



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“IMPLEMENTACIÓN DEL CÓDIGO ZONDRES2D
PARA LA MODELACIÓN DIRECTA E INVERSA
DE DATOS DE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD
ELÉCTRICA 2D”**

**TESIS PROFESIONAL
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO
PRESENTA:**

ERIKA PAMELA DÍAZ ANAYA



DIRECTOR: M.C. Javier Urbieta Gómez

CIUDAD UNIVERSITARIA

2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A mi mama:

Por todo el cariño, comprensión y cuidados que me has tenido, pero sobre todo por tu eterno apoyo en todo lo que he decidido. Siempre has luchado por darme lo mejor en muchos sentidos y por eso te admiro. Gracias por toda la felicidad que me has brindado

A mi papa:

Por todos los conocimientos, consejos y enseñanzas que me has compartido. Gracias a ti tuve el coraje de hacer muchas cosas.

A mis hermanas:

Por siempre estar ahí cuando las necesito, por llenarme de consejos y lecciones, por compartir muchos momentos felices y por ser como unas madres para mí.

A mis amigos:

Sol, José Luis, Héctor, Dani, Pao, Lilo, Leo, Gema, Iza... En fin gracias a todos por compartir diversión, alegrías y preocupaciones, pero sobre todo por ofrecerme su amistad, gracias a ustedes tendré siempre buenos recuerdos de esta etapa de mi vida. Doy un agradecimiento especial al Muchacho, gracias a ti este trabajo fue un poco más sencillo, sin tu apoyo y ayuda no hubiera salido de muchos aprietos.

A mi tutor:

Gracias Javier por confiar en mí para elaborar este proyecto, por todos los consejos, conocimientos y apoyo que me brindaste y sobre todo gracias por toda la paciencia.

Al cuerpo de Sinodales:

Gracias por todo el apoyo y sugerencias para la realización de este trabajo.

A Octavio:

Gracias por compartir estos últimos años conmigo llenando mi vida de felicidad y amor, por estar siempre ahí apoyándome y alentándome para seguir adelante y ser una mejor persona. Te amo!!

ÍNDICE

Página

Capítulo 1. FUNDAMENTOS TEORICOS DEL MÉTODO DE CORRIENTE CONTINUA	1
1.1. Introducción	1
1.2. Fundamentos de la Teoría de Resistividad	1
1.2.1. Conductividad Eléctrica	4
1.2.2. Concepto de Resistividad Aparente	5
1.3. Propiedades eléctricas de los Materiales Terrestres	6
1.4. Clasificación de las Técnicas de Prospección Eléctrica de Corriente Continua.	10
1.4.1. Calicata Eléctrica	10
1.4.2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)	11
1.4.2.1. Efectos laterales en el SEV y ambigüedades en su interpretación.	12
1.4.2.2. Aplicaciones	12
1.4.3. Descripción de la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D	12
1.5. Dispositivos Eléctricos utilizados en la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D	14
1.5.1. Dispositivo Wenner-Schlumberger	14
1.5.2. Dispositivo Wenner	15
1.5.3. Dispositivo Polo-Dipolo	15
1.5.4. Dispositivo Dipolo-Dipolo	16
1.5.5. Dispositivo Polo-Polo	16
1.6. Equipo requerido en la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D	17
1.7. Planificación de un estudio de campo	18
1.8. Cálculo de la Profundidad de Investigación	19
1.9. Adquisición de datos de resistividad aparente	20
1.10. Procedimiento para la inversión de los datos	21
1.11. Ventajas y limitaciones del Método	22
Capítulo 2. EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE	24
2.1. Introducción	24
2.2. El Problema Directo	24
2.3. Descripción de un modelo 2D	24
2.4. Teoría de Sensitividad	25
2.5. El problema inverso	27
2.6. Teoría Básica de Inversión	28

2.7.	Planteamiento del Problema no lineal	28
2.8.	Métodos de discretización para un modelo 2D	34
Capítulo 3. CÓDIGO DE INVERSIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA ZONDRES2D		37
3.1.	Introducción	37
3.2.	Programa de Inversión ZONDRES2D	37
3.3.	Características de Profiler	39
3.3.1.	Especificaciones del archivo	39
3.3.2.	Detalles de profiler.in	40
3.4.	Implementación del ProfilerV2	42
3.4.1.	Creación de un archivo tipo profiler.in con ayuda de ProfilerV2	43
3.5.	Funcionamiento de ZONDRES2D	49
Capítulo 4. APLICACIÓN EN MODELOS SINTÉTICOS		55
4.1.	Introducción	55
4.2.	Modelado directo 2D	55
4.3.	Ventajas y desventajas de las diferentes modalidades de electrodos	56
4.3.1.	Modalidad Wenner	56
4.3.2.	Modalidad Wenner-Schlumberger	57
4.3.3.	Modalidad Dipolo-Dipolo	58
4.3.4.	Modalidad Polo-Polo	59
4.3.5.	Modalidad Polo-Dipolo	60
4.4.	Descripción de los Modelos Sintéticos	61
4.4.1.	Modelo de un bloque rectangular	61
4.4.2.	Modelo de dos bloques horizontales rectangulares	63
4.4.3.	Modelo de cuatro bloques horizontales rectangulares	65
4.4.4.	Modelo de dos capas y un dique	67
4.4.5.	Modelo de una falla y un bloque horizontal	69
Capítulo 5. APLICACIÓN EN DATOS DE CAMPO		72
5.1.	Introducción	72
5.2.	Instrumentación	72
5.3.	Procesamiento de los datos	72
5.4.	Delegación Álvaro Obregón	73
5.4.1.	Marco Geológico	74
5.4.2.	Ubicación Geográfica	74
5.4.3.	Perfiles de Imágenes Eléctricas	75

5.4.3.1. Calle Pedro Aguirre (Colonia Ampliación Presiedentes)	75
5.4.3.2. Calle Segunda Cerrada de Minas (Colonia Arvide)	76 77
5.5. Coeneo, Michoacán	77
5.5.1. Marco Geológico	78
5.5.2. Ubicación Geográfica	79
5.5.3. Descripción del levantamiento	79
5.5.4. Resultados	81
5.6. Ixtlán de los Hervores, Michoacán	81
5.6.1. Marco Geológico	82
5.6.2. Ubicación Geográfica	82
5.6.3. Descripción del levantamiento	84
5.6.4. Resultados	84
5.7. El Pahal, Espinal de Veracruz	84
5.7.1. Marco Geológico	85
5.7.2. Ubicación Geográfica	86
5.7.3. Descripción del levantamiento	86
5.7.4. Resultados	88
5.8. Valle Etlá, Oaxaca	88
5.8.1. Marco Geológico	88
5.8.2. Ubicación Geográfica	89
5.8.3. Descripción del levantamiento	89
5.8.4. Resultados	
	92
Capítulo 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
	94
BIBLIOGRAFÍA	
	97
ANEXOS	

RESUMEN

En este trabajo se implementa una herramienta para el procesado e interpretación de datos eléctricos de resistividad bidimensionales sintéticos y reales con la ayuda del programa de inversión, ZONDRES2D (Zond Geophysical Software) y del código de modelado directo e inverso, ProfileR versión 2.5 (Andrew Binley, Universidad de Lancaster). Para la parte de modelado con el programa ProfileR, se desarrolló un código en Matlab que genera archivos de datos de resistividad con el formato apropiado que utiliza el ProfileR. Con ayuda de este código se generaron los diferentes modelos sintéticos, cada uno de estos modelos se construyeron utilizando cinco de las configuraciones de electrodos más utilizadas: Polo-Polo, Polo-Dipolo, Dipolo-Dipolo, Wenner y Wenner-Schlumberger. Con respecto al modelado inverso, las secciones de resistividad 2D sintéticas y reales fueron configuradas para su interpretación final con el programa de inversión ZONDRES2D.

La aplicación a datos reales con la técnica de Tomografía Eléctrica de Resistividad 2D se enfocó principalmente a estudios ambientales e ingenieriles someros en cinco zonas diferentes: la primera, corresponde a la delegación Álvaro Obregón (Ciudad de México) con el propósito de mapear posibles cavidades; la segunda pertenece a Coeneo, Michoacán; el estudio de esta zona se hizo con el fin de delimitar áreas con diferente geología; la tercera; a Ixtlán de los Hervores, Michoacán, esta zona se estudió con el objetivo de caracterizar zonas con potencial geotérmico; la cuarta; a El Pahuatl (Municipio de Espinal, Veracruz) y la quinta, a Valle Etla, Oaxaca. Estas dos últimas zonas de estudio se realizaron con la finalidad de detectar posibles zonas o formaciones susceptibles de explotarse como abastecimiento de agua.

La adquisición de los datos de campo se llevó a cabo con dos diferentes equipos: uno de la marca Scintrex, receptor IPR-10A y transmisor IPC-7 2.5 KW y el segundo, con el sistema STING and SWIFT R1-IP (Advanced Geosciences Inc.).

Los datos de resistividad aparente obtenidos para las cinco zonas mencionadas anteriormente, se procesaron para su interpretación final mediante el programa de inversión ZONDRES2D. Además, para poder apreciar las bondades, alcances y efectividad del ZONDRES2D en cuanto a la resolución de las imágenes eléctricas 2D producidas con este programa, se comparan estas mismas imágenes con las generadas por el programa de inversión RES2DINV el cual es un programa comercial, comúnmente utilizado en el procesamiento de datos eléctricos y reconocido por la comunidad Geofísica mundial. Los resultados de las secciones de resistividad 2D procesadas con el programa ZONDRES2D son aceptables.

INTRODUCCIÓN

La Tomografía Eléctrica de Resistividad es una técnica de exploración geofísica que genera imágenes de la distribución de la resistividad de una superficie o volumen, basada en la medición de numerosos potenciales eléctricos que aparecen debido a la aplicación de una corriente estacionaria dentro del mismo volumen. Las imágenes creadas son superficies bidimensionales o volúmenes tridimensionales que reflejan contrastes de resistividad existentes dentro del medio los cuales se pueden asociar a estructuras o anomalías de interés geológico, ambiental o geotécnico.

A principios de 1980, la aproximación para la inversión de datos de resistividad 2D fue desarrollada, e.g. los trabajos de Inman (1975) y Tripp et al. (1984). El artículo de Loke y Baker (1996) fue la base del programa de inversión de resistividad llamado RES2DINV, comercialmente disponible, el cual ha sido ampliamente probado en la práctica. A partir de este programa surgieron muchos otros basados en principios similares, tales como: EarthImager 2D (Advanced Geosciences Inc.), ResistivityImager 2D (Geotomographie), SensInv2D (Geotomographie), Eletom 32 (Geo&soft international), Resix 2DI (Interpex) y TS2DIP (Zonge Engineering Research Organization), entre otros. Todos ellos son programas comerciales utilizados en los trabajos de resistividad eléctrica que se realizan por todo el mundo, pero requieren llave física tipo USB y cuestan bastante caros.

Cada vez se requieren más trabajos de Geofísica empleando esta técnica, por lo tanto, se tiene que hacer uso de algún programa de inversión 2D para procesar los datos.

Por lo anterior, el objetivo principal del presente trabajo es implementar las herramientas para procesar e interpretar datos eléctricos de resistividad bidimensionales sintéticos y reales con el código para modelado directo e inversión de datos Profiler versión 2.5, desarrollado por Andrew Binley de la Universidad de Lancaster; el desarrollo del código Profiler V2 de captura de datos, el cual crea archivos con el formato que utiliza el Profiler para realizar el modelado directo e inverso y por último, con el programa de inversión ZONDRES2D, escrito por Alexander Kaminsky de la compañía ZOND GEOPHYSICAL SOFTWARE. El programa de inversión ZONDRES2D se probó en todas las plataformas de Windows funcionando adecuadamente y además no requiere de llave física, lo que lo hace una excelente opción para utilizarse en programas académicos.

En el primer capítulo se describen los conceptos fundamentales de los métodos de corriente continua, como definiciones teóricas, objetivos, las diferentes técnicas de corriente continua, las configuraciones de electrodos para la adquisición de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica y las ventajas y limitaciones del método.

En el segundo capítulo se explican los principios básicos de la teoría de la modelación para la inversión de datos de resistividad. El análisis cuantitativo de los datos obtenidos en el campo se realiza resolviendo el problema directo y/o el problema inverso. El problema directo predice resultados cuando la geología y la física del medio son conocidas, a partir de la distribución de las resistividades del subsuelo se calcula la resistividad aparente en superficie para una configuración en particular. De esta forma es posible comparar los datos de campo con modelos conocidos y así verificar cuantitativamente si estos datos provienen de una distribución de resistividades similar a la del modelo propuesto. El problema inverso construye un modelo razonable del subsuelo a partir de los datos obtenidos en el campo. Es decir, a partir de los valores de resistividad aparente medidos en superficie se obtiene la distribución de resistividades del subsuelo.

En el capítulo 3 se describe el funcionamiento y utilidades del programa para modelado e inversión de datos Profiler. También se describe el programa que se implementó en este trabajo para el modelado directo e inverso, Profiler V2, el cual se diseñó con la finalidad de crear archivos que sean compatibles con el programa Profiler y hacer más amigable el uso del mismo. De igual forma se describen las características y funcionamiento del programa de inversión ZONDRES2D.

En el cuarto capítulo se analiza el comportamiento de cuatro modelos sintéticos que asemejan anomalías de resistividad en el subsuelo con la finalidad de hacer una recreación de estructuras geológicas y estudiar el efecto que tendrían con un estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica. Para lograr esto, cada uno de los modelos se calculó con cinco arreglos de electrodos diferentes y sus respectivas configuraciones en superficie para la obtención de la Tomografía. Además, se realizó un análisis de sensibilidad para cada uno de estos arreglos con sus respectivas configuraciones con el propósito de comprobar cuál de estas configuraciones es la más adecuada basándonos en su respuesta de sensibilidad. Para una fácil comparación de las imágenes obtenidas con los diferentes arreglos de electrodos se utilizó el programa de inversión, ZONDRES2D.

En el capítulo cinco se presentan estudios de aplicación a datos reales con la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D. Los datos de resistividad aparente se procesaron con los programas de inversión ZONDRES2D y RES2DINV. Posteriormente, se realizó la interpretación final de las imágenes eléctricas 2D generadas con ambos programas.

Finalmente, se presentan las conclusiones derivadas de este trabajo, así como algunas recomendaciones para estudios futuros.

CAPÍTULO 1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS DE CORRIENTE CONTINUA.

1.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las bases teóricas de los métodos eléctricos con la finalidad de determinar la distribución de la resistividad del subsuelo haciendo mediciones sobre la superficie. A partir de estas mediciones, se puede estimar la resistividad verdadera del subsuelo, dado que la resistividad está relacionada con diversos parámetros de interés geológico tales como tipo de roca y grado de saturación de agua. También, en este capítulo se describen los métodos eléctricos de exploración. Estos métodos investigan potenciales eléctricos naturales y propiedades eléctricas intrínsecas de los materiales como son: conductividad, permeabilidad y permitividad.

El método de resistividad consiste en introducir una corriente eléctrica continua en el terreno por un par de electrodos y posteriormente medir la diferencia de potencial entre otro par de electrodos. La relación de estas dos magnitudes es lo que se conoce como resistividad aparente.

Este método puede aplicarse a la detección de reservas geotérmicas, localización de restos arqueológicos y exploración de agua subterránea. Su aplicación es menor en la exploración minera y petrolera. Destaca el bajo precio de los equipos empleados y su fácil implementación, si bien requiere de un procedimiento laborioso (desplazamiento de los electrodos y cables).

1.2. FUNDAMENTOS DE LA TEORIA DE RESISTIVIDAD

El comportamiento físico de las rocas depende de su contenido de agua y modo de agregación de sus minerales, forma, volumen, porosidad, temperatura y presión.

La Resistividad es una medida de la dificultad de la corriente eléctrica a su paso en un material determinado. La resistencia de un conductor es independiente de la corriente y del voltaje.

Las medidas de resistividad eléctrica del subsuelo son habituales en las prospecciones geofísicas. Su finalidad es detectar y localizar cuerpos y estructuras geológicas basándose en su contraste resistivo. La magnitud de esta medida depende, entre otras variables, de la distribución de resistividades de las estructuras del subsuelo, de las distancias entre los electrodos y de la corriente inyectada.

El método de Resistividad considera un cuerpo semi-infinito con una resistividad uniforme, en donde se colocan cuatro electrodos, dos de corriente y dos de potencial. El gradiente de potencial es medido por un voltímetro o potenciómetro.

Este método es una aplicación práctica de la Ley de Ohm.

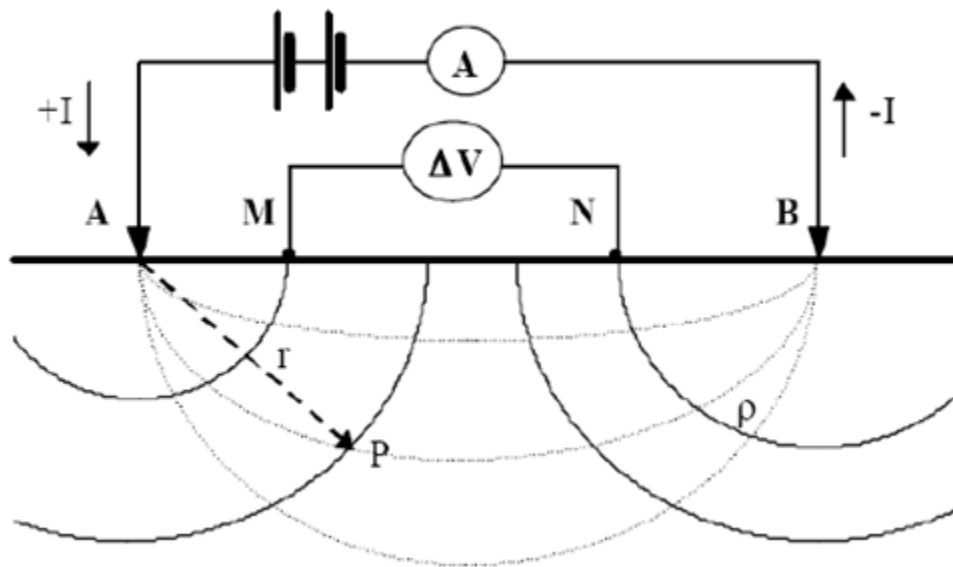


Figura 1.1. La Figura muestra el principio de medición de la resistividad del suelo: se inyecta una corriente I entre el par de electrodos AB y se mide el potencial ΔV entre el par de electrodos MN.

Las ecuaciones matemáticas que explican el fenómeno físico, son las ecuaciones de Maxwell (Ec.1.1), que rigen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = - \frac{\partial \vec{B}(\vec{r})}{\partial t} \quad (1.1)$$

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

Para los regímenes estacionarios no existen cambios temporales por lo tanto las ecuaciones anteriores (Ec.1.1) se expresan de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \quad (1.2)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) \quad (1.3)$$

En los métodos eléctricos de corriente continua la ecuación que es de interés es la ecuación 1.2. Si se considera una fuente puntual, es decir un electrodo de corriente, las ecuaciones que rigen al campo eléctrico son:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \quad (1.4)$$

$$\nabla \cdot \bar{E}(\bar{r}) = I\rho\delta(\bar{r}) \quad (1.5)$$

Suponiendo

$$\bar{E}(\bar{r}) = -\nabla V(\bar{r}) \quad (1.6)$$

Sustituyendo la ecuación 1.6 en 1.5, tenemos

$$\nabla^2 V(\bar{r}) = -I\rho\delta(\bar{r}) \quad (1.7)$$

En una región donde no existe fuente el potencial satisface

$$\nabla^2 V(\bar{r}) = 0 \quad (1.8)$$

Que es la ecuación de Laplace donde también la divergencia de $\bar{E}(\bar{r})$ es cero.

La ecuación de Laplace será válida en todo el semiespacio conductor, excepto en los electrodos.

$$R = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \quad (1.9)$$

$$-dV = RI \quad (1.10)$$

Sustituyendo ecuación 1.9 en ecuación 1.10, e integrando se obtiene

$$V = \rho \frac{I}{2\pi r} \quad (1.11)$$

Por lo tanto la diferencia de potencial entre los puntos M y N está indicada por

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (1.12)$$

Despejando la resistividad

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (1.13)$$

Donde

$$K = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) \quad (1.14)$$

Esta última ecuación se le conoce como el factor geométrico del potencial medido entre MN , y sólo depende de la posición relativa de los cuatro electrodos.

1.2.1. Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica es la capacidad de algunos materiales para transmitir corriente eléctrica cuando es aplicado un voltaje. Su inverso es la resistividad eléctrica.

En rocas y minerales la conductividad eléctrica puede darse de las siguientes formas:

1. Electrónica. Es la forma normal de flujo de corriente en materiales que poseen electrones libres, como en el caso de los metales.
2. Electrolítica. Cuando el agua presente en los poros tiene alguna sal en solución, los iones constituyentes se separan, por lo que son libres para moverse independientemente en la solución.
3. Conducción Dieléctrica. Se lleva a cabo en conductores pobres o aislados bajo la presencia de un campo eléctrico variable.

La mayoría de las rocas no son buenas conductoras de corriente eléctrica, son prácticamente aislantes debido a que los minerales formadores de roca también lo son, sin embargo, la presencia de poros y fracturas tiene como resultado que los valores de conductividad se incrementen. Generalmente la conducción eléctrica de una roca se lleva a cabo por procesos electrolíticos debido a que poros y fracturas contienen algún porcentaje de agua. La conductividad dependerá de la cantidad de agua presente así como de su salinidad y distribución en la roca almacén.

Cuando en la conducción electrolítica se aplica un campo eléctrico los iones positivos (cationes) son atraídos hacia el polo negativo, mientras que los iones negativos (aniones) se ven atraídos hacia el polo positivo. Por lo tanto, en una roca la conductividad dependerá de la permeabilidad, lo que incluye el número de poros, dimensión e interconexiones, el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, así como la temperatura y fase en que se encuentra el agua de poro.

Existe una relación indirecta entre la conductividad y la edad geológica de una roca debido a que ambas están relacionadas con la porosidad (Tabla 1, Keller y Frischknecht, 1966). Las rocas más antiguas son por lo general menos porosas ya que se encuentran a una mayor profundidad, lo que ocasiona que por presión los espacios porosos sean cerrados.

Sin embargo, pueden darse excepciones por factores como la presencia de fallas en las rocas que normalmente no son porosas o altas concentraciones de minerales conductores, lo que en ambos casos podría dar un incremento en la conductividad eléctrica.

Tabla 1. Relación de resistividades eléctricas de acuerdo con la litología y edad geológica (Keller y Frischknecht, 1966).

Edad geológica	Arena marina, pizarra, grauwaca	Arenas terrestres, argilita, arcosa	Rocas volcánicas como basaltos, riolitas, tobas	Granito, gabro	Caliza, dolomía, anhidrita, sal.
Cenozoico	1-10	15-50	10-200	500-2000	50-5000
Mesozoico	5-20	25-100	20-500	500-2000	100-10,000
Carbonífero	10-40	50-300	50-1000	1000-5000	200-100,000
Paleozoico	40- 200	100-500	100-2000	1000-5000	10,000-100,000
Precámbrico	100- 2000	300-5000	200-5000	5000-20,000	10,000-100,000

¹ Valores de resistividad en ohm-m.

1.2.2. Concepto de Resistividad Aparente

Un semiespacio homogéneo de resistividad ρ rara vez se da en la naturaleza ya que el subsuelo no consta de capas homogéneas y que la homogeneidad lateral es difícil de esperar, por lo tanto en la prospección geofísica se trabaja bajo el concepto de resistividad aparente $a \rho$.

Definimos a la resistividad aparente en un semiespacio homogéneo con heterogeneidades donde las lecturas cambiaran de una posición a otra obteniendo una ρ diferente a la del semiespacio homogéneo. Esta variable no es el promedio de los valores de ρ obtenidos del subsuelo, sino el valor de medición individual que se asocia al punto inmediatamente debajo del centro del arreglo de electrodos y es función del espaciamiento de los electrodos y de la distribución real de la ρ . Es decir, la resistividad de un terreno imaginario, homogéneo e isótropo, equivalente al terreno real heterogéneo.

Las rocas ígneas y metamórficas típicamente tienen valores altos de resistividad. La resistividad de estas rocas depende mucho del grado de fracturación que poseen, y el porcentaje de agua que rellena las fracturas del terreno. Las rocas sedimentarias comúnmente son más porosas y tienen un alto contenido de agua, lo que normalmente hace disminuir los valores de resistividad.

Los suelos mojados y el agua fresca del terreno tienen aún valores más bajos de resistividad. Los suelos arcillosos normalmente tienen valores de resistividad más bajos que el suelo arenoso. Sin embargo, se destaca que existe una superposición en los valores de resistividad de las diferentes clases de rocas y suelos. Esto es debido a que la resistividad de un muestreo particular del suelo o roca depende de un número de factores tales como la porosidad, el grado de saturación de agua y la concentración de sales disueltas.

Los metales, tal como hierro, tienen valores de resistividad sumamente bajos. Los químicos, tal como sodio y cloruro de potasio, pueden reducir mucho el valor de resistividad del agua del terreno a menos de 1 ohm-m con moderadas concentraciones. El efecto de electrolitos, tal como el ácido acético, es

comparativamente menor. Los compuestos de hidrocarburos, típicamente tienen valores muy altos de resistividad.

1.3. PROPIEDADES ELECTRICAS DE LOS MATERIALES TERRESTRES

Los flujos de corriente en materiales terrestres a profundidades someras se producen por medio de dos efectos principales. La conducción electrónica y la conducción electrolítica. En la conducción electrónica, el flujo de corriente es por medio de electrones libres, tal como los metales. En la conducción electrolítica, el flujo de corriente es a través del movimiento de iones en el agua subterránea. En los estudios de ingeniería y ambientales, la conducción electrolítica es probablemente el mecanismo más común. La conducción electrónica es importante cuando existen minerales conductivos, tales como los sulfuros metálicos y el mineral de grafito.

Metales (Au, Ag, Cu, Sn, grafito): enlace metálico con gran movilidad de los electrones de valencia, en consecuencia los electrones tienen gran capacidad de desplazamiento y la resistividad es muy baja ($\sim 10^{-8}$ - 10^{-7} ohm-m). Sin embargo la conducción metálica no es importante a una escala macroscópica dado que la proporción de metales nativos es muy baja, prevaleciendo la resistividad de las impurezas que en general es mucho más alta.

Semiconductores (Bornita, magnetita, pirrotita, etc.): No existe la misma facilidad para el movimiento de los electrones, siendo necesaria la presencia de campos eléctricos fuertes para producir la conducción. La conductividad de los semi-conductores aumenta con la temperatura (intrínseca) y con las impurezas.

Dieléctricos (Micas, feldespatos, cuarzo, calcita, silicatos en general): En estos compuestos los electrones están fuertemente ligados a los átomos mediante enlaces covalentes o enlaces iónicos (electrolitos sólidos). La mayor parte de los minerales constituyentes de la corteza terrestre son dieléctricos con resistividades del orden de 10^7 ohm-m.

Electrolitos líquidos (soluciones salinas): En las soluciones acuosas los portadores de la corriente eléctrica son los cationes y aniones. Al aplicar un campo eléctrico los iones presentes en las soluciones acuosas tienden a desplazarse en la dirección de las cargas opuestas neutralizando la polarización del medio. Se llama movilidad de un ion a la velocidad (constante) que adquiere este en un campo eléctrico aplicado. La resistividad de un electrolito es la resistencia eléctrica presentada por un volumen de electrolitos de forma cúbica y un metro de lado al establecer una diferencia de potencial de 1 volt entre dos caras opuestas.

En resumen se aprecia que las propiedades eléctricas de los constituyentes de las rocas, parametrizadas en la resistividad eléctrica, presentan una variabilidad de más de 10 órdenes de magnitud ($\sim 10^{-7}$ – 10^7 ohm-m). Si bien la mayor parte de los constituyentes de las rocas son dieléctricos, lo cual estaría implicando que la

conducción eléctrica debería estar ausente en las estructuras corticales (medio aislante). Afortunadamente todas las rocas presentan cierto grado de porosidad, volumen que generalmente está ocupado total o parcialmente por electrolitos que condicionan una conducción iónica de resistividad muy variable, que dependen fundamentalmente de las características de las soluciones acuosas y el tipo de porosidad y grado de interconexión entre poros.

La resistividad de minerales, rocas comunes, químicos, aguas, materiales de suelo y contaminantes (Keller y Frischknecht, 1966; Daniels y Alberty, 1966; Telford *et al.* 1990) se muestran en la Tabla 2.

La resistividad de los minerales es muy alta en comparación con la resistividad de las rocas que los contienen, esto es debido a la influencia de la porosidad, humedad y la resistividad de los fluidos que rellenan los poros, en la resistividad de la roca. En la Tabla 2 se muestra este ejemplo, en donde los rangos de valores comparativos de la resistividad de los minerales de cuarzo y calcita, y de rocas que los contienen: arenas y calizas respectivamente. El cuarzo tiene un rango de resistividad entre 10¹² y 10¹⁴ ohm-m, las arenas están compuestas de cuarzo y su rango de resistividad puede variar de 5 a 10³ ohm-m, dependiendo de la resistividad del agua que la satura. Algo parecido sucede con la calcita, la cual tiene un valor de resistividad del orden de magnitud entre 6 y 9 veces mayor que la roca caliza.

Las rocas ígneas y metamórficas típicamente tienen valores grandes de resistividad. La resistividad de estas rocas es altamente dependiente del grado y el porcentaje de fracturas rellenas con agua subterránea. De esta manera una roca de este tipo puede tener un rango de resistividad, de aproximadamente 1000 hasta 10 millones de ohm-m, dependiendo si esta húmeda o seca.

Esta característica es conveniente en la detección de zonas de fractura y otras características climáticas, tales como estudios de ingeniería y agua subterránea. Las rocas sedimentarias, las cuales son más porosas y tienen alto contenido de agua, normalmente tienen valores bajos de resistividad comparadas a las rocas ígneas y metamórficas. Los rangos de valores de resistividad de las rocas sedimentarias es de aproximadamente 10 a 10000 ohm-m, pero la mayoría de ellas se encuentra por debajo de 1000 ohm-m. Los valores de resistividad son dependientes en gran medida de la porosidad y el contenido de sales en el agua. Los sedimentos no consolidados tienen valores de resistividad bajos, muy parecidos a las rocas sedimentarias, con un rango de valores de aproximadamente 10 a un máximo de 1000 ohm-m. Los valores de resistividad van a depender de la porosidad (considerando que todos los poros están saturados) tal es el caso del contenido de arcillas. El suelo arcilloso tiene un valor de resistividad más bajo que un suelo arenoso. Sin embargo, existen valores de resistividad de las diferentes clases de rocas y suelos que son iguales o casi iguales. Esto se debe a que la resistividad de una muestra de roca o de suelo en

particular depende de factores tales como la porosidad, el grado de saturación de agua y la concentración de sales disueltas.

La resistividad del agua subterránea varía de 1 hasta 100 ohm-m o más en medios terrestres, dependiendo de la concentración de sales disueltas. La baja resistividad del agua de mar (aproximadamente 0.2 ohm-m) es debido al relativamente alto contenido de sal. Esto hace al método de resistividad una técnica ideal para el mapeo de la interfase del agua de sal y del agua fresca en las zonas costeras.

Una ecuación muy simple de la relación que existe entre la resistividad de una roca porosa y el factor de saturación del fluido es la Ley de Archie. Esta ley es aplicable para cierto tipo de rocas y sedimentos, particularmente aquellos que tienen un bajo contenido de arcilla. La conducción eléctrica se asume que es a través de los fluidos que rellenan los poros de la roca. La ley de Archie está dada por

$$\rho = a\rho_w\phi^{-m} \quad (1.15)$$

Donde ρ es la resistividad de la roca, ρ_w es la resistividad del fluido, ϕ es la fracción de la roca rellena con el fluido, mientras a y m son dos parámetros empíricos (Keller y Frischknecht, 1966). Para la mayoría de las rocas, a es aproximadamente 1 mientras m es aproximadamente 2. Para los sedimentos con un contenido de arcilla significativo, se han propuesto otras ecuaciones más complejas (Olivar *et al.*, 1990).

También se muestran las resistividades de diversos tipos de minerales. Sulfuros metálicos (tales como la pirrotita, galena y piritita) tienen típicamente valores bajos de resistividad de menos de 1 ohm-m. El valor de resistividad de un cuerpo mineral en particular puede diferir grandemente de la resistividad de los cristales individuales. Otros factores, tales como un cuerpo mineral encontrado en forma natural (masivo o diseminado) tienen un efecto significativo. Por ejemplo, la pizarra tiene un valor de resistividad bajo, similar a los sulfuros metálicos, los cuales dan lugar a problemas en los estudios mineros. La mayoría de los óxidos, como la hematita, no tienen un valor de resistividad significativamente bajo. Una de las excepciones es la magnetita.

Los valores de resistividad de varios contaminantes industriales también se pueden ver en la Tabla 2. Los metales, como el hierro, tienen valores de resistividad extremadamente bajos. Los productos químicos que son electrolitos fuertes, tales como el cloruro de potasio y el cloruro de sodio, reducen en gran medida la resistividad del agua subterránea a menos de 1 ohm-m incluso en concentraciones relativamente bajas. El efecto de los electrolitos débiles, como el ácido acético, es comparativamente más pequeño. Los hidrocarburos, como el xileno (6.998×10^{16} ohm-m), típicamente tienen valores de resistividad muy altos. Sin embargo en la práctica el porcentaje de hidrocarburos en la roca o suelo suele ser bastante pequeño, y podría no tener un efecto significativo en la resistividad.

Tabla 2. Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas, sedimentos químicos, minerales y materiales (Tabla tomada de Urbietta, Tesis Maestría, 2009)

Rocas ígneas y metamórficas	Resistividad ($\Omega\cdot m$)	Rocas sedimentarias	Resistividad ($\Omega\cdot m$)
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	Arenisca	$8 - 4 \times 10^3$
Granito alterado	1500-10000	Lutita	$20 - 2 \times 10^3$
Granito muy alterado	100-600	Caliza	$100 - 5 \times 10^3$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$	Caliza compacta	1000-5000
Ande sita	$4.5 \times 10^4 - 1.7 \times 10^2$	Caliza blanda	100-300
Diorita	10^5	Caliza fracturada	500-1000
Gabro	$10^3 - 10^6$	Limonita	$50 - 10^7$
Sienita	$10^2 - 10^6$	Dolomita	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Peridotita	$3 \times 10^3 - 6.5 \times 10^3$	Margas secas	10^2
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$	Margas húmedas	10
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$		
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$		
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$		
Aguas, sedimentos y suelos	Resistividad ($\Omega\cdot m$)	Químicos, minerales y materiales	Resistividad ($\Omega\cdot m$)
Arenas	30-500	Hierro	9.74×10^{-8}
Arena fina	10^3	0.01M cloruro de potasio	0.708
Arena seca	$10^3 - 10^4$	0.01M cloruro de sodio	0.843
Arena silíce	200-3000	0.01M ácido acético	6.13
Arenas con agua dulce	50-500	Xileno	6.998×10^{16}
Arenas con agua salada	0.5-5	Aluminio	2.65×10^{-8}
Arena Petrolífera	$4 - 2.2 \times 10^2$	Mercurio	95.8×10^{-8}
Arcilla	1-100	Madera	$10^8 - 10^{11}$
Arcilla seca	30	Vidrio	$10^{10} - 10^{14}$
Arcilla húmeda	10	Ámbar	5×10^{14}
Limos	10-200	Plata	1.47×10^{-8}
Aluvión	10-800	Cobre	1.70×10^{-8}
Gravas	$50 - 10^3$	Oro	2.22×10^{-8}
Gravas húmedas	5×10^2	Acero	20.0×10^{-8}
Gravas saturadas	102	Platino	11.0×10^{-8}
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$	Tungsteno	5.25×10^{-8}
Roca salada	$3 \times 10 - 10^{13}$	Níquel	6.40×10^{-8}
Aguas dulces superficiales	$10 - 10^3$	Estaño	1.5×10^{-8}
Aguas salobres superficiales	2-10	Plomo	22.0×10^{-8}
Agua subterránea	10-100	Cromo	13.2×10^{-8}
(no contaminada)		Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 0.3$
Agua marina	0.2	Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
Agua de lagos salados	0.1-1	Pirrotita	$6.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$
		Cinabrio	2×10^7
		Galena	$3 \times 10^{-5} - 3 \times 10^2$
		Cobalto	$3.5 \times 10^{-4} - 10^{-1}$
		Bauxita	$2 \times 10^2 - 6 \times 10^3$
		Cuprita	$10^{-3} - 300$
		Cromita	$1 - 10^6$
		Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
		Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
		Cuarzo	7.5×10^{17}
		Azufre	10^{15}
		Carbón	3.5×10^{-5}
		Anhidrita	10^9
		Calcita	2×10^{12}
		Fluorita	8×10^{13}
		Yeso	1000
		Grafito	60.00×10^{-8}
		Silicio	6.40×10^2

1.4. CLASIFICACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE PROSPECCIÓN ELECTRICA DE CORRIENTE CONTINUA

Existen infinidad de configuraciones de campo para los métodos eléctricos. La diferencia entre las distintas configuraciones reside en el tipo de transmisor y receptor de corriente utilizados en el campo, y en cómo se sitúan en el campo estos transmisores o receptores. Los métodos eléctricos tienen la ventaja de ser mucho más sencillos en el procesado y la interpretación pero su mayor desventaja es que cualquier material aislante o muy conductivo puede enmascarar los materiales que lo rodean.

Los valores de resistividad tienen un gran rango comparado a otras cantidades físicas obtenidas por otros métodos Geofísicos. La resistividad de las rocas y el suelo en un área de estudio pueden variar por varios órdenes de magnitud. En comparación, la densidad usada en investigaciones gravimétricas usualmente cambia por debajo de un factor de 2. Esto hace que los métodos geoeléctricos sean una técnica geofísica muy versátil.

Las técnicas de prospección eléctrica de corriente continua generalmente se dividen en:

1. Calicata Eléctrica
2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).
 - a. Schlumberger
 - b. Wenner
3. Tomografía Eléctrica
 - a. Wenner
 - b. Wenner-Schlumberger
 - c. Dipolo-Dipolo
 - d. Polo-Polo
 - e. Polo-Dipolo

1.4.1. Calicata Eléctrica

Son medidas de potencial mediante las cuales se determinan resistividades del terreno hasta una profundidad fija. Es un método de investigación horizontal a profundidad constante para detectar estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad.

Las distancias entre los electrodos de corriente y de potencial son constantes, de manera que el arreglo de electrodos se mueve sin cambiar su forma en la superficie del terreno. La interpretación de este método es cualitativa. Se aplica en el estudio de las variaciones laterales de resistividad en el subsuelo, pero no puede detectar cambios verticales de resistividad.

1.4.2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

La finalidad del sondeo eléctrico vertical (SEV) es averiguar la distribución vertical en profundidad de las resistividades aparentes bajo el punto sondeado a partir de medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza sobre todo para detectar y establecer los límites de capas horizontales de suelo estratificado.

La profundidad de penetración de la corriente eléctrica depende de la separación de los electrodos de corriente AB. Si la distancia entre los electrodos AB aumenta, la corriente circula a mayor profundidad pero su densidad disminuye. Para un medio isótropo y homogéneo, el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad $AB/2$ y el 70.6% por encima de una profundidad AB (Orellana, 1982). La mayor eficacia del método corresponde al caso en los que los sondeos se efectúan sobre un terreno compuesto por capas lateralmente homogéneas en lo que respecta a la resistividad y limitada por planos paralelos a la superficie del terreno, medio estratificado. Es tolerablemente válida para estratos inclinados hasta unos 30° .

Durante mucho tiempo, en prospección eléctrica, la profundidad de investigación ha sido considerada sinónimo de la profundidad de penetración de la corriente. Sin embargo, el efecto de una capa en los potenciales o campos observados en superficie no depende únicamente de la densidad de corriente que la atraviesa.

La profundidad de investigación característica es la profundidad a la que una capa delgada de terreno (paralela a la superficie) contribuye con participación máxima a la señal total medida en la superficie del terreno. La profundidad de investigación viene determinada por la posición de los electrodos de corriente y de potencial, y no sólo por la penetración o distribución de la corriente. Es decir, si se intercambian entre sí las posiciones de los electrodos de potencial con los de corriente, la distribución de las líneas de corriente cambia.

Sin embargo, la resistividad aparente y por tanto la profundidad de investigación no cambia. Definiendo L como la distancia entre los dos electrodos extremos (sin considerar los situados en el infinito), los mismos autores determinan la profundidad de investigación de diversos dispositivos eléctricos en un suelo homogéneo, siendo para el dispositivo polo-polo de $0,35L$, para Schlumberger de $0,125L$ y para Wenner de $0,11L$. Barker (1989) la define la *profundidad de investigación efectiva* como la mitad de la señal medida en la superficie debida a la porción de suelo superior a esa profundidad y la otra mitad de la señal debida a la porción de suelo inferior y muestra la mayor utilidad de ésta sobre la utilizada por Roy y Apparao (1971). Las profundidades de investigación efectiva para los dispositivos Wenner, Schlumberger y doble dipolo son respectivamente de $0,17L$, $0,19L$ y $0,25L$ (para este último la profundidad de investigación característica es de $0,195L$), es decir ligeramente mayores que utilizando la definición de profundidad de investigación característica (Roy y Apparao, 1971).

1.4.2.1. Efectos laterales en el SEV y ambigüedades en su interpretación

Si el dispositivo eléctrico está próximo a un contacto vertical, las líneas de corriente serán distorsionadas por lo que $\Delta VM/N$ se verá afectado por el otro medio, tanto más cuanto mayor sea la separación de los electrodos AB. Por lo tanto, la medida de la resistividad aparente en un SEV está influida por la distribución de resistividades en un cierto volumen de terreno. Esto implica que para distancias AB grandes no se sabrá si la resistividad aparente es debida a cambios de estructuras en la profundidad o a las heterogeneidades laterales por contraste de resistividades (Orellana, 1982).

Puede ocurrir que las curvas de resistividad aparente para dos casos diferentes de SEV sean idénticas si la relación entre profundidad a la que se encuentra el estrato y su resistividad permanece constante, lo que provoca una ambigüedad en la deducción del grosor de la capa y su resistividad.

1.4.2.2. Aplicaciones

El SEV es aplicable cuando el objetivo tiene una posición horizontal y una extensión mayor que su profundidad. Tal es el caso del estudio de capas tectónicas, búsqueda de agua subterránea, infiltración de agua marina en zonas costeras, estratificación y todo tipo de situaciones geológicas donde el modelo 1D se aproxime al modelo verdadero. El SEV no es adecuado para contactos verticales tales como, fallas, diques, cavernas y discordancias.

1.4.3 Descripción de la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D

La Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D es un método de resistividad multi-electrodo (Figura 1.2), basado en el modelado bidimensional de valores de resistividad del subsuelo mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas).

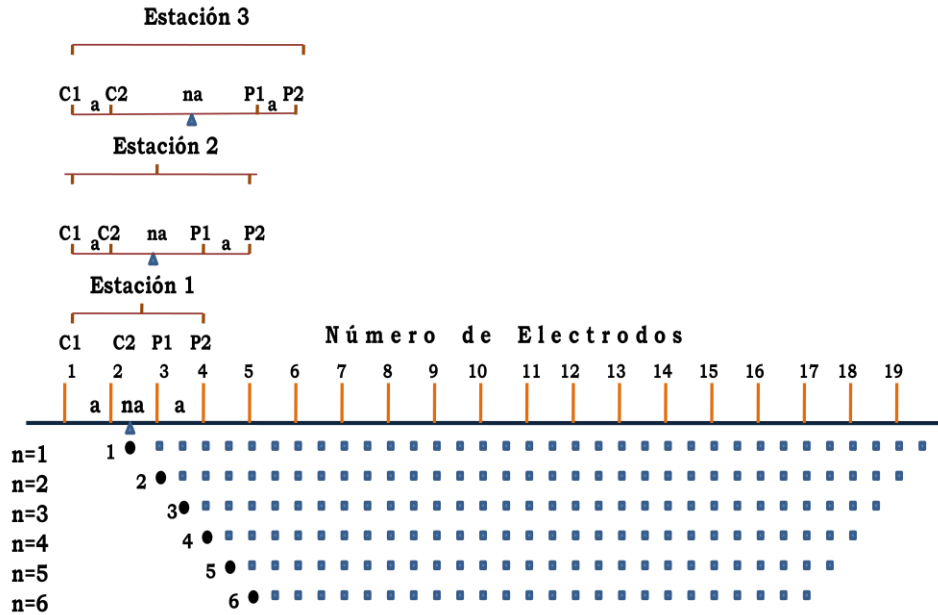


Figura 1.2. Esquema de la Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D

La aparición de la Tomografía de Resistividad Eléctrica ha revolucionado de manera contundente con respecto a los métodos de resistividad convencionales, estas técnicas aunque se han estado utilizando durante varias décadas en estudios de filtración de agua, su limitada resolución 2D les confería en general un papel secundario frente a otras técnicas (i.e. Potencial espontáneo).

Este avance se debe fundamentalmente a tres razones:

- En primer lugar porque estos métodos convencionales solo utilizan 4 electrodos, siendo necesario para cada medida variar manualmente sus posiciones en el terreno (proceso relativamente lento y pesado). En cambio el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica es una técnica multi electrodos, en el cual todo el proceso de adquisición de datos está totalmente automatizado. Esto permite realizar un gran número de mediciones de resistividad, tanto en profundidad como lateralmente, en un espacio de tiempo relativamente rápido (del orden de 300 medidas en una hora y media), obteniendo con esto modelos 2D de gran resolución.
- En segundo lugar porque al emplear diferentes técnicas numéricas permitirá procesar eficazmente todo este gran volumen de información.
- En tercer lugar después de procesar este gran volumen de información se obtiene una sección o imagen eléctrica 2D en falso color para identificar con mayor facilidad las diferentes anomalías o zonas de interés. Estas imágenes eléctricas son las que se utilizan para la interpretación final.

1.5. DISPOSITIVOS ELECTRODÍCOS UTILIZADOS EN LA TÉCNICA DE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA 2D.

Un conjunto de cuatro electrodos recibe el nombre de dispositivo electródico. La medición del potencial eléctrico en un semiespacio homogéneo se hace mediante un dispositivo electródico o un arreglo geométrico de electrodos. Consta de cuatro electrodos, A y B los electrodos de corriente, positivo y negativo respectivamente, M y N los electrodos de potencial, entre los cuales se mide la diferencia de potencial del campo eléctrico creado por A y B.

Existen diversos tipos de dispositivos, lineales, simétricos, asimétricos, ecuatoriales. En principio, los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno.

La mejor elección de configuración para realizar un estudio de campo depende del tipo de estructura a ser mapeada (forma, dimensiones), profundidad, sensibilidad del aparato y nivel de ruido de fondo de la zona de estudio.

A continuación se describen las características de los cinco tipos de dispositivos empleados para la adquisición de datos con la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica

1.5.1. Dispositivo Wenner-Schlumberger

Se trata de una composición simétrica de los electrodos AMNB dispuestos en línea, donde la distancia de los electrodos detectores MN es mucho menor que la de los inyectores AB.

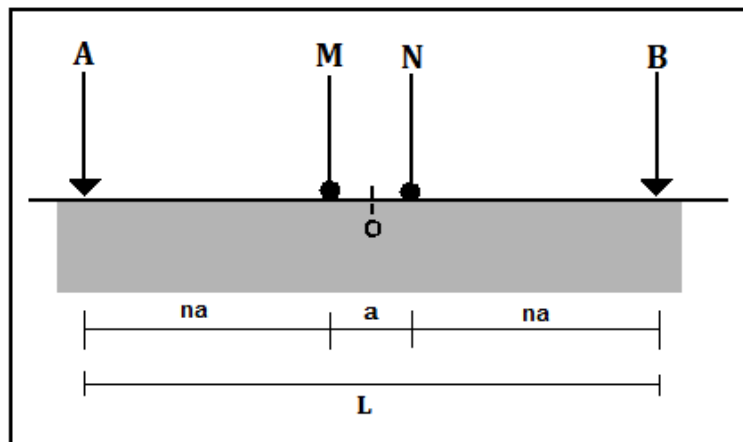


Figura 1.3. Esquema de configuración electródica del dispositivo Schlumberger.

$$\rho_a = \pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.16)$$

1.5.2. Dispositivo Wenner

En este dispositivo los electrodos AMNB son equidistantes entre si, a una distancia a . En la figura se observa esquemáticamente la disposición de los electrodos.

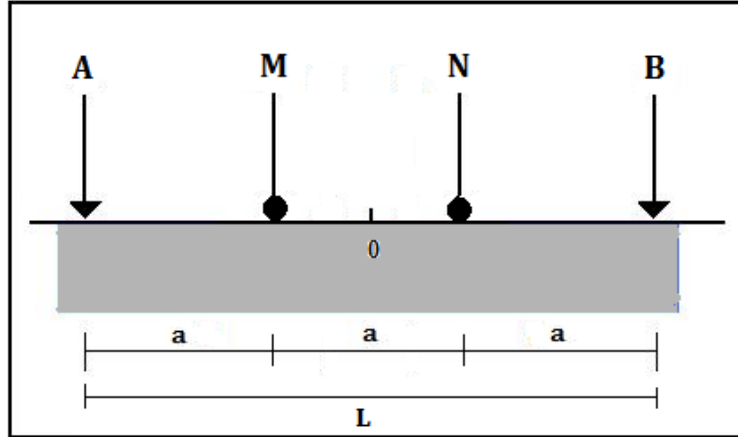


Figura 1.4. Esquema de la configuración eléctrica del dispositivo Wenner.

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.17)$$

1.5.3. Dispositivo Polo-Dipolo

En este dispositivo un electrodo de corriente se lleva a una gran distancia (teóricamente en el infinito) de los otros tres (AMN).

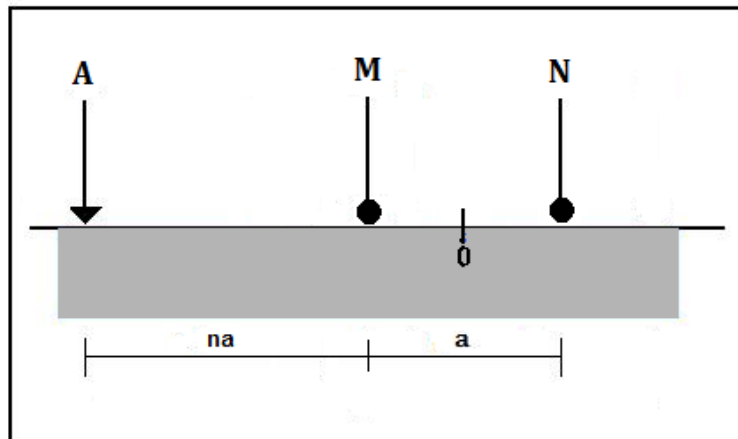


Figura 1.5. Esquema de la configuración eléctrica del dispositivo Polo- Dipolo.

$$\rho_a = 2\pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.18)$$

1.5.4. Dispositivo Dipolo-Dipolo

En este dispositivo los electrodos se disponen sobre una línea en el orden ABMN formando así un doble dipolo.

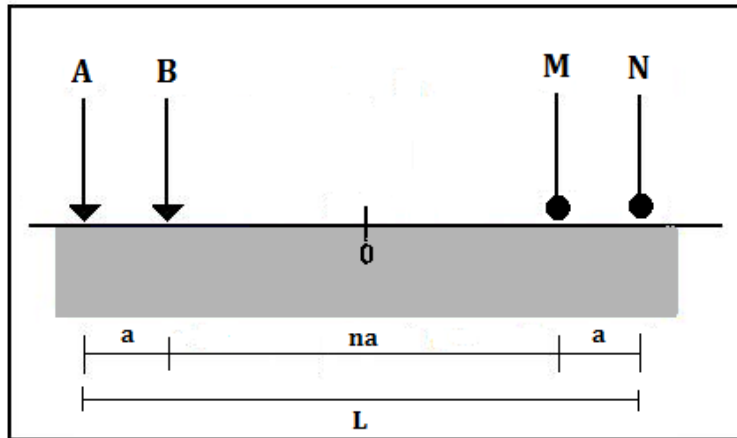


Figura 1.6. Esquema de la configuración eléctrica del dispositivo Dipolo- Dipolo.

$$\rho_a = \pi n(n + 1)(n + 2)a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.19)$$

1.5.5. Dispositivo Polo-Polo

En este dispositivo los electrodos B y N se llevan a una gran distancia (teóricamente en el infinito) de los otros dos A y M.

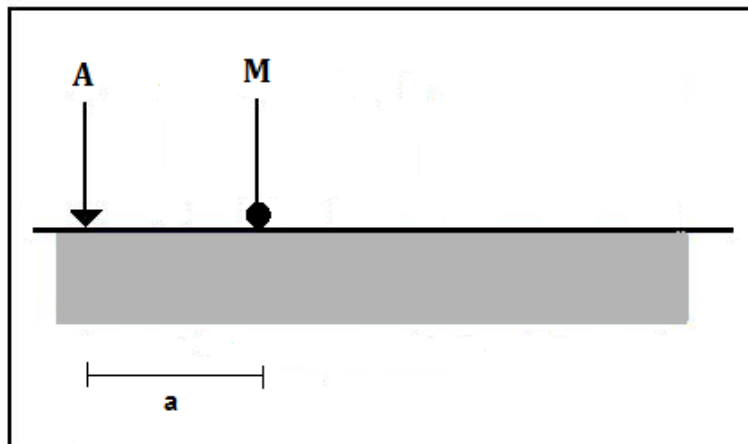


Figura 1.7. Esquema de la configuración eléctrica del dispositivo Polo- Polo.

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.20)$$

1.6 EQUIPO REQUERIDO EN LA TECNICA DE TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDAD ELECTRICA 2D.

El equipo (Figura 1.8) que se utiliza para la ejecución del método consta de:

- Electrodo: barras metálicas a modo de electrodos cuyo número variará en función del problema.
- Cable: de gran longitud, con conexiones cada cierto intervalo a fin de poder conectar los electrodos.
- Conectores: pequeños cables de cobre con pinzas en los extremos. Son los que se encargan de conectar los electrodos al cable.
- Computadora portátil: Con el programa de adquisición instalado se procede a determinar y exportar las variables de trabajo las cuales son: tipo de dispositivo electrónico, número de electrodos, espaciado entre ellos, número de niveles de profundidad, número de medidas a realizar, etcétera, y al terminar la adquisición de datos, se importan, procesan, visualizan e interpretan los resultados con el programa de inversión 2D.
- Resistivímetro: Se encarga de ejecutar de forma automática toda la secuencia de medidas predeterminada, verifica el buen estado de las conexiones, almacena digitalmente todos los valores de resistividad.
- Una batería: es la fuente de alimentación de todo el sistema.

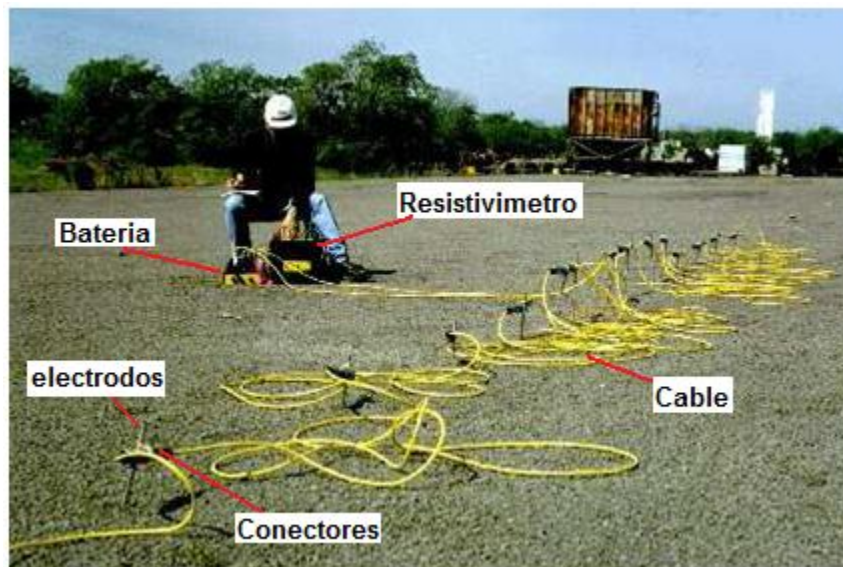


Figura 1.8. Equipo de campo requerido para adquisición de datos de Resistividad.

1.7 PLANIFICACION DE UN ESTUDIO DE CAMPO.

Los aspectos más importantes que se definen en la fase de planificación de la campaña de campo son:

- Delimitar el o los objetivos (resolución de mapeo requerida).
- El número de perfiles a realizar y su ubicación.
- Profundidad máxima de investigación.
- El dispositivo electródico, longitud total de los perfiles, número de electrodos, separación entre electrodos y niveles de profundidad.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica se basa en la obtención de perfiles 2D de resistividad del subsuelo, por lo en el caso de analizar posibles filtraciones en alguna estructura lineal (i.e. presa), bastará simplemente con disponer del perfil (o perfiles) lo más paralelo posible a la traza de la estructura.

Para investigar la variación de resistividad en dos dimensiones se puede utilizar cualquier configuración de cuatro electrodos y las mediciones pueden ser hechas en cualquier secuencia.

En cuanto al número total de electrodos a emplear éste es muy variable, regularmente un número cercano a 50 electrodos es bastante frecuente. Estos se disponen de forma equidistante oscilando de 1 a 10 m para problemas ingenieriles (Griffiths *et. al.*, 1990), si bien para problemas de filtraciones de agua un espaciado entre 1 y 2 metros es lo más aconsejable.

La elección del mejor dispositivo para realizar un trabajo de campo depende de diversos factores, tales como: el tipo de estructura geológica a estudiar, la sensibilidad del dispositivo, la profundidad de investigación, la intensidad de la señal y el nivel de ruido ambiental.

Dos aspectos muy importantes a tener en cuenta, son la profundidad máxima de investigación y el área de definición del método, aspectos ambos estrechamente ligados.

Al utilizar la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica el campo de interacción disminuye con la profundidad. En consecuencia, a la hora de planificar el trabajo de campo se debe tener presente esta pérdida de la intensidad del campo eléctrico en los laterales del perfil.

En cuanto a la profundidad máxima de investigación, ésta depende esencialmente de la longitud del perfil (a mayor longitud mayor profundidad), del dispositivo electródico utilizado el cual también influye en cierta medida y del número de niveles.

1.8 CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN.

La profundidad a la que se sitúa espacialmente cada medida de resistividad (punto de atribución) es un tema de cierta ambigüedad, dado que ésta no solo depende de la disposición de los electrodos (más espaciados mayor profundidad), sino también de la distribución de las resistividades del medio.

La Tabla 3 muestra los factores para calcular la profundidad media de investigación (z_e) de las diferentes modalidades. L es la longitud total del arreglo. Note que existen valores idénticos para las modalidades Wenner-Schlumberger y polo-dipolo. El factor geométrico está dado para un espaciamiento entre electrodos “ a ” de un metro. Las figuras de los arreglos se pueden observar en el punto 1.5 de este capítulo.

La profundidad media de investigación nos da una idea de la profundidad a la cual se puede penetrar en el subsuelo con una modalidad en particular. Los valores de la profundidad media son determinados integrando la función de sensibilidad con la profundidad (Edwards, 1977).

Esta profundidad media no depende de la resistividad aparente medida o de la resistividad del modelo de Tierra homogéneo. Se debe notar que las profundidades son estrictamente válidas para un modelo de Tierra homogéneo, pero son probablemente lo suficientemente buenas para planear estudios de campo. Por ejemplo, si existe un contraste de resistividad grande cerca de la superficie, la profundidad de investigación podría ser un poco diferente.

Para determinar la profundidad máxima mapeada por un estudio en particular, se multiplica el máximo espaciamiento entre electrodos “ a ”, o la máxima longitud del arreglo “ L ”, por el factor apropiado de nivel de profundidad dado en la Tabla 3 (Loke, 2004). Por ejemplo, si el máximo espaciamiento entre electrodos “ a ” usado por el arreglo Wenner es de 100 metros (o la L máxima es de 300 metros), entonces la profundidad máxima mapeada es alrededor de 51 metros. Para las modalidades dipolo-dipolo, polo-dipolo y Wenner-Schlumberger, otro factor que además debe tomarse en consideración es el factor “ n ”. Para las modalidades con cuatro electrodos finitos (tales como dipolo-dipolo, Wenner, y Wenner-Schlumberger), es probablemente más sencillo utilizar la longitud “ L ”. Esta “ L ” no es la longitud total del tendido es la “ L ” máxima situada para un nivel de profundidad en particular, es decir, si se requiere calcular la profundidad máxima para el arreglo dipolo-dipolo para una separación entre electrodos $a = 10$ metros y una $n = 6$, la “ L ” máxima será $L = a(BA) + na(AM) + a(MN) = 10 + 6(10) + 10 = 80$ metros, esto multiplicado por el factor = 0.216 para $n = 6$ (Tabla 3) resulta una profundidad máxima de penetración aproximada de 17 metros.

Tabla 3. Profundidad media de investigación (z_e/a y z_e/L) para las diferentes modalidades. El factor geométrico está calculado para el valor de “a” igual a 1 metro (Loke, 2004).

Tipo de Modalidad		z_e/a	z_e/L	Factor Geométrico
Wenner		0.519	0.173	6.2832
Dipolo-dipolo	n=1	0.416	0.139	18.850
	n=2	0.697	0.174	75.398
	n=3	0.962	0.192	188.50
	n=4	1.220	0.203	376.99
	n=5	1.476	0.211	659.73
	n=6	1.730	0.216	1055.6
	n=7	1.983	0.220	1583.4
	n=8	2.236	0.224	2261.9
Wenner-Schlumberger	n=1	0.519	0.173	6.2832
	n=2	0.925	0.186	18.850
	n=3	1.318	0.189	37.699
	n=4	1.706	0.190	62.832
	n=5	2.093	0.190	94.248
	n=6	2.478	0.191	131.95
	n=7	2.863	0.191	175.93
	n=8	3.247	0.191	226.19
	n=9	3.632	0.191	282.74
	n=10	4.015	0.191	345.58
Polo-dipolo	n=1	0.519		12.566
	n=2	0.925		37.699
	n=3	1.318		75.398
	n=4	1.706		125.66
	n=5	2.093		188.50
	n=6	2.478		263.89
	n=7	2.863		351.86
	n=8	3.247		452.39
Polo-polo		0.867		6.28319

1.9 ADQUISICIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE.

En primer lugar se procede a colocar los electrodos en la superficie de forma equiespaciada, intentando siempre que formen una línea recta. Se debe definir cuál es el origen y final del perfil a fin de no tener problemas en la fase de interpretación. Se intentará además que la topografía del terreno sea lo más plana posible para evitar tener fenómenos anómalos en las medidas de resistividad.

Los electrodos se clavarán en el terreno lo suficiente como para garantizar un buen contacto electrodo-suelo (resistencia de contacto baja). Una vez colocados, se conectan al cable por medio de los conectores caimán-caiman.

Ahora, a través de la computadora portátil o en el propio resistivímetro se configuran todas las variables para construir el perfil 2D: tipo de dispositivo, número de electrodos, abertura entre electrodos, número de niveles.

Concluida la configuración, si se realizó a través de la computadora, se transfieren estas especificaciones al resistivímetro para que éste realice automáticamente toda la secuencia de mediciones prefijada, para obtener una sección 2D de resistividades aparentes.

Sin embargo, antes de iniciar las mediciones, mediante el resistivímetro, se procede a la verificación de que todas las conexiones (electrodos-cable) funcionan correctamente, y que la resistencia de contacto entre electrodo-suelo es suficientemente baja menores a 100 ohm-m para garantizar buenos resultados. En el caso de tener valores superiores generalmente del rango entre 500 y 1000 ohm-m basta con clavar un poco más los electrodos, o humedecer el terreno para mejorar la conductividad.

Una vez que está todo dispuesto, se le indica al resistivímetro que inicie la secuencia de medidas, el proceso tardará dependiendo del número de medidas a realizar. En general obtener el orden de 500 medidas se necesita aproximadamente una hora y media.

Por último, terminado todo el proceso de captura de datos, la información es almacenada digitalmente dentro del resistivímetro y posteriormente se exporta a la computadora portátil con el fin de proceder a su procesamiento e interpretación con el programa de inversión 2D correspondiente.

1.10 PROCEDIMIENTO PARA LA INVERSION DE DATOS.

El objetivo de llevar a cabo la inversión, es obtener un modelo 2D de resistividades reales a partir de la sección de resistividades aparentes 2D obtenida. Un modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra, los parámetros del modelo son cantidades físicas que se obtienen de los datos observados.

La construcción de la sección 2D de resistividades aparentes, involucra el total de datos de resistividad transversales como una sección a profundidad donde cada valor de resistividad aparente es graficado como si fuera la resistividad verdadera de un punto en una profundidad proporcional al espaciamiento de los electrodos. La configuración preliminar de los datos proporciona una imagen aproximada de la distribución de la resistividad.

El conjunto de datos de resistividad aparente en forma de una sección se emplean para generar imágenes eléctricas. Las mediciones en la superficie de las

variaciones de la resistividad aparente generan un modelo de la distribución espacial de la resistividad aparente del subsuelo. Todo método de inversión procura determinar un “modelo idealizado” del subsuelo que reproduzca los parámetros medidos de manera adecuada.

Estos algoritmos de inversión se basan en realizar todo un proceso iterativo con el fin de obtener un modelo de resistividades reales, tal que el modelo de resistividades aparentes generado, sea lo más parecida a la sección de resistividades aparentes 2D medida en el campo.

1.11. VENTAJAS Y LIMITACIONES DE LA TECNICA.

Esta técnica presenta las siguientes ventajas:

- Debido a que el proceso de captura de los datos está totalmente automatizado, se pueden realizar un gran número de medidas, de manera que se obtienen secciones eléctricas 2D de excepcional resolución tanto en profundidad como lateralmente. Esta visualización bidimensional de alta resolución, con el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica permite lo siguiente:
- Detectar zonas susceptibles de presentar focos de filtración (contaminantes, fugas en presas, infiltración agua marina, etc.), así como caracterizar geoméricamente el problema, detección de fracturas, cavidades, túneles, galerías y estudios arqueológicos.
- Abordar de forma eficaz problemas con elevada complejidad estructural e incorporar datos topográficos dentro del programa de inversión para realizar una corrección por topografía.
- 1. Ubicar con gran eficiencia otro tipo de procedimientos (i.e. sondeos o piezómetros), dado que marca con mayor exactitud el lugar y profundidad a la que se encuentra la anomalía.
- El procesamiento de los datos se puede realizar en el propio campo, mediante la ayuda de una computadora portátil en un tiempo muy reducido. Este procesamiento, casi en tiempo real, le confiere al método una gran versatilidad a la hora de resolver posibles problemas surgidos durante toda la logística y adquisición de datos en campo, o decidir la ejecución de nuevos perfiles que inicialmente no estaban proyectados.
- Se puede controlar la profundidad máxima de estudio.
- Gran variedad de sistemas de resistividad multi-electrodos y programas de inversión 2D.

Las principales limitaciones de este método son:

- A diferencia de otros métodos, la Tomografía de Resistividad Eléctrica requiere de un equipo y programas de inversión 2D relativamente caros.
- Como pasa en todos los métodos de resistividad eléctrica, la presencia de materiales muy resistivos en superficie y a profundidad imposibilita un buen funcionamiento del método, siendo necesario la utilización de otras técnicas, en este caso las electromagnéticas, en los que no se precisa un contacto físico con el suelo.
- Se limita a estudios muy someros entre los 50 y los 300 metros.

CAPITULO 2. EL PROBLEMA DE LA INVERSION DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE

2.1. INTRODUCCION

El análisis cuantitativo de los datos obtenidos en el campo se realiza resolviendo el problema directo y/o el problema inverso. El problema directo predice resultados cuando la geología y la física del medio son conocidas, a partir de la distribución de las resistividades del subsuelo se calcula la resistividad aparente en superficie para una configuración en particular. De esta forma es posible comparar los datos de campo con modelos conocidos y así verificar cuantitativamente si estos datos provienen de una distribución de resistividades similar a la del modelo propuesto. Por su parte, el problema inverso construye un modelo razonable del subsuelo a partir de los datos obtenidos en el campo. Es decir, a partir de los valores de resistividad aparente medidos en superficie se obtiene la distribución de resistividades del subsuelo.

2.2. EL PROBLEMA DIRECTO.

Antes de encarar el problema de la inversión de los datos de una prospección geofísica es necesario comprender cómo se resuelve el problema directo. Este consiste en hallar una expresión para la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, de la configuración utilizada y de la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen los de resistividad aparente.

La expresión para los potenciales se obtiene a partir de la aplicación conjunta de la ley de Ohm, del principio de conservación de la carga y de las ecuaciones de Maxwell para campos estacionarios. En general no es posible despejar la solución exacta del problema directo, por lo tanto se recurre a herramientas numéricas para resolverlo, obteniéndose una solución aproximada. La deducción de las ecuaciones que definen el problema directo y su resolución son complejas. Sólo se mencionarán algunos aspectos y consideraciones generales que deben tenerse en cuenta a la hora de implementarlo.

Una vez encontradas las ecuaciones que definen el problema, antes de resolverlo se debe asumir a priori algún tipo de distribución de resistividades del subsuelo particular. El subsuelo puede modelarse en forma unidimensional (1D), bidimensional (2D) o tridimensional (3D). Cada dimensión constituye una dirección a lo largo de la cual la resistividad del suelo puede variar.

2.3. DESCRIPCION DE UN MODELO 2D.

En el modelo bidimensional se consideran variaciones en los valores de resistividad del subsuelo tanto en profundidad como en una de las direcciones laterales. Para poder calcular el potencial eléctrico en la superficie, dada una

distribución de resistividades como la mencionada, el problema se aborda básicamente aplicando dos métodos: el de diferencias finitas (Loke, 1995) y el de elementos finitos (Coggon, 1971). Cada uno de estos métodos encara la resolución del problema directo de modos distintos y utilizando principios físicos y herramientas de cálculo numérico diferentes, que no se explicarán dada su complejidad. Además requieren modelos de distribuciones de resistividad bidimensionales diferentes, los que mostraremos a continuación.

El modelado 2D por el método de diferencias finitas (Mufti, 1976; Loke, 1995) requiere la división o discretización del subsuelo en bloques rectangulares, utilizando una rejilla rectangular (Figura 2.1). En ésta, cada bloque posee una resistividad constante.

El método de diferencias finitas determina el potencial en los nodos de la rejilla rectangular y por lo tanto se pueden obtener los valores de resistividad aparente a lo largo del perfil determinado por la rejilla. Destacando que no se pueden obtener valores de resistividad aparente a lo largo de una dirección diferente a la definida por la rejilla. Si la rejilla es lo suficientemente fina la distancia entre i y j es pequeña comparada con la longitud del perfil, se pueden modelar estructuras geológicas complejas. Para la técnica de elementos finitos también se discretiza el subsuelo en elementos de resistividad constante pero éstos no tienen por qué ser rectángulos. Se obtienen los potenciales en los nodos de la rejilla y a partir de éstos los valores de resistividad aparente a lo largo del perfil.

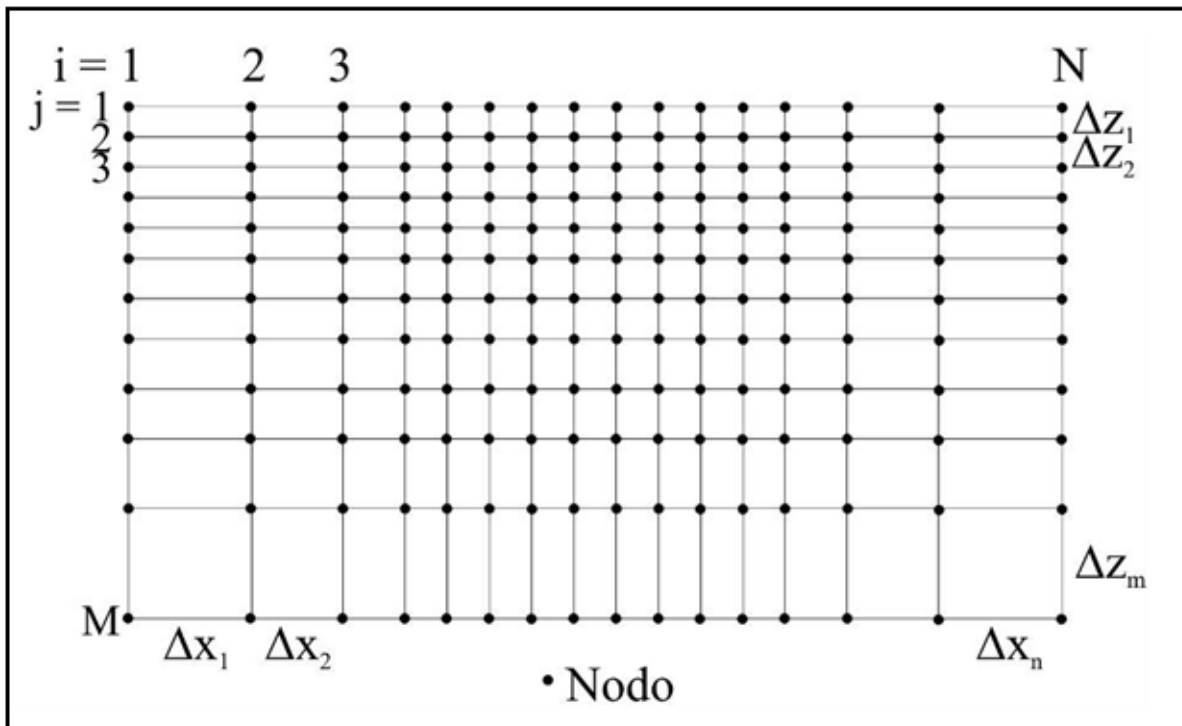


Figura 2.1 Subespacio dividido en celdas rectangulares de resistividad constante.

2.4. TEORÍA DE SENSITIVIDAD

Un campo eléctrico primario se define como aquel a ser medido en la presencia de un medio conductor uniforme σ_0 . Los campos secundarios resultan de inhomogeneidades empotrados en este medio conductor. Si se perturba la conductividad de un pequeño volumen de material, se puede calcular la sensibilidad de la medida del cambio del potencial debida a esa perturbación. Matemáticamente, una pequeña perturbación de la conductividad por unidad de perturbación es conocida como la derivada de Frechet. Por lo tanto, el cambio en la respuesta como resultado de la presencia de un pequeño cuerpo de resistividad particular es, en efecto, la sensibilidad de una sección del subsuelo medida debida a una perturbación en la conductividad para una localización fija de una fuente puntual en la superficie o en pozo. Las gráficas de sensibilidad son derivadas a partir de los cálculos de las derivadas de Frechet.

Para ilustrar la sensibilidad consideremos la ecuación de potencial para un semiespacio inhomogéneo

$$U(\vec{r}) = \frac{I}{4\pi^2} \int_V \frac{x'(x-x')-y'^2-z'^2}{[x'^2+y'^2+z'^2]^{\frac{3}{2}} [(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2]^{\frac{3}{2}}} \cdot \rho(x',y',z') dV \quad (2.1)$$

Definiendo la resistividad como:

$$\rho(r) = \rho_{ij} W_{ij} \quad (2.2)$$

Donde:

$$W_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{para } x_k < x < x_{k+1}, z_j < z < z_{j+1} \\ 0 & \text{fuera del rango anterior} \end{cases} \quad (2.3)$$

El problema de sensibilidad, se obtiene de la derivada de Frechet de $U(\vec{r})$ con respecto a ρ como:

$$\frac{\partial U(\vec{r})}{\partial \rho} = \frac{1}{4\pi^2} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^M \int_{V_{ij}} W_{ij} \frac{x'(x-x')-y'^2-z'^2}{[x'^2+y'^2+z'^2]^{\frac{3}{2}} [(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{\frac{3}{2}}} dV_i \quad (2.4)$$

El valor de sensibilidad es una medida de la cantidad de información acerca de la resistividad de un modelo de bloques contenido en el conjunto de datos medidos. El valor más alto de sensibilidad, es el valor más confiable del modelo de resistividad. En general, los bloques cerca de la superficie a menudo tienen valores altos de resistividad debido a que la función de sensibilidad tiene valores muy grandes cerca de los electrodos. Los bloques en los lados y en el fondo también tienen valores de sensibilidad altos debido a que muchos de estos

bloques son de gran tamaño y además se extienden a los extremos de la rejilla de diferencia-finita o elemento-finito.

2.5. EL PROBLEMA INVERSO

Opuestamente a lo que sucede en el problema directo, en el problema inverso los valores de resistividad aparente que se obtuvieron en las distintas mediciones de campo o sintéticas constituyen datos y lo que se desea obtener es la distribución de resistividades del subsuelo que se generaron con dichos valores. En otras palabras, la aplicación del problema inverso permite obtener un modelo de la distribución de resistividades del subsuelo a partir de los valores de resistividad aparente medidos en el campo. De esta manera, las ecuaciones que definen al problema inverso son las mismas que las del problema directo. Este es un problema auto consistente que se debe resolver en forma iterativa. La resolución del problema inverso requiere la elección *a priori* del tipo de modelo del subsuelo con el que se va a trabajar, 1D, 2D o 3D según resulte conveniente. Debido a que los valores de resistividad aparente tienen imprecisiones y/o ambigüedades inherentes al proceso de medición, el modelo obtenido no debería reproducir en forma exacta los valores de resistividades aparentes medidas sino dentro de un determinado rango de error. La diferencia entre los valores de resistividad aparente con el modelo calculado y los obtenidos en el campo se denomina desajuste o discrepancia. Para que el modelo obtenido sea realista, el desajuste debe ser del orden de los errores de medición. Adoptar en la inversión un desajuste muy pequeño, puede resultar en estructuras sin sentido físico que son una manifestación del ruido de la medición. Por otro lado, si el desajuste es muy grande se puede perder información de la estructura interna del subsuelo.

El proceso de inversión de los datos a grandes rasgos es el siguiente:

- 1) Se parte de un modelo de resistividades inicial 1D, 2D o 3D.
- 2) Se calculan los valores de resistividad aparente predichos por el mismo.
- 3) Se comparan estos valores con los medidos en el campo, es decir se calcula la discrepancia
- 4) Si la discrepancia es mayor que el esperado, se modifica el modelo inicial y se repite el proceso.
- 5) Si la discrepancia es el esperado, quiere decir que se resolvió el problema.

El algoritmo de resolución del problema inverso, por lo expuesto hasta aquí, debe incluir un algoritmo para la resolución del problema directo, para llevar a cabo el punto 2).

Los problemas inversos no tiene solución única sino que hay infinitos modelos que pueden reproducir los datos en forma adecuada. Debido a esto se le indica al algoritmo de inversión que seleccione un modelo particular de todos los posibles,

es decir, que el modelo posea características específicas. De esta forma se logra una gran flexibilidad para generar diversos modelos y es posible incorporar información adicional acerca de la distribución de resistividades del medio y generar un modelo acorde con esa información.

2.6. TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN

La teoría de inversión en general, está organizada en un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas (cálculo, álgebra matricial, estimación e inferencia estadística, etc.), que tienen la finalidad de reproducir información de las propiedades físicas de un sistema (e.g. la Tierra) partiendo de los datos observados en este sistema.

En la inversión geofísica se trata de encontrar un modelo con una respuesta que sea similar a los valores reales medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la Tierra. El modelo tiene un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se pretende estimar a partir de los datos observados. La respuesta del modelo son los datos sintéticos que se calculan a partir de las relaciones matemáticas las cuales definen el modelo de un conjunto de parámetros dados. Todos los métodos de inversión esencialmente tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta se asemeje con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones.

2.7. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA NO LINEAL.

El conjunto de datos observados se puede escribir como un vector columna \mathbf{y} dado por:

$$\mathbf{y} = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (2.5)$$

donde m es el número de medidas, y_j puede ser la resistividad aparente medida o su logaritmo en base e ; el uso del logaritmo permite reducir el rango de valores con los que se va a trabajar, lo cual es deseable debido a que los valores típicos de resistividad oscilan de menos 1 ohm-m a más de 1000 ohm-m.

Los parámetros del modelo se representan por el siguiente vector columna \mathbf{q}

$$\mathbf{q} = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (2.6)$$

donde q_j representa las resistividades reales de los n bloques en los que se divide la malla, es decir, el número de los parámetros del modelo.

La *respuesta del modelo* \mathbf{f} se puede escribir en una forma similar

$$\mathbf{f} = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (2.7)$$

La *respuesta del modelo* contiene los valores de resistividad aparente calculados (o sus logaritmos) a partir de los parámetros iniciales \mathbf{q} .

Para problemas de resistividad, es común utilizar los logaritmos de los valores de resistividad aparente para los datos observados y la respuesta del modelo, y los logaritmos de los valores del modelo para los parámetros del modelo.

A partir de aquí se plantea que la solución al *problema directo* (cálculo de resistividades aparentes a partir de los valores de resistividad real del modelo) se expresa como $y_i = F_i[\mathbf{q}]$ donde F_i es una función directa no lineal que actúa sobre los parámetros \mathbf{q} del modelo discretizado para producir una respuesta del modelo.

La diferencia entre los datos observados (resistividades aparentes de las mediciones) y la respuesta del modelo (resistividades calculadas a partir de los parámetros estimados del modelo), está dado por el vector de discrepancia \mathbf{g} que está definido por

$$\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f} \quad (2.8)$$

Además es posible considerar que cada dato y_j tiene una varianza σ_j .

Para un conjunto de variables aleatorias independientes X_1, \dots, X_N , la probabilidad $P(X_1 = x_1, \dots, X_N = x_N)$ es igual al producto $\prod_{i=1}^N P(X_i = x_i)$. Entonces si se supone que los errores de las mediciones y_j son independientes y están distribuidos de manera gaussiana, la probabilidad conjunta de los mismos está dada por:

$$P \propto \prod_{i=1}^N \left\{ \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{y_i - f_i}{\sigma_i} \right)^2 \right] \right\} \quad (2.9)$$

Los valores de parámetros que maximizan esta probabilidad son los *estimadores de máxima certidumbre* del modelo. Se puede probar que maximizar esta expresión es equivalente a minimizar la cantidad denominada *chi cuadrado*:

$$X^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - f_i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2.10)$$

Por lo que entonces el ajuste por mínimos cuadrados resulta ser un estimador de máxima certidumbre (Press *et al.* 1997).

Es por esto que la cantidad definida en la ecuación puede utilizarse como una manera de estimar la bondad de un ajuste. En forma matricial, esta ecuación se expresa como:

$$X^2 = \|\mathbf{W}_y - \mathbf{W}\mathbf{F}[\mathbf{q}]\|^2 \quad (2.11)$$

donde \mathbf{W} es una matriz diagonal de peso de $M \times M$ que se define como:

$$\mathbf{W} = \text{diag} \{1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_m\} \quad (2.12)$$

Para un modelo inicial \mathbf{m}_1 , los primeros dos términos del desarrollo de la serie de Taylor dan la siguiente aproximación:

$$\mathbf{F}[\mathbf{m}_1 + \Delta\mathbf{q}] = \mathbf{F}[\mathbf{m}_1] + \mathbf{J}_1\Delta\mathbf{q} + \epsilon \quad (2.13)$$

donde ϵ es el resto, y \mathbf{J}_i es la matriz jacobiana de $M \times N$ de derivadas parciales. Los elementos de \mathbf{J} están dados por:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2.14)$$

que representa el cambio en la i -ésima respuesta del modelo $\mathbf{F}[\mathbf{q}_i]$ debido al cambio en el j -ésimo parámetro del modelo. La diferencia

$$\Delta\mathbf{q} = \mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1 \quad (2.15)$$

es una pequeña perturbación alrededor del modelo inicial. \mathbf{F} se puede aproximar quitando el término ϵ .

Para reducir la discrepancia entre resistividad aparente calculada y medida, se utiliza la ecuación de Gauss-Newton para determinar el cambio en los parámetros del modelo de tal manera que debe reducir la suma cuadrática de los errores (Lines y Treitel, 1984)

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta\mathbf{q} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.16)$$

Después de calcular el vector de cambio del parámetro, se obtiene un nuevo modelo mediante:

$$\mathbf{q}_2 = \mathbf{q}_1 + \Delta\mathbf{q} \quad (2.17)$$

En la práctica, la ecuación (2.16) de mínimos cuadrados rara vez se utiliza en la inversión geofísica. En algunas situaciones el producto de la matriz $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ puede ser singular, y por lo tanto, la ecuación de mínimos cuadrados no tiene solución para $\Delta\mathbf{q}$. Otro problema común es que el producto de la matriz $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ es casi singular. Esto puede ocurrir si se introduce un modelo inicial muy diferente al modelo que se busca ajustar. Podría ocurrir entonces que el residuo de un ajuste por mínimos cuadrados creciera en lugar de decrecer (Pelton *et al.* 1978). Para evitar esas divergencias, resulta necesario imponer restricciones en $\Delta\mathbf{q}$ para asegurar la estabilidad del proceso iterativo.

El cambio del vector de parámetros calculado (Ec.2.16) puede tener componentes demasiado grandes, de tal modo que el nuevo modelo \mathbf{q}_2 (Ec.2.17) podría tener valores que no son reales. Un método común para evitar este problema se logra

con la modificación de Marquardt-Levenberg (Lines y Treitel, 1984) en la ecuación de Gauss que está dada por

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T g \quad (2.18)$$

donde I es la matriz identidad. El factor λ es conocido como el Marquardt o factor de amortiguamiento, y a este método también se le conoce como el método de regresión (Inman, 1975). El factor de amortiguamiento efectivamente condiciona el rango de valores, cuando se cambian componentes que el vector de parámetros Δq puede tomar. Si bien el método de Gauss Newton en la ecuación (2.16) intenta minimizar la discrepancia en la suma cuadrática, la modificación del método de Marquardt-Levenberg también minimiza la magnitud del vector discrepancia y el cambio del vector de parámetros. Este método ha sido ampliamente utilizado en la inversión de datos de sondeo de resistividad, en donde el modelo consiste de un pequeño número de capas. Sin embargo, cuando se tiene un número de parámetros del modelo muy grande, tales como en modelos de inversión 2D y 3D los cuales consisten de un gran número de celdas pequeñas, el modelo que produce este método puede tener una distribución de resistividad errática en zonas de resistividad con altos y bajos espurios (Constable *et al.* 1987).

Otra opción es incorporar un suavizado en la ecuación de mínimos cuadrados, con lo cual se minimiza la *rugosidad* del modelo. Para una estructura de dos dimensiones donde y es la dirección del perfil, una forma de medir la rugosidad, la inversa de la suavidad, puede darse con la siguiente expresión

$$\phi = \|\delta_y q\|^2 + \|\delta_z q\|^2 \quad (2.19)$$

donde δ_y es una matriz de rugosidad que deriva lateralmente los parámetros del modelo de los adyacentes. δ_z es una matriz de rugosidad que deriva en la dirección vertical los parámetros del modelo de los rectángulos contiguos. Ambas son aproximaciones al operador gradiente por el método de diferencias finitas (de Groot-Hedlin, 2000). Supongamos que se tiene una malla que consiste de un total de m elementos, con p elementos en la dirección horizontal, cada uno de un ancho h , y l elementos en la dirección vertical, con anchos u_i , $i = 1 \dots l$ (se esta suponiendo una malla en donde la escala horizontal es constante, pero la escala vertical varía para compensar la pérdida del poder de resolución). Si se enumeran los elementos de izquierda a derecha comenzando en la parte superior izquierda, la matriz de rugosidad δ_z de $M \times M$ es:

$$\delta_z = \begin{bmatrix} -1 & 0 & \dots & 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ \dots & & & & & \\ & & & -1 & \dots & \\ & & & 0 & & \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

donde $\mathbf{0}$ es una matriz de ceros de $p \times M$. Hay $p - 1$ ceros entre las entradas en las columnas de ∂z . Por lo tanto ∂z actúa de manera tal de derivar los parámetros del modelo entre los bloques adyacentes verticales. La matriz de rugosidad horizontal ∂y de $M \times M$ está dada por:

$$\partial_y = \begin{bmatrix} \partial_{y1} & & 0 \\ & \partial_{y2} & \\ \dots & & \\ 0 & & \partial_{yi} \end{bmatrix} \quad (2.21)$$

donde ∂_{yi} es la matriz de rugosidad para la capa i , cuya expresión es:

$$\partial_{yi} = \begin{bmatrix} -v_i/h & v_i/h & & & \\ & -v_i/h & v_i/h & 0 & \\ \dots & \dots & & & \\ & & & -v_i/h & v_i/h \\ & 0 & & \dots & 0 \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

Por tanto, ∂_{yi} deriva los parámetros del modelo entre bloques adyacentes en la capa i , asignando un peso a las diferencias según la relación entre el ancho y el alto de los bloques de la grilla de discretización.

En este caso el problema se formula como la minimización de la siguiente función:

$$U[\mathbf{q}] = \lambda \{ \|\partial_y \mathbf{q}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{q}\|^2 \} + \|\mathbf{W}\mathbf{y} - \mathbf{WF}\|^2 \quad (2.23)$$

donde λ es un *multiplicador de Lagrange*. La función U es minimizada en puntos donde el gradiente con respecto al modelo es cero. Las funciones de los datos son no lineales, por lo que la función U debe ser linealizada y resuelta iterativamente.

El resultado de minimizar la ecuación (2.23) produce un sistema de ecuaciones lineales:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{C}) \Delta \mathbf{q} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.24)$$

donde λ es un *factor de amortiguamiento* (multiplicador de Lagrange), y \mathbf{C} una matriz que es una combinación lineal (peso) de productos de matrices de suavizado con sus traspuestas:

$$\mathbf{C} = c_z \partial_z \mathbf{q}^T \partial_z \mathbf{q} + c_y \partial_y \mathbf{q}^T \partial_y \mathbf{q} \quad (2.25)$$

Este método alternativo minimiza variaciones en los parámetros del modelo (Modelo de mínimos cuadrados con suavizado), utiliza la norma l_2 . Por lo que tiende a producir un modelo con variaciones suaves de la resistividad, este modelo

solo es aceptable si realmente la resistividad del subsuelo varía de manera gradual.

La ecuación de Gauss Newton de mínimos cuadrados se modifica de tal manera que se reducen al mínimo las variaciones espaciales de los parámetros del modelo (igualmente, el modelo de valores de resistividad cambia de una manera suavizada o gradual). La formulación usual de mínimos cuadrados aplica un suavizado sólo sobre el vector $\Delta\mathbf{q}$ y no directamente sobre los valores de resistividad. Se puede formular un método (*Modelo de mínimos cuadrados con suavizado de valores de resistividad*) donde también los valores de resistividad cambien suavemente. Este método de mínimos cuadrados con condicionamiento suavizado (Ellis y Oldenburg, 1994a) tiene la siguiente forma:

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + \lambda\mathbf{C})\Delta\mathbf{q} = \mathbf{J}^T\mathbf{g} - \lambda\mathbf{C}\mathbf{q} \quad (2.26)$$

El método convencional de mínimos cuadrados que minimiza el cuadrado de la diferencia entre los datos calculados y las mediciones en general da mejores resultados si las mediciones tienen fluctuaciones al azar o gaussianas. En el caso que el proceso sea gaussiano el valor esperado de χ^2 es N , la cantidad total de datos. Esto significa que el valor esperado para la cantidad definida como:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N}\chi^2} \quad (2.27)$$

y denominada *error cuadrático medio*, es 1.

Sin embargo, si el ruido no tiene estas características aleatorias, proviene de problemas en el equipo de medición o de equivocaciones, el estimador de máxima certidumbre se obtiene minimizando la desviación absoluta media entre valores medidos y calculados (Press *et al.* 1997), y suele dar resultados más satisfactorios. Al sustituir el cuadrado por el valor absoluto (es decir, este modelo alternativo utiliza la norma *l1*), la probabilidad asociada con este estimador decae más lentamente al aumentar las discrepancias. Este modelo es entonces menos sensible a pequeñas separaciones respecto de los supuestos del ajuste, y se lo denomina *robusto*; tiende a producir regiones homogéneas y con límites abruptos, por lo que conviene aplicarlo cuando previamente se esperan estas características en el subsuelo.

Como se dijo anteriormente la ecuación (2.26) procura reducir a un mínimo el cuadrado de los cambios espaciales, o rugosidad, del modelo de valores de resistividad. Es de hecho un método de optimización con condicionamiento suavizado con una norma *l2*. Esto tiende a producir un modelo con una suave variación de los valores de resistividad. Esta aproximación es aceptable si la resistividad del subsuelo varía de forma paulatina y gradual. En algunos casos, la geología del subsuelo se compone de una serie de regiones que son casi homogéneas internamente pero con fuertes límites entre las diferentes regiones.

Para tales casos, la formula de inversión en la ecuación (2.26) se puede modificar de tal manera que minimiza los cambios en los valores de resistividad del modelo (Claerbout y Muir, 1973). Esto algunas veces da resultados significativamente mejores. Técnicamente esto se conoce como un método de optimización con condicionamiento suavizado con norma l_1 , o más comúnmente conocida como método de inversión de bloques (*Modelo robusto*). Se pueden utilizar un gran número de técnicas para tal modificación. Un método simple para aplicar una norma l_1 basada en la optimización del método de mínimos cuadrados es la formulación iterativa del método de mínimos cuadrados repesados (Wolke y Schwetlick, 1988). La optimización en la ecuación (2.26) se ha modificado para obtener un modelo robusto

$$(J^T J + \lambda C_R) \Delta q = J^T R_d g - \lambda C_R q \quad (2.28)$$

Donde:

$$C_R = c_z \partial_z q^T R_m \partial_z q + c_y \partial_y q^T R_m \partial_y q \quad (2.29)$$

donde R_d y R_m son las matrices de peso que introducen diferentes elementos en la discrepancia y en los vectores del modelo rugoso dándoles el mismo peso en el proceso de inversión.

La ecuación (2.28) proporciona un método general que puede ser objeto de modificaciones si se incluye información conocida sobre la geología del subsuelo. Por ejemplo, si se sabe que las variaciones de la resistividad del subsuelo son comúnmente confinadas a zonas limitadas, los valores del factor de amortiguamiento λ pueden modificarse (Ellis y Oldenburg, 1994a) lo cual permite cambios más grandes en estas zonas.

2.8. METODOS DE DISCRETIZACION PARA UN MODELO 2D

En la sección anterior, se vio que el método de mínimos cuadrados se utiliza para calcular ciertas características físicas del subsuelo, los "parámetros del modelo", partiendo de las mediciones de resistividad aparente. Los "parámetros del modelo" se establecen dividiendo en secciones o cubos las diferentes regiones del subsuelo. La Figura 2.2 muestra las diferentes posibilidades que se pueden emplear.

El método más comúnmente utilizado en modelos 2D y 3D es una interpretación basada únicamente en generar un modelo que divide la sección de interés en celdas rectangulares y asigna a cada una de estas regiones valores de resistividad. Las posiciones de las celdas son fijas y sólo se permiten variar a las que contienen valores de resistividad durante el proceso de inversión. Los parámetros del modelo son las resistividades de cada una de las celdas. Para el ejemplo mostrado en la Figura 2.2, los parámetros del modelo son setenta y dos celdas de valores de resistividad p_1 a p_{72} .

Una aproximación radicalmente diferente es una frontera basada en el método de inversión. Este método subdivide el subsuelo en diferentes regiones. La resistividad se supone que es homogénea dentro de cada región. A la resistividad se le permite cambiar de manera arbitraria a través de las fronteras, lo cual es útil en las zonas con una repentina transición en la geología. La resistividad de cada región y las profundidades a las fronteras son modificadas por el método de optimización de mínimos cuadrados con el fin de que los valores de resistividad aparente calculados coincidan con los valores observados. Los "parámetros del modelo" para el ejemplo que se muestra en la Figura 2.2, son dos valores de resistividad (ρ_1 a ρ_2) y de las profundidades en cinco puntos (z_1 a z_5) resultando a lo largo de la frontera un total de siete parámetros. Si bien este método funciona bien para datos sintéticos, para conjuntos de datos de campo grandes, este esquema numérico puede dar lugar a resultados inestables, con altas oscilaciones en las fronteras (Olayinka y Yaramanci, 2000). Su mayor limitación es, probablemente, la hipótesis de una resistividad constante dentro de cada región. En particular, los cambios laterales de resistividad cerca de la superficie tienen un efecto muy grande sobre los valores de resistividad aparente medidos. Este modelo no toma en cuenta esos cambios laterales, son a menudo erróneamente modelados como cambios en las profundidades de las fronteras.

Esfuerzos recientes han estado combinando los modelos basados en celdas y de frontera en los métodos de inversión (Smith *et al.* 1999). Uno de esos métodos es el de inversión lateralmente condicionado (Auken y Christiansen, 2004). En este método, los cambios laterales (pero no verticales) son permitidos en cada región (Figura 2.2c), así como las transiciones abruptas a través de las fronteras. Los "parámetros del modelo" para el ejemplo de la Figura 2.2 son: veinticuatro valores de resistividad (ρ_1 a ρ_{24}) y trece puntos en profundidad (z_1 a z_{13}) a lo largo de la frontera, con lo cual se obtiene un total de treinta y siete parámetros. La información de otras fuentes, tales como pozo o datos sísmicos, se pueden utilizar para proporcionar una estimación inicial de la profundidad a la frontera. Una situación común es cuando la información detallada está disponible en un solo pozo. En este caso, la frontera inicial se fija a una profundidad constante. El método de inversión ajusta las profundidades a través de una serie de puntos situados a lo largo de la frontera durante el proceso de inversión. Posteriormente se aplica un condicionamiento suavizado para reducir al mínimo los cambios en las profundidades entre puntos adyacentes en la misma frontera (Smith *et al.* 1999). Este método funciona bien, particularmente cuando el subsuelo se compone de varias zonas sedimentarias.

Otra generalización de este concepto es que permite cambios tanto verticales como laterales dentro de cada región (como en un modelo basado únicamente en celdas) y también cambios en las formas a través de las fronteras (Figura 2.2d). El modelo que se muestra en la Figura 2.2d tiene setenta y dos valores de resistividad y cinco valores de profundidad, lo que da un total de setenta y siete parámetros del modelo. Este tipo de discretización es particularmente útil cuando

cerca de la superficie existen inhomogeneidades que se producen dentro de la capa superior las cuales a su vez producen un gran efecto en la medición de valores de resistividad aparente. El modelo de celdas utilizadas hasta el momento tienen formas rectangulares (Figuras 2.2a, 2.2c y 2.2d). Esto en parte debido al uso del método de diferencias finitas con el cual se calculan los valores de resistividad aparente del modelo. Una ligera desventaja es que la frontera es aproximada por una serie de pasos rectangulares. La Figura 2.2e muestra una posible variación cuando se utiliza el método de elemento finito con celdas trapecoidales en donde los bordes de las celdas adyacentes a la frontera son ajustadas con la finalidad de obtener la forma verdadera de la frontera.

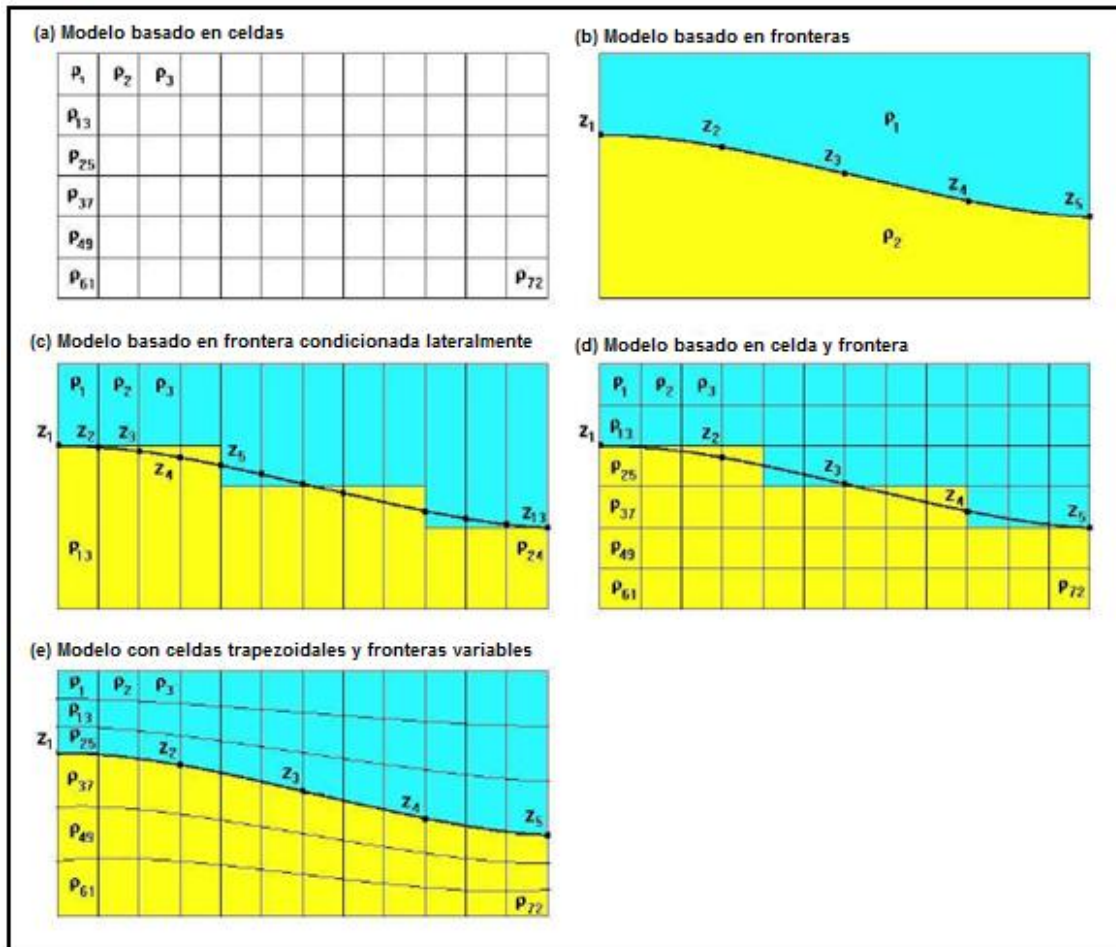


Figura 2.2. Los diferentes modelos para el subsuelo utilizados en la interpretación de datos de estudios de imágenes eléctricas 2D. (a) Modelo compuesto únicamente por celdas. (b) Modelo compuesto únicamente por fronteras. (c) Modelo condicionado lateralmente. (d) Modelo combinado por celdas y fronteras compuesto por celdas rectangulares y (e) Modelo con fronteras compuesto por celdas trapecoidales.

La finalidad de la inversión de los datos provistos por una TRE es hallar un modelo, una representación matemática idealizada, de la distribución de resistividades de una sección del subsuelo.

CAPÍTULO 3. CÓDIGO DE INVERSIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA ZONDRES2D

3.1. INTRODUCCIÓN

Después de un estudio sobre el terreno, las mediciones de resistencia normalmente se reducen a valores de resistividad aparente. Prácticamente todos los sistemas comerciales de electrodos múltiples vienen con el programa de computadora para realizar esta conversión.

En este capítulo se describen las características de tres programas que son útiles para el procesamiento e interpretación de datos de Tomografía de resistividad eléctrica 2D. El programa ProfileR (Andrew Binley, Universidad de Lancaster) realiza tanto modelado directo, como la inversión de datos de resistividad bidimensionales, sin embargo no tiene forma de visualizarlos gráficamente, por lo que requiere de una interfaz gráfica como puede ser el programa Surfer, o, como se emplea en este trabajo, el programa ZONDRES2D. ProfileR requiere un formato especial de archivos (profiler.in) para poder realizar el modelado, por ello se implementó el programa ProfilerV2 hecho en Matlab para crear este tipo de archivos de una manera un poco más sencilla y así poder manipularlos mediante ProfileR. Por otra parte también se describen las características del programa ZONDRES2D (ZOND GEOPHYSICAL SOFTWARE) el cual aparte de servir como interfaz gráfica para los archivos generados por ProfileR, está diseñado para el modelado directo 2D y la inversión de perfiles datos de resistividad.

3.2. PROGRAMA DE INVERSIÓN ZONDRES2D.

Este algoritmo genera un modelo de las variaciones laterales y verticales de la distribución de la resistividad del subsuelo por medio de perfiles. El algoritmo utiliza cuatro métodos de inversión por mínimos cuadrados: Smoothness constrained, Occam, Marquardt y una combinación de los últimos dos.

El método de inversión "Smoothness constrained" es en realidad el método de inversión óptimo para el análisis de problemas en donde tengamos variaciones graduales de resistividad en el terreno, como por ejemplo en filtraciones de agua o vertidos de contaminantes. Además este método, basado en el método de mínimos cuadrados de Gauss-Newton, presenta la gran ventaja de que no requiere de un modelo inicial, a partir del cual empezará el proceso iterativo.

El algoritmo Occam o de modelo suave no requiere un modelo inicial de capas sino simplemente la resistividad de un semiespacio homogéneo. Esta técnica constriñe el proceso de inversión minimizando la variación vertical de la resistividad en un gran número de capas delgadas a la vez que simultáneamente minimiza el error de ajuste entre las respuestas observadas y calculadas. Aunque este método es prácticamente inmune al sesgo del intérprete, hay un número de

parámetros que tienen influencia en el modelo final, tal como el número de capas, las profundidades a las interfases mínima y máxima, y la suavidad del modelo final.

El método de inversión Marquardt interpola entre los Algoritmos de Gauss-Newton y el método de descenso de gradiente. Este algoritmo es más robusto que el Algoritmo de Gauss-Newton, lo que significa que en muchos casos se encuentra una solución, incluso si se inicia muy lejos del mínimo final. Por otra parte, por buen comportamiento funciones y parámetros razonables de partida, el algoritmo de Marquardt tiende a ser un poco más lento que el Algoritmo de Gauss-Newton.

El proceso de inversión minimiza la diferencia entre los valores de resistividad aparente calculados y medidos. El suavizado reduce la cantidad de ruido en el modelo de resistividad. El algoritmo determina la resistividad de los “bloques rectangulares” que son los parámetros del modelo y producen una sección de resistividades aparentes que corresponde a los datos obtenidos. El número de bloques rectangulares coincide con el mismo número de datos obtenidos con la sección de resistividades aparentes y además son arreglados de manera similar. El método Newton con regularización se aplica en la inversión lo cual mejora la estabilidad de la solución y permite una distribución más uniforme de la resistividad en el modelo inverso. La diferencia entre los valores medidos y modelados está dada por el error cuadrático medio (RMS). Sin embargo, el modelo con el error RMS más bajo posible, no siempre es el más apropiado, algunas veces, puede mostrar variaciones no realistas en los valores de resistividad del modelo y además, no siempre ser el “mejor” modelo desde el punto de vista geológico. En general la aproximación más prudente es elegir el modelo para una iteración, después del cual el RMS no cambia significativamente. Esto usualmente ocurre entre la tercera y quinta iteración. El método convencional de mínimos cuadrados minimiza el cuadrado entre los datos calculados y las mediciones, y tiende a darle gran importancia a datos con una discrepancia muy grande. Esto lo hace sensitivo a datos erróneos, por problemas en las mediciones.

El programa ZONDRES2D tiene un número de parámetros que pueden ser modificados por el usuario para la obtención de resultados que están más cerca de la geología conocida. Tiene variedad de visualización de datos de perfil, editor de datos y un sistema para analizar sensibilidad y la resolución de la matriz de medición también están disponibles. Datos de campo o modelados, así como la diferencia entre ellos y pesos de las lecturas se puede mostrar en forma de gráficos o secciones de resistividades aparentes. En el editor de electrodos, el usuario puede leer la información sobre los parámetros de la matriz, editar lecturas o establecer su peso. El programa permite establecer el peso de acuerdo a la señal de valor o sensibilidad de las lecturas de los parámetros de la sección. Los elementos del modelo también pueden ser fijos si no afectan a los resultados de los modelos a seguir. La función de análisis de sensibilidad permite al usuario estimar el efecto de un elemento determinado modelo en adelante los resultados de simulaciones.

El programa reconoce una variedad de formatos de archivo para la inversión de datos, que permite al usuario procesar los datos incluidos en la muestra con diferentes tipos de matrices de forma simultánea. Una característica importante del programa ZONDRES2D es que reconoce un formato particular de datos de tipo **ProfileR**. Las características de este tipo de archivos se describen en el siguiente punto de este capítulo. ZONDRES2D permite salvar los datos invertidos en formato ascii para poder ser leídos por el programa de interpolación SURFER con la finalidad de obtener las imágenes eléctricas finales con una mejor interpolación que los dos programas anteriores. Esto es útil para estudiar la resolución del modelo que se puede obtener a través de distintas estructuras mediante el uso de diferentes arreglos y configuraciones de electrodos.

3.3. CARACTERÍSTICAS DE PROFILER

ProfileR está diseñado para obtener imágenes eléctricas 2D por medio de la construcción de un perfil de resistividades con un arreglo de electrodos definido en superficie. El código es una solución inversa de la distribución de resistividad 2D que se basa en una función objetivo, el cual se regulariza combinándose con los mínimos cuadrados ponderados (una solución de tipo Occam).

El perfil de entrada requiere muy pocos datos para la generación de la malla de elementos finitos. Los requisitos mínimos que el usuario debe especificar son el número de electrodos y las coordenadas de los mismos. ProfileR puede considerar la variación en la topografía si el usuario especifica la posición de los electrodos intermedios y la elevación. La separación de los electrodos no tiene que ser necesariamente uniforme.

La malla generada se compone de una región frontal y una región de fondo. La región frontal es el área investigada en el estudio y la variación de resistividades en esta área será la salida del programa. La región de fondo se emplea para tener en cuenta las condiciones de los bordes.

La malla se genera con dos elementos finitos entre los electrodos en la horizontal de la región frontal. En la región de fondo se extiende de izquierda a derecha de la matriz de electrodos utilizando un aumento exponencial elementos. En los elementos verticales aumenta el tamaño con la profundidad.

La región está parametrizada en términos de bloques de resistividad mediante la agrupación de parches de elementos. En la región frontal un bloque de parámetros se define como un bloque de 2 por 2 de los elementos.

3.3.1. Especificaciones del archivo.

ProfileR solo requiere de un archivo de entrada: profiler. In (Ver características en la sección 3.2.2.)

ProfileR genera una serie de archivos de salida:

- profiler.log que contiene el registro principal de la ejecución.
- Profiler.blm que contiene las coordenadas vertical y horizontal de la región frontal. La primera línea muestra el número de coordenadas en el archivo. Le siguen dos columnas con la posición horizontal y vertical, respectivamente. Este archivo puede ser usado para superponer la frontera en Surfer, por ejemplo.
- Electrodes.dat que contiene las coordenadas de los electrodos. Este puede ser útil para superponer en una imagen la resistencia final.

Si selecciona una solución inversa entonces obtendrá dos archivos adicionales:

- profiler.dat que contendrá el resultado de resistividad a la solución inversa. El formato de salida tiene cuatro columnas: la columna 1 es la posición horizontal, la columna 2 es la elevación, la columna 3 es la resistividad (en Ωm), y la columna 4 es la resistividad en \log_{10} .
- Profiler.err el contiene cinco columnas. En la primera columna están los datos normalizados. La segunda columna contiene los datos observados como resistividad aparente. La tercera columna contiene las resistividades aparentes equivalentes para el modelo calculado. La cuarta columna muestra el peso original de los datos. La quinta columna es el peso final de los datos (un "*" puede indicar si algún peso fue modificado).

Si selecciona una solución directa obtendrá el siguiente archivo:

- forward.dat el cual contiene siete columnas. La primera columna contiene el número de mediciones. Las columnas 2 a 5 contienen los electrodos empleados para esta medición. La columna 6 contiene la resistencia y la columna 7 la resistividad aparente. NOTA: el cálculo de la resistividad aparente asume que el suelo en superficie es horizontal y que $z=0$ corresponde a el suelo. Si este no es el caso ignore los valores de resistividad aparente. También en la versión actual el modelo directo es calculado para una resistividad uniforme de $100 \Omega\text{m}$.

3.3.2. Detalles de profiler.in

Línea 1: Encabezado (No más de 80 caracteres).

Línea 2: numero de electrodos (numero entero), profundidad de estudio (número real), resistividad inicial (número real), tipo de datos (número entero), numero de polos (número real).

Donde el número de electrodos puede ser máximo de 128, la profundidad de estudio es la máxima profundidad (en metros); la resistividad inicial es la resistividad uniforme con la que comenzara para la solución inversa (en Ωm); el

tipo de datos es 0 si los datos utilizados en la inversión no están transformados a log, 1 si los datos están transformados a log y 2 cuando es un modelado directo; el número de polos es el número de polos situados en el infinito. Para un arreglo polo-dipolo el número de polos será igual a 1, para un arreglo polo-polo el número de polos será 2, para cualquier otro tipo de arreglo el número de polos será cero.

Línea 3: número de posiciones de electrodos (número entero).

Donde el número de posiciones de electrodos es el número de posiciones en las cuales se indica la posición horizontal y la elevación de cada electrodo. Cada posición al inicio y fin de electrodos debe ser declarada por lo que el número de electrodos debe ser mayor o igual a 2.

Línea 4: electrodo (número entero), electrodo_x (número real), electrodo_z (número real).

Donde electrodo es el número de electrodo, electrodo_x es la posición horizontal (en metros) y electrodo_z es la elevación (en metros), siendo positivo hacia arriba del nivel del suelo. Esta línea se repite para el número de posiciones de los electrodos.

Línea 5: Error de datos (número real).

Donde el error de datos es el típico % de error. Este valor debe ser mayor que cero y sus valores regularmente se encuentran entre 2.0 y 5.0. NOTA: Omitir la línea 5 si se selecciona un modelado directo.

Línea 6: número de mediciones (número entero).

Este número es el número total de mediciones que se realizaron para el estudio (máximo 1500).

Línea 7: n (número entero), elec1 (número entero), elec2 (número entero), elec3 (número entero), elec4 (número entero), R (número real).

Donde n es el número de medición, elec1 es el número de electrodo (no coordenada) del electrodo de potencial positivo; elec2 es el número de electrodo de potencial negativo; elec3 es el número de electrodo de corriente positivo y elec4 es el número de electrodo de corriente negativo, y R es la resistencia en (Ω).

Si el número de polos es igual a 1 se omite la columna elec4. Si el número de polos es 2 entonces las columnas de elec2 y elec4 deben ser omitidas.

Nota: R solo se requiere cuando se desea un modelo inverso. Si se desea un modelo directo solo se requieren los números de electrodos de corriente y potencial.

La línea 7 se repite para todo el número de mediciones.

3.4. Implementación de ProfilerV2.

Como vimos el programa ProfileR nos permite realizar modelado directo e inverso de datos de TRE, para ello requiere archivos con un formato específico (profiler.in), por ello se implemento un código (ProfilerV2) realizado en Matlab (versión 8.0) para el pre diseño este tipo de archivos, para poder así generar archivos para poder modelarlos mediante ProfileR y debido a que dicho programa no permite visualizar los resultados, estos puedan ser visualizados mediante el programa de inversión ZONDRES2D o por cualquier otro programa que reconozca este formato. La finalidad de Profiler V2 es facilitar al usuario la captura manual de todos los datos requeridos por ProfileR, por lo que también ahorra tiempo durante el modelado.

ProfilerV2 requiere como datos de entrada, algunas características de la adquisición como son número total de electrodos que se utilizaron, el espaciamento entre ellos, si el levantamiento fue con o sin topografía etc., como se muestra en la Figura 3.1.

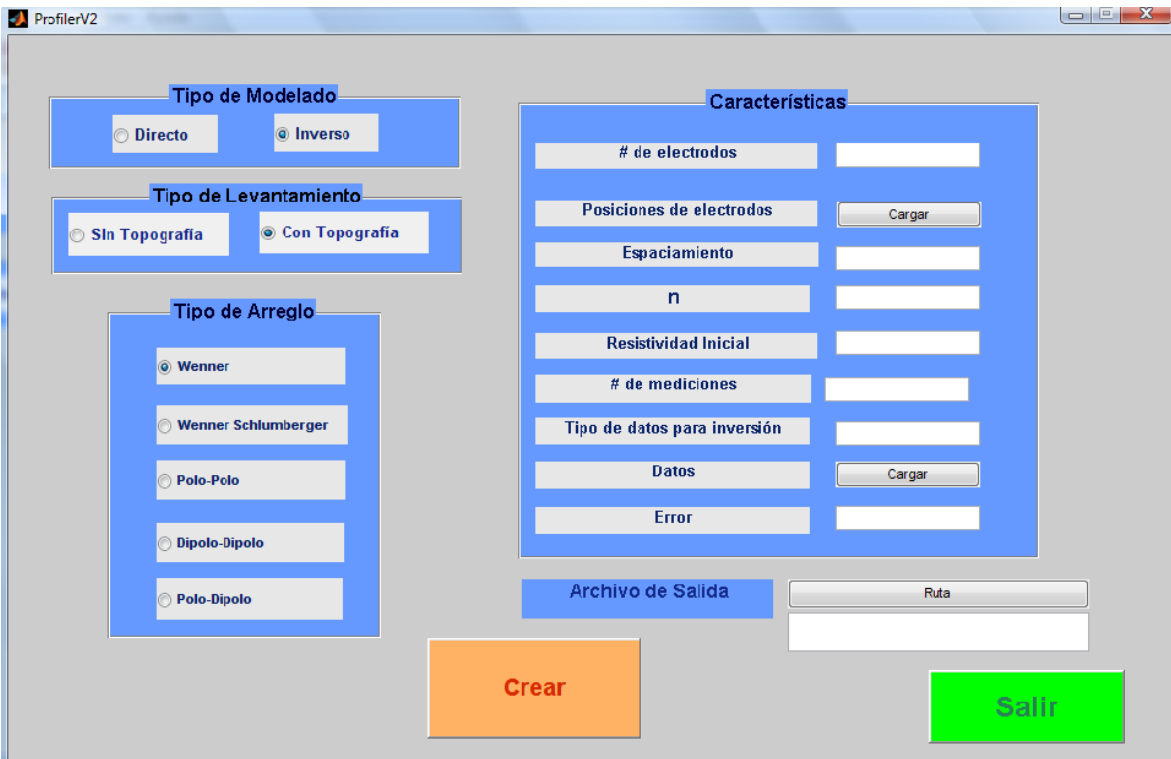


Figura 3.1. Carátula del programa ProfilerV2. Se puede apreciar todos los datos que dicho programa necesita para trabajar.

El programa permite crear archivos tanto para un modelado directo o inverso, también se ajusta si el levantamiento fue adquirido con o sin topografía.

En el caso de elegir la opción de modelado directo los campos “Tipo de datos para la inversión” y “Error” se desactivaran debido a que estos datos sólo son necesarios para crear un archivo de modelado inverso. De igual forma si elige la opción de un levantamiento sin topografía el campo “Posiciones de electrodos” se desactivara.

3.4.1. Creación de un archivo tipo profiler.in con ayuda de ProfilerV2

1. En Matlab abrir el archivo ProfilerV2.m y aparecerá la ventana como se muestra en la Figura 3.1.
2. Seleccionar el tipo de modelado (directo o inverso), el tipo de levantamiento (con o sin topografía) y el tipo de arreglo (Wenner, Wenner-Schlumberger, Polo-Polo, Dipolo-Dipolo o Polo-Dipolo).
3. Llenar los campo de acuerdo con la siguiente información:
 - **# de electrodos:** corresponde al número total de electrodos que se emplearon para realizar el levantamiento.
 - **Posiciones de electrodos:** Como se menciona antes, este campo estará activo si se selecciona la opción de tipo de levantamiento con topografía. Como se puede ver en la figura 3.1 en este campo esta una opción de “Cargar”, al dar click aparecerá una pantalla como se muestra en la Figura 3.2., aquí podrá seleccionar un archivo de formato txt o xls, el cual debe contener 3 columnas, la primera indicará el numero de electrodo, la segunda la posición en x de ese electrodo y la tercera la posición en z. (Figura 3.3)

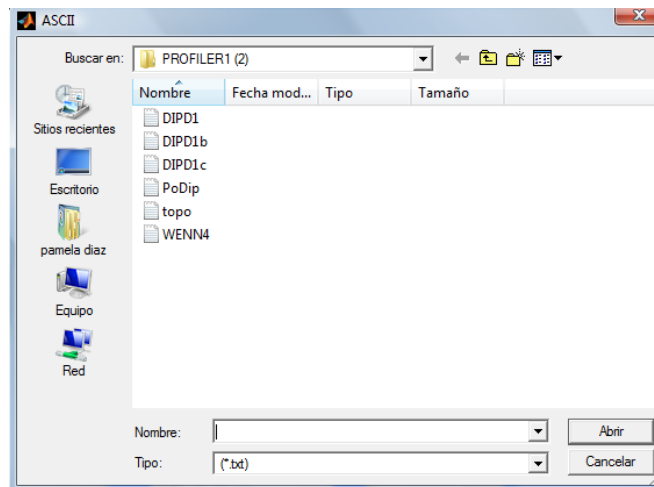


Figura 3.2. Despliegue de pantalla para poder buscar el archivo que contiene las posiciones de los electrodos.

Cabe mencionar que no se deben especificar las posiciones de todos los electrodos sino solo las del primer y último electrodo y de aquellos donde su cota difiera de cero, como se puede observar en la Figura 3.3.

no. de electrodo	posición x	posición z
1	0.0	0.0
12	55.0	0.5
15	70.0	0.75
20	95.0	0.25
40	195.0	-0.5
48	235.0	0.0

Figura 3.3. Formato del archivo con las posiciones de los electrodos.

- **Espaciamiento:** Es el espaciamiento que existe entre electrodos.
- **n:** es el número de nivel al cual se desea profundizar con el estudio. Este dato es útil para calcular la profundidad media de investigación de acuerdo a lo mencionado en la sección 1.4.3.5.
- **Resistividad inicial:** esta es la resistividad que se propone para el medio. De entrada se propone una de 100 ohm-metro pero el usuario puede proponer la que mejor crea conveniente.
- **# de mediciones:** es el número total de lecturas que se tomaron durante el estudio.
- **Tipo de datos para la inversión:** como mencione esta opción solo estará disponible si se desea un tipo de modelado inverso. Aquí el usuario solo tendrá que llenar con un 0 o un 1 según sea el caso. 0 si sus datos de resistividad aparente NO están convertidos en base logarítmica, y 1 si dichos datos lo están.
- **Datos:** Al igual que en el campo de “Posiciones de electrodos” en este campo se debe cargar un archivo de tipo txt o xls, el cual contendrá solo una columna con los datos de resistividad que se obtuvieron en el levantamiento (Figura 3.4). Hay que mencionar que el número de datos debe ser igual que el número de mediciones reportado. Estos datos como se menciona en el punto anterior pueden estar o no en base logarítmica.

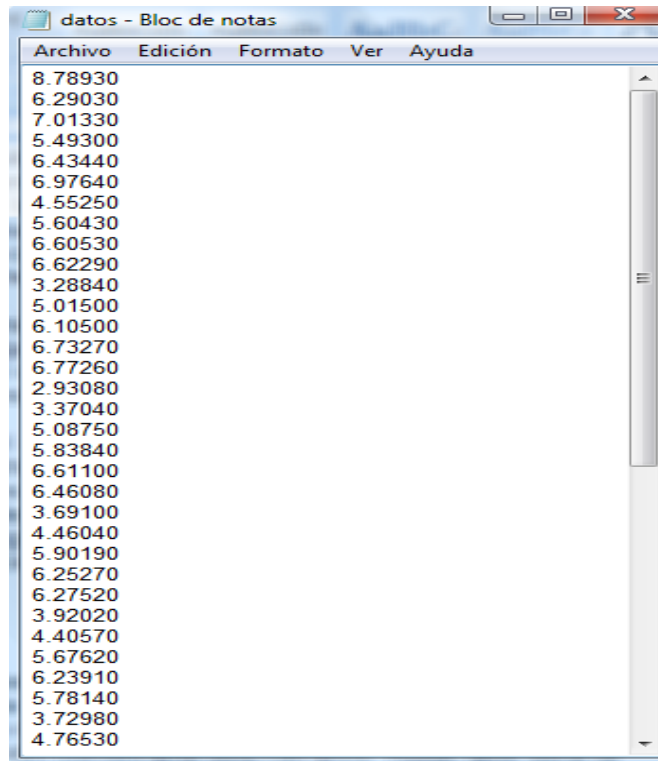


Figura 3.4. Formato del archivo que contiene los datos de resistividad del levantamiento. La figura muestra datos en escala logarítmica.

- **Error:** El usuario deberá llenar este campo con el error que considere apropiado para valorar la inversión. Como ya se mencionó este generalmente tiene valores de entre 2 y 5.
- **Archivo de Salida:** esta opción contempla dos campos: Ruta, que será la ubicación en el procesador a donde desea que se guarde el archivo que se generará; y un campo en blanco donde podrá poner un título para el encabezado de dicho archivo, este título irá aunado a la modalidad empleada (Ver Figuras 3.5, 3.6 y 3.7)
- Por último se debe dar click en el botón “**Crear**” y se generará el archivo con llamado **profiler.in**. Lo podrá localizar en la ruta de acceso que se señaló en el punto anterior y al abrirlo podrá observar un archivo como el que se muestra en los ejemplos de las figuras 3.5, 3.6 y 3.7.

```

Archivo  Edición  Formato  Ver  Ayuda
**Polo-dipolo PruebaPD **

32 5.0 100.0 2 1

2
1 0.0 0.0
32 31.0 0.0

155
1 2 3 1
2 3 4 2
3 4 5 3
4 5 6 4
5 6 7 5
6 7 8 6
7 8 9 7
8 9 10 8
9 10 11 9
10 11 12 10
11 12 13 11
12 13 14 12
13 14 15 13
14 15 16 14
15 16 17 15
16 17 18 16
17 18 19 17
18 19 20 18
19 20 21 19
20 21 22 20
21 22 23 21
22 23 24 22
23 24 25 23
24 25 26 24
25 26 27 25
26 27 28 26
27 28 29 27
    
```

Figura 3.5. Ejemplo de un archivo generado por el programa Profiler V2. Este ejemplo muestra el formato de un modelado directo, hecho con un levantamiento sin topografía, y se utilizó un arreglo Polo-dipolo para la adquisición de los datos.

```
Archivo Edición Formato Ver Ayuda
|** Wenner PruebaPD **
32 5.0 100.0 1 0
2
1 0.0 0.0
32 31.0 0.0
5.0
155
1 2 3 1 4 17.30616
2 3 4 2 5 15.63835
3 4 5 3 6 11.48075
4 5 6 4 7 12.66359
5 6 7 5 8 8.36876
6 7 8 6 9 9.51095
7 8 9 7 10 10.35596
8 9 10 8 11 5.85912
9 10 11 9 12 10.07008
10 11 12 10 13 10.03636
11 12 13 11 14 9.98647
12 13 14 12 15 9.71228
13 14 15 13 16 9.63384
14 15 16 14 17 7.97054
15 16 17 15 18 9.94225
16 17 18 16 19 7.40534
17 18 19 17 20 9.21873
18 19 20 18 21 7.45026
19 20 21 19 22 6.95992
20 21 22 20 23 7.29746
21 22 23 21 24 11.79036
22 23 24 22 25 14.41718
23 24 25 23 26 18.42912
24 25 26 24 27 25.71958
25 26 27 25 28 23.57522
26 27 28 26 29 14.30401
```

Figura 3.6. Ejemplo de un archivo generado por el programa Profiler V2. Este ejemplo muestra el formato de un modelado inverso, hecho con un levantamiento sin topografía, y se utilizó un arreglo Wenner para la adquisición de los datos.


```

Archivo  Edición  Formato  Ver  Ayuda
** Wenner PruebaPD **

48 20.0 100.0 1 0

6
1 0.0 0.0
12 55.0 0.5
15 70.0 0.75
20 95.0 0.25
40 195.0 -0.5
48 235.0 0.0

2.0

223
1 2 3 1 4 4.62357
2 3 4 2 5 4.73952
3 4 5 3 6 4.90588
4 5 6 4 7 4.45122
5 6 7 5 8 4.70832
6 7 8 6 9 3.97583
7 8 9 7 10 4.13965
8 9 10 8 11 3.83186
9 10 11 9 12 3.69099
10 11 12 10 13 3.72243
11 12 13 11 14 3.21423
12 13 14 12 15 2.85088
13 14 15 13 16 2.91654
14 15 16 14 17 3.14282
15 16 17 15 18 3.33549
16 17 18 16 19 3.53770
17 18 19 17 20 3.22549
18 19 20 18 21 3.22142
19 20 21 19 22 3.17958
20 21 22 20 23 3.11906
21 22 23 21 24 2.98339
22 23 24 22 25 2.45053
23 24 25 23 26 2.17394
    
```

Figura 3.7. Ejemplo de un archivo generado por el programa Profiler V2. Este ejemplo muestra el formato de un modelado inverso, hecho con un levantamiento con topografía, y se utilizó un arreglo Wenner para la adquisición de los datos.

Una vez generado el archivo **profiler.in** puede abrir el ejecutable de "ProfileR", para poder generar los modelos directos o invertir los datos, se generaran ciertos archivos según sea el caso y después podrá visualizar la inversión mediante el programa ZONDRES2D (Ver anexo).

3.5. FUNCIONAMIENTO DE ZONDRES2D

Para trabajar con el programa ZONDRES2D se necesita estar en una carpeta aislado de los archivos de datos y del ProfileR.

A continuación se describe el procedimiento general para emplear el programa:

1. Abrir ZONDRES2D desde la ubicación donde se encuentre. (Figura 3.8)

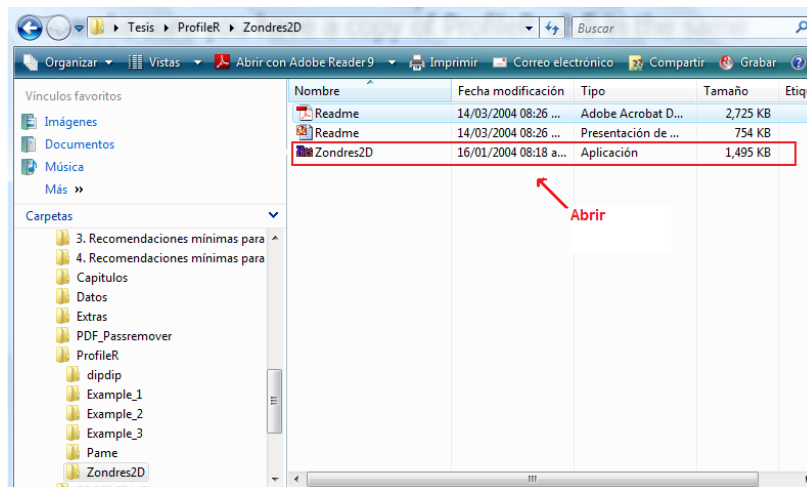


Figura 3.8. Ubicación del ejecutable del programa ZONDRES2D.

2. Abrir archivo de datos. Como el programa reconoce varios formatos de datos se puede especificar el tipo para que busque el archivo de interes. Como se puede observar se pueden abrir los archivos generados por ProfileR. (Figura. 3.9)

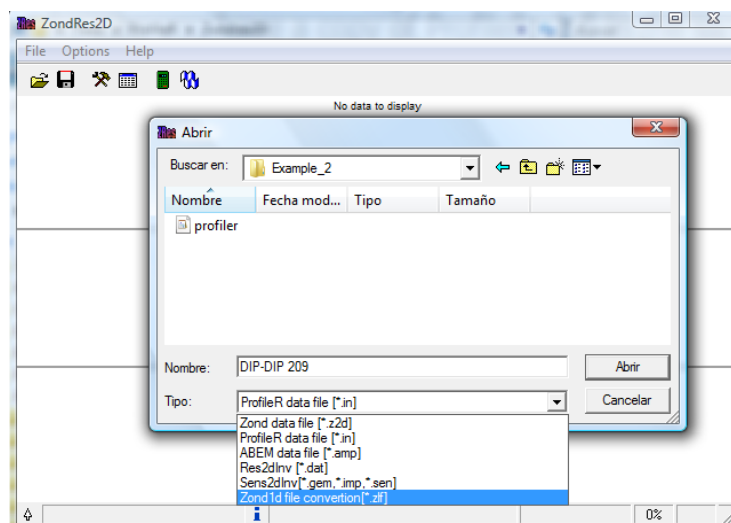


Figura 3.9. Menu para abrir archivos de datos. Se muestran los diferentes formatos que reconoce ZONDRES2D.

- Después de seleccionar el archivo aparecerá una pantalla con las características para formar la malla de datos, se pueden modificar o dejar los que aparecen por default y luego seleccionar "Apply". (Figura. 3.10).

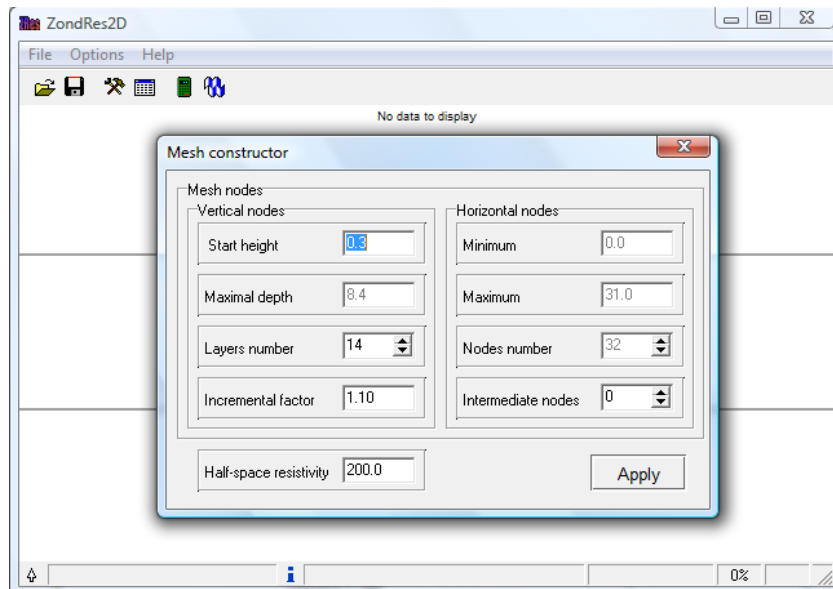


Figura 3.10. Menu para el constructor de malla. Se muestran los diferentes parámetros que se pueden modificar para construir la malla.

- El programa mostrará las pseudosección de los datos, la pseudosección para el modelo (que en un principio será una resistividad uniforme) y el modelo en si. (Figura 3.11).

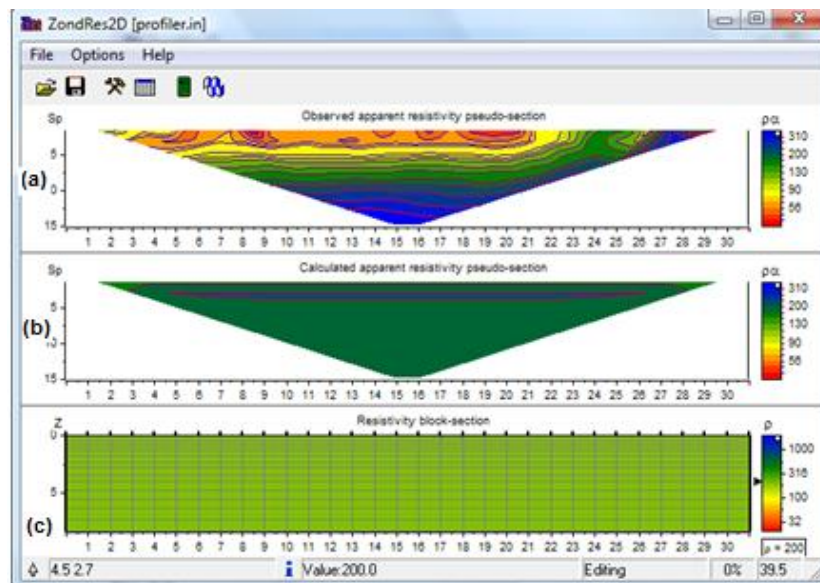


Figura 3.11. Despliegue de los datos. (a) Muestra la pseudosección de resistividad aparente de los datos observados. (b) Muestra la pseudosección con los datos de resistividad aparente calculados. (c) Muestra la sección en bloques de resistividad.

- En “Options” seleccionar “Program setup” y ahí se puede elegir las diferentes opciones para crear un modelo directo o hacer una inversión de datos y todos los parámetros que se pueden modificar para obtener resultados más afines a nuestro objetivo. Una vez modificados los parámetros de interés seleccionar “Apply” (Figura 3.12).

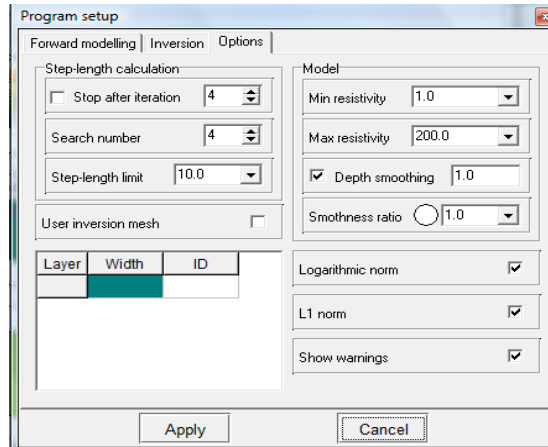


Figura 3.12. Menú para cambiar los parámetro o metodos de inversion y modelado directo.

- Para inversión de click en el icono de inversión. (Figura 3.13)

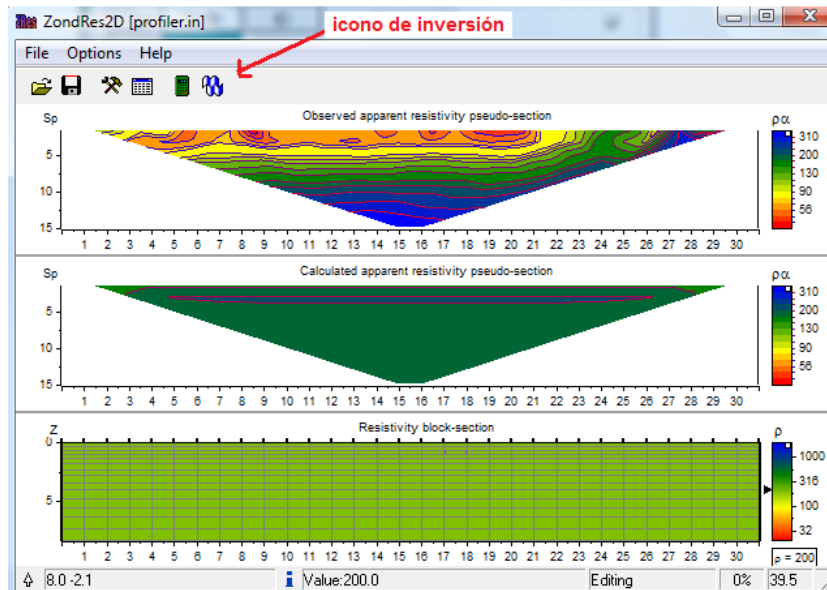


Figura 3.13. Se muestra cual es el icono para iniciar el proceso de inversión.

- Usted verá una imagen que aparece junto con la pseudosección para ese modelo. (Figura 3.14)

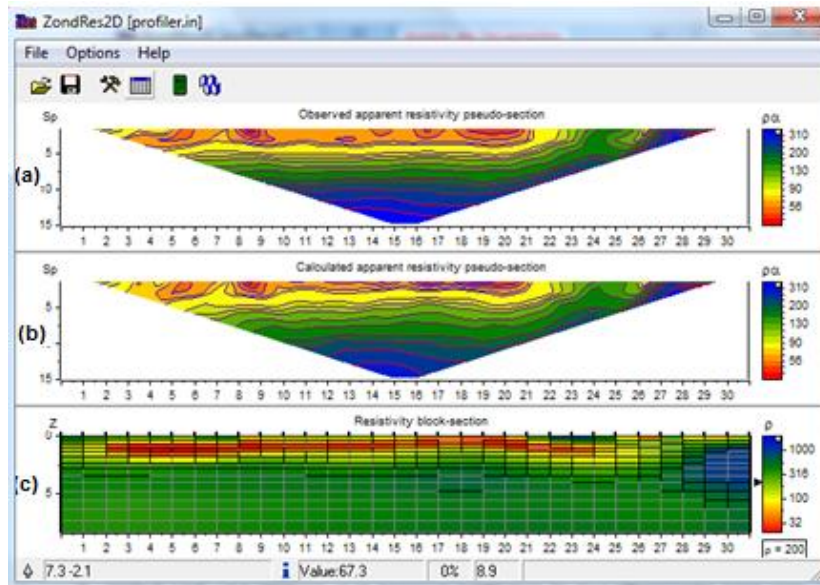


Figura 3.14. Resultados de la inversión. (a) Muestra la pseudosección de resistividad aparente de los datos observados. (b) Muestra la pseudosección con los datos de resistividad aparente calculados. (c) Muestra la sección en bloques de resistividad con los resultados de la inversión.

- Seleccione “Options/Model/Contour Section” y podrás ver un mapa de contornos. (Figura 3.15)

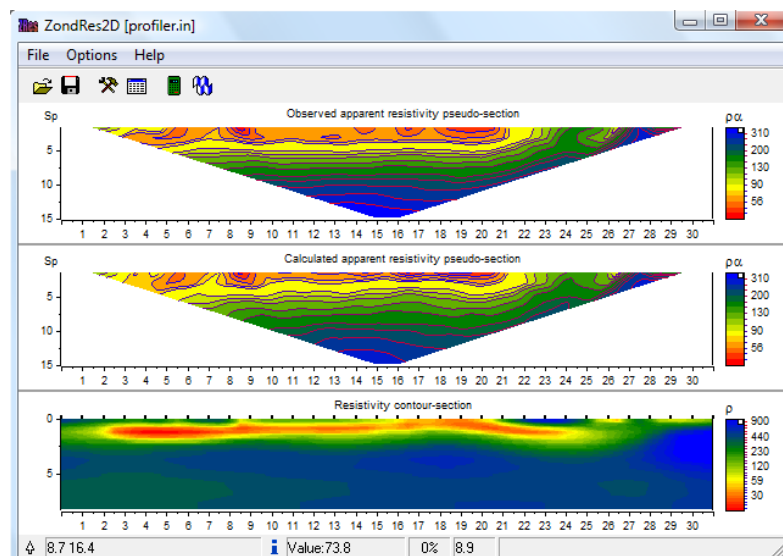


Figura 3.15. En la imagen inferior de la figura se muestra la diferencia al seleccionar un mapa de contornos en contraste con la sección en bloques.

- De doble click en la barra de colores y seleccione “setup” y podra modificar la escala de colores, mostrar las isolineas, modificar el número, etcetera, si así lo deseas. (Figura 3.16)

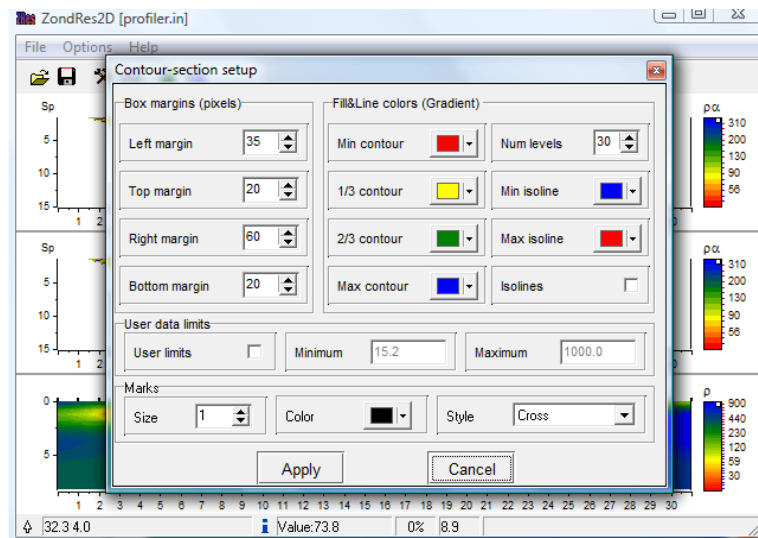


Figura 3.16. Se muestra el menu de la escala de colores, en el cual se pueden modificar algunos otros parametros.

- Podrá obtener una sección e interpretarla (Figura 3.17)

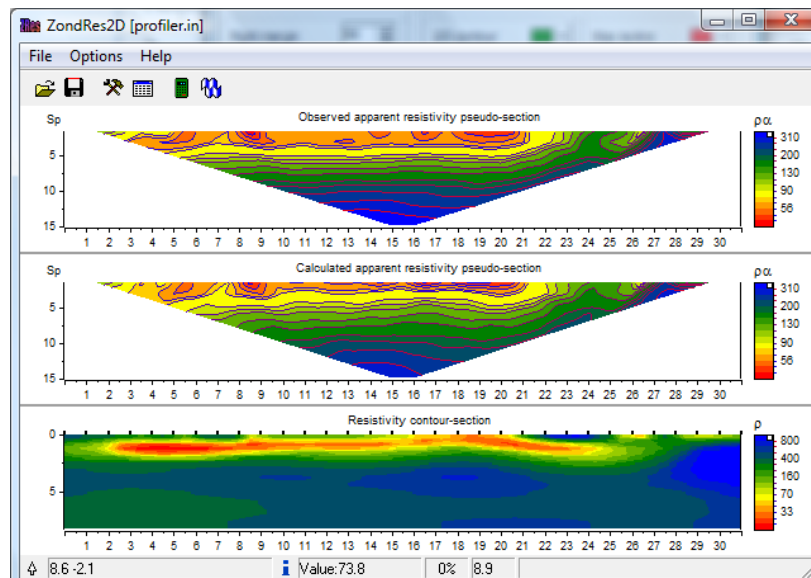


Figura 3.17. Se muestra la sección que se obtiene despues de modificar todos los parametros necesarios para que el modelo concuerde con nuestro objetivo.

11. Por último en “File/Save” puede guardar la inversión de los datos en diferentes formatos para que si lo desea los pueda abrir con otros programas, guardar los datos de la inversión para abrirlos posteriormente o simplemente guardar como imagen la sección obtenida. (Figura. 3.18)

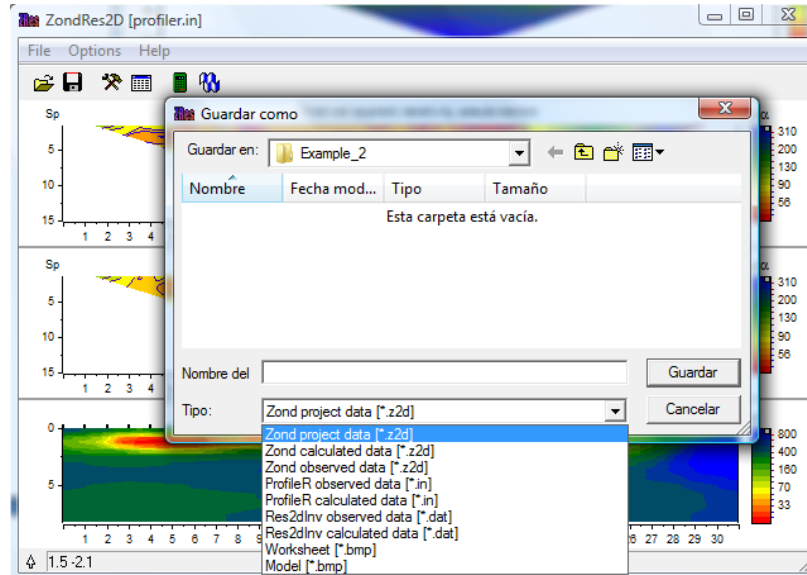


Figura 3.18. Se muestran los diferentes formatos en los que se pueden guardar los datos obtenido en la inversión para así poderlos abrir en algun otro programa.

CAPÍTULO 4. APLICACION EN MODELOS SINTÉTICOS

4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las ventajas y desventajas de emplear los diferentes tipos de arreglos de electrodos con un análisis de sensibilidad. También se estudiará el poder resolutivo del programa ZONDRES2D con base a diversos modelos sintéticos que asemejan estructuras geológicas conocidas. Este análisis se hace con cinco arreglos diferentes de electrodos, el propósito es hacer una recreación de las estructuras geológicas reales en subsuelo y estudiar el efecto que tendrían con un estudio de resistividad. Esto permitirá evaluar la respuesta de las diferentes modalidades de electrodos para la obtención de la tomografía, lo cual además es recomendable hacer antes de llevar a cabo cualquier estudio de resistividad. Antes de llevar a cabo un estudio sobre el terreno se debe tener alguna información acerca de la forma y el tamaño de los objetivos previstos. Al tratar con diferentes arreglos en la pantalla digital de la computadora, se puede evitar el uso de arreglos no adecuados para la detección de estructuras de interés. También se puede tener una idea del espaciamiento adecuado entre los electrodos adyacentes a utilizar, y la máxima separación de electrodos necesaria.

4.2. MODELADO DIRECTO 2D

En el problema de modelado directo, se especifica la distribución de resistividades en el subsuelo, siendo el objetivo calcular los valores de resistividad aparente por medio del programa ZONDRES2D. La subrutina de modelado directo, es también parte integral de cualquier programa de inversión, ya que es necesario calcular los valores de resistividad aparente en cada paso iterativo. Existen tres métodos principales para calcular los valores de resistividad aparente para un modelo específico. Ellos son (i) los métodos analíticos, (ii) métodos de elementos en la frontera y (iii) los métodos de diferencias finitas y de elementos finitos. Los métodos analíticos son probablemente los métodos más exactos, pero están restringidos a geometrías relativamente simples (como una esfera o cilindro). Los métodos de elementos en las fronteras son más flexibles, pero el número de regiones con diferentes valores de resistividad que se permite es un tanto limitada (normalmente menos de 10). En estudios de ingeniería y ambientales el subsuelo por lo general tiene una distribución de resistividad arbitraria, de modo que los métodos de diferencia finita y elementos finitos son por lo general la única elección viable. Estos métodos subdividen el subsuelo en miles de celdas a las cuales se les asignan diferentes valores de resistividad. Sin embargo, los métodos analíticos y elementos de frontera usualmente son métodos independientes que se utilizan para comprobar la exactitud de los métodos de diferencia finita y de elemento finito. Los modelos sintéticos que se ilustran en este capítulo se generaron mediante los programas PROFILER V2 y ProfileR. En este último programa se puede elegir el método de diferencias finitas o el de elementos finitos. El subsuelo se divide en una rejilla con un gran número de pequeñas celdas rectangulares (Figura 2.1) y posteriormente se puede especificar el valor de resistividad de cada

una de las celdas. El método de diferencias finitas se basa en un método descrito por Dey y Morrison (1979), pero con una modificación introducida por Loke (1994) para corregir una inconsistencia menor por el método de discretización de zona. El método de elementos finitos utiliza elementos triangulares estándar de primer orden (Silvester y Ferrari, 1990).

El programa requiere que se suministren los valores de resistividad de los bloques rectangulares entre las líneas de la malla (y otra información). En general se usa un modelo de resistividades “razonable”, es decir, que el modelo no esté demasiado pequeño o grande. El programa genera una pseudosección de resistividades aparentes con todos sus datos que son los que posteriormente se utilizaron con el programa de inversión ZONDRES2D que nos genera la sección de resistividades verdaderas. Aunque nuestro principal interés es la inversión de datos de campo, el programa de modelado directo ProfileR es útil también, sobre todo en la etapa de planificación de estudios superficiales. Con este programa se pueden calcular los patrones de sensibilidad para los diferentes arreglos con la finalidad de tener una idea de la respuesta que dará cierto tipo de arreglo para una estructura en particular (por ejemplo una zona de fractura vertical).

4.3. VENTAJAS Y DESVENTAJAS DE LAS DIFERENTES MODALIDADES DE ELECTRODOS.

Este análisis basado en el programa ZONDRES2D demuestra que de acuerdo a las diferentes modalidades de electrodos la tomografía es sensitiva a diferentes grados sobre una misma estructura. La elección de la mejor modalidad para un estudio de campo depende del tipo de estructura que se pretende encontrar, la sensibilidad del resistivímetro y el nivel de ruido ambiental. En la práctica, las modalidades que se emplean frecuentemente para estudios de imágenes eléctricas 2D son: Wenner, Wenner-Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-polo y polo-dipolo. En cuanto a las características que deben considerarse para cada una de las diferentes modalidades son: 1) La sensibilidad de la modalidad a los cambios vertical y horizontal de la resistividad del subsuelo, 2) La profundidad de investigación, 3) La cobertura horizontal de los datos y 4) La intensidad de la señal.

4.3.1. Modalidad Wenner.

Esta es una modalidad robusta, la cual fue popularizada por el trabajo pionero hecho por un grupo de investigadores de la Universidad de Birmingham (Griffiths y Turnbull, 1985; Griffiths, et al., 1990). En la Figura 4.1 se puede observar que la gráfica de sensibilidad para esta modalidad tiene contornos casi horizontales bajo el centro del arreglo, por ello la modalidad Wenner es relativamente sensitiva a cambios verticales en la resistividad del subsuelo bajo el centro del arreglo. Sin embargo, es menos sensitivo a cambios horizontales a la resistividad del subsuelo. En general, el arreglo Wenner es bueno para resolver cambios verticales, pero relativamente pobre en la detección de cambios horizontales. La intensidad de su señal es inversamente proporcional al factor geométrico utilizado

para calcular el valor de resistividad aparente para la modalidad (Figura 1.3). Para la modalidad Wenner, el factor geométrico es $2\pi a$, el cual es muy pequeño comparado con las otras modalidades. En cuanto a otras modalidades comunes, la modalidad Wenner tiene una intensidad de señal demasiado fuerte. Esto puede ser un factor importante si el estudio es hecho en áreas con alto ruido ambiental. Una desventaja de esta modalidad para estudios 2D es la cobertura horizontal relativamente pobre a medida que el espaciamento entre electrodos es mayor. Esto podría ser un problema si se utiliza un sistema con un número pequeño de electrodos.

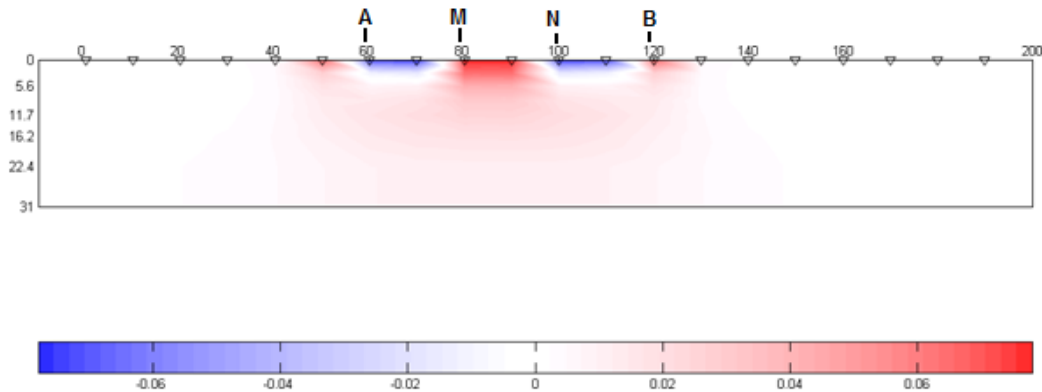


Figura 4.1. Gráfica de la función de sensibilidad de la modalidad Wenner

4.3.2. Modalidad Wenner-Schlumberger

Este es un híbrido entre las modalidades Wenner y Schlumberger (Pazdirek y Blaha, 1996). Esta modalidad puede utilizarse sobre un sistema con un arreglo de electrodos de espaciamento constante (Figura 1.2). Nótese que el factor n para esta modalidad es el radio de la distancia entre los electrodos C1-P1 (o C2-P2) al espaciamento entre el par de electrodos de potencial P1-P2, los cuales tienen una distancia fija a . En la Figura 4.2 se puede apreciar que la gráfica de sensibilidad para la modalidad Wenner-Schlumberger es ligeramente diferente a la de la modalidad Wenner con una ligera curvatura vertical bajo el centro del arreglo, y valores de sensibilidad ligeramente bajos en las regiones comprendidas entre los electrodos C1 y P1 (también C2 y P2). Existe una concentración ligeramente grande de valores de alta sensibilidad bajo los electrodos P1-P2. Esto nos indica que esta modalidad es moderadamente sensitiva tanto a estructuras geológicas horizontales como verticales. En áreas donde existen ambos tipos de estructuras geológicas, esta modalidad podría ser un buen compromiso entre las modalidades Wenner y dipolo-dipolo. La intensidad de la señal para esta modalidad es mucho más pequeña que la de la modalidad Wenner, pero más alta que la de la modalidad dipolo-dipolo. La modalidad Wenner-Schlumberger tiene una cobertura horizontal ligeramente mejor comparada con la modalidad Wenner, pero mucho más reducida que la que se obtiene con la modalidad Dipolo-Dipolo.

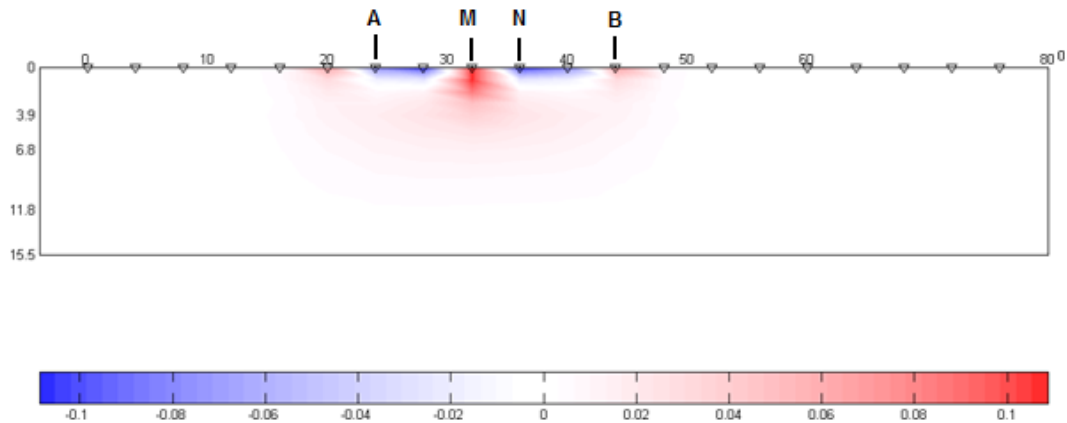


Figura 4.2. Gráfica de la función de sensibilidad de la modalidad Wenner-Schlumberger

4.3.3. Modalidad Dipolo- Dipolo.

El arreglo de electrodos de esta modalidad se puede observar en la Figura 1.5. En la Figura 4.3 se muestra la gráfica de la función de sensibilidad la cual muestra que los valores de sensibilidad mas grandes están localizados entre el par dipolar C1-C2, así como también entre el par P1-P2. Esto indica que esta modalidad es más sensitiva a cambios de resistividad entre los electrodos de cada par dipolar. Nótese que la sensibilidad en los patrones de los contornos es casi vertical. De esta manera, se puede decir que la modalidad dipolo-dipolo es muy sensitiva a cambios horizontales de resistividad pero relativamente insensitivo a cambios verticales de resistividad. Lo que indica que es muy bueno para mapear estructuras verticales, pero relativamente pobre mapeando estructuras horizontales tales como sills o estratos sedimentarios. Una posible desventaja de esta modalidad es que la intensidad de la señal es muy pequeña para valores grandes del factor n . El voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor n , esto nos indica que para la misma corriente, el voltaje medido por el resistivimetro decae aproximadamente 200 veces cuando incrementa el factor n de 1 a 6.

Para emplear esta modalidad de una manera más efectiva, el resistivimetro debe tener una alta sensibilidad y muy buen rechazo de ruido y además, debe existir un buen contacto entre los electrodos y el terreno. Esta modalidad ha sido una de las más utilizadas para detectar estructuras tales como cavidades, donde la buena resolución horizontal de esta modalidad tiene una ventaja mayor. Para la modalidad dipolo-dipolo, las regiones con valores de sensibilidad altos están concentradas bajo el par de electrodos C1-C2 y bajo el par de electrodos P1-P2.

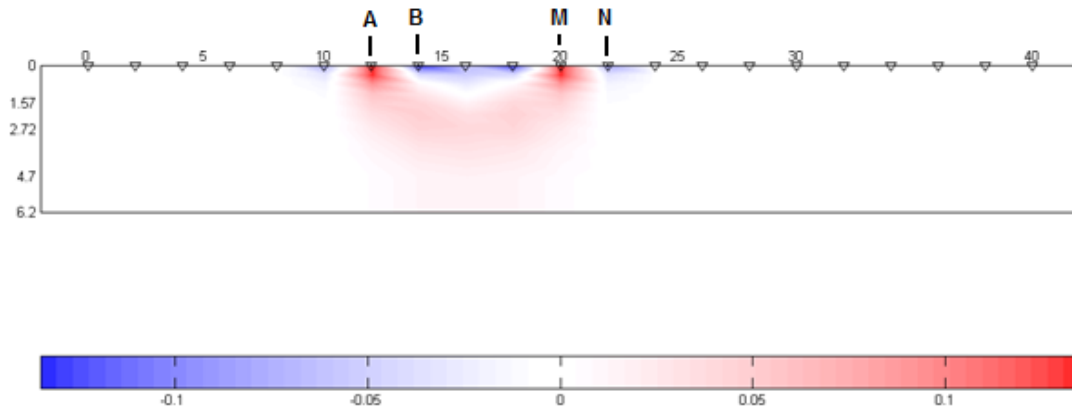


Figura 4.3. Gráfica de la función de sensibilidad de la modalidad Dipolo-Dipolo.

4.3.4. Modalidad Polo-Polo

En la práctica una modalidad polo-polo ideal, con un solo electrodo de corriente y uno de potencial no existe. Para aproximarnos a una modalidad polo-polo, el segundo electrodo de corriente y de potencial (C2 y P2) deben llevarse a una distancia la cual debe ser 20 veces la separación máxima entre los electrodos C1 y P1 empleados en el estudio. El efecto del electrodo C2 (y similarmente para el P2) es aproximadamente proporcional al radio de la distancia C1-P1 a la distancia C2-P1. Si los efectos de los electrodos C2 y P2 no son tomados en cuenta, la distancia de estos electrodos a la línea de estudio debe ser al menos 20 veces el espaciamiento empleado más grande entre C1-P1. Así se asegura que el error sea menor al 5%. Otra desventaja de esta modalidad es que a causa de la distancia tan grande que existe entre los electrodos P1 y P2, esto puede producir una gran cantidad de ruido telúrico el cual puede degradar severamente la calidad de las mediciones. De esta manera esta modalidad se usa principalmente para estudios donde el espaciamiento entre electrodos sea relativamente pequeño (menos de 10 metros). Es popular en algunas aplicaciones como estudios arqueológicos, para los cuales se requiere un espaciamiento entre electrodos pequeño. Esta modalidad tiene la cobertura horizontal más extensa y la mayor profundidad de investigación en comparación con las modalidades anteriores, sin embargo, tiene la resolución más pobre, la cual se ve reflejada por el gran espaciamiento entre los contornos en la grafica de la función de sensibilidad (Figura 4.4)

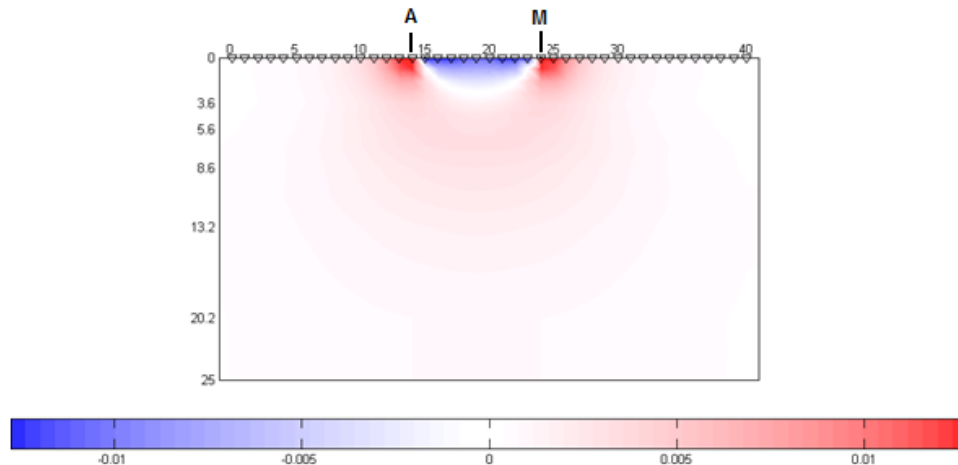


Figura 4.4. Gráfica de la función de sensibilidad de la modalidad Polo-Polo.

4.3.5. Modalidad Polo-Dipolo

Esta modalidad también tiene una cobertura horizontal relativamente buena, pero tiene una intensidad de señal relativamente alta en comparación con la modalidad dipolo-dipolo y no es tan sensible al ruido telúrico como la modalidad polo-polo. A diferencia de las otras modalidades, la modalidad polo-dipolo es una modalidad asimétrica (Figura 1.4) y sobre estructuras simétricas las anomalías de resistividad aparente en la pseudosección son asimétricas. En algunas situaciones, la asimetría en los valores de la resistividad aparente medidas podrían influenciar en el modelo obtenido después de aplicar la inversión.

Esta modalidad también requiere de un electrodo remoto, el electrodo C2, el cual debe estar localizado lo suficientemente lejos de la línea de estudio. Para esta modalidad, el efecto del electrodo C2 es aproximadamente al cuadrado del radio de la distancia C1-P1 a la distancia C2-P1. De esta manera la modalidad polo-dipolo es menos afectada por el electrodo remoto C2 comparada con la modalidad polo-polo. Si la distancia del electrodo C2 es más de 5 veces la distancia más grande C1-P1 usada, el error causado por descuidar el efecto del electrodo C2 es menor al 5%. Debido a su buena cobertura horizontal, esta es una modalidad atractiva para sistemas multielectrodos con un número relativamente pequeño de nodos. La intensidad de la señal es baja comparada con las modalidades Wenner y Wenner-Schlumberger (Figura 4.5), pero alto con respecto a la modalidad dipolo-dipolo. Esta intensidad de la señal decrece con el cuadrado del factor n . Mientras este efecto no es tan severo como en la modalidad dipolo-dipolo, usualmente no es recomendable usar valores del factor n mayores de 8 a 10. Más allá de esto, el espaciamiento a entre el par dipolar P1-P2 se incrementa para obtener una intensidad de señal más fuerte.

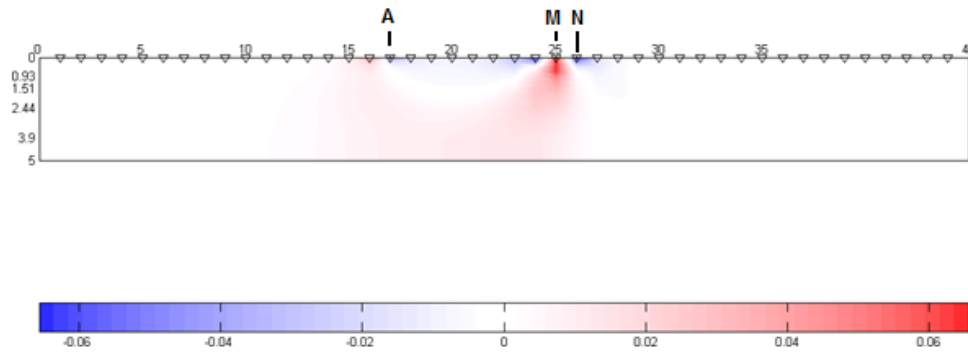


Figura 4.5. Gráfica de la función de sensibilidad de la modalidad Polo-Dipolo.

4.4. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS SÍNTETICOS.

Los modelos utilizados semejan diversos tipos de estructuras sencillas que se pueden encontrar en el subsuelo. Para todos los modelos sintéticos se utilizaron 6 niveles y 30 electrodos con un espaciamiento entre electrodos de 3 metros, cubriendo una distancia horizontal de 87 metros. El espaciamiento nos reflejará profundidades medias aproximadamente de 3.2 metros para la modalidad Wenner, 7.4 metros en el caso de Wenner-Schlumberger, 5.2 metros para la modalidad Dipolo-Dipolo, 2.6 metros para la modalidad Polo-Polo y 7.4 metros para la modalidad Polo-Dipolo. (Ver Tabla 3, Capítulo 1).

Todos los modelos están contaminados con un 2% de ruido aleatorio, por lo que para la inversión de las pseudosecciones de resistividad aparente se utilizó un factor de amortiguamiento de 0.1, el cual resulto ser el más óptimo para la inversión.

4.4.1. Modelo de un bloque rectangular.

Este modelo consta de un bloque rectangular con un valor de resistividad de 500 Ohm-m y la resistividad del medio es de 100 Ohm-m. (Figura 4.6.)

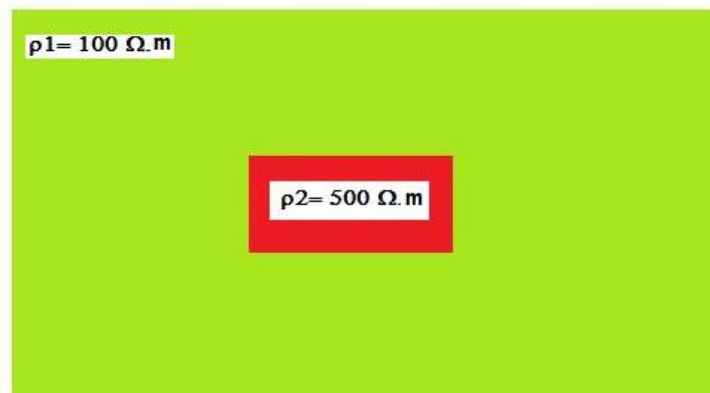
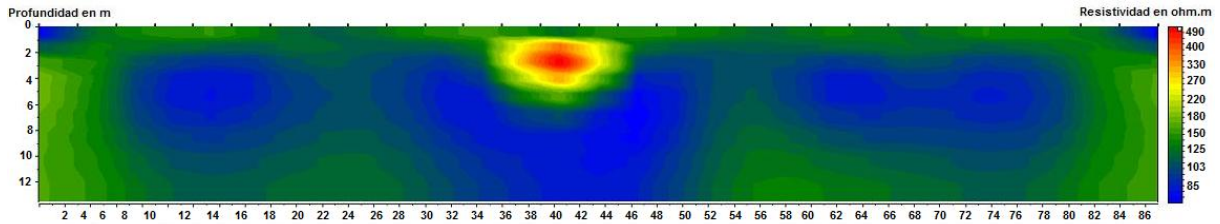


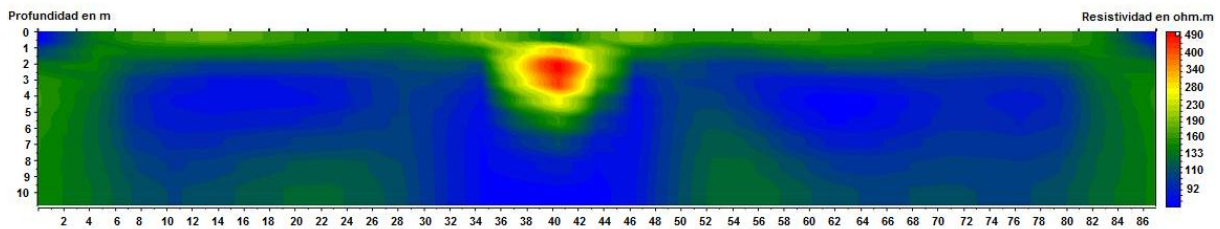
Figura 4.6. Modelo de un bloque rectangular horizontal

En las figuras 4.7 y 4.8 se presentan las secciones de resistividad verdadera, sin agregar ruido aleatorio, obtenidas con las modalidades Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo y Polo-Polo y Polo-Dipolo, de un bloque rectangular.

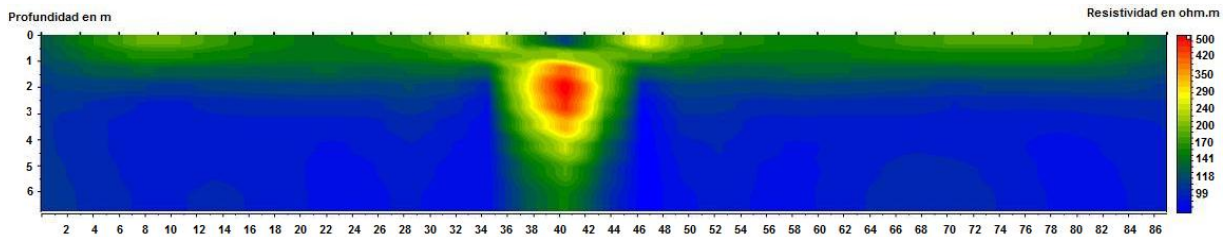
a) Modalidad Wenner



b) Modalidad Wenner-Schlumberger



c) Modalidad Dipolo-Dipolo



d) Modalidad Polo-Polo

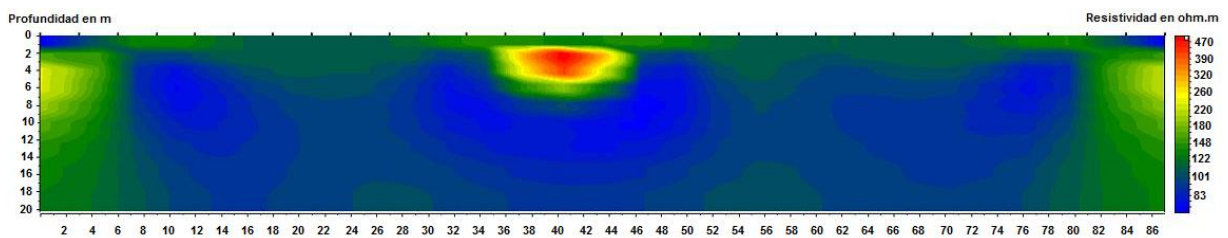


Figura 4.7 Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de un bloque rectangular para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger c) Dipolo-Dipolo y d) Polo-Polo.

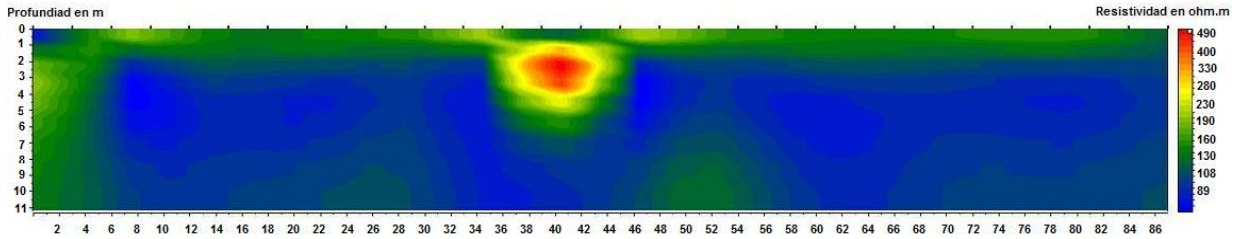


Figura 4.8. Sección de resistividad obtenida de un modelo sintético de un bloque rectangular para la modalidad Polo-Dipolo.

Como se puede observar en las imágenes eléctricas, las cinco modalidades dan una buena resolución del cuerpo, los modelos definen con claridad una zona de alta resistividad que coincide con la ubicación del bloque rectangular. En todos los casos se empleó un factor de amortiguamiento de 0.1, el cual nos ayudó a definir bien los cuerpos.

Por otra parte se aprecia que aunque todas las imágenes eléctricas muestran un cuerpo de alta resistividad, la mayoría de los arreglos definen mejor la estructura, sin embargo para el caso de la modalidad Dipolo-Dipolo la estructura se ve como si fuera vertical, una posible causa se puede deber a que como se observó en el punto anterior de este capítulo, dicha modalidad no es recomendable para mapear estructuras horizontales.

4.4.2. Modelo de dos bloques horizontales rectangulares.

Este modelo consiste de dos bloques rectangulares horizontales con valores de resistividad de 10 Ohm-m (izquierda) y 500 Ohm-m (derecha) en un medio de 100 ohm-metro. (Figura 4.9)

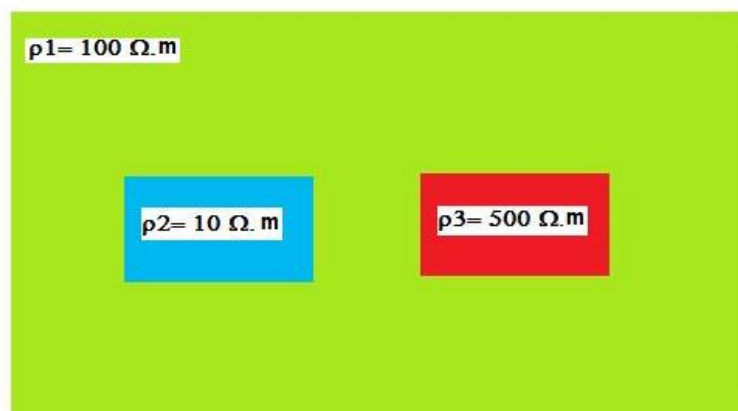
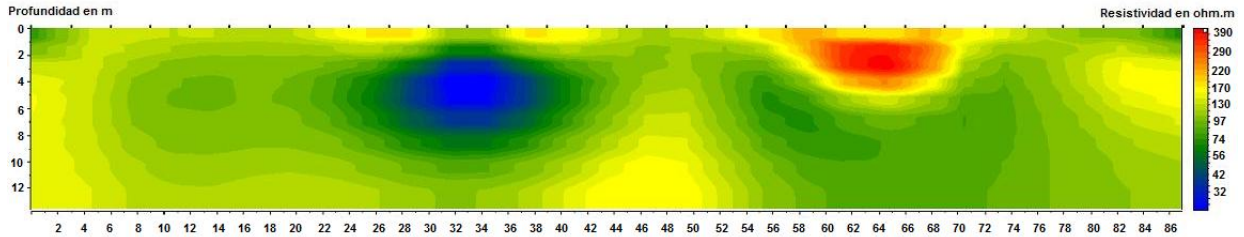


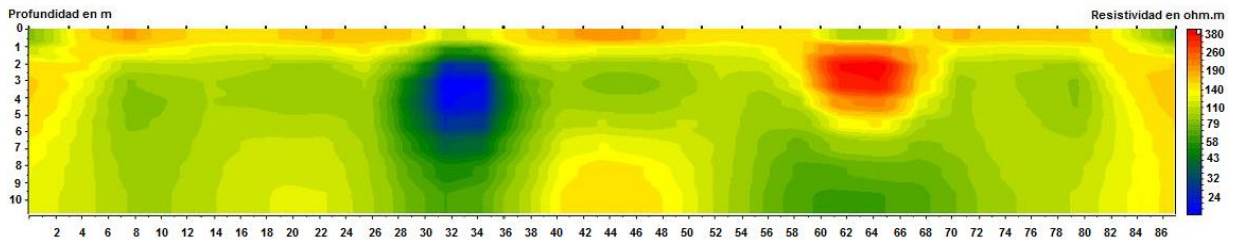
Figura 4.9. Modelo de dos bloques horizontales rectangulares.

En las figuras 4.10 y 4.11 se muestran las secciones de resistividad verdadera, sin agregar ruido aleatorio, obtenidas con las modalidades Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo y Polo-Polo.

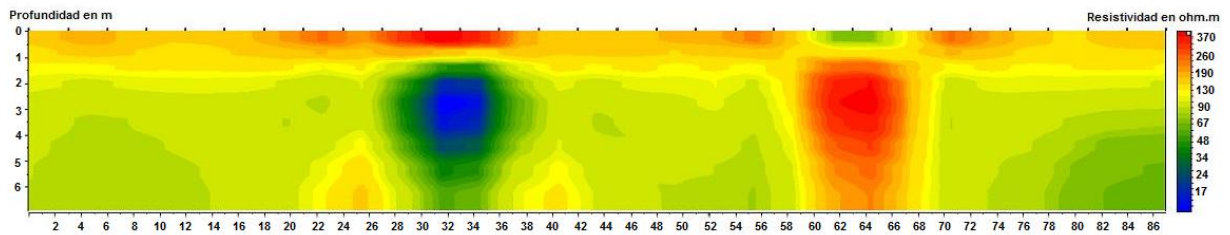
a) Modalidad Wenner



b) Modalidad Wenner-Schlumberger



c) Modalidad Dipolo-Dipolo



d) Modalidad Polo-Polo

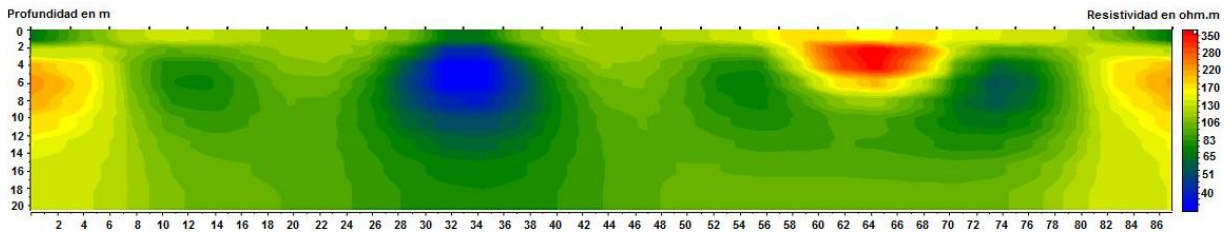


Figura 4.10. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de dos bloques rectangulares horizontales para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Dipolo-Dipolo y d) Polo-Polo.

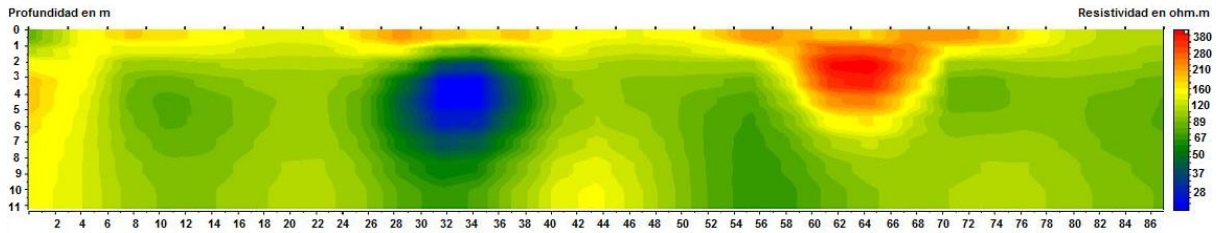


Figura 4.11. Sección de resistividad obtenida de un modelo sintético de dos bloques rectangulares horizontales para la modalidad Polo-Dipolo.

Como se puede observar en las imágenes eléctricas de todas las modalidades aparecen los dos cuerpos separados correctamente. Los modelos muestran una zona de baja resistividad que coincide con el bloque rectangular ubicado a la izquierda de la sección y otra zona de alta resistividad que coincide con el bloque ubicado a la derecha de la sección. Al igual que en los modelos anteriores se empleo un factor de amortiguamiento de 0.1, el cual como se puede observar, ayudo a delinear claramente ambos cuerpos en la imagen eléctrica.

Este modelo se generó para evaluar la respuesta de cada modalidad a los cambios horizontales de resistividad. Al igual que en el ejemplo anterior la modalidad Dipolo-Dipolo es la más pobre en cuanto a definir los cuerpos, y también podemos observar que las que mejor los definen son las modalidades Wenner y Wenner-Schlumberger.

4.4.3. Modelo de cuatro bloques horizontales rectangulares.

Este modelo consiste de cuatro bloques rectangulares horizontales con resistividades de 100 Ohm-m en un medio de 10 Ohm-m. Tres de dichos bloques están situados a la misma profundidad y uno de ellos (el tercero de izquierda a derecha) está situado a mayor profundidad. (Figura 4.12)

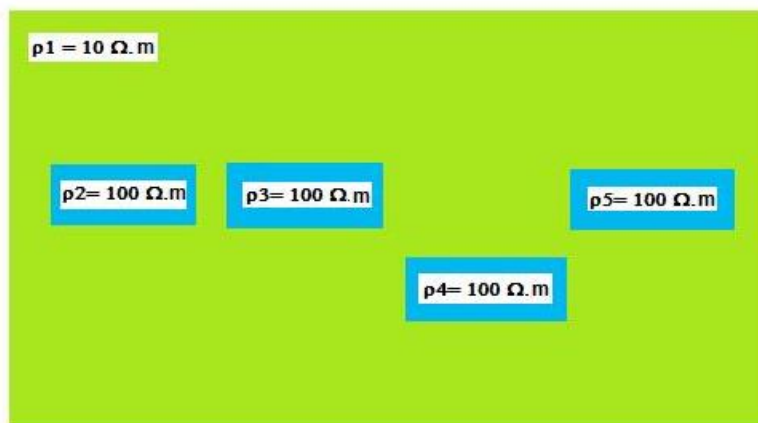
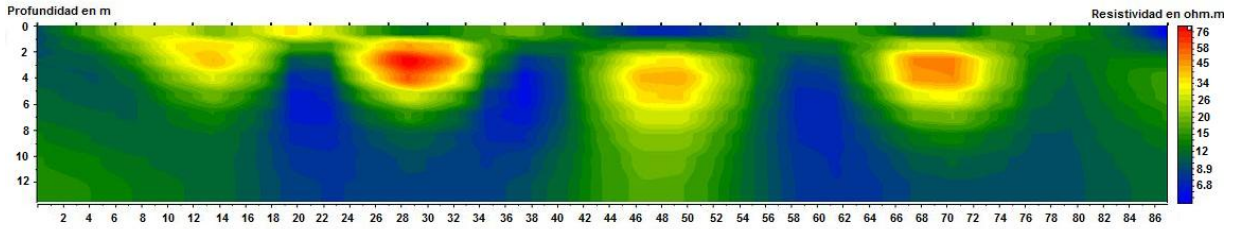


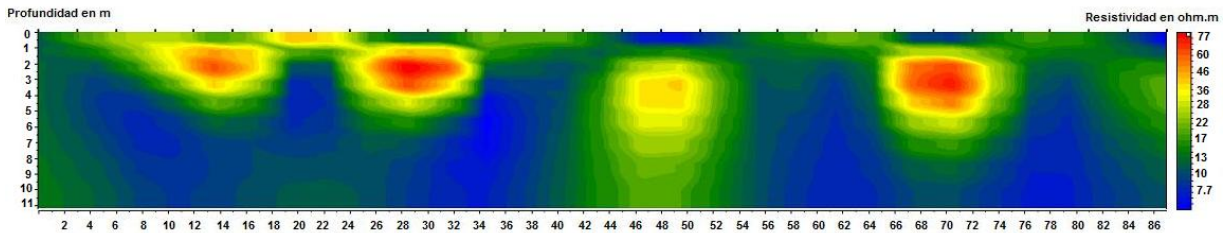
Figura 4.12. Modelo de cuatro bloques horizontales rectangulares.

En las figuras 4.13 y 4.14 se pueden observar las secciones de resistividad verdadera, sin agregar ruido aleatorio, obtenidas con las modalidades Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo y Polo-Dipolo.

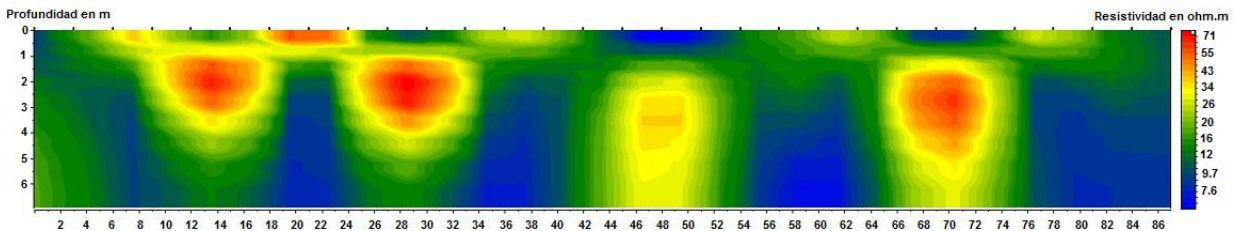
a) Modalidad Wenner



b) Modalidad Wenner-Schlumberger



c) Modalidad Dipolo-Dipolo



d) Modalidad Polo-Polo

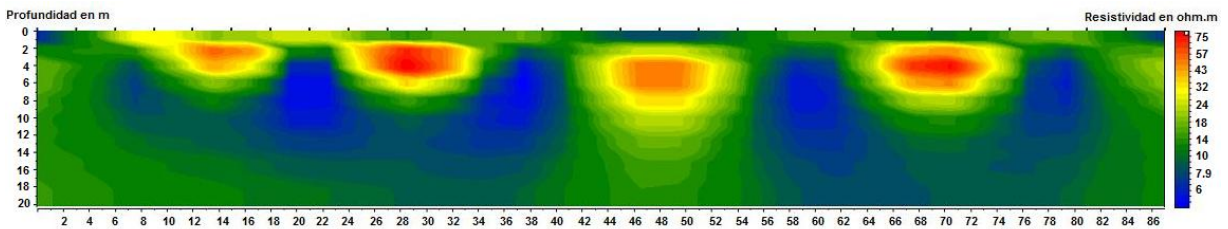


Figura 4.13. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de cuatro bloques rectangulares horizontales para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Dipolo-Dipolo y d) Polo-Polo.

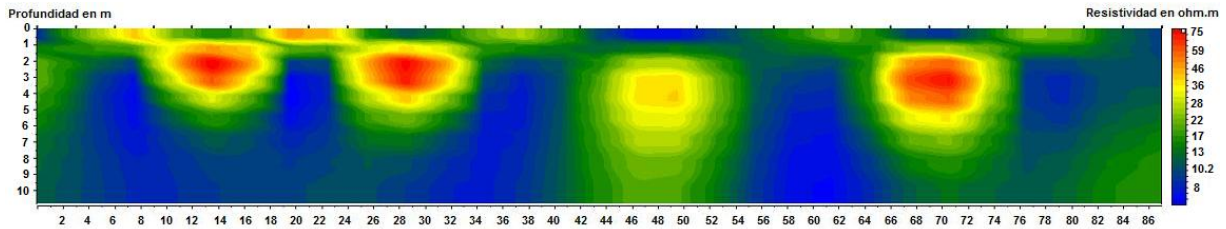


Figura 4.14. Sección de resistividad obtenida de un modelo sintético de cuatro bloques rectangulares horizontales para la modalidad Polo-Dipolo.

Como se puede observar en las imágenes eléctricas en todas las modalidades aparecen los cuatro cuerpos separados correctamente, casi todos los cuerpos se aprecian con la misma resolución y en todas las imágenes se aprecia la zona de baja resistividad y las cuatro zonas de alta resistividad que representan los cuerpos.

Al igual que en el ejemplo anterior este modelo se diseñó con la finalidad de observar la respuesta de cada modalidad a cambios laterales de resistividad. En este caso podemos observar que la modalidad que define mejor los cuerpos es la modalidad Polo-Polo, esto puede ser debido a que como vimos en la sección 4.3 de este capítulo es la modalidad que posee la cobertura horizontal más extensa en comparación con las otras modalidades.

4.4.4. Modelo de dos capas y un dique.

Este modelo consiste de una capa horizontal que asemeja un suelo con un valor de resistividad de 20 Ohm-m, un dique vertical con resistividad de 1000 Ohm-m, localizados en un medio de 100 Ohm-m. (Figura 4.15)

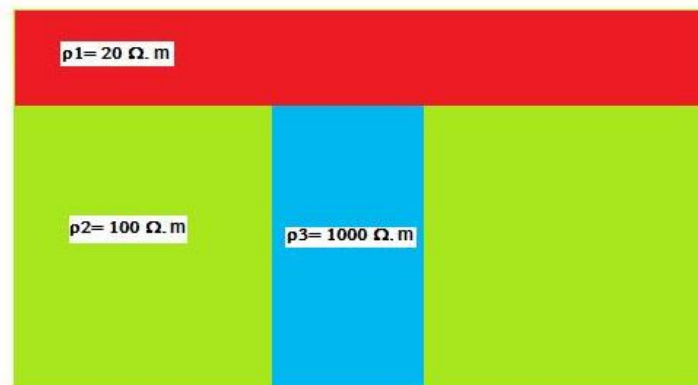
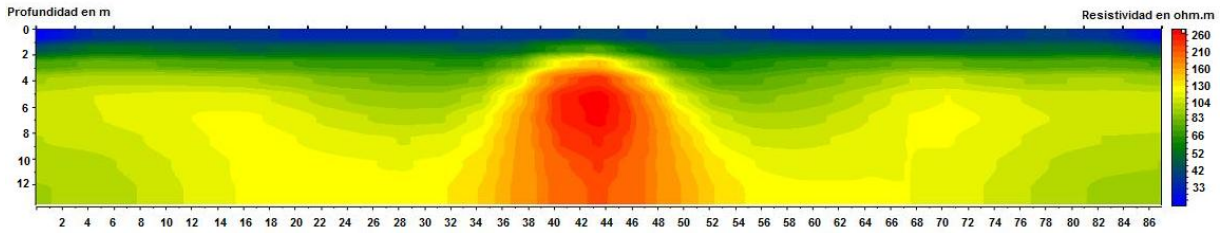


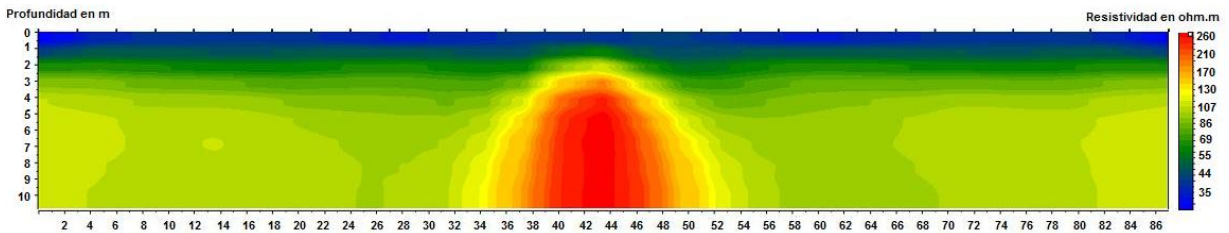
Figura 4.15. Modelo de dos capas y un dique.

En las figuras 4.16 y 4.17 se pueden observar las secciones de resistividad verdadera, sin agregar ruido aleatorio, obtenidas con las modalidades Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo y Polo-Dipolo.

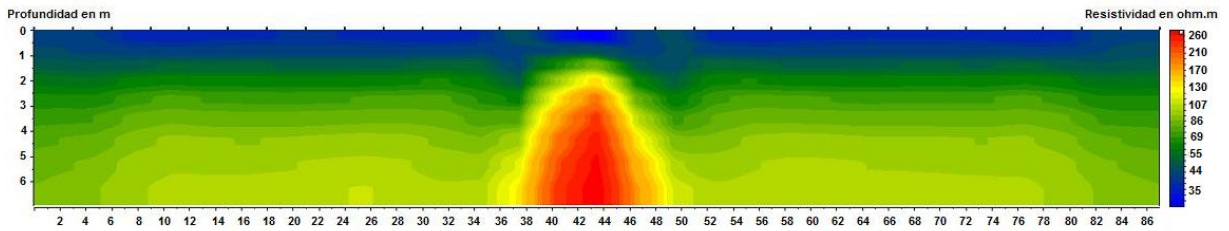
a) Modalidad Wenner



b) Modalidad Wenner-Schlumberger



c) Modalidad Dipolo-Dipolo



d) Modalidad Polo-Polo

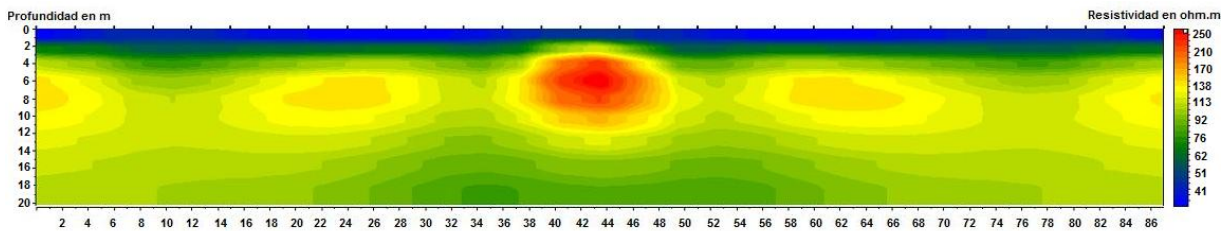


Figura 4.16. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de dos capas y un dique para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Dipolo-Dipolo y d) Polo-Polo.

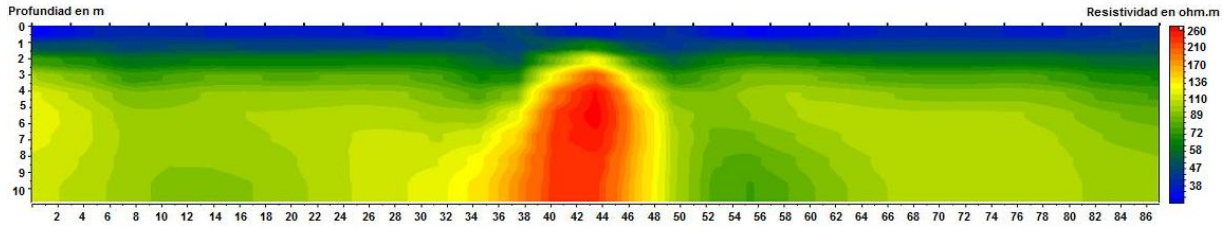


Figura 4.17. Sección de resistividad obtenida de un modelo sintético de dos capas y un dique para la modalidad Polo-Dipolo.

En este caso, este modelo se diseñó para observar la respuesta de los arreglos a cambios verticales de resistividad. Podemos observar en las imágenes eléctricas un cuerpo definido por una zona de alta resistividad (dique) y una capa representada por una zona de baja resistividad, sin embargo podemos ver que no todas las modalidades definen bien la estructura y que a diferencia de los ejemplos anteriores, en este caso la modalidad Dipolo-Dipolo parece ser una de las que mejor definen la estructura, seguida de las modalidades Wenner-Schlumberger y Polo-Dipolo.

4.4.5. Modelo de una falla y un bloque horizontal.

Este modelo consiste de dos bloques rectangulares horizontales de diferentes dimensiones con valores de resistividad de 30 Ohm-m (izquierda) y 10 Ohm-m (derecha), situados en un medio de 100 Ohm-m. (Figura 4.18)

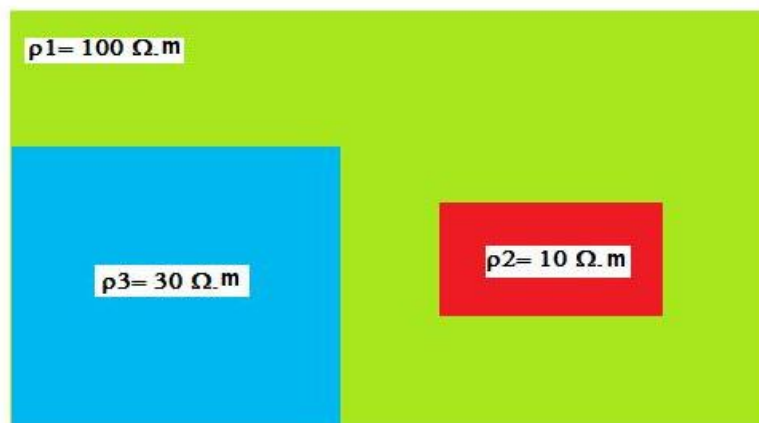
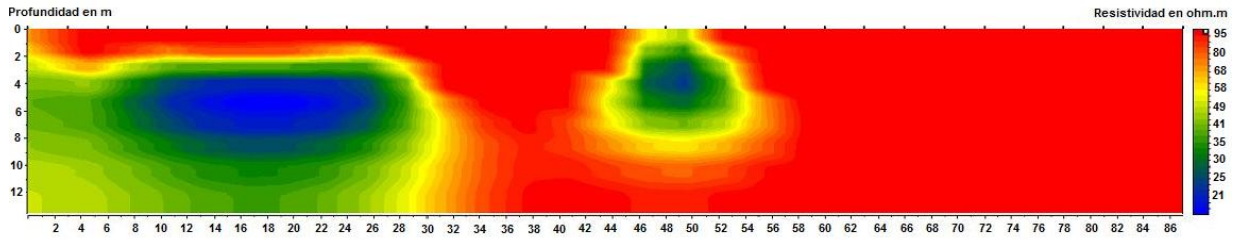


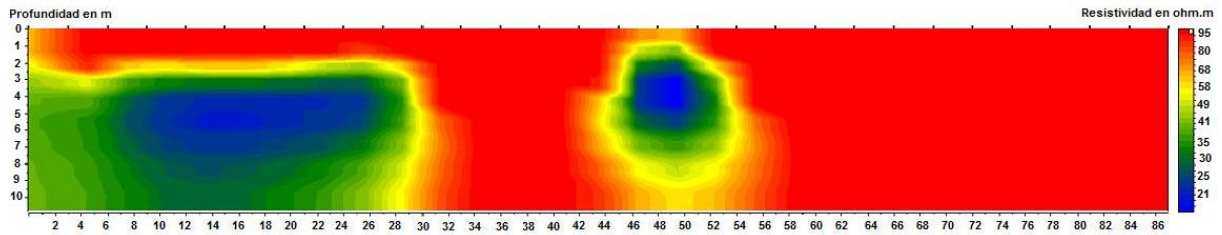
Figura 4.18. Modelo de una falla y un bloque horizontal.

Las figuras 4.19 y 4.20 muestran las secciones de resistividad verdadera, sin agregar ruido aleatorio, obtenidas con las modalidades Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo y Polo-Dipolo.

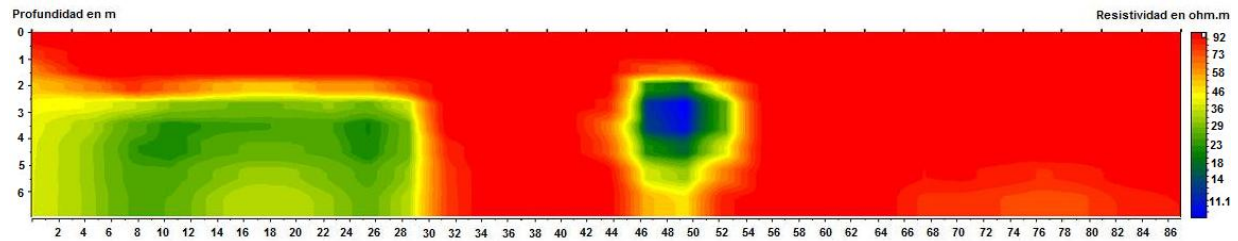
a) Modalidad Wenner



b) Modalidad Wenner-Schlumberger



c) Modalidad Dipolo-Dipolo



d) Modalidad Polo-Polo

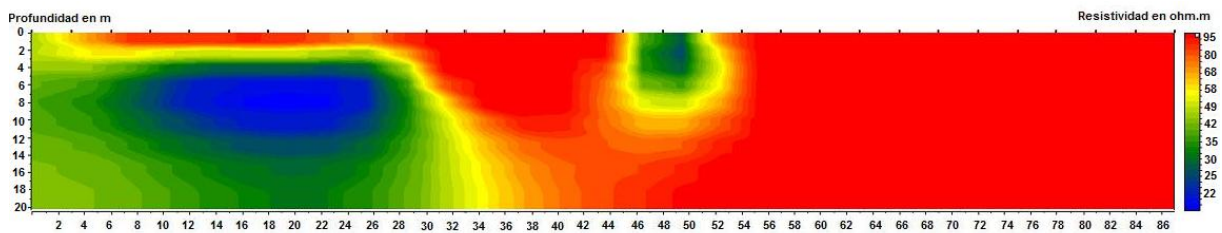


Figura 4.19 Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de una falla y un bloque horizontal para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger, c) Dipolo-Dipolo y d) Polo-Polo.

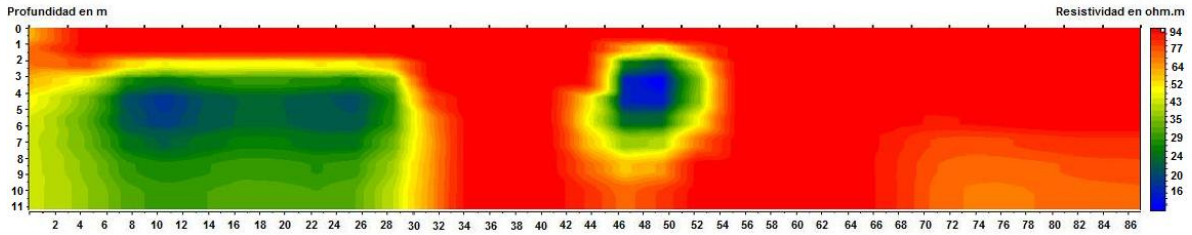


Figura 4.20. Sección de resistividad obtenida de un modelo sintético de dos capas y un dique para la modalidad Polo-Dipolo.

Se puede observar en las imágenes eléctricas de todas las modalidades que aparecen los dos cuerpos separados correctamente representados por zonas de baja resistividad y también se refleja que uno de los cuerpos es mucho más grande en dimensiones (falla) que el otro (bloque). Podemos observar que las modalidades que definen las formas de manera más correcta son Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Polo-Dipolo.

En general, se puede apreciar en los diferentes modelos propuestos, en cualquier modalidad, que los cuerpos son determinados, sin embargo, depende de cada modalidad que se puedan definir mejor ciertas estructuras.

CAPÍTULO 5. APLICACIÓN EN DATOS DE CAMPO

5.1. INTRODUCCIÓN.

Actualmente, uno de los campos más importantes en los cuales se aplica la prospección eléctrica es el estudio de problemas ambientales, aunque también se utiliza para la caracterización y localización de estructuras anómalas como pueden ser cavidades o antiguos túneles y delineación de sistemas de acuíferos. En este capítulo se aplica la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D en cinco zonas diferentes: delegación Álvaro Obregón (Ciudad de México); Coeneo e Ixtlán de los Hervores (Michoacán), el Pahuatl (Espinal, Veracruz) y por último Valle Etna, Oaxaca. Todos los datos obtenidos se procesaron mediante el programa de inversión ZONDRES2D, para poder apreciar su resolución, determinar sus bondades y efectividad, se comparan estas mismas imágenes con las generadas con el programa RES2DINV que es un programa probado, reconocido y recomendado para procesar e interpretar datos de resistividad.

5.2. INSTRUMENTACIÓN

A continuación se presentan las herramientas necesarias que utilizaron para la realización de cada estudio.

- 1) 20 a 30 barras metálicas como electrodos.
- 2) 5 marros.
- 3) Computadora portátil con software, ZONDRES2D.
- 4) Cable multi-electrodos
- 5) Receptor IPR-10A y transmisor IPC-7 2.5 Kw marca SCINTREX, para la adquisición de los datos de la Delegación Álvaro Obregón y para obtener los datos de SEV en la zona de Pahuatl y Valle Etna y Resistivímetro automatizado Sting R1-IP, en la adquisición de los datos de Delegación Álvaro Obregón, Coeneo, Ixtlán y Pahuatl.

5.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Los datos obtenidos en campo se trataron de manera independiente con dos programas de inversión, RES2DINV y ZONDRES2D. Los métodos de inversión que se aplicaron a todos los perfiles en este trabajo fueron con el método de mínimos cuadrados con condicionamiento suavizado, debido a que este método minimiza las variaciones en los parámetros del modelo y en combinación con un modelo robusto produce imágenes eléctricas de buena resolución, este método se describió en el capítulo 2.

A todas las secciones de resistividad aparente, los procesos iterativos de inversión que se aplicaron fueron iguales, para el caso del programa RES2DINV se realizaron 3 iteraciones y 10 para el caso de ZONDRES2D.

5.4. DELEGACIÓN ÁLVARO OBREGÓN.

La Ciudad de México está localizada en el Cinturón Volcánico Trans- Mexicano (CVTM), en el centro de México. El CVTM es una provincia Plio-Cuaternaria calco-alcalina que atraviesa México de oeste a este. La región comprende la mayoría del vulcanismo histórico y actual de México e incluye estratovolcanes andesíticos-dasíticos, de vulcanismo riolítico y mayores centros riolíticos. La ciudad de México se localiza en una cuenca a una altura de 2200 metros s.n.m. y aproximadamente a 300 kilómetros al este de la Trinchera de América Central. Las Sierras Volcánicas que rodean la cuenca son: la Sierra Nevada al este, la Sierra de Chichinautzin al sur, la Sierra de las Cruces al oeste y la Sierra de Guadalupe al norte. La naturaleza de este valle intramontaña afecta directamente la calidad del aire, el suministro de agua y el desarrollo urbano. Los diferentes procesos humanos definen el desarrollo urbano e industrial y también la población influye en la calidad de vida. Por lo tanto, administrar los servicios para los habitantes de esta ciudad es un gran reto (Campos et al. 1197).

Además la insuficiencia de casas habitación para la población, un problema que se ha ido incrementando durante los pasados 40 años. A finales de los años cuarenta y cincuenta, y a causa del crecimiento anárquico de las aéreas urbanas, la mayoría del material utilizado con propósitos de construcción se obtuvo por medio de minas excavadas en las sierras del oeste. Dichos materiales fueron empleados para la construcción de casas, departamentos y edificios del gobierno en el centro de la Ciudad de México. Cuando esta industria decayó a principios de los años sesenta, la mayoría de estas minas, terminaron en cavidades que fueron abandonadas o rellenadas con desperdicios. Debido a su tamaño, posteriormente estas cavidades fueron utilizadas por familias enteras como refugios, o tenían otros usos por la gente del vecindario. Las colonias de esta delegación, se han ido asentando sobre zonas minadas en los pasados 20 años. Actualmente, la localización de algunas de estas estructuras es desconocida. Han ocurrido muchos accidentes desde entonces; las cavernas se han colapsado y hogares completos literalmente han sido tragados por el terreno.

La universidad Nacional Autónoma de México y la delegación Álvaro Obregón firmaron en 1995 un programa de investigación para localizar zonas de alto riesgo, en particular zonas minadas sobre las cuales existen muchos asentamientos. En este trabajo se presentan resultados en un área con mediciones de resistividad.

5.4.1. Marco Geológico.

La Ciudad de México fue fundada originalmente sobre una pequeña isla en un lago rodeado por Sierras Volcánicas. Este se localizó en la porción central del CVTM (Pasquare et al., 1987). El área estudiada se encuentra al suroeste del Valle de México (Figura 5.1). El relieve es abrupto y compuesto de una serie de colinas y barrancas profundas. Las rocas superficiales son depósitos de materiales ígneos arrojados por volcanes ubicados dentro de la Sierra de las Cruces. Estos eventos geológicos produjeron avalanchas de material piroclástico, tobas y brechas que se depositaron en las faldas de las Sierras. Las rocas volcánicas que conforman el relieve del área de estudio son de la era Cenozoica, y es conocida como la formación Tarango. Este Horizonte geológico es una secuencia compuesta de losas de arena, piedras pómez interestratificadas con arcillas y calizas. La piedra pómez se produjo de violentas explosiones volcánicas, algunos fragmentos fueron arrastrados por el viento a grandes distancias del cráter y depositados en las zonas bajas. La columna estratigráfica de la formación Tarango se divide en dos unidades. La Unidad A es la más joven y es encontrada en las pendientes de las barrancas y consiste de fragmentos de rocas arrastrados por corrientes de agua. Estos deslizamientos fueron producidos por la saturación del agua de lluvia, moviéndolos hacia abajo a grandes velocidades por efectos de gravedad. Estos tipos de rocas están bien compactadas y hospedadas en una matriz de arena con esquinas angulosas. La Unidad B es una secuencia piroclástica, un producto de erupciones volcánicas. La piedra pómez, travertino, arena y material aluvial son los tipos de rocas que forman esta unidad. Dichas rocas fueron empleadas para elaborar ladrillos ligeros. Esta unidad forma la 'corona' o partes más altas de las colinas de esta área. La mayoría de la industria minera explotó las secciones más bajas en las arenas pumiciticas. Las minas principales están localizadas aquí, y la posición estratigráfica define calidad y dureza de los materiales. Las cavidades encontradas en esta unidad tienen un rango de profundidad de 5, 10 y 25 metros. El tamaño de las cámaras principales es variable, del orden de 2 a 3 metros y hasta 30 metros. Las longitudes de los túneles tienen cientos de metros.

5.4.2. Ubicación Geográfica.

La delegación Álvaro Obregón se localiza al poniente del Distrito Federal (Figura 5.1), extendiéndose de noreste a sureste. Limita al norte con la delegación Miguel Hidalgo, al oriente con Benito Juárez y Coyoacán, al sur con Magdalena Contreras, Tlalpan y con el municipio de Jalatlaco en el Estado de México y al poniente con Cuajimalpa. En esta delegación se encuentra el acceso poniente de

la ciudad, sus vialidades regionales carretera federal y autopista, constituyen la entrada de mercancía y población de los Estados de México y Michoacán.

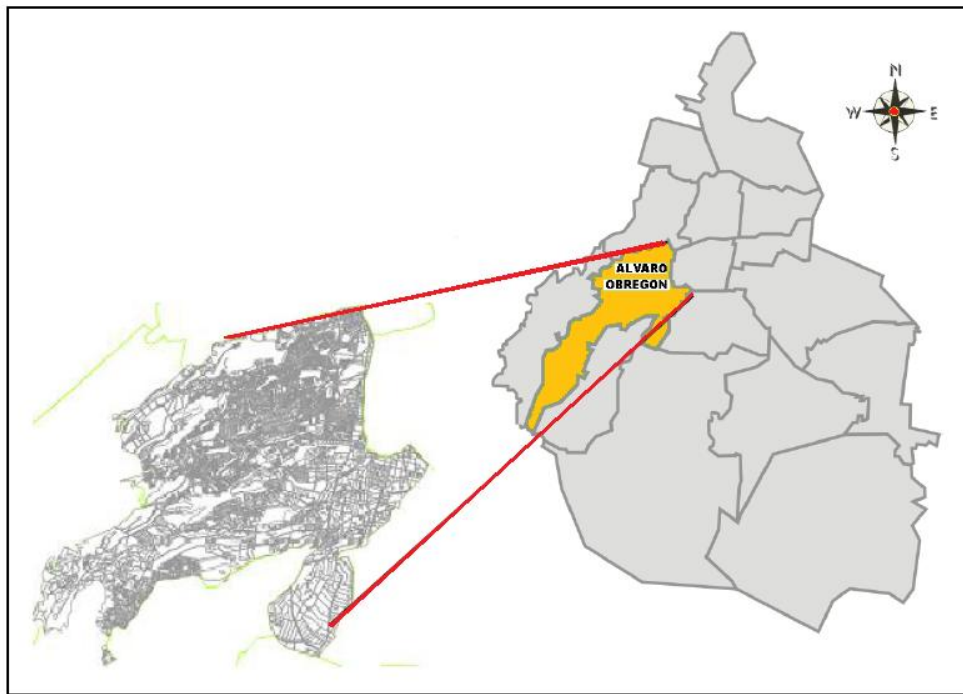


Figura 5.1 Mapa de ubicación de la delegación Álvaro Obregón, Ciudad de México. Geográficamente la delegación Álvaro Obregón está situada entre los paralelos 19°; 14' N y 19°; 25'S y los meridianos 99°; 10'E W y 99°; 20'O W.

5.4.3. Perfiles de Imágenes Eléctricas.

Se realizó un perfil geoelectrico 2D con la modalidad Wenner-Schlumberger, en la colonia Ampliación Presidentes y otro con la modalidad dipolo-dipolo en la colonia Arvide, localizadas en la delegación Álvaro Obregón, Ciudad de México. En el área de estudio existen varios asentamientos humanos situados sobre zonas minadas, la cual se puede considerar como zona de alto riesgo.

5.4.3.1. Calle Pedro Aguirre (Colonia ampliación presidentes).

Este es un ejemplo interesante de un estudio bidimensional con la modalidad Wenner- Schlumberger con la finalidad del mapeo de posibles cavidades. Para la construcción de la sección de resistividades aparentes se emplearon 30 electrodos con una separación de 5 metros y posteriormente para cubrir una distancia total del perfil de 225 metros se hicieron 4 corrimientos de 20 metros cada uno, con 11 niveles, llegando a una profundidad de investigación aproximada de 21 metros. El total de datos de resistividad fue de 363.

Resultados

En la Figura 5.2 se puede observar que en ambas secciones de resistividad se define una posible cavidad, delimitada por una zona de alta resistividad de forma aproximadamente circular, bajo el centro de la línea de estudio aproximadamente a 120 metros en la dirección horizontal y a una profundidad de 15 metros aproximadamente. También se puede observar una zona anómala de baja resistividad en la parte superior izquierda a una distancia de 60 metros aproximadamente. El medio encajonante tiene un valor de resistividad de 60 ohm-m.

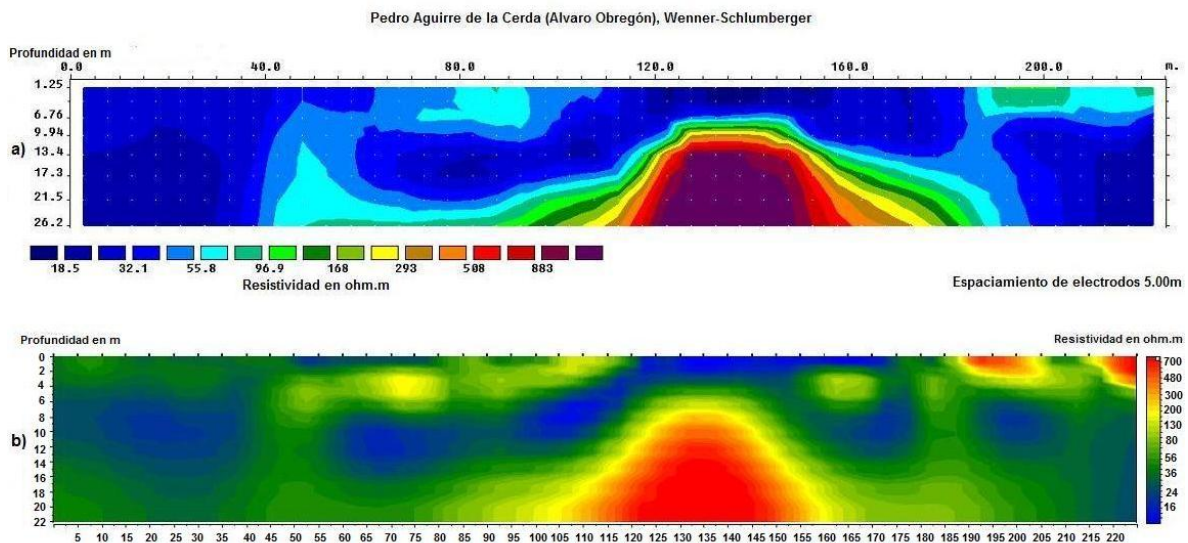


Figura 5.2. Modelos de inversión de una cavidad encontrada en el perfil realizado en la calle Pedro Aguirre, Colonia Ampliación Presidentes, Delegación Álvaro Obregón. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

5.4.3.2. Calle Segunda Cerrada de Minas (Colonia Arvide)

Para la construcción de este perfil se utilizó el arreglo dipolo-dipolo con 28 electrodos equiespaciados 5 metros, cubriendo una distancia horizontal de 135 metros y alcanzando una profundidad aproximada de 30 metros. El total de lecturas de resistividad adquiridas fue de 213.

Resultados

En ambos modelos de inversión (Figura 5.3) se pueden apreciar tres zonas anómalas que se pueden asociar a posibles cavidades, una de estas zonas anómalas representada por una zona de alta resistividad bajo el centro de la línea de estudio aproximadamente a unos 90 metros en la dirección horizontal y a una

profundidad aproximada de 10 metros, resulto ser una cavidad vacía. Las otras dos cavidades están definidas por dos zonas de resistividad media (alrededor de 200 ohm-m) aproximadamente a 20 y 50 metros en la dirección horizontal de la línea de estudio y profundidades de 5 y 10 metros respectivamente. Cabe mencionar que estas cavidades se muestran con otro valor de resistividad debido a que se encuentran rellenas.

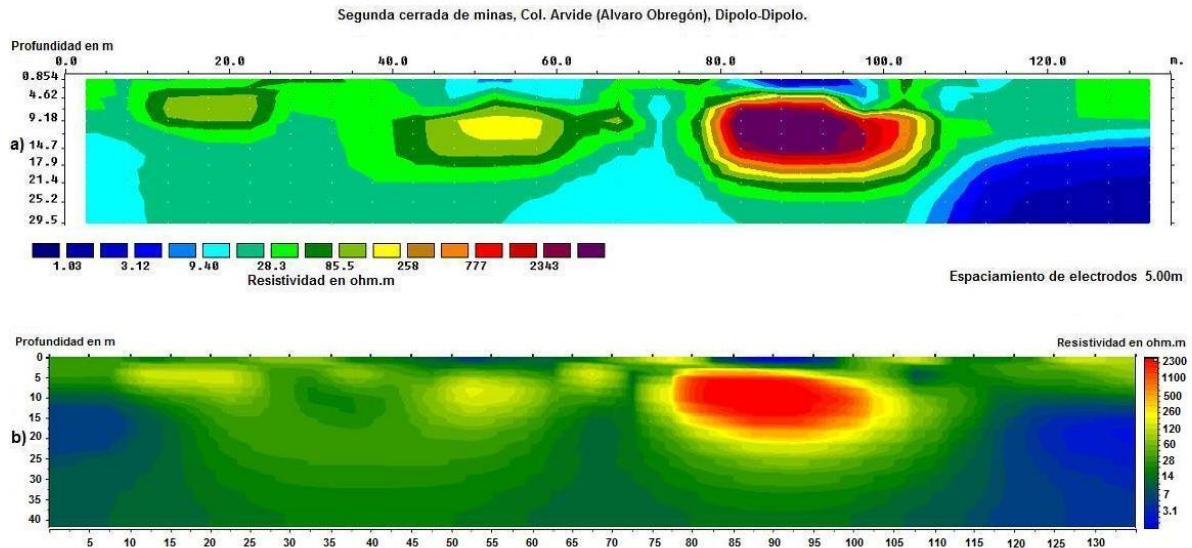


Figura 5.3. Modelos de inversión de cavidades encontradas en el perfil realizado en la calle Segunda Cerrada de Minas de la Delegación Álvaro Obregón. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

5.5. Coeneo, Michoacán.

El presente estudio fue realizado en un terreno que se encuentran en las cercanías del Observatorio de Centelleo Interplanetario del Instituto de Geofísica de la UNAM (MEXART). Lo anterior con el fin de evaluar la respuesta del terreno y hacer una correlación con los resultados arrojados por la Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D. En el terreno de coordenadas UTM 217448 en X y 2192493 en Y.

5.5.1. Marco Geológico

En la zona de estudio, así como en la mayor parte del estado de Michoacán, convergen tres eventos que se distinguen claramente en tiempo y espacio: el desarrollo de un arco insular del cretácico inferior desarrollado sobre una secuencia de esquistos y pizarras pertenecientes al terreno Guerrero; un vulcanismo terciario del eoceno-oligoceno que identifica la Sierra Madre Occidental y el vulcanismo más reciente del eje Neovolcánico. De acuerdo al

informe general complementario a la cartografía geológica de minera y geoquímica de Morelia (E14-1), fisiográficamente la carta Morelia se ubica en la parte sur central del Eje Neovolcánico y la zona norte de la Sierra Madre del Sur observándose el traslape del primero sobre la segunda. En la superficie que cubre la región convergen tres unidades tectonoestratigráficas con características propias, denominadas Terreno Guerrero, Sierra Madre Occidental y Eje Neovolcánico. La porción del terreno Guerrero que aflora se subdivide en: Teteloapan y Arcelia-Huetamo. La relación entre ambos terrenos es de tipo tectónico, observándose como estructura principal una cabalgadura que se orienta sensiblemente N-S.

5.5.2. Ubicación geográfica

El municipio de Coeneo se localiza al norte del Estado de Michoacán, en las coordenadas $19^{\circ}48'$ de latitud norte y $101^{\circ}35'$ de longitud oeste, a una altura de 2,040 metros sobre el nivel del mar, cubre una superficie de 393.16 kms² y representa el 0.66 por ciento de la superficie del Estado. Limita al norte con los municipios de Huaniqueo y Jiménez, al este con Morelia (figura 1), al sur con Quiroga y Erongarícuaro y al oeste con Zacapu. Su distancia a la capital del Estado es de 80 km.

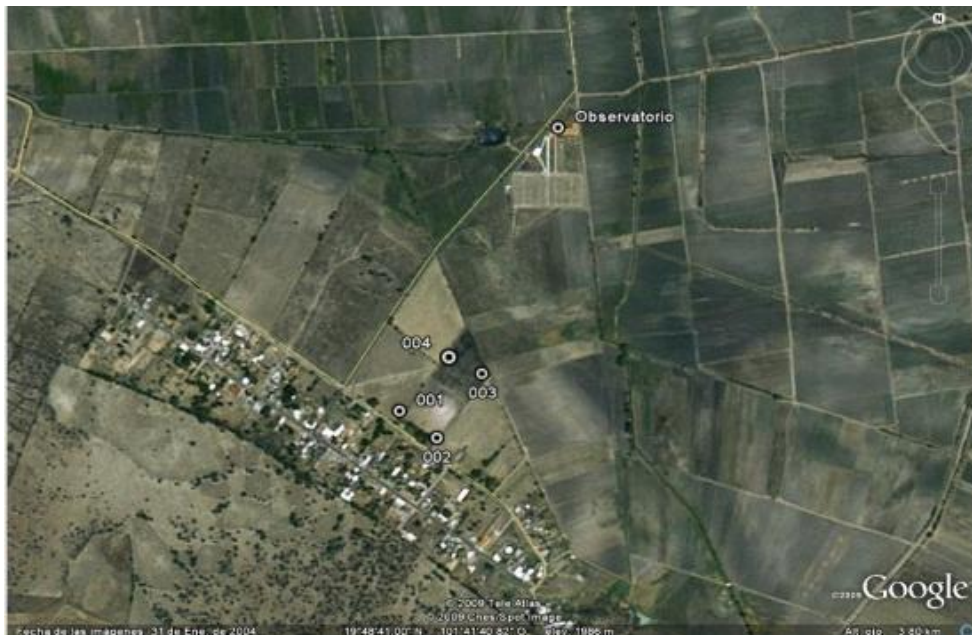


Figura 5.4. Localización Geográfica del municipio de Coeneo, Michoacán. Se muestra la ubicación geográfica del Observatorio MEXART y la ubicación del terreno donde se realizó el estudio.

5.5.3. Descripción del levantamiento

En total se llevaron a cabo nueve perfiles 2D utilizando la modalidad Wenner-Schlumberger. Para obtener las secciones de resistividad aparente se emplearon 28 electrodos con una separación de 5 metros, cubriendo una longitud total de 135 metros y un total de 168 lecturas. En el presente trabajo se utilizaron 3 de las 9 secciones de resistividad aparente más representativas.

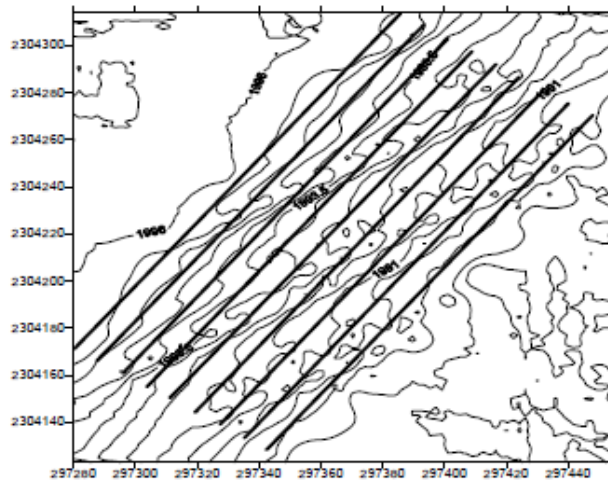


Figura 5.5. Localización de los perfiles bidimensionales.

5.5.4. Resultados

Como se puede observar en las tres secciones, se diferencian tres unidades. La unidad A, con los valores más bajos de resistividad, se puede interpretar como el suelo saturado con agua, el cual se compone de arcillas plásticas que sirven para cultivo de maíz. La unidad B se asocia a basaltos sin fracturar pero saturados con agua por lo consiguiente representan valores de resistividad menores a los más comunes para este tipo de roca. Por último se tiene la unidad C la cual se puede interpretar como basaltos fracturados infiltrados con agua.

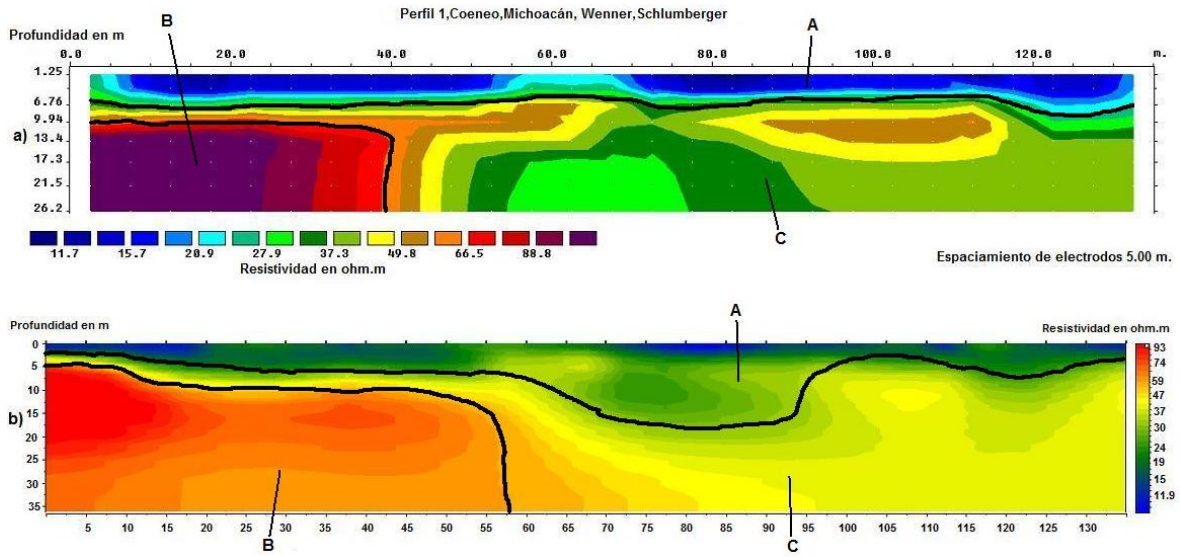


Figura 5.6. Modelos de inversión del perfil 1 realizado en Coeneo Michoacán. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

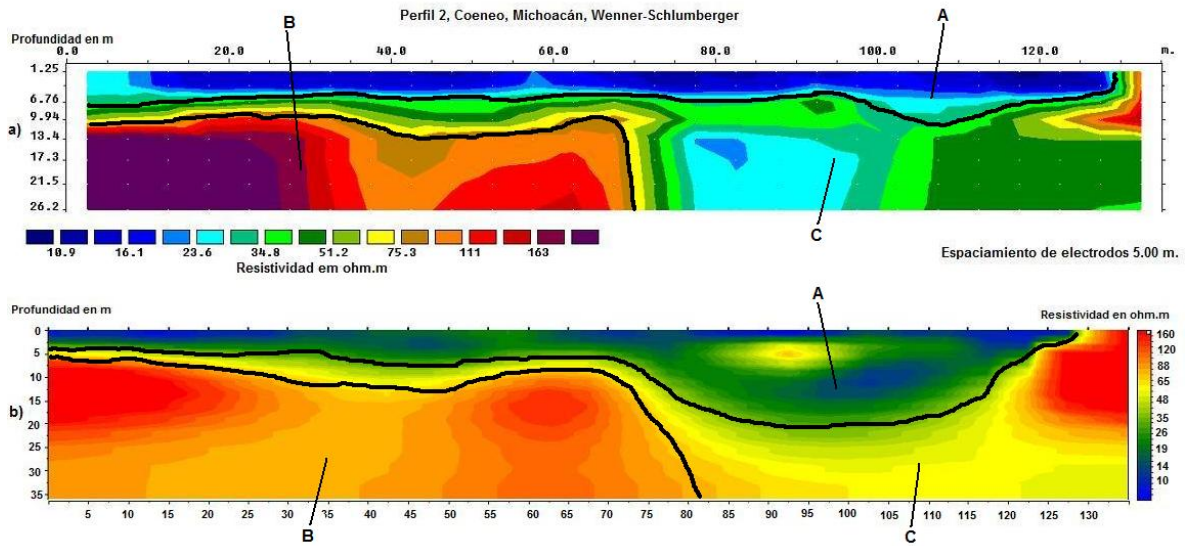


Figura 5.7. Modelos de inversión del perfil 2 realizado en Coeneo Michoacán. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

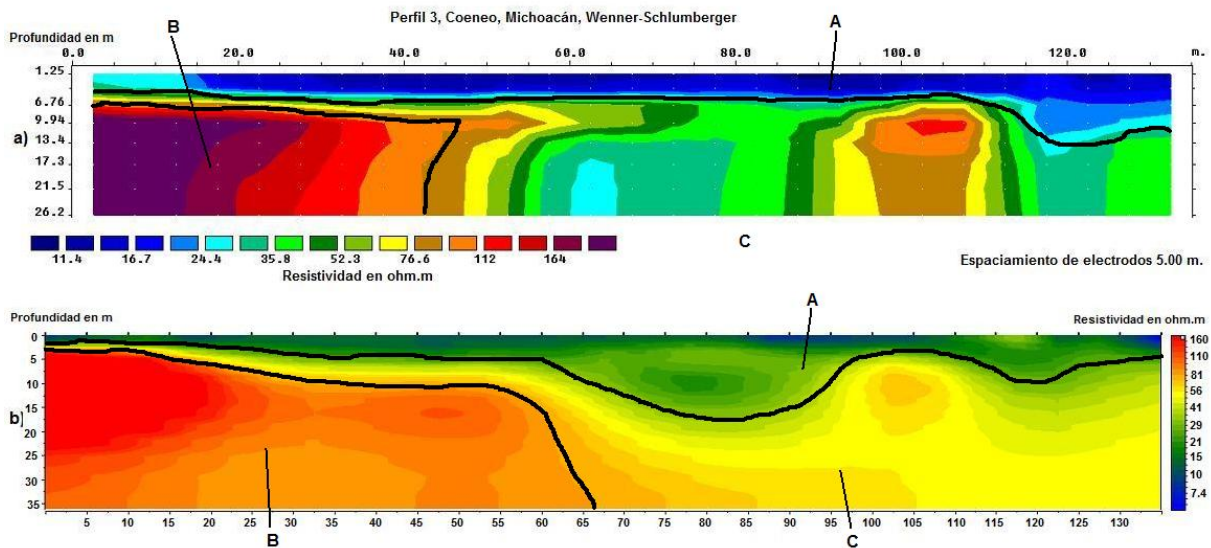


Figura 5.8. Modelos de inversión del perfil 3 Realizado en Coeneo Michoacán. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

5.6. Ixtlán de los Hervores, Michoacán.

El sitio de estudio se localiza en un campo geotérmico el cual se encuentra al Este del lago de Chapala, a una altitud de 1535 m.s.n.m Con un área de alrededor de 2 km² cubierta principalmente de manantiales de aguas termales a una temperatura promedio de 90°, lagunas de lodo, fumarolas y emanaciones de vapor. Se perforaron 3 pozos de gran profundidad, uno de ellos se descontroló y arroja una columna de vapor a una altura de 30 m aproximadamente, la cual duró 20 años emanando de manera natural. Actualmente tiene un uso recreativo simulando un géiser, el cual a veces se activa de manera natural mientras que otras tantas tiene que ser auxiliado por un compresor de aire.

En un principio, los estudios en el área de Ixtlán de los Hervores por parte de CFE tenían como objetivo un posible generador de energía por medio del campo geotérmico de baja entalpía, sin embargo las temperaturas alcanzadas por los pozos no fueron suficientes (250°) para cumplir el objetivo.

5.6.1. Marco Geológico.

El área de estudio se localiza en la subprovincia fisiográfica de Zonas de Fosas Tectónicas, la cual se caracteriza por el alineamiento de sus cuencas, que para su caso particular son fosas tectónicas rellenas en dirección este-oeste, como es el caso de los lagos de Chapala, Cuitzeo, Valle de Ixtlán y de Zamora, entre otros. Así mismo, su constante actividad volcánica se refleja por innumerables aparatos volcánicos y rocas extrusivas, conformadas esencialmente por rocas basálticas y andesíticas.

Las rocas que afloran en el área estudiada son de origen extrusivo; parte de ellas, principalmente las de menor cohesión y las formadas por minerales lábiles, han sido fragmentadas, transportadas y depositadas en las depresiones estructurales cercanas a sus fuentes, dando lugar a la existencia de depósitos clásticos de diferentes espesores granulometría.

5.6.2. Ubicación Geográfica.

Se localiza al Noroeste del Estado de Michoacán, en las coordenadas $20^{\circ}10'$ de latitud Norte y $102^{\circ}24'$ de longitud Oeste, a una altura de 1,530 metros sobre el nivel del mar.

Limita al Norte con Tanhuato, al Este con Ecuandureo, al Sur con Chavinda y Zamora, y al Oeste con Pajacuarán y Vista Hermosa. Su distancia a la capital del Estado es de 174 kms.

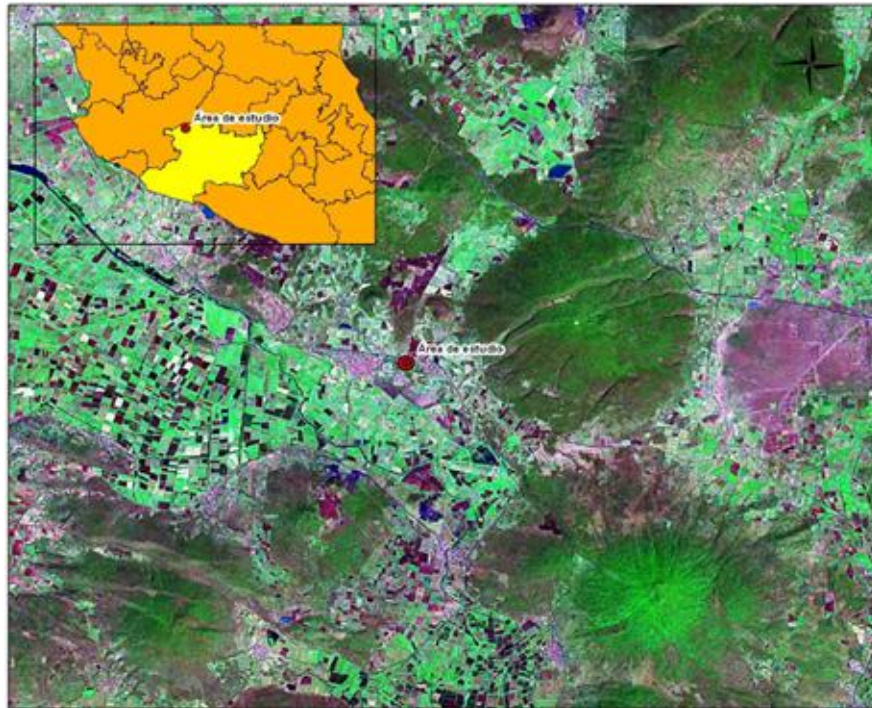


Figura 5.9. Localización del área de estudio.

5.6.3. Descripción del levantamiento.

Se realizaron 7 perfiles de resistividad aparente con el arreglo Wenner-Schlumberger, con un espaciamiento entre electrodos de 12 metros, cubriendo una longitud de 324 m y 12 niveles alcanzando una profundidad aproximada de 60 metros. Tres de los tendidos (T1, T2 y T3) se encuentran dentro del balneario en la parte posterior (Figura 5.10), en esta zona del terreno se localizan varios rellenos de rocas volcánicas muy poco consolidadas, así mismo, el terreno está

segmentado por un par de riachuelos de 1.50 m de anchura y muy poca profundidad, entre 15 y 30 cm, los tendidos se realizaron en estas condiciones, atravesando las dos estructuras mencionadas. Cabe mencionar que el tercer tendido no corresponde con la secuencia debida, ya que varias edificaciones y estructuras geológicas (géiser) impedían el libre tránsito.

Los tendidos T4 y T5 (Figura 5.10) se realizaron en la parte frontal del balneario, sobre la calle. En ésta, se encontraban dos tipos de suelo, uno de los cuales corresponde a un relleno de rocas volcánicas poco consolidadas y el otro a un tipo de suelo más consolidado y de mayor suavidad que se encontraba anegado con poca profundidad, a un lado se hallaban rastros de huellas de desecación, lo cual causó problemas con el contacto electrodo-suelo.

En la Figura 5.10, los perfiles T6 y T7 se realizaron a un lado de la carretera Ixtlán-Zamora, en la cual había un mismo suelo a lo largo de los dos tendidos, éste era de origen lacustre y muy consolidado, se tuvieron problemas para establecer los electrodos y con el contacto.

Para fines prácticos solo se procesaron los datos obtenidos en el TE1 por ser uno de los más representativos.



Figura 5.10. Localización de los sondeos.

5.6.4. Resultados

En los modelos de inversión de la Figura 5.11, se aprecian dos unidades; superior, que aproximadamente varía entre 1 y 10 m, con resistividades de 3 a 10 ohm-m, y la inferior, cuyo espesor no es posible definir, las variaciones de resistividades son bajas, sin embargo con presencia de alto contraste, el cual se puede distinguir por una zona de muy baja resistividad, la cual se asocia a las zonas geotérmicas que se encuentran en el área de estudio.

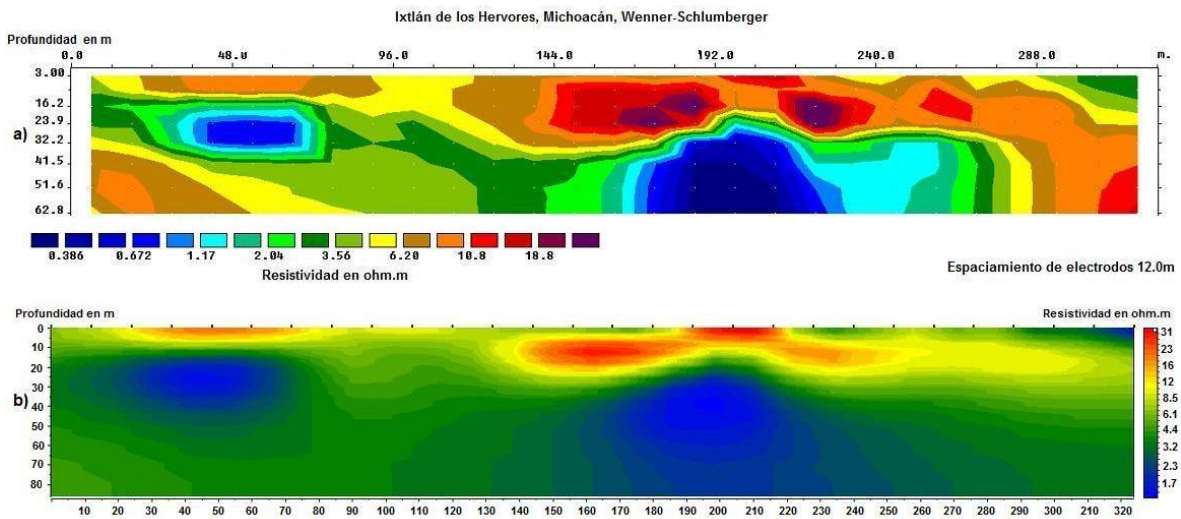


Figura 5.11. Modelos de inversión de uno de los perfiles realizados en Ixtlán de los Hervores, Michoacán. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

5.7. El Pahal, Espinal de Veracruz.

Este estudio fue realizado con el objetivo común de la búsqueda de posibles zonas o formaciones susceptibles de explotarse como abastecimiento de agua. Se realizó un estudio cuya finalidad era localizar formaciones acuíferas en el subsuelo, tanto someras como profundas, que pudieran ser explotadas como puntos de captación de agua para abastecimiento.

5.7.1. Marco Geológico

La zona de El Pahal está ubicada dentro de las formaciones Guayabal, Chapopote-Tantoyuca, Palma Real, Meson, Escolin y Tuxpan. Todas contienen litologías muy semejantes que consisten en areniscas, lutitas y limolitas, y por su medio ambiente de depósito sus contactos son discordantes.



Figura 5.12. Carta Geológica- Minera que contiene información de la localidad de El Pahuil.

5.7.2. Ubicación Geográfica.

Se encuentra ubicado en la zona central del Estado, en las coordenadas 20°15´ de latitud Norte y 97°24´ de longitud Oeste, a una altura de 100 metros sobre el nivel del mar. Limita al Norte con Coatzintla; al Noreste con Papantla; al Oeste con Coyutla; al Suroeste con Coxquihui; al Sur con Zozocolco y Estado de Puebla. Su distancia aproximada al Noroeste de la capital del Estado es de 95 Km.

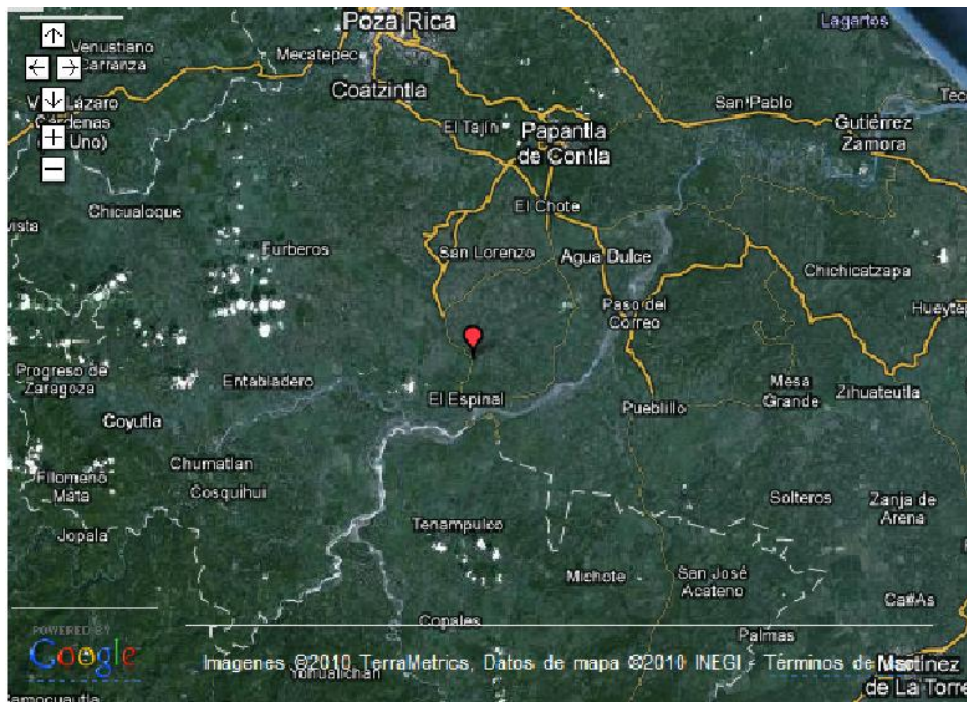


Figura 5.13. Ubicación geográfica de la localidad de El Pahuil.

5.7.3. Descripción del levantamiento.

Se realizó un perfil geoelectrico 2D mediante la técnica denominada Tomografía de Resistividad Eléctrica. La adquisición se llevo a cabo con un dispositivo Wenner formado por 20 electrodos espaciados una distancia de 10 m, consiguiendo una profundidad aproximada de 32 metros.

5.7.4. Resultados

Como se puede observar en la Figura 5.14, los materiales analizados en este perfil presentan una tendencia a la disposición horizontal y se encuentran agrupados en tres capas principales cuyas características son, de techo a piso, las siguientes:

Una capa superficial, indicada con el número 1, de extensión generalizada a lo largo de todo el perfil, atribuible a la unidad arcillosa suprayacente, con un espesor que, de manera puntual, podría superar los 2 m.

Una segunda capa, indicada con el número 2, atribuible a la zona saturada (acuífero), compuesta de arenas no consolidadas, con un espesor cercano y algo superior a 25 m. El posible nivel freático del acuífero se encuentra aproximadamente a 5 o 6 metros de profundidad.

Una tercera capa, indicada con el número 3, la capa inferior, que correspondería a las arcillas infrayacentes las cuales tiene su techo a una profundidad aproximada de 32 metros.

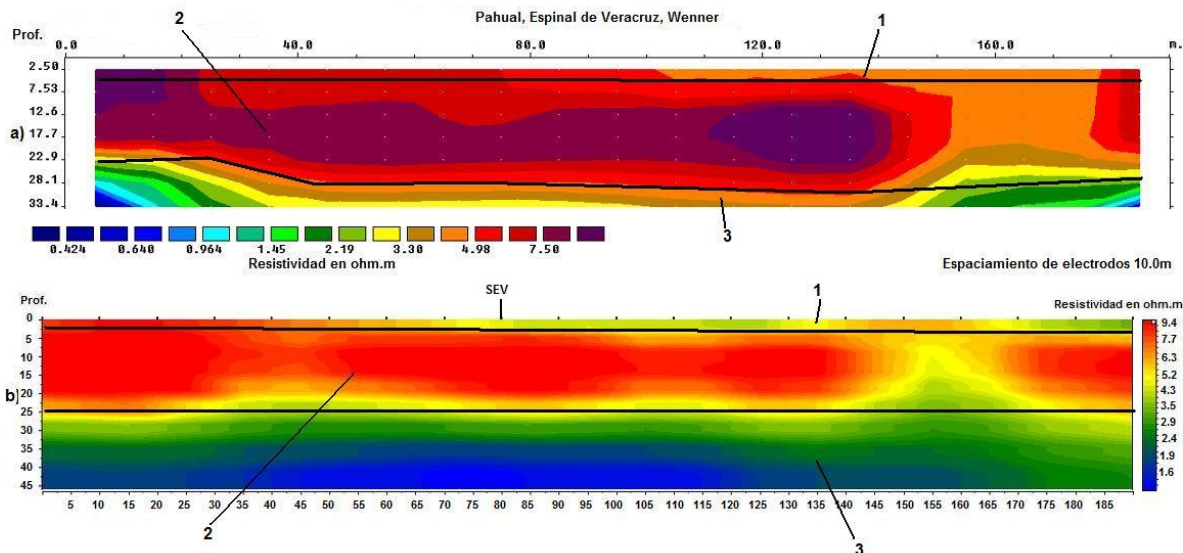


Figura 5.14. Modelos de inversión del perfil realizado en Pahuál. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

Como se puede observar en la imagen eléctrica (Figura 5.14), los límites entre las capas no son bien definidos, por lo que se realizó un Sondeo Eléctrico Vertical para poder tener una información más certera de ello.

El dispositivo utilizado para la adquisición de los datos fue el Schlumberger con una abertura AB/2 mínima de 1 metro y máxima de 62.5 metros alcanzando una profundidad aproximada de 30 metros como puede apreciarse en la tabla.

El procesamiento de los datos se realizó con el software IPI2WIN.

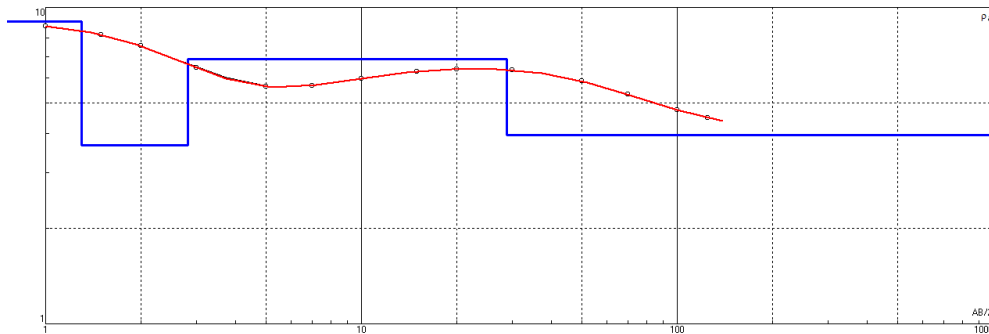


Figura 5.15. Perfil del Sondeo Eléctrico Vertical realizado en la zona de Pahuá.

Tabla 4. Valores para cada una de las capas del perfil del SEV.

N	Resistividad en Ohm-m	Espesor en m.	Profundidad en m.
1	9.015	1.301	1.301
2	3.677	1.522	2.823
3	6.846	26	28.82
4	3.955		

Como se puede ver la primera capa tiene una resistividad de aproximadamente 9 Ohm-m y un espesor de 1.3 metros, la segunda capa que es donde se encuentra el posible acuífero está a una profundidad de 2.8 metros, tiene un espesor aproximado de 1.5 metros y una resistividad de 3.7 Ohm-m. La tercera capa tiene una resistividad de 6.8 Ohm-m y un espesor de 26 metros. El SEV reporta una capa más que la tomografía de una resistividad de alrededor de 4 Ohm-m.

5.8. Valle Etna, Oaxaca

En México, alrededor de 67% del agua total suministrada para las ciudades principales se obtiene del agua subterránea. La sobreexplotación, contaminación por la intrusión de aguas residuales salinas, domésticas e industriales está amenazando los niveles de los acuíferos. El acuífero de Etna es un ejemplo de este problema, porque existen una gran cantidad de pozos de extracción y al mismo tiempo los residuos domésticos que van a los drenes naturales. Este acuífero produce el 80% del agua total suministrada a la ciudad de Oaxaca y a la irrigación agrícola. El valle está situado en la porción central del estado de Oaxaca, cerca de la ciudad de Oaxaca, la Capital del Estado. El área ha sufrido un incremento en las necesidades de agua en los últimos veinte años. La extracción del agua se ha obtenido a través de 190 pozos, aproximadamente, durante los últimos 19 años. En el presente, las fuentes principales de contaminación se encuentran en las aguas residuales, y los fertilizantes domésticos e industriales.

5.8.1. Marco Geológico

El estado de Oaxaca es atravesado por dos importantes sistemas de montaña: la sierra Madre del Sur, la cual se extiende del sur de Jalisco al istmo de Tehuantepec, y la sierra Madre Oriental. Ambos convergen hacia el este del estado formando varios valles con acuíferos potenciales. La ciudad de Oaxaca está situada en la ensambladura de tres valles: el Etna al noroeste, el Tlacolula-Mitla al sureste y el Zimatlán al sur (Figura 5.16). El río de Atoyac fluye en dirección Sur, con los valles de Etna y Zimatlán, y él es ensamblados por el Mitla Río en la ciudad de Oaxaca. El valle de Etna está limitado por la Sierra de Juárez al este y la Sierra de Oaxaca al oeste (Figura 5.16). El valle de Etna esta principalmente compuesto por depósitos lacutres-fluviales y en menor proporción por rocas volcánicas y depósitos piroclásticos de Edades Mioceno-Cuaternarios. El sistema freático del acuífero del valle está compuesto por sedimentos de arenas y gravas del Terciario-Cuaternarios, con un espesor que se extiende de 20 a 50 m (Flores-Márquez y otros, 2001). La base de este acuífero es una secuencia consolidada de arcilla, con un espesor variable alcanzando cerca de 36 M.

5.8.2. Ubicación Geográfica

El Valle de Etna está localizado a 17°03' N y a 96°44' W, tiene una altitud de 1700 metros sobre el nivel del mar (Figura 5.16)

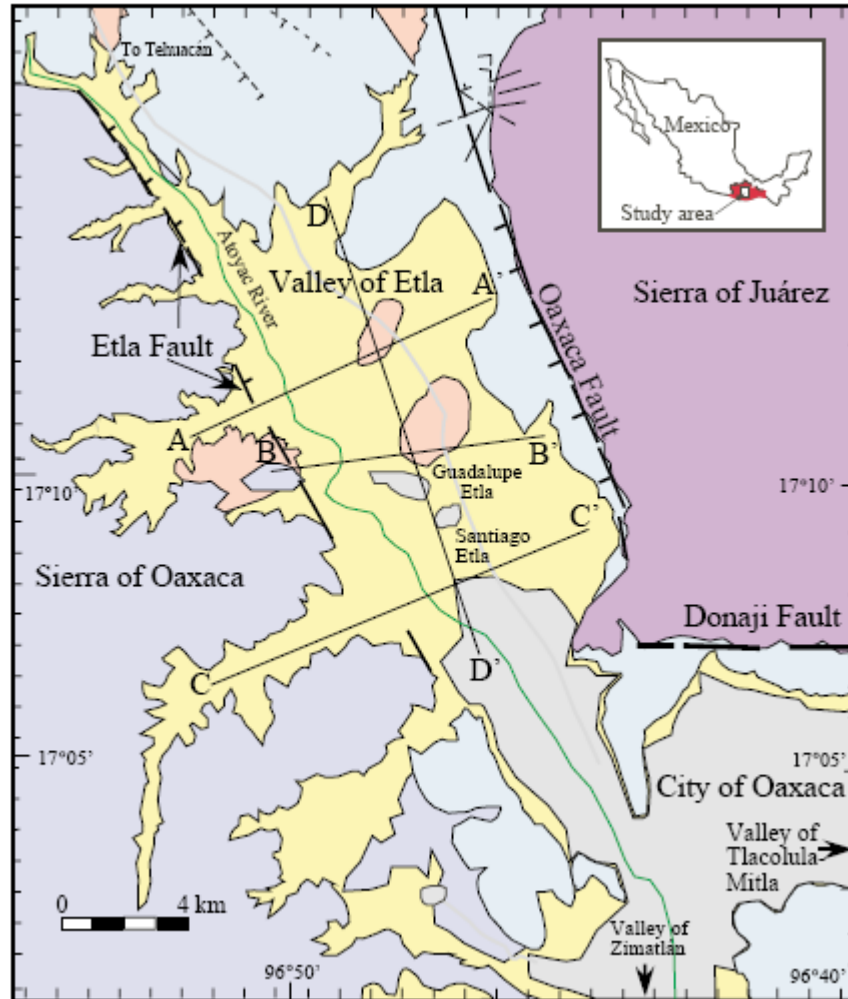


Figura 5.16. Localización del Valle de Etlá.

5.8.3. Descripción del Levantamiento

Se realizó un perfil geoelectrico 2D mediante la técnica denominada Tomografía de Resistividad Eléctrica. La adquisición se llevo a cabo con un dispositivo Wenner- Schlumberger formado por 21 electrodos espaciados una distancia de 10 m, cubriendo una longitud total de 200 metros, consiguiendo una profundidad aproximada de 32 metros con 8 niveles y un total de 87 datos.

5.8.4. Resultados

En la Figura 5.17 se puede observar que los materiales analizados en este perfil presentan una tendencia a la disposición horizontal y se encuentran agrupados en tres capas principales.

Una capa superficial, de extensión generalizada a lo largo de todo el perfil, atribuible a areniscas, con un espesor que, de manera puntual, podría superar los 5 m.

Una segunda capa, atribuible a la zona saturada (acuífero), compuesta de arenas no consolidadas, con un espesor cercano y algo superior a 15 m. El posible nivel freático del acuífero se encuentra aproximadamente a 10 metros de profundidad.

Una tercera capa, la capa inferior, que correspondería a areniscas infrayacentes las cuales tienen su techo a una profundidad aproximada de 30 metros.

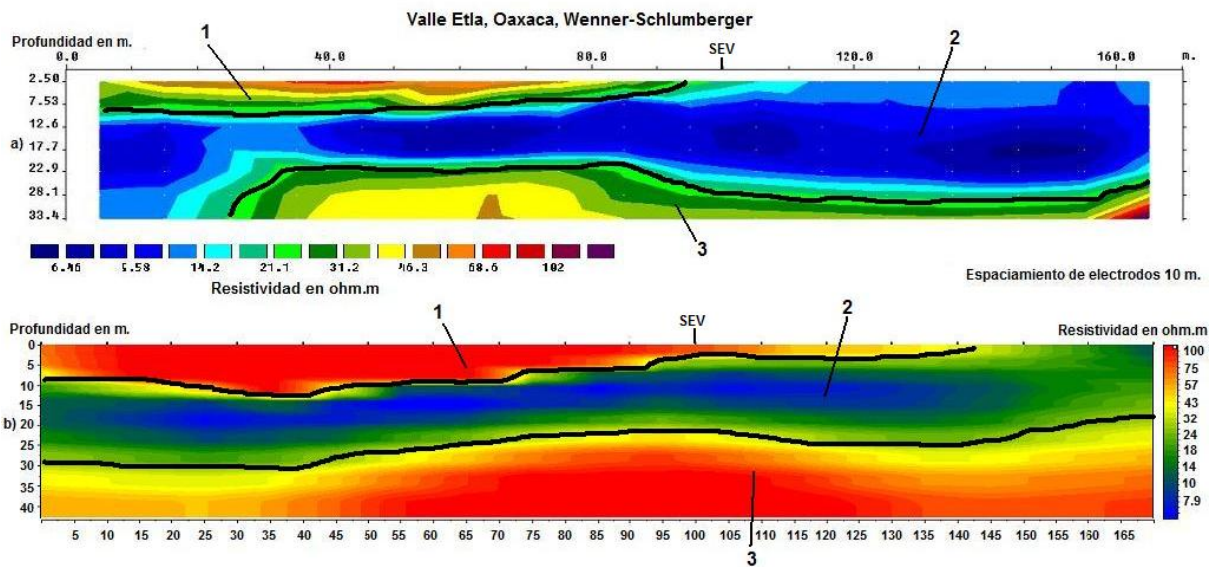


Figura 5.17. Modelos de inversión del perfil realizado en Valle Etla. (a) Modelo de Inversión realizado con el programa RES2DINV. (b) Modelo de Inversión realizado con el programa ZONDRES2D.

En la Figura 5.17 se puede observar que en la imagen eléctrica no se alcanzan a definir bien los horizontes de las capas por lo que se realizo un Sondeo Eléctrico Vertical para poder tener una información más certera de ello, al igual que en el ejemplo anterior (El Pahuatl) y los datos que se obtuvieron son los siguientes (Figura 5.18).

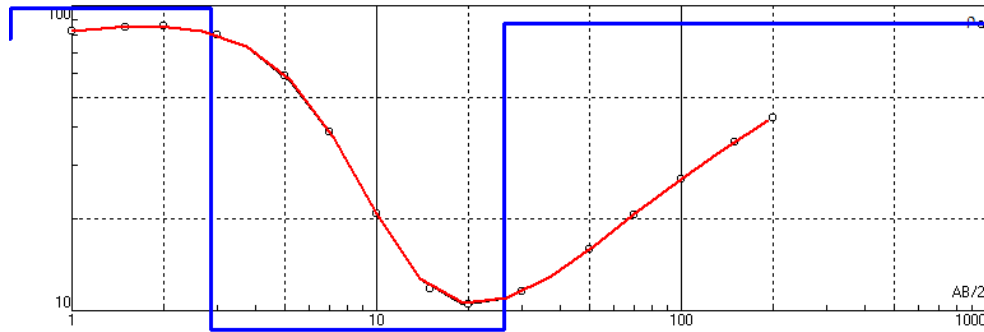


Figura 5.18. Perfil del Sondeo Eléctrico Vertical realizado en la zona del Valle de Etna.

Tabla 5. Valores para cada una de las capas del perfil del SEV.

N	Resistividad en Ohm-m	Espesor en m.	Profundidad en m.
1	77.84	0.5775	0.5775
2	98.48	2.282	2.859
3	8.65	23.38	26.24
4	87.07		

Como se puede ver la primera capa tiene una resistividad de aproximadamente 78 Ohm-m y un espesor de 0.6 metros. La segunda capa tiene una resistividad de 6.8 Ohm-m y un espesor 26 metros. La tercera capa que es donde se encuentra el posible acuífero esta a una profundidad de 26 metros, tiene un espesor aproximado de 23 metros y una resistividad de 8.65 Ohm-m. El SEV reporta una capa más que la tomografía de una resistividad de alrededor de 87 Ohm-m.

Como se puede observar en los dos últimos ejemplos, los programas tienen ciertas limitantes al definir los límites o espesores en un medio estratificado, por ello se recomienda realizar un estudio con la técnica de SEV para complementar la información obtenida con la técnica de Tomografía.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica resuelve de manera aceptable estructuras geológicas complejas con respecto a otras técnicas de corriente continua.

Los problemas numéricos involucrados para resolver un problema inverso caen dentro de tres categorías: El cálculo de la respuesta del modelo (problema directo), el cálculo de las sensibilidades y la solución de un problema de minimización a gran escala expresado como un sistema de ecuaciones lineales.

Los resultados obtenidos de los modelos sintéticos muestran la utilidad técnica para inferir la presencia de cuerpos en el subsuelo. Esto nos muestra las ventajas y desventajas de cada modalidad para poder así emplear la más adecuada al planear un estudio. Las modalidades Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger son menos sensitivas al ruido aleatorio a profundidad y lateralmente, la modalidad Wenner es mucho más sensitiva al ruido aleatorio.

La implementación del programa Profiler V2 para realizar el modelado directo e inverso de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D resulto ser una herramienta de apoyo muy versátil.

El programa ZONRES2D útil en el procesamiento de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D, es un programa multiusuario, una vez que se tiene registrado presenta una gran ventaja sobre otras herramientas de procesamiento, debido a que se puede utilizar en un número indefinido de computadoras y trabaja sobre cualquier sistema operativo. No requiere de instalación especial en una computadora, se puede trabajar con él inclusive desde una USB, lo cual lo hace muy portátil. Esto presenta una gran ventaja para alumnos que requieran de una herramienta de procesamiento de datos de resistividad.

En comparación con el programa RES2DINV que es un programa comercial probado, reconocido, recomendado y utilizado en varios países, el programa ZONDRES2D resuelve bien las estructuras e incluso en algunas ocasiones obtiene imágenes eléctricas de mejor calidad, porque puede realizar la inversión con un número mayor de iteraciones a diferencia del RES2DINV. Además, el programa RES2DINV tiene un alto costo y es un programa monousuario, es decir, trabaja en una sola computadora, necesita una llave física para poder activar todas sus funciones, sin esta llave se puede ocupar solamente como demo y esto limita a realizar una inversión de datos con tres iteraciones únicamente.

Las imágenes eléctricas 2D obtenidas en todas las zonas estudiadas arrojan buenos resultados, coinciden con la geología y ubicación de las estructuras, aunque tiene ciertas limitaciones al definir modelos de capas, como se pudo observar en el caso de El Pahuatl y Valle Etla.

El algoritmo de inversión que define mejor las imágenes eléctricas 2D es el de suavizamiento condicionado.

RECOMENDACIONES

En la planificación de un estudio con Tomografía de Resistividad Eléctrica, se deben tomar en cuenta los siguientes aspectos:

Se recomienda emplear un resistivímetro que sea lo suficientemente sensitivo y que los electrodos tengan buen contacto con el terreno de estudio.

Se recomienda emplear la modalidad Wenner si el área de estudio es un área con ruido, el estudio tiene un tiempo limitado para realizarse y se requiere una buena resolución vertical.

Si se requiere una buena resolución horizontal, una cobertura de datos importante y existe un buen contacto con el terreno, se recomienda usar la modalidad Dipolo-Dipolo.

En caso de no estar seguros de la estructura a encontrar y se necesita una buena resolución horizontal y vertical, se recomienda emplear la modalidad Wenner-Schlumberger.

Si se tiene un sistema con un número limitado de electrodos, la modalidad polo-dipolo podría ser una opción viable.

La modalidad Polo-Polo se recomienda para estudios con espaciamientos pequeños entre electrodos y una buena cobertura horizontal.

Debido a la limitación del programa ZONDRES2D para definir un modelo de capas, se recomienda realizar un estudio con la técnica de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) para corroborar la información obtenida en el estudio de tomografía.

Al realizar la interpretación de las imágenes eléctricas se recomienda tener en cuenta la profundidad media de estudio del arreglo empleado, debido a que el programa ZONDRES2D hace una extensión de la profundidad y esto puede generar errores en la interpretación.

Se recomienda el uso de los programas Profiler V2 y ZONDRES2D como herramientas para el modelado y procesado de datos adquiridos en prácticas de campo, o en las asignaturas de Prospección Eléctrica y Procesamiento de datos Geofísicos donde se requieren este tipo de herramientas.

Los programas ProfileR y ZONDRES2D se pueden obtener en la siguiente dirección:

- <http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/freeware.htm>

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, E.D., Arrubarena, M.M., et al., (2010). "Reporte de Práctica Profesional, Ixtlán de los Hervores, Michoacán". Facultad de Ingeniería. UNAM. México, D.F.
- Baker, R.D., (1992). "A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface". *First Break*, v. 10 - 2, p. 53-62
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G., (1987). "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data". *Geophysics*, **52**, 289-300.
- Caballero, J.G., Del Bosque, E.L., et al., (2009). "Reporte Final de Prácticas Profesionales (Coeneo, Michoacán)". Facultad de Ingeniería. UNAM. México, D.F.
- De Groot-Hedlin, C. and Constable, S., (1990). "Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data". *Geophysics*, **55**, 1613-624.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979). "Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures". *Geophysical Prospecting* **27**, 1020-1036.
- Edwards, L. S., (1977). "A modified pseudosection for resistivity and induced polarization". *Geophysics*, **42**, 1020-1036.
- Ellis, R.G. and Oldenburg, D.W., (1994). "Applied geophysical inversion". *Geophysical Journal International*, **116**, 5-11.
- Flores, E.L., Chávez, R.E., Martínez, R.G., et al. (2001). "Geophysical Characterization of the Etna Valley aquifer, Oaxaca, México". Instituto de Geofísica, UNAM. México, D.F.
- Keller G.V., Frischknecht F.C., (1966). "Electrical Method in Geophysical Prospecting". Pergamon Press Inc. Oxford
- Koefoed O., (1979). "Geosounding Principles 1: Resistivity sounding measurements". Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.
- Kufman, A.A., (1992). "Geophysical field theory and method", part A. Academic Press.
- Lines L.R. and Treitel S. (1984). Tutorial: "A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems". *Geophysical Prospecting*, **32**, 159-186.
- Li Y. and Oldenburg D.W. (1992). "Approximate inverse mappings in DC resistivity problems". *Geophysical Journal International* **109**, 343-362.

- Loke, M.H., (1994). "The inversion of two-dimensional resistivity data". Unpubl. PhD thesis, Un. Of Birmingham.
- Loke M.H., Baker R.D., (1995). "Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosection". *Geophysics*, v. 60, p. 1682-1690
- Loke M.H., Baker R.D., (1996). "Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method". *Geophysical Prospecting*, v. 44, p. 131- 52
- Locke, M. H., 1995. RES2DMOD version 2.20: A 2D resistivity forward modeling.
- Lopez H., Loke H., Fanton O., Rubí E. (2004). "Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (tomografía eléctrica 2D y 3D)".
- López Ramos E., (1985). *Geología de México*. CONCACYT. Tomo II, tercera edición, México, D.F.
- Olayinka, A.I. and Yaramanci, U., (2000). "Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion". *Journal of Applied Geophysics*, **45**, 63-82.
- Oldenburg, D. W. and Li, Y., (1994). "Inversion of induced polarization data". *Geophysics*, **59**, 1327–1341.
- Orellana E., (1972). "Prospección Geoeléctrica en corriente continúa". *Parainfo*, segunda edición, Madrid, España, p. 24 – 72
- Sasaki, Y., (1992). "Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation". *Geophysical Prospecting*, **40**, 453-464.
- Servicio Geológico Mexicano (1996), *Carta Geológico Minera de Poza Rica*, Veracruz, F14-12, Esc. 1:250000.
- Sumanovac F., Dominkovic A.S., (2007). "Determination of Resolution limits of Electrical Tomography on the Block Model in a homogenous environment by means of electrical modeling". *Rudarsko Geolosko Naftni Zbornik*, v. 19, p. 47-56
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., (1990). "Applied Geophysics" (second edition). Cambridge University Press.
- Tong, L. and Yang, C., (1990), "Incorporation of topography into two-dimensional resistivity inversion". *Geophysics*, **55**, 354-361.
- Tutorial RES2DINV ver. 3.55. Geotomo Software, enero 2006.

-
- Urbietta Gómez J., (2001). “La Tomografía eléctrica en los métodos de corriente continua”. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
 - Urbietta Gómez J., (2009). “Evaluación de las técnicas de adquisición de datos 2D y 3D con tomografía de resistividad eléctrica en pozo”. Tesis de Maestría. Posgrado. UNAM.
 - Urbietta, G.J. (2008). “Estimación De La Distribución Espacial De Resistividades Del Subsuelo Para Localizar Un Posible Acuífero Por Tomografía Eléctrica En El Pahal, Municipio De Espinal, Veracruz”. Departamento de Geofísica. Facultad Ingeniería, UNAM. México, D.F.
 - http://www.google.com.mx/search?q=algoritmo+de+inversion+de+occam&hl=es&rlz=1G1GGLQ_ESMX365&sa=2
 - <http://www.biblioteca.uson.mx/digital/tesis/docs/17428/Capitulo4.pdf>
 - <http://www.alhgeofisica.com.ar/publications/La%20Tomograf%C3%ADa%20El%C3%A9ctrica%20como%20Herramienta%20de%20Diagnostico%20en%20la%20Auscultaci%C3%B3n%20de%20Presas%20de%20Materiales%20Suelos.pdf>
 - <http://petrus.upc.es/wwwdib/tesis/mgasulla/Cap5.pdf>

ANEXO A

Algunos modelos sintéticos generados con el software RES2DIV.

En las Figuras que se muestran en este anexo se muestran las imágenes eléctricas generadas con el software RES2DIV de los modelos sintéticos presentados en el Capítulo 4 del presente trabajo con la finalidad de comparar el poder resolutivo del programa ZONDRES2D. Se utilizaron 3 de las 5 secciones de resistividad aparente correspondientes a las diferentes modalidades por ser las más representativas

Como se puede observar en las Figuras (A1-A5) los cuerpos son determinados en los diferentes modelos propuestos, en cualquier modalidad, al igual que lo hace el programa ZONDRES2D (Capítulo 4), aunque cada programa defina características diferentes (por muy pequeñas que sean).

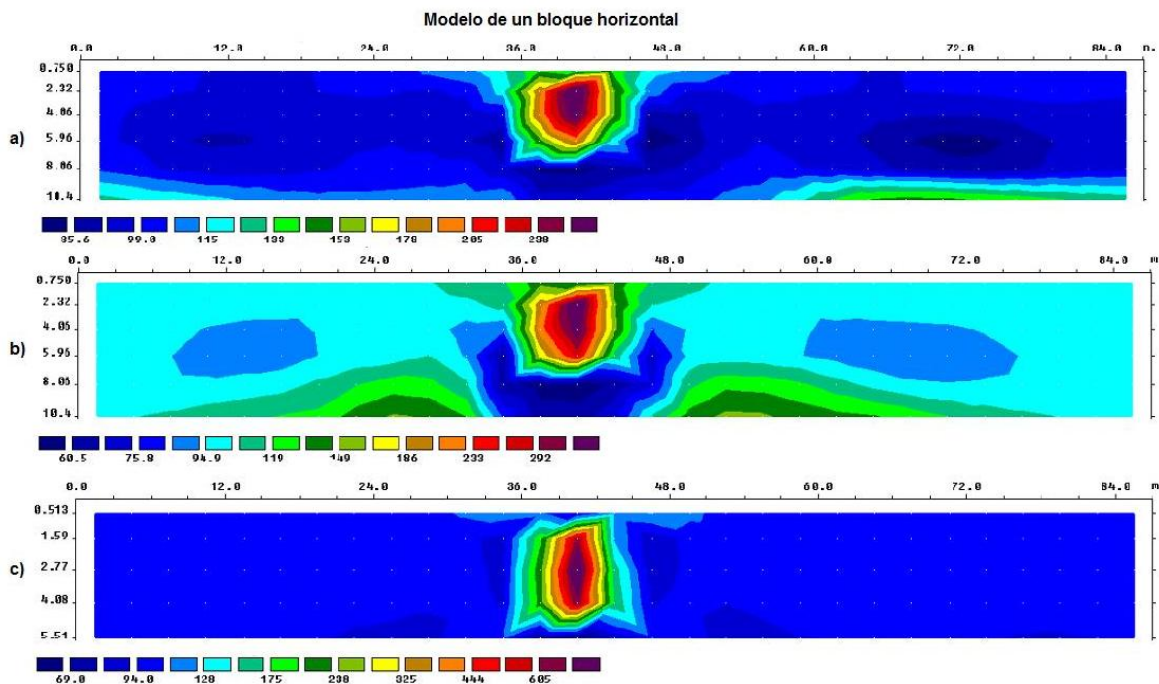


Figura A1. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de un bloque rectangular para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

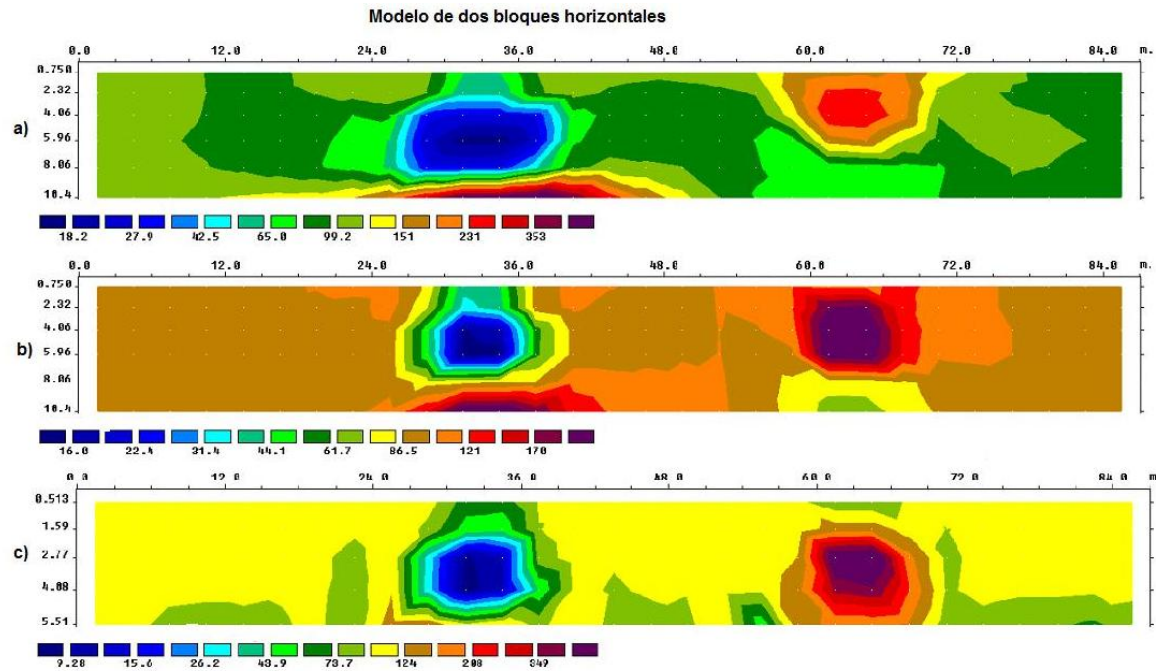


Figura A2. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de dos bloques horizontales para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

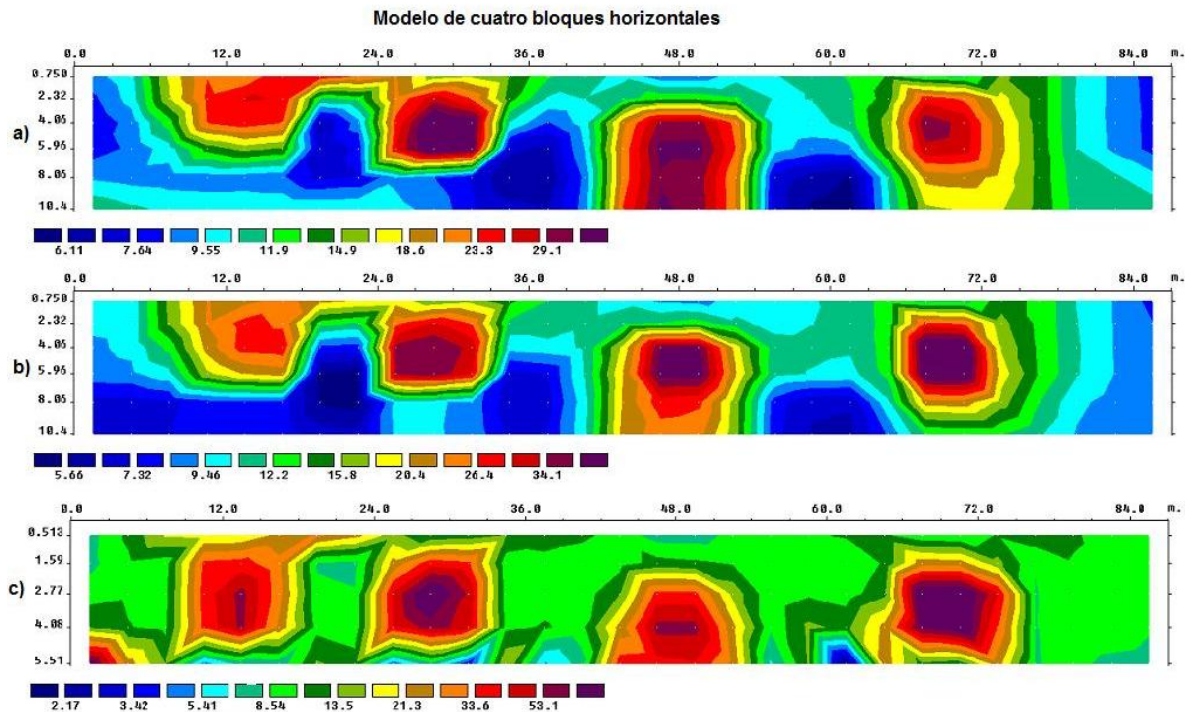


Figura A3. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de cuatro bloques horizontales para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

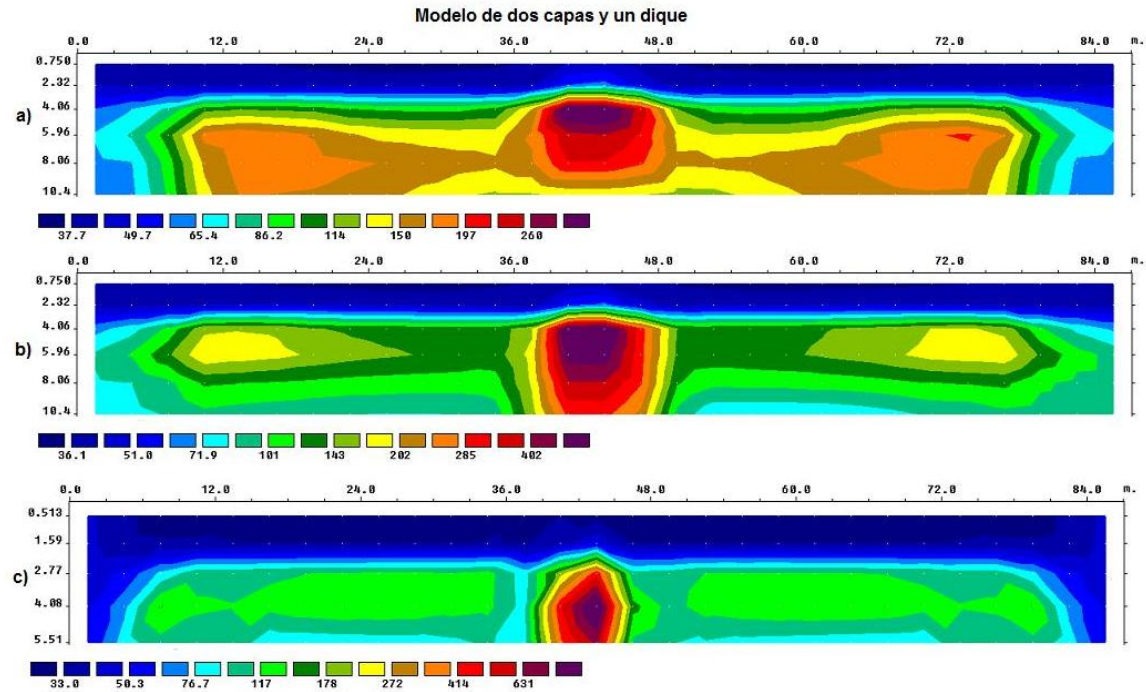


Figura A4. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de dos capas y un dique para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

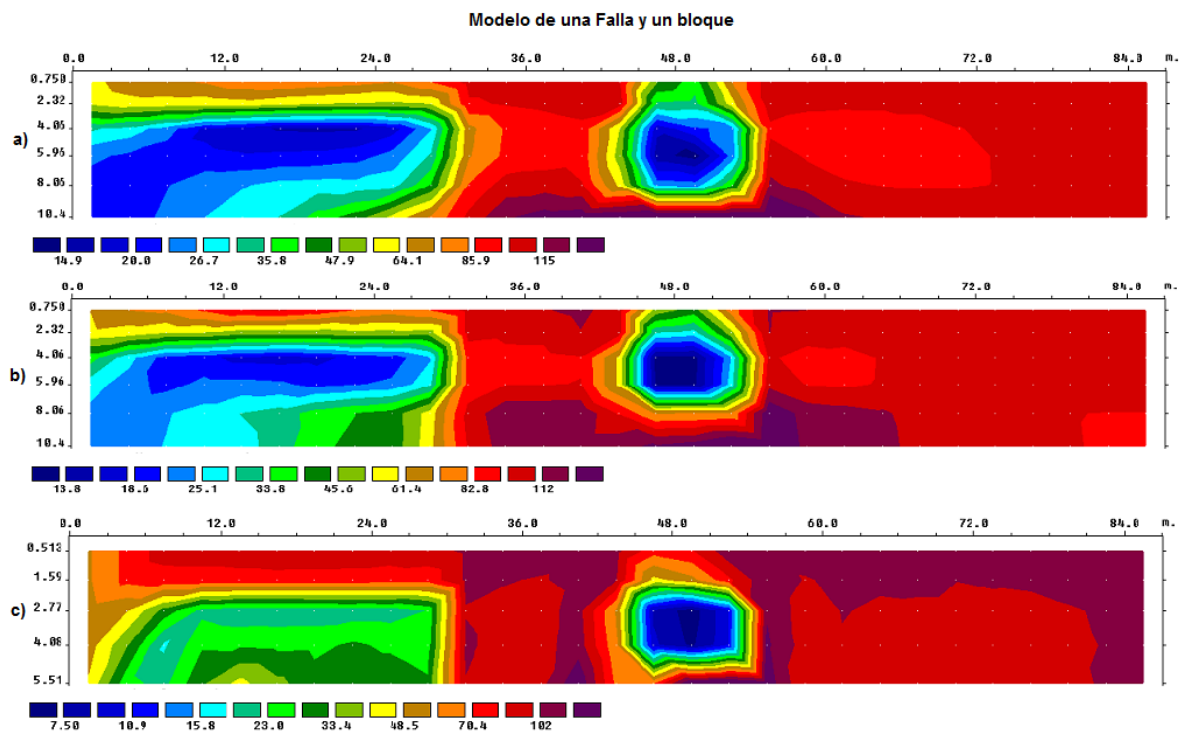


Figura A5. Secciones de resistividad obtenidas de un modelo sintético de una falla y un bloque rectangular para las modalidades a) Wenner, b) Wenner-Schlumberger y c) Dipolo-Dipolo.

ANEXO B

Inversión de los datos de campo generados con otros algoritmos de inversión en el software ZONDRES2D.

A continuación se muestran las imágenes eléctricas generadas con otros tipos de algoritmos de inversión para algunos de los datos de campo presentados en el Capítulo 5 del presente trabajo. Para fines prácticos se utilizaron los datos de campo de la Calle Segunda Cerrada de Minas, Álvaro Obregón, los datos de Coeneo, Michoacán y los datos de El Pahal, Espinal de Veracruz, por considerarse los más representativos.

Se puede observar que todos los algoritmos de inversión definen las estructuras en cada sección, separando los cuerpos por su alta o baja resistividad, sin embargo no todos determinan bien la forma o la resistividad de los mismos, por ello, se ocupó el algoritmo de Suavizamiento Condicionado para procesar los datos en el capítulo 5, por considerarse el que mejor define las estructuras.

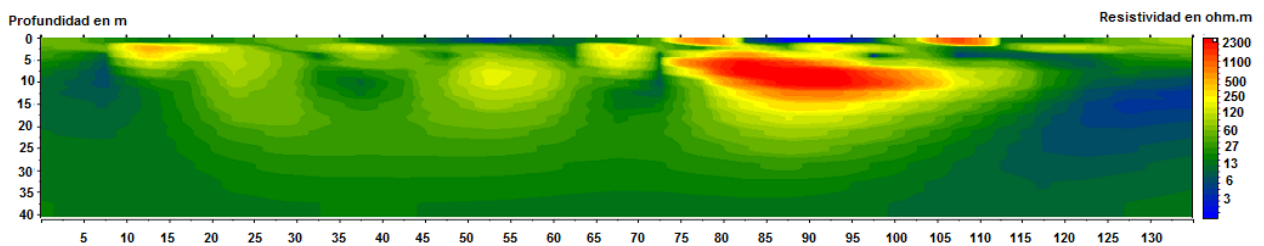


Figura B1. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Marquardt del perfil realizado en la calle Segunda Cerrada de Minas en la Delegación Álvaro Obregón.

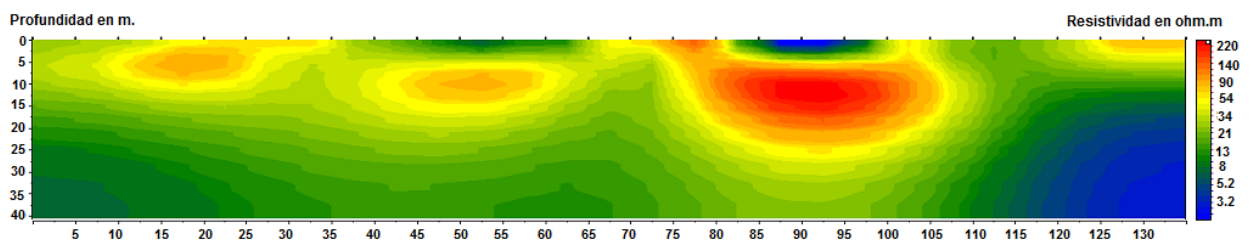


Figura B2. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam del perfil realizado en la calle Segunda Cerrada de Minas en la Delegación Álvaro Obregón.

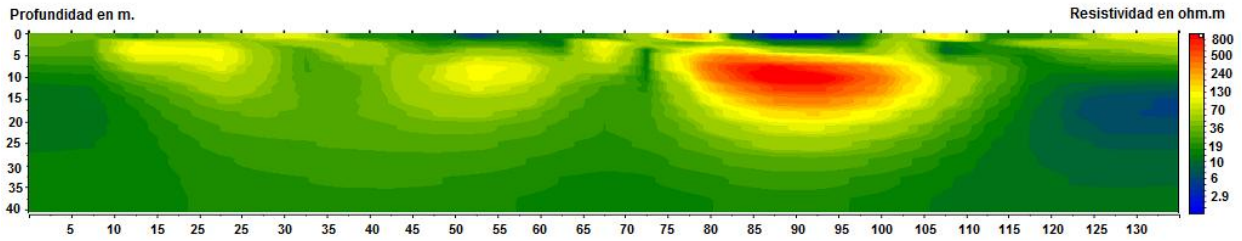


Figura B3. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam- Marquardt del perfil realizado en la calle Segunda Cerrada de Minas en la Delegación Álvaro Obregón.

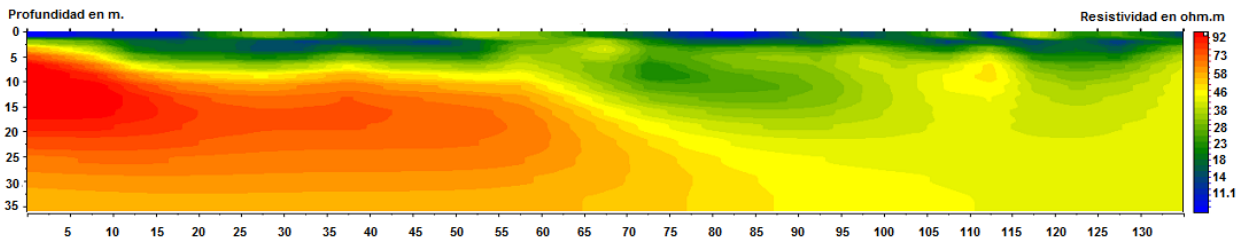


Figura B4. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Marquardt del perfil 1 realizado en Coeneo Michoacán.

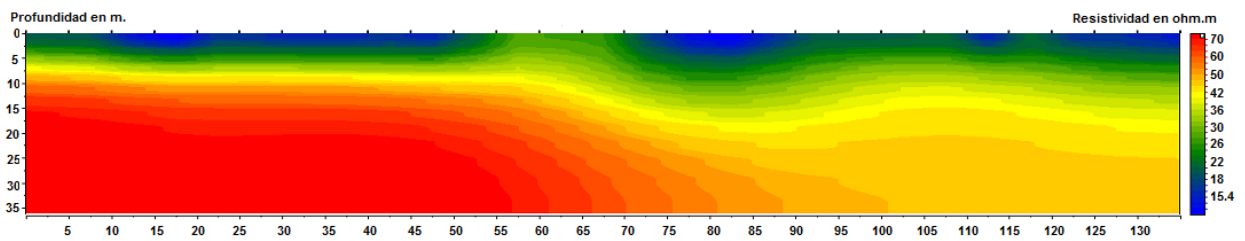


Figura B5. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam del perfil 1 realizado en Coeneo Michoacán.

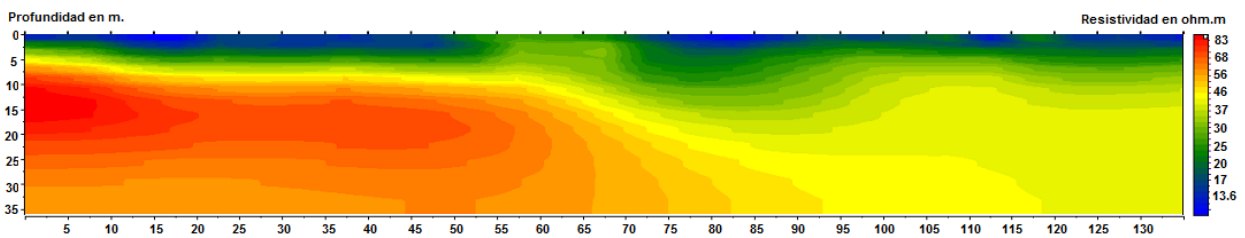


Figura B6. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam-Marquardt del perfil 1 realizado en Coeneo Michoacán.

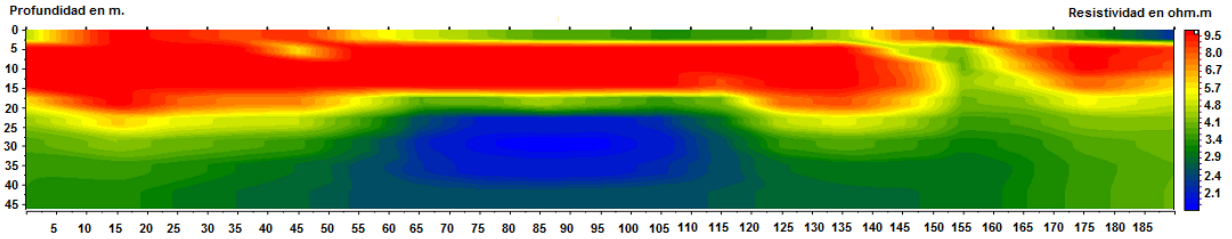


Figura B7. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Marquardt del perfil realizado en El Pahual, Espinal de Veracruz.

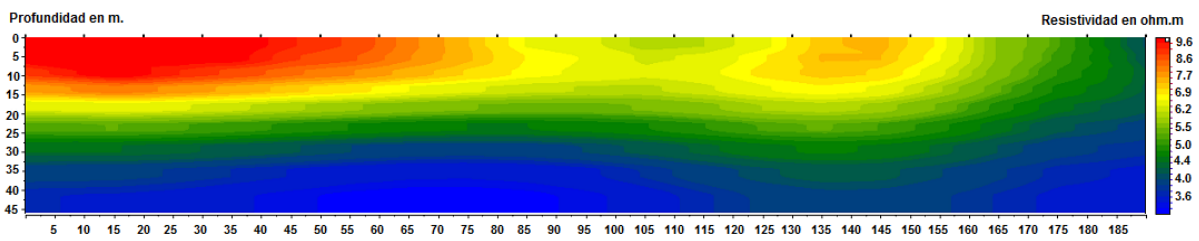


Figura B8. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam del perfil realizado en El Pahual, Espinal de Veracruz.

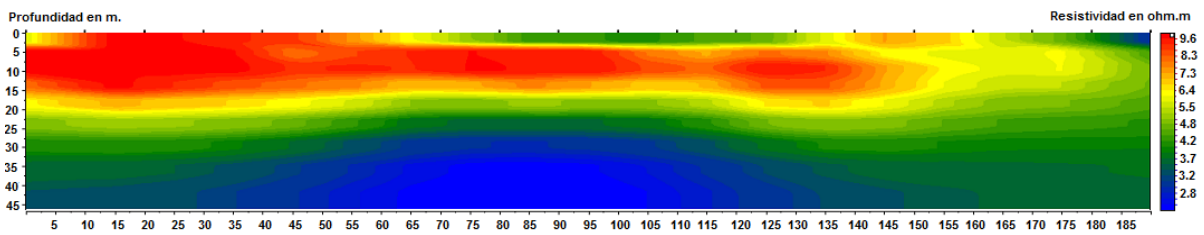


Figura B9. Modelo de inversión generado con el algoritmo de Occam-Marquardt del perfil realizado en El Pahual, Espinal de Veracruz.