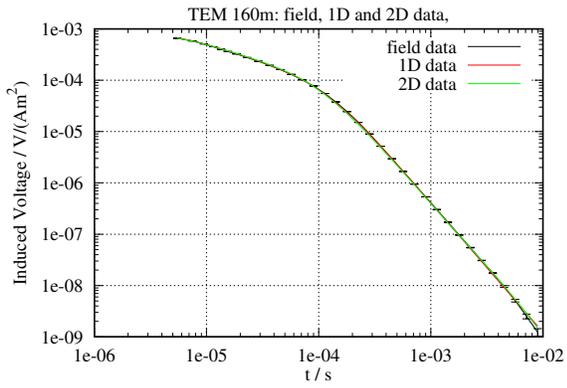
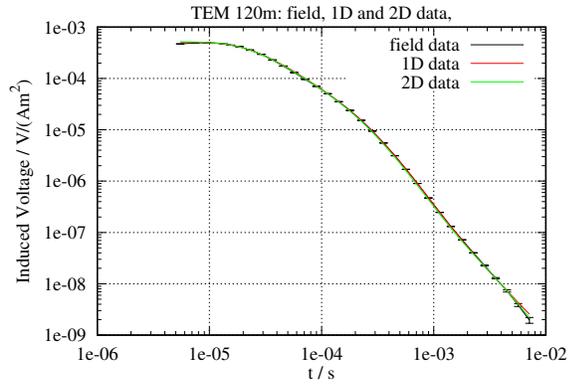
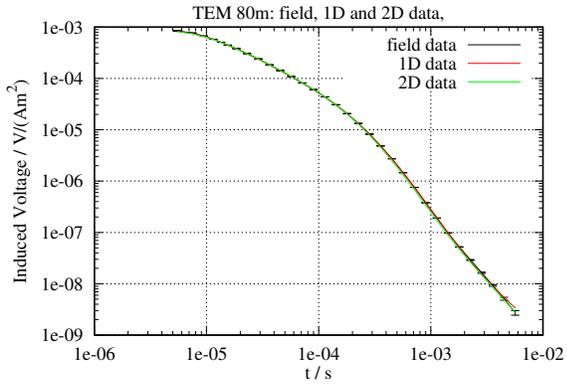
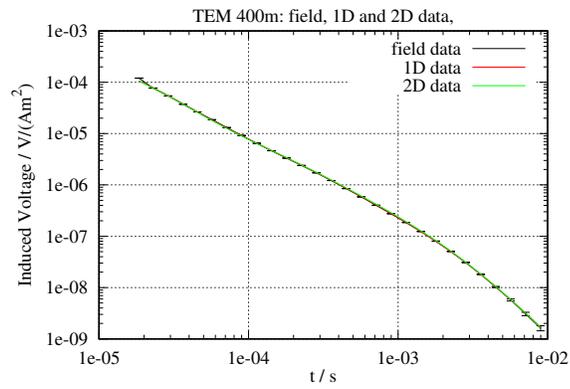


Figura H.7: A) Modelo Forward 2D de perfil BB' utilizando modelos 1D, versión 2, mejor modelo. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.







### H.3. Perfil CC'

#### H.3.1. Versión basada en modelos 2D

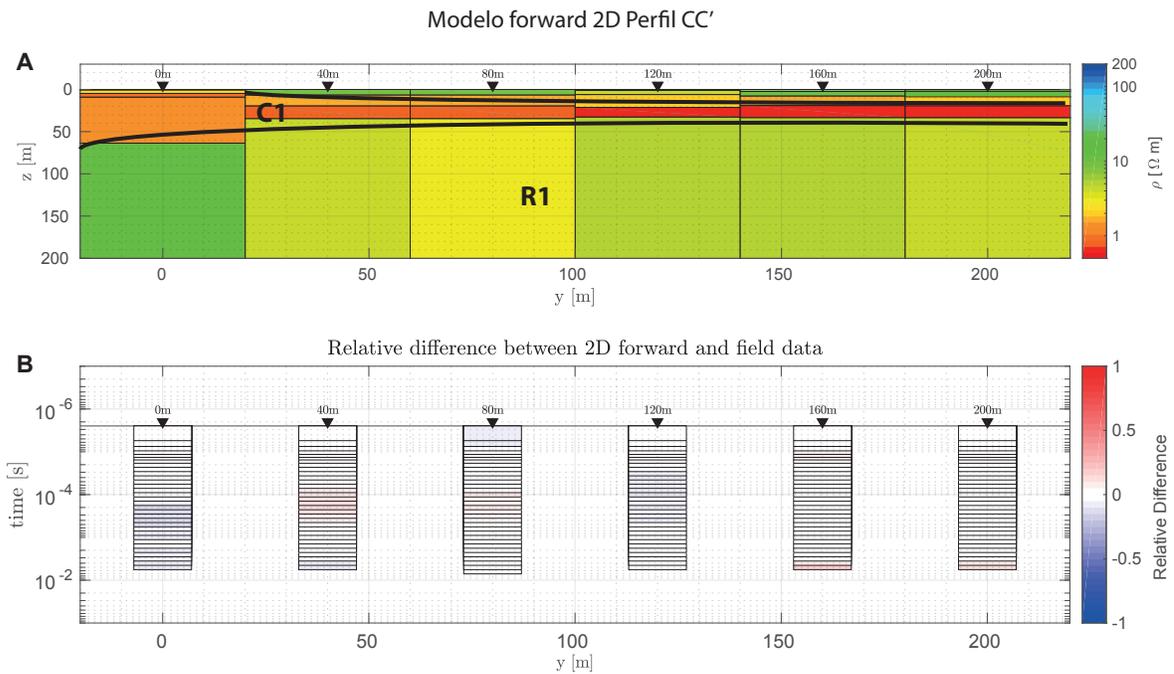
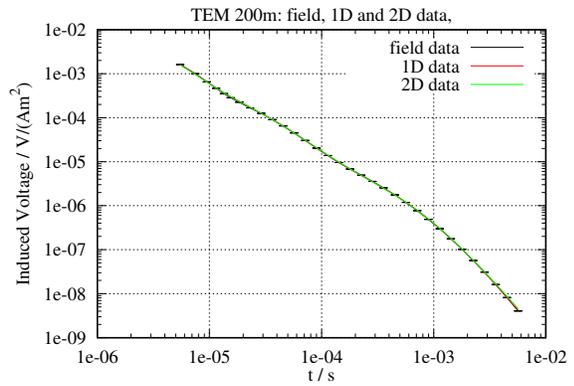
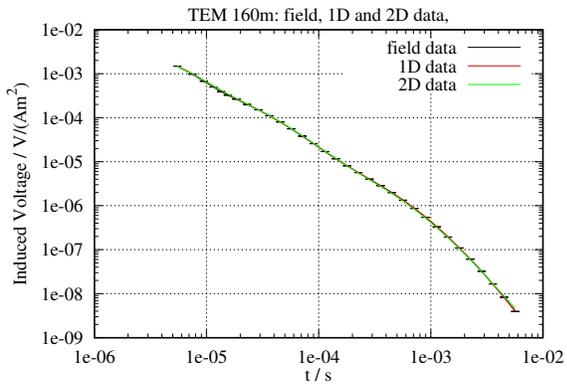
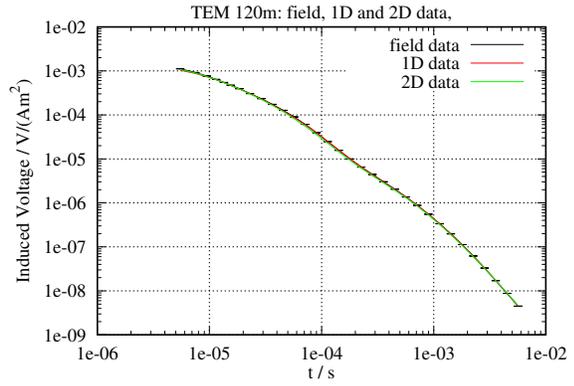
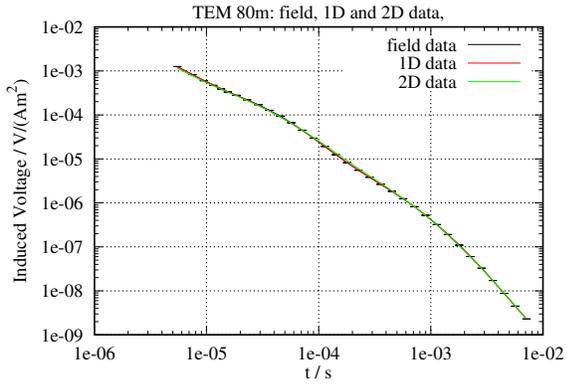
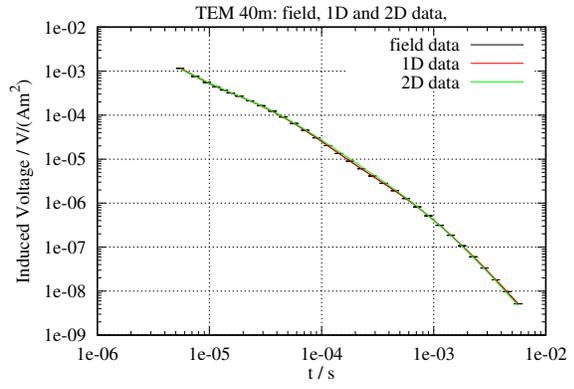
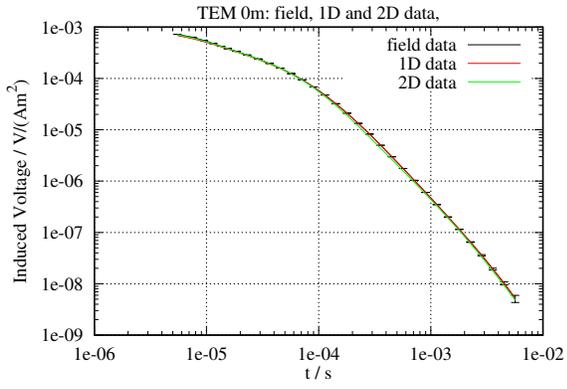


Figura H.8: A) Modelo Forward 2D de perfil CC' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.



## H.4. Perfil DD'

### H.4.1. Versión basada en modelos 2D

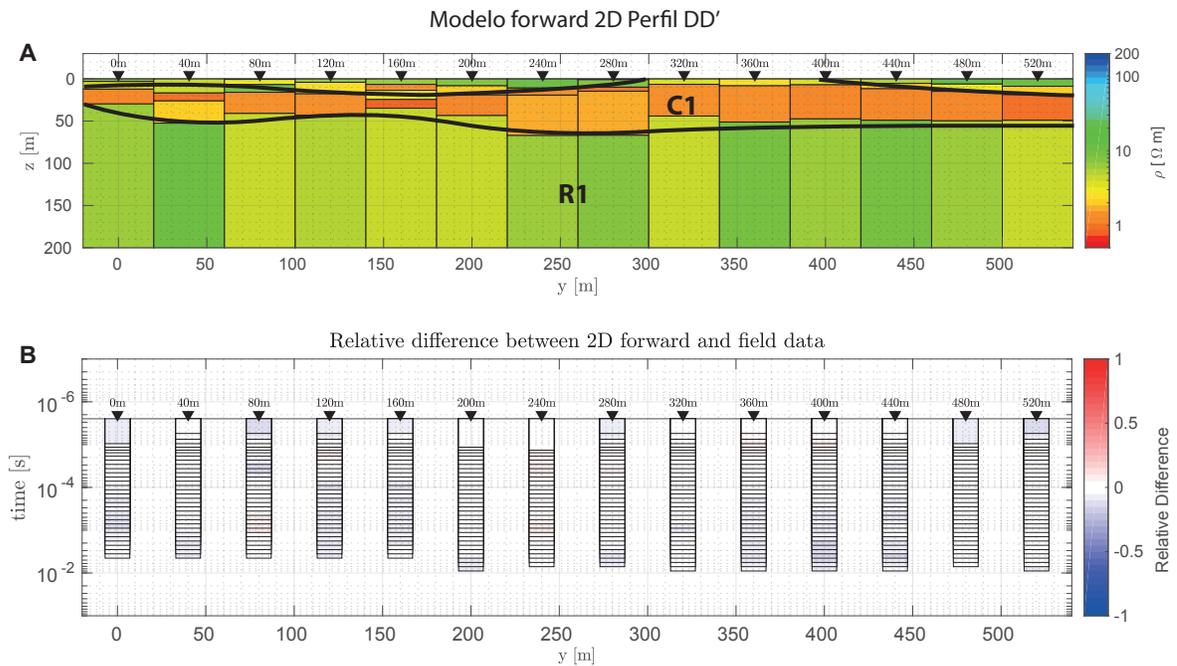
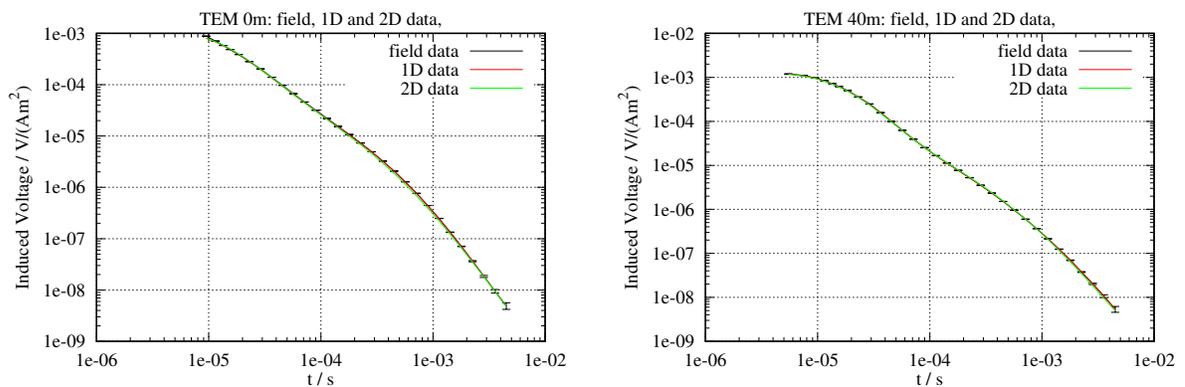
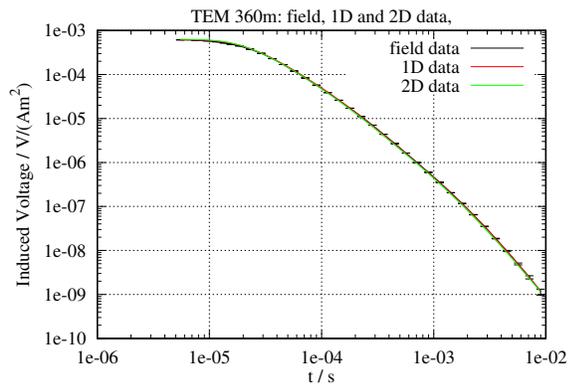
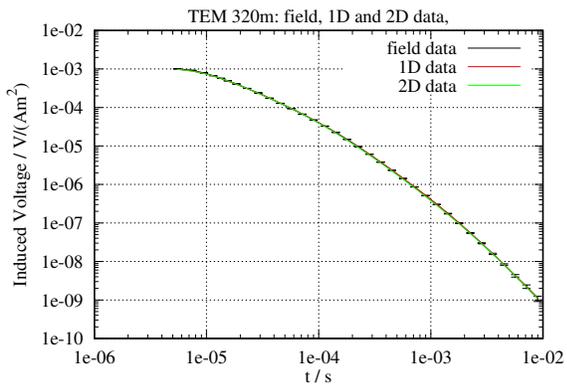
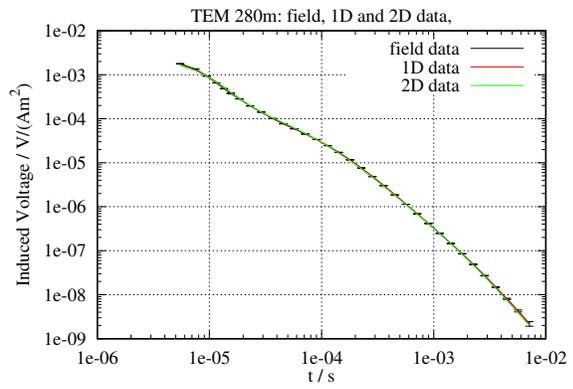
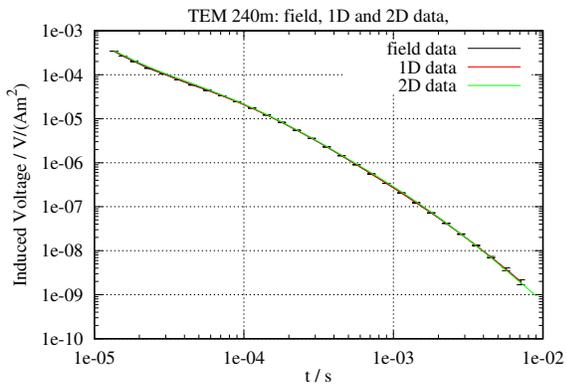
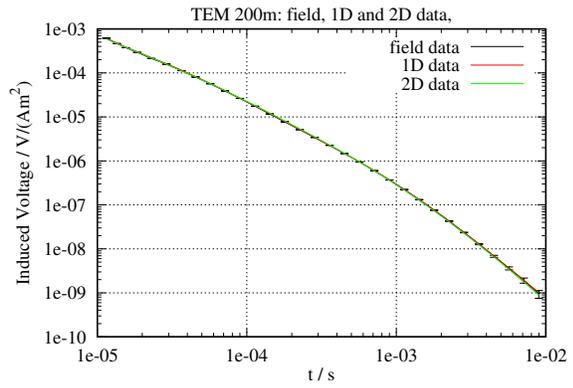
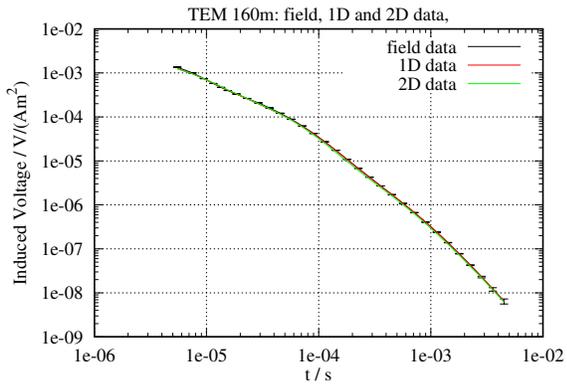
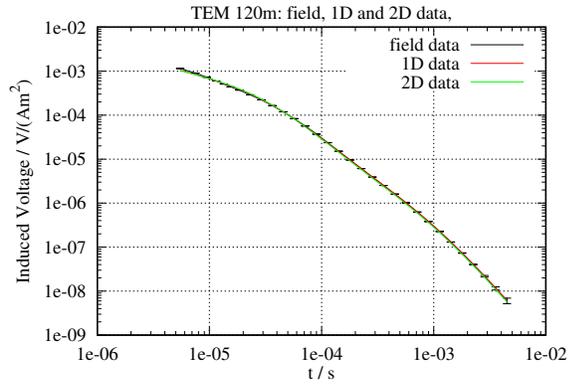
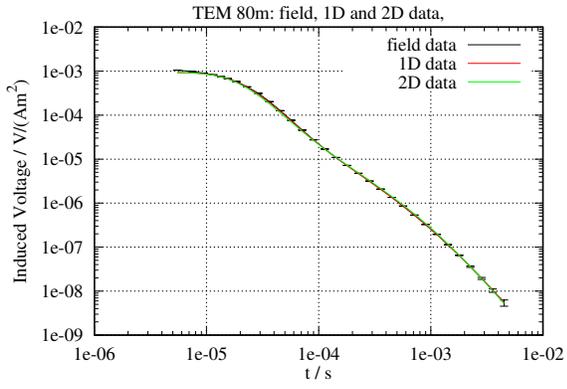
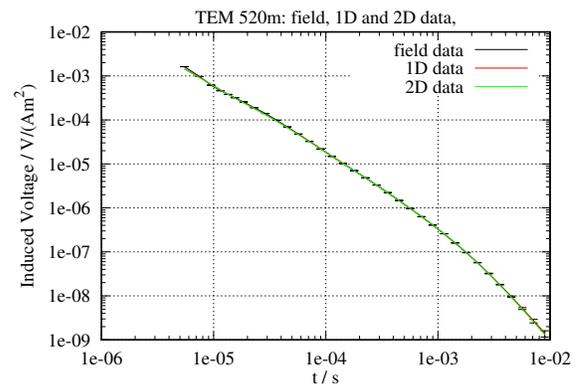
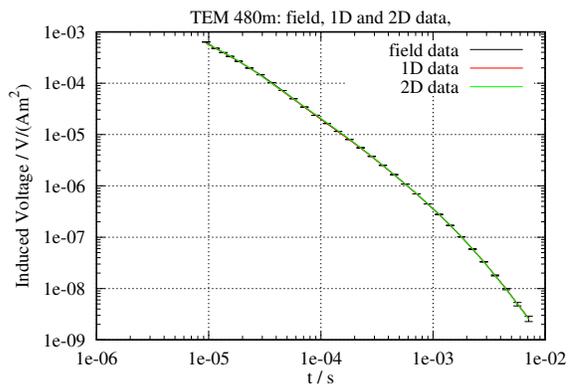
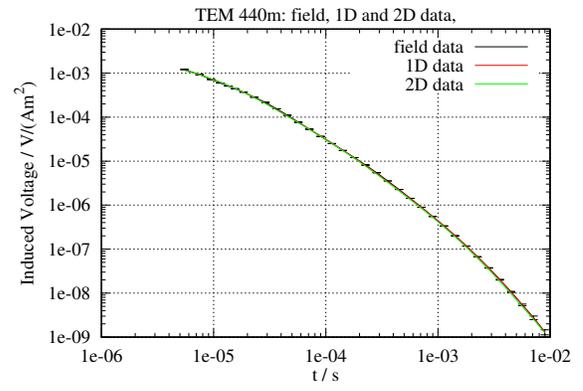
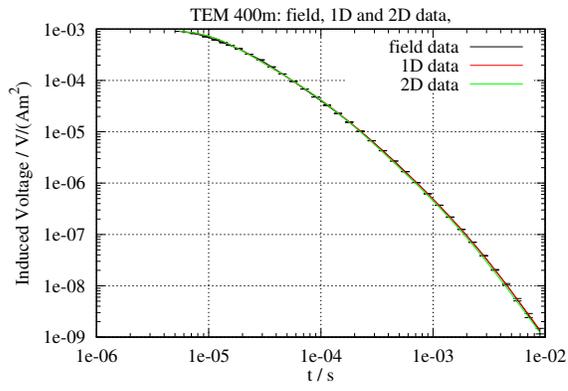


Figura H.9: A) Modelo Forward 2D de perfil DD' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.







## H.5. Perfil EE'

### H.5.1. Versión basada en modelos 2D

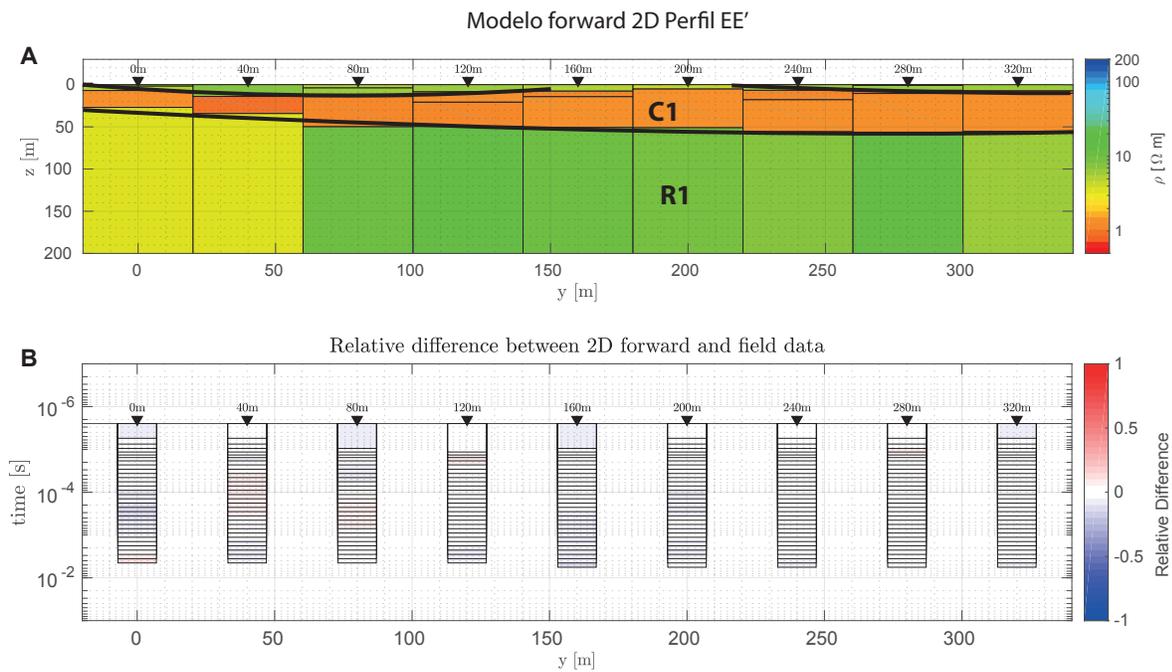


Figura H.10: A) Modelo Forward 2D de perfil EE' utilizando modelos 1D. B) Diferencia relativa entre el modelo 2D y datos medidos en campo.

