



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS  
DE LA TIERRA

**DEFINICIÓN DE ZONAS DE FRACTURAMIENTO  
EMPLEANDO TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD  
ELÉCTRICA 3D**

***TÉSIS***

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA:

**De la Torre González Brenda Viridiana**

DIRECTOR DE TESIS:

**Dr. René Efraín Chávez Segura**

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F. , 2010





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 director de tesis **Dr. René Efraín Chávez Segura** por la confianza, paciencia, y apoyo brindado a lo largo del desarrollo de este trabajo. Por los comentarios y observaciones de carácter académico y profesional durante mi colaboración, y sobre todo por creer en mi capacidad profesional y en mi persona.

A mi profesora y amiga **Dra. Claudia Arango Galván** a quien admiro y respeto por su profesionalismo y capacidad de enseñanza, por compartir sus conocimientos conmigo, por la paciencia mostrada y por la comprensión brindada en momentos difíciles.

Al **Ing. Miguel Castillo Rodríguez** quien me brindó la oportunidad de mi primer trabajo profesional en donde adquirí conocimientos técnicos que fueron de gran utilidad en la comprensión y desarrollo de este trabajo.

Al comité de tesis: **Dr. René Efraín Chávez Segura, Dra. Claudia Arango Galván, Dr. Andrés Tejero Andrade, M. C. Gerardo Cifuentes Nava e Ing. Arturo Tapia Crespo** por las recomendaciones y observaciones a favor de la mejora del presente trabajo.

A la **Facultad de Ingeniería** de la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por darme la oportunidad de tener una educación profesional de la mejor calidad.

Al **Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT)** por el apoyo económico brindado para la realización de esta tesis por medio del proyecto identificado con clave: IN117408.

Agradezco al personal de la **Dirección General de Protección Civil** del Estado de México, en particular al **M. en C. Esteban Ramos** por las gestiones realizadas durante la ejecución del estudio.

Gracias...

## DEDICATORIA

A mis padres

**María Antonieta González Roblero;** por el cariño mostrado, los consejos, la preocupación que siempre mostraste respecto a mi salud y por el apoyo en mis estudios.

**Higinio de la Torre Sánchez;** por mostrarme la vida desde un punto de vista diferente, el apoyo mostrado en cada una de mis decisiones y por tolerar mis gustos a pesar de las diferencias tan grandes de nuestros seres.

A mis hermanos

**Erik Daniel de la Torre González y Alam Israel de la Torre González;** por soportar mis errores de la infancia y acompañarme siempre, por los momentos de diversión que aún tenemos juntos.

A mi pareja

**Ismael Flores Prieto;** porque a tu lado aprendí lo que es amar a pesar de la distancia, por tu apoyo incondicional en todos los momentos difíciles de mi vida, por compartir tu vida conmigo y permitirme estar a tu lado. Por ser parte de mis logros y de mis sueños.

A mis suegros

**Sr. Antonio Flores y Sra. María Teresa Prieto;** por el cariño, confianza y apoyo que me han mostrado siempre haciéndome sentir parte de su familia.

A mi tía

**Arminda González Roblero;** quien es para mí una segunda madre, por tener siempre un consejo y hacerme comprender con cariño cosas que fueron difíciles de asimilar.

A mis primas

**Paola Beatriz Sánchez de la Torre y Angélica de la Torre Núñez;** por los buenos momentos que hemos pasado juntas, los consejos, el apoyo y el cariño mostrado a lo largo de años de convivencia.

A mis amigos

**Tania, Joselin, Erika, Jorge, Mayra, Margarita, Victor, Rubí, Pamela, Raciel;** por estar conmigo siempre aunque nuestros caminos se hayan separado, por los momentos de diversión que nunca olvidare, por escucharme cuando lo necesité y por los consejos brindados.

Con todo mi cariño.

## ÍNDICE

|                                                                                                                               |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>RESUMEN</b>                                                                                                                | 1  |
| <b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>                                                                                               | 2  |
| <b>CAPITULO II. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE INTERÉS</b>                                                                           | 4  |
| 2.1. Marco Geográfico                                                                                                         | 4  |
| 2.2. Marco Geológico de la Cuenca de México                                                                                   | 5  |
| 2.2.1. Geología Histórica                                                                                                     | 5  |
| 2.2.2. Geología Estructural                                                                                                   | 6  |
| 2.3. Marco Geológico del Municipio de La Paz, Estado de México                                                                | 9  |
| 2.4. Caracterización geotécnica de la zona de estudio                                                                         | 11 |
| 2.4.1. Generalidades de la formación de suelos en la Cuenca de México                                                         | 12 |
| 2.4.1.1. Marco geológico general                                                                                              | 12 |
| 2.4.1.2. Marco paleoclimático                                                                                                 | 13 |
| 2.4.1.3. Marco volcánico                                                                                                      | 13 |
| 2.4.2. Localización geotécnica de la zona de estudio y descripción de las diferentes zonas geotécnicas de la Ciudad de México | 14 |
| 2.4.2.1. Localización geotécnica de la zona de estudio                                                                        | 14 |
| 2.4.2.2. Zona I o zona de lomas                                                                                               | 16 |
| 2.4.2.3. Zona II o de transición                                                                                              | 16 |
| 2.4.2.4. Zona III o de lago                                                                                                   | 17 |

|                                                                             |           |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>CAPÍTULO III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO GEOFÍSICO</b>              | <b>19</b> |
| 3.1. Fundamentos del método eléctrico de corriente directa                  | 19        |
| 3.1.1. Teoría fundamental                                                   | 19        |
| 3.1.2. Fuente eléctrica en el interior de un medio homogéneo                | 20        |
| 3.1.3. Un electrodo de corriente en la superficie de un medio homogéneo     | 22        |
| 3.1.4. Dos electrodos de corriente en la superficie                         | 23        |
| 3.1.5. Resistencia, resistividad y resistividad aparente                    | 25        |
| 3.1.6. Métodos geoeléctricos                                                | 28        |
| 3.1.7 Técnica de tomografía eléctrica                                       | 30        |
| 3.2. Configuraciones de medición fundamentales                              | 34        |
| 3.2.1. Arreglo Wenner                                                       | 35        |
| 3.2.2. Arreglo Schlumberger                                                 | 36        |
| 3.2.3. Arreglo Wenner-Schlumberger                                          | 37        |
| 3.2.4. Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo                                  | 37        |
| 3.2.5. Arreglo Polo-Dipolo                                                  | 39        |
| 3.3. Introducción a la teoría de inversión de datos de tomografía eléctrica | 39        |
| <b>CAPÍTULO IV. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS</b>                    | <b>44</b> |
| 4.1. Adquisición de datos de tomografía eléctrica                           | 44        |
| 4.2. Procesamiento de datos de tomografía eléctrica                         | 46        |
| 4.2.1. Procesamiento de datos para obtención de modelos 2D                  | 46        |

|                                                                             |           |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 4.2.2. Procesamiento de datos para obtención del<br>modelo 3D               | 54        |
| <b>CAPÍTULO V. MODELOS GEOLÉCTRICOS 2D Y 3D</b>                             | <b>56</b> |
| 5.1. Modelos 2D                                                             | 56        |
| 5.1.1. Línea 1                                                              | 56        |
| 5.1.2. Línea 2                                                              | 57        |
| 5.1.3. Línea 3                                                              | 58        |
| 5.1.4. Línea 4                                                              | 58        |
| 5.1.5. Línea 5                                                              | 59        |
| 5.1.6 Modelo pseudo 3D a partir de modelos 2D                               | 60        |
| 5.2. Modelo 3D                                                              | 61        |
| 5.2.1 Análisis del modelo 3D                                                | 64        |
| 5.3. Comparación entre los modelos pseudo 3D y 3D                           | 69        |
| 5.4. Estudio geotécnico                                                     | 70        |
| 5.5. Correlación de resultados del estudio geofísico-geotécnico             | 76        |
| 5.6. Correlación del modelo 3D y la fractura expuesta en el área de estudio | 79        |
| <b>CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES</b>                                            | <b>83</b> |
| <b>ANEXO I</b>                                                              | <b>87</b> |
| <b>BIBLIOGRAFÍA</b>                                                         | <b>89</b> |



## **DEFINICIÓN DE ZONAS DE FRACTURAMIENTO EMPLEANDO TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA 3D**

### **RESUMEN**

En la Unidad Habitacional (U.H.) Tepozanes en el municipio La Paz, Estado de México fue localizada una grieta, los efectos de este fenómeno en superficie se manifiestan aproximadamente en una longitud de 25 m en dirección NE aproximadamente, el área afectada tiene una dimensión de 1 m de ancho, la carpeta asfáltica y edificios localizados en la cercanía se observan severamente afectados.

Determinar la localización de las grietas en el subsuelo es importante para prevenir el peligro que éstas representan para las estructuras civiles, sin embargo, el muestreo directo y continuo espacialmente del subsuelo en el área de estudio no es posible debido a que se trata de una zona urbanizada, además de ser éste un procedimiento destructivo y costoso.

La técnica de tomografía eléctrica fue empleada para determinar la distribución de los materiales en el subsuelo, se generaron cinco modelos 2D y uno 3D que muestran la localización de las discontinuidades existentes. Los modelos obtenidos se compararon con la estratigrafía definida mediante un estudio geotécnico realizado en la zona, los cambios de materiales encontrados mediante el estudio geotécnico son correspondientes a los cambios en la resistividad de los materiales en el subsuelo.

En el modelo 3D se observa una discontinuidad que no se puede determinar mediante el análisis de los modelos 2D, se trata de la grieta que se manifiesta en superficie y que afecta las edificaciones de la U.H.

**CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN**

El crecimiento desmedido de la población de la Ciudad de México ha propiciado el desarrollo de asentamientos humanos en predios cuyo subsuelo no tiene las propiedades mecánicas favorables para la estabilidad de estructuras civiles, aunado a ello, satisfacer las necesidades de agua ha favorecido la sobreexplotación de los mantos acuíferos de la zona. Este aspecto es de gran relevancia al dar una explicación a los fenómenos de agrietamiento y hundimiento que se presentan en la actualidad, principalmente debido a que los suelos que se encuentran en la Cuenca de México están básicamente conformados por arcillas de alta compresibilidad, las cuales se ven alteradas por la variación de agua presente en su estructura.

Muchos asentamientos en el Distrito Federal y en el área metropolitana se han desarrollado en épocas pasadas sin llevar a cabo un estudio del subsuelo, ahora las obras civiles están presentando daños debido a que no se realizó un diseño de cimentación acorde a las características del subsuelo y a la estructura a construir.

Con la finalidad de evitar que esta problemática afecte a las nuevas estructuras en la actualidad el reglamento de construcción del D. F. obliga a que cada proyecto de construcción cuente con un estudio geotécnico, se trata de una investigación de prevención que ayuda a estimar el comportamiento (deformaciones principalmente) del subsuelo y los efectos que se podrían presentar en las estructuras. Sin embargo, este tipo de estudios son muy puntuales y el precio se encarece si se quiere realizar un muestreo con una densidad mayor para definir la distribución espacial de los materiales a profundidad, por lo que es recomendable la elaboración de un estudio geofísico que complemente la investigación obteniendo mejores resultados enfocados a la prevención de daños debidos a las propiedades de los materiales del subsuelo y a su distribución espacial.

El fenómeno en la U.H. Tepozanes es uno entre una gran cantidad de casos similares, en donde los habitantes se encuentran preocupados acerca de la seguridad que los edificios ofrecen, y la posibilidad de perder su patrimonio. La investigación se llevó a cabo debido a la inquietud de los habitantes con el apoyo del Gobierno del Estado de México a través de la Dirección General de Protección Civil respecto a los daños presentes en la carpeta asfáltica y en las edificaciones, la finalidad del estudio es definir las zonas que representan mayor peligro para la población.

En este contexto, los métodos geofísicos de exploración resultan ser una herramienta invaluable debido a la rapidez de sus resultados, así como a su bajo costo. En particular, el método de tomografía eléctrica proporciona información acerca de la variación de resistividad eléctrica del subsuelo que puede estar asociada a la presencia de alguna discontinuidad (grieta) que represente un peligro sustancial para las obras civiles.

Este trabajo describe el estudio geofísico realizado en la U.H. Tepozanes. Los trabajos de geofísica consistieron en la realización de una serie de perfiles de Tomografía de Resistividad Eléctrica (T. R. E.) alrededor de uno de los edificios más dañados. Se realizaron modelos 2D y 3D que fueron interpretados en primera instancia de acuerdo a las variaciones de resistividad presentes, posteriormente tomando en cuenta los resultados obtenidos mediante el estudio geotécnico y con los efectos observados en superficie.

## CAPÍTULO II. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE INTERÉS

### 2.1. Marco Geográfico

La Cuenca de México tiene una altitud promedio de 2240 m.s.n.m., se encuentra entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste, y entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte, ésta se encuentra rodeada y delimitada por diferentes estructuras volcánicas (Fig. 2.1) que además fueron de gran importancia en la formación de la Cuenca, así tenemos al sur La Sierra Chichinautzin y Ajusco; al este la Sierra Nevada, en la cual son de gran importancia los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl; el límite noroeste lo define la Sierra de Tepotzotlán; en el límite oeste tenemos las Sierras de Monte Alto y Monte Bajo y en el suroeste la Sierra de las Cruces que tiene una orientación general NS. Dentro de la Cuenca se encuentran algunas estructuras volcánicas sobresalientes por su tamaño como la Sierra de Santa Catarina, La Sierra de Guadalupe y el Cerro El Pino.

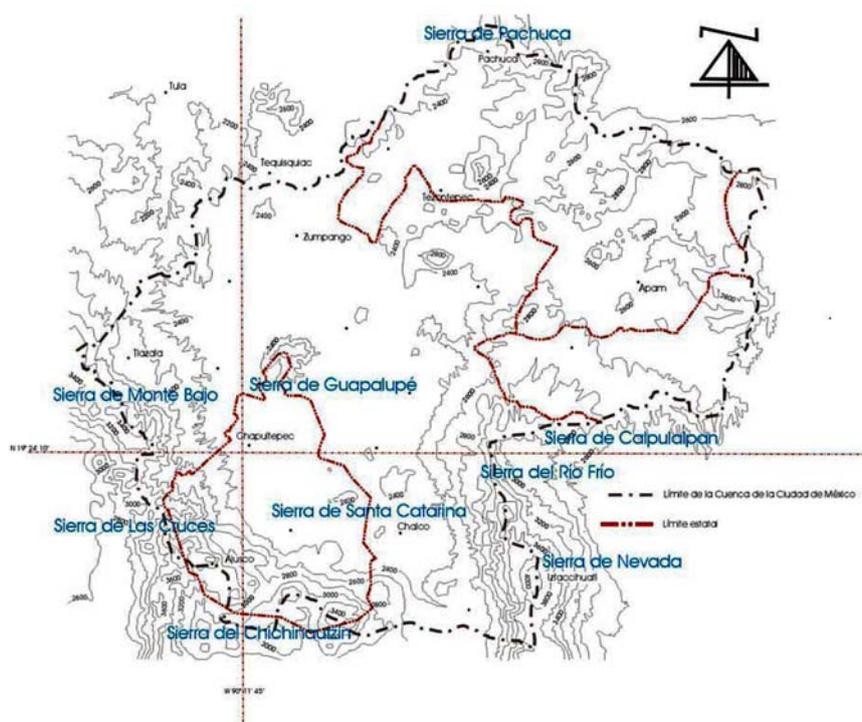


Figura 2.1. Sierras y estructuras volcánicas sobresalientes en la Cuenca de México. (Tomado de: Diagnóstico geológico y geohidrológico preliminar de la Microcuenca del Río Magdalena, 2002).

## **2.2. Marco Geológico de la Cuenca de México**

### **2.2.1. Geología Histórica**

En el centro de la República Mexicana existe un cinturón de estructuras volcánicas recientes, la formación de estos volcanes se atribuye a una zona de debilidad existente por la cual el magma ha ascendido (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005); la Cuenca de México se localiza en la parte central de esta estructura denominada Eje Neovolcánico Transmexicano; por lo cual es una zona de alta complejidad tectónica.

Durante el Aptiano y hasta el Turoniano Tardío prevaleció la sedimentación marina calcárea en gran parte del país, posteriormente entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano la sedimentación calcárea cambio a tipo flysh debido al cambio de ambiente marino a continental. Las secuencias cretácicas fueron plegadas en el transcurso del Maestrichtiano al Eoceno Temprano debido a la influencia de la Orogenia Laramide que afectó gran parte del territorio nacional. Al finalizar dicho plegamiento, durante el Eoceno Tardío–Oligoceno Temprano, tuvo lugar el fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho, contemporáneamente con sedimentación clástica continental tipo molasa y con efusiones fisurales basálticas alcalinas. Las rocas basálticas calci-alcalinas de composición variable de andesítica a riolítica del Oligoceno Tardío–Mioceno Temprano son contemporáneas a la secuencia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental y se relacionan con la actividad del Arco Magmático del Terciario Medio. Los eventos volcánicos que se asocian genéticamente con el Eje Neovolcánico y con las fallas normales del Plio-Cuaternario, orientadas preferentemente EW están representados por: andesitas basálticas y dacitas calci-alcalinas del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario; basaltos alcalinos y calci-alcalinos del Plio-Cuaternario y por basaltos, andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas del Cuaternario. El régimen endorreico de la Cuenca de México y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originaron como consecuencia del intenso vulcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

### 2.2.2. Geología estructural

La Orogenia Laramide, durante el periodo comprendido entre el Maestrichtiano-Eoceno Temprano, plegó las rocas jurásicas y cretácicas existentes. Fries (1960) describe las estructuras resultantes como pliegues simétricos y recostados al oriente y poniente, los ejes de los pliegues son sinuosos y generalmente orientados NNE, las charnelas suben y bajan irregularmente.

Estos pliegues pertenecen a la provincia tectónica de rocas jurásicas y cretácicas plegadas que componen la Sierra Madre Oriental (SMOr).

En la porción centromeridional se localizan fallas normales con desplazamiento lateral derecho, estas son denominadas fallas de Jojutla y Cañón de Lobos con rumbo NE y NW respectivamente.

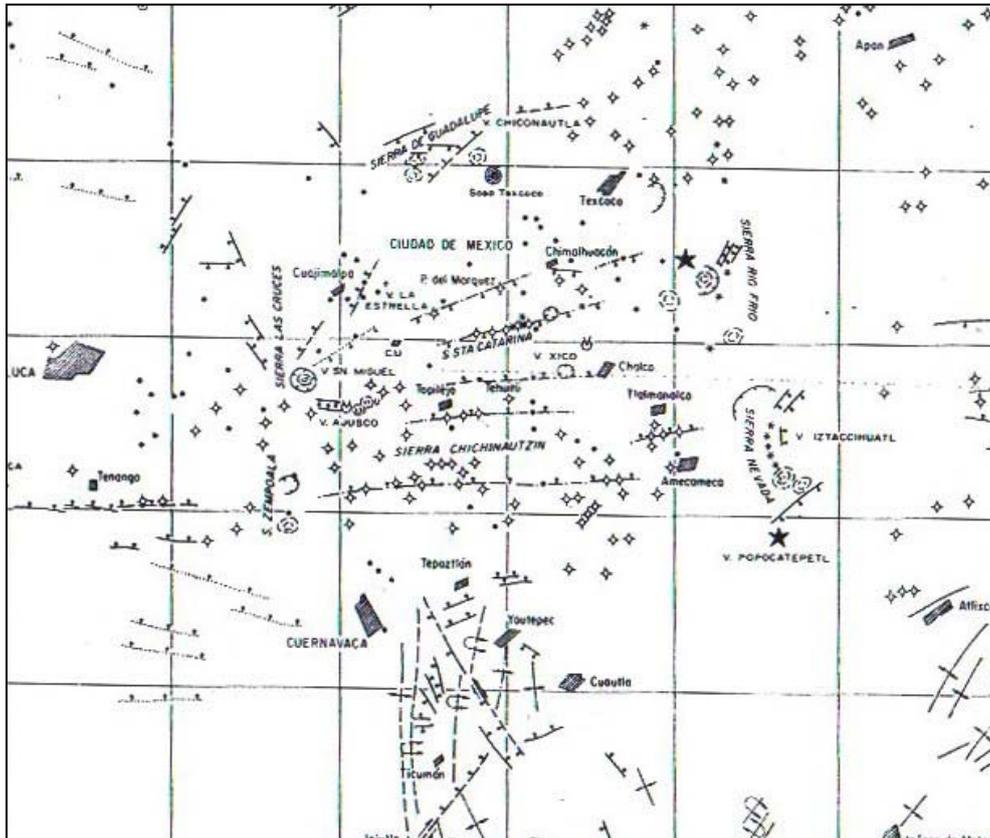
Debido a la diferencia en altitud de la cima de rocas cretácicas que se manifiesta en algunos pozos exploratorios en la Ciudad de México, se sugiere la presencia de una falla normal con bloque hundido hacia el poniente con un rumbo inferido N15°W, la cual muy probablemente pertenezca al sistema de fallas Jojutla-Cañón de Lobos de edad aproximada en el Eoceno-Oligoceno Temprano, por lo cual podría ser penecontemporáneo por lo menos en la parte inferior del Grupo Balsas. Se interpreta que este sistema fue generado por esfuerzos compresivos con dirección S85°W, quizá debido a la paloesubducción de la Placa Oceánica Farallón, por debajo de la Placa Continental Norteamericana (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Dislocando al Grupo Balsas se interpreta un sistema de edad en el Oligoceno Tardío-Eoceno Temprano, el cual fue originado probablemente por la orogenia de este periodo, que se manifiesta por el plegamiento de la secuencia andesítica inferior del Paleoceno-Eoceno en la SMOr. Dos de las fallas más sobresalientes son la falla localizada al noreste de Ticuman que tiene un rumbo N45°W a lo largo de aproximadamente 15 Km y ramifica en varias fallas

normales en la misma dirección; la segunda ubicada al oriente de Xalostoc, con rumbo NW y longitud de 2 Km. Además de este fenómeno puede ser el causante de la inclinación de las capas del Grupo Balsas.

99°45', 19°50'

98°15', 19°50'



99°45', 18°35'

98°15', 18°35'

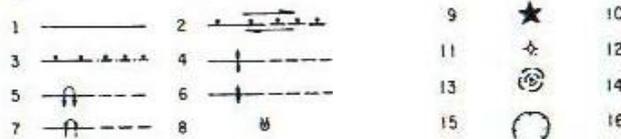


Figura 2.2. Plano estructural regional. Fractura (1); falla normal con desplazamiento lateral derecho, con línea discontinua en donde está sepultada (2); falla normal, con línea punteada y discontinua en donde está inferida sepultada y con línea punteada inferida aflorante (3); anticlinal con línea discontinua en donde está sepultado (4); anticlinal recostado (5); sinclinal (6); sinclinal recostado (7); volcán (8); estratovolcán (9); cono de lava (10); cono cinerítico (11); cono-anillo de toba (12); domo volcánico (13); caldera (14); volcán colapsado (15); epicentro (16). Modificado de: Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989.

En las sierras del oeste y este de la porción meridional de la Cuenca de México, así como en las Sierras de Tepoztlan, Guadalupe y en el Cerro de Chimalhuacan, cortando las formaciones volcánicas del Mioceno, Plioceno y Cuaternario se encuentra una serie de fallas normales, por lo que se infieren de edad Plio-Cuaternaria, el rumbo preferencial es EW, otras fallas sepultadas de este mismo sistema han sido identificadas casualmente en diferentes bancos de materiales alledaños.

Otras fallas normales sepultadas son inferidas con base en alineamientos de conos cineríticos monogenéticos de las formaciones Chichinautzin y El Pino de edad cuaternaria. Los conos cineríticos alineados más evidentes son: los conos de los Cerros La Estrella, Peñón del Marqués y Chimalhuacan, que se alinean en la superficie con la falla inferida de Contreras; los de la Sierra de Santa Catarina con el Volcán El Pino; el alineamiento al sur de Topilejo de conos cineríticos y rasgos de efusiones fisurales con el cono de escoria al sur de Tlalmanalco; los numerosos conos de tefra de la Sierra Chichinautzin, los cuales tienen una alineación preferencial EW. Se estima que estas fallas han estado activas por lo menos después del Oligoceno.

En el Estado de México, cortando las rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío, se encuentra la falla de Tenango, hacia el oriente de esta estructura se encuentran alineados conos cineríticos de la Formación Chichinautzin y el volcán meridional de la Sierra de Zempoala, al poniente se alinea el Nevado de Toluca; y al sur se encuentran varias fallas similares.

El patrón estructural Chapala-Acambay con rumbo predominante EW está compuesto por numerosas fallas normales dispuestas escalonadamente. Probablemente a lo largo de este sistema pudieron haber sido extraídos los derrames lávicos fisurales de rocas máficas del Plioceno Tardío en el norte de la Cuenca de México. Los esfuerzos que ocasionaron dichas estructuras se asocian probablemente con la convergencia entre la Placa de Cocos y la Placa Continental Norteamericana.

### 2.3. Marco Geológico del Municipio de La Paz

El Municipio de La Paz se encuentra ubicado en una zona de acumulación de materiales recientes, es decir, de la era Cenozoica, prácticamente en una planicie aluvial muy cercana a la influencia de estructuras volcánicas recientes, principalmente del volcán La Caldera; las pendientes que se presentan en esta zona son del alrededor de  $0^\circ$  a  $6^\circ$  (Tapia-Varela, 2001), otra de las estructuras volcánicas aledañas es el Cerro El Pino.

La zona de interés se encuentra al oriente de la Ciudad de México, en donde existe un conjunto de volcanes jóvenes que se encuentran alineados con una dirección WE, estos volcanes se encuentran prácticamente rompiendo parte de la Sierra de Santa Catarina que representa el evento volcánico más joven en la historia geológica de la Cuenca de México (fin del Pleistoceno y Holoceno), la cual está constituida por rocas volcánicas que consisten en derrames de lava y tefra. En esta Sierra existen siete estructuras que son las de mayor relevancia por el tamaño que presentan, los conos Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecon, Mazatepec, Tecuatzi, Guadalupe y La Caldera (Fig. 2.3), mencionados en orden descendente de edad.

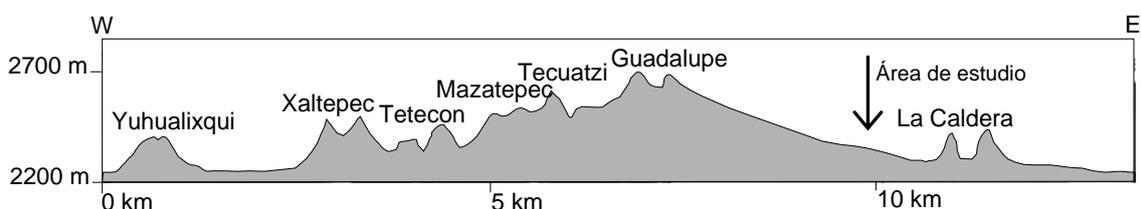


Figura 2.3. Conos de la Sierra de Santa Catarina. Tomado de Lugo-Hubp et al., 1994.

Mooser (1988) sugiere que el origen de la Sierra de Santa Catarina es gracias al cizalleo de un sistema de fallas, una falla principal inclinada al sur que controla al volcán Yuhualixqui y otra más joven que corresponde a la posición de las estructuras más recientes.

Por otra parte de Cserna y colaboradores han identificado una falla con dirección  $N 75-80^\circ E$  que controla la Sierra de Santa Catarina y otra  $N45^\circ E$  sobre la cual se orienta el volcán Guadalupe, si bien la migración de los conos

volcánicos ha sido en dirección WE, se tiene entonces que la Sierra de Santa Catarina culmina en el Este con el cráter doble de la estructura más joven, el volcán La Caldera, que es el resultado de un proceso freático-magmático y se encuentra rodeado por los derrames de lava del Guadalupe (Vázquez – Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

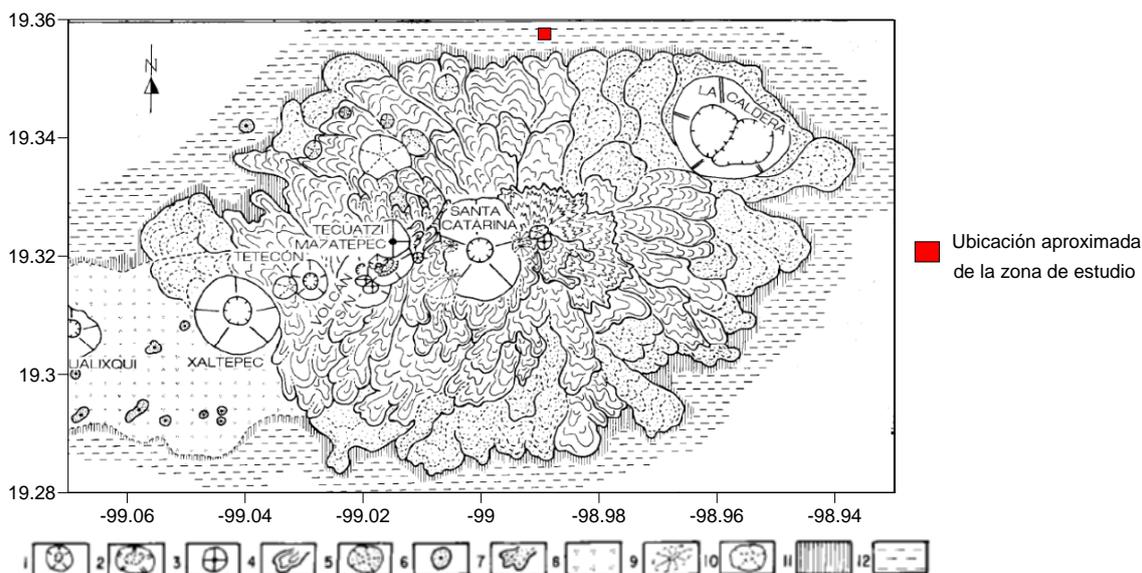


Figura 2.4. Ubicación aproximada de la zona de estudio en el contexto geológico. 1.- Cono de tefra, 2.- Cono freático-magmático, 3.- Domo de lava, 4.- Derrame de lava, 5.- Cono de tefra cubierto parcialmente por vulcanitas; 6.- Cono sepultado por vulcanitas; 7.- Derrame de lava con cobertura de piróclastos, que muestra las crestas de compresión y la dirección de flujo; 8.- Planicie de piróclastos; 9.- Laderas de volcanes antiguos, parcialmente sepultados por derrames de lava y modeladas por la erosión; 10.- Volcanes de tefra modelados por la erosión; 11.- Pie de monte volcánico (mantos de acumulación); 12.- Planicie lacustre cubierta de piróclastos (Tomado de Lugo-Hubp et al., 1994).

En la Figura 2.4 se observa que la zona de interés se encuentra sobre una unidad compuesta por depósitos lacustres, que está conformada por sedimentos clásticos y productos piroclásticos que se relacionan con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, estos materiales se depositaron en un ambiente lacustre. La Ciudad de México está erigida sobre una gran planicie conformada por depósitos lacustres, los espesores de estos depósitos varían entre 30 y 300 m, teniendo los mayores espesores en los centros de la planicie de la Ciudad de México, Texcoco y

Chalco y decreciendo hacia los márgenes (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Esta planicie ha sido ampliamente estudiada, varios autores han determinado por medio de pozos la alternancia de materiales, es decir interestratificación de arcillas, materiales aluviales y materiales volcánicos; algunos de estos pozos se han ubicado en el borde norte de la Sierra Chichinautzin y alrededor de la Sierra de Santa Catarina y en estos se muestra que los materiales piroclásticos pertenecen a la formación Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Lugo-Hubp et al., 1994), se han dado edades de 4800 a 4600 años, que implica su formación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno.

Los depósitos lacustres han tenido lugar debido a la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causada por la intensa actividad de la Sierra Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

#### **2.4 Caracterización geotécnica de la zona de estudio**

Los sismos de 1985 ocasionaron grandes daños a las estructuras entonces existentes, debido a ello se llevo a cabo un cambio en el reglamento de construcción del Distrito Federal, modificando principalmente los criterios de diseño, dirección y supervisión de obra, con la finalidad de ofrecer una mayor seguridad a los habitantes de la Ciudad de México.

Esta modificación contempló la exploración de suelos y ensayos de laboratorio para poder definir la capacidad de carga y estados de límite de falla del material que alojaría cimentaciones de edificios y estructuras. Los estudios de mecánica de suelos tienen una gran importancia en cuanto al costo, determinación del comportamiento y necesidades de mantenimiento de las obras construidas en el D.F.

El comportamiento mecánico de los suelos en el área de la Ciudad de México ha sido ampliamente estudiado (Manual de exploración geotécnica, 1988.), con esto se ha logrado obtener una zonificación geotécnica detallada que se emplea en el planteamiento inicial de un proyecto. Según Mooser (1986), de acuerdo a las propiedades geotécnicas de los materiales, la zonificación contempla tres zonas principalmente; la zona I o zona de lomas, la zona II o de transición y zona III o de lago.

La estratigrafía del área en la cual se ha desarrollado la Ciudad de México es muy compleja, y se encuentra en constante cambio en cuanto a las propiedades mecánicas de los materiales existentes en el subsuelo, particularmente las zonas de lago y transición son las que presentan la mayor variación en un menor tiempo. Por ejemplo, se ha observado una disminución en la compresibilidad y un aumento en cuanto a la resistencia al corte, esto es ocasionado por factores como la extracción de agua, la sobrecarga, y el abatimiento del nivel freático para la construcción de cimentaciones y mantenimiento de sótanos.

#### **2.4.1. Generalidades de la formación de suelos en la Cuenca de México**

Existen tres marcos importantes en la formación de los suelos en la Cuenca de México, el marco geológico, el paleoclimático y el vulcanológico. El origen de los suelos está relacionado al comportamiento de los mismos.

##### **2.4.1.1. Marco geológico general**

La Cuenca de México es similar a una presa azolvada, en la cual la cortina estaría representada por la Sierra Chichinautzin que se encuentra al sur, los rellenos están constituidos por diversos materiales, en la porción superior por arcillas lacustres y en la inferior por clásticos de diversos orígenes, se presentan capas de cenizas y estratos de pómez producto de las erupciones volcánicas en el Pleistoceno Superior. De igual forma se reconocen suelos originados a partir de la meteorización de los depósitos volcánicos, fluviales, aluviales y glaciares.

La zona urbanizada de la Cuenca de México se ha desarrollado a lo largo de muchos años sobre este complejo relleno, sus edificios se han construido en un principio sobre la parte central de la cuenca, posteriormente se extendió a la zona de transición y en los últimos años ha llegado a rebasar los límites de la planicie, posándose en materiales de diferentes propiedades.

#### **2.4.1.2. Marco paleoclimático**

Desde el cierre de la Cuenca de México en la parte tardía del Pleistoceno y Holoceno, se han presentado dos periodos de glaciación conocidos como Illinois y el Winsconsin y dos interglaciales, el Yarmouth y el Sangamon, la importancia de estos periodos es debida al poder erosivo y de transporte que tiene los glaciares, por lo que han tenido influencia en la generación de suelos y en el relieve de la Cuenca. (Manual de exploración geotécnica, 1988).

Se han identificado depósitos morrénicos en diferentes zonas, superficies de pulimento y estrías. Los suelos eólicos son productos generalmente acompañados de glaciares, el proceso de generación de estos consiste en el acarreo de importantes volúmenes de partículas finas de polvo volcánico alterado, este polvo al precipitarse al lago se hidrataba creando las arcillas lacustres, así se interpreta que las arcillas son productos de la alteración físico-química de loess glaciar.

#### **2.4.1.3. Marco volcánico**

El material que existe en la Cuenca de México es de manera directa o indirecta de origen ígneo.

Se denominan de origen ígneo directo, por ejemplo, las lavas y las brechas de los domos de las diferentes estructuras volcánicas, se trata de

materiales que no han sido alterados, acarreados o depositados por fenómenos ambientales.

Los materiales de origen volcánico indirecto son aquellos que han sido alterados y transportados grandes distancias, por ejemplo, las acumulaciones de polvo eólico. El material resultante depende del ambiente en el cual se haya llevado a cabo el depósito, por ejemplo si las partículas finas se depositan en un periodo de clima frío se convierten en tobas amarillas, y si se depositan en un lago se transforman en arcillas, como resultado de estas diferencias en la evolución de las partículas se tiene una diversidad de propiedades en los suelos presentes en la Cuenca de México (Manual de exploración geotécnica, 1988).

#### **2.4.2 Localización geotécnica de la zona de estudio y descripción de las diferentes zonas geotécnicas de la Ciudad de México**

Las propiedades mecánicas del subsuelo son muy importantes para establecer la zonificación geotécnica, así mismo, las propiedades que presentan los materiales son una consecuencia de su origen e historia. La determinación de las diferentes zonas geotécnicas ha sido definida por Mooser en 1986, por lo que ahora se puede ubicar un punto en una zona u otra mediante la localización de sus coordenadas.

##### **2.4.2.1. Localización geotécnica de la zona de estudio**

La zona de estudio de acuerdo al mapa de zonificación geotécnica del Distrito Federal mostrado en la Fig. 2.5, se localiza en la zona II, que es de transición.

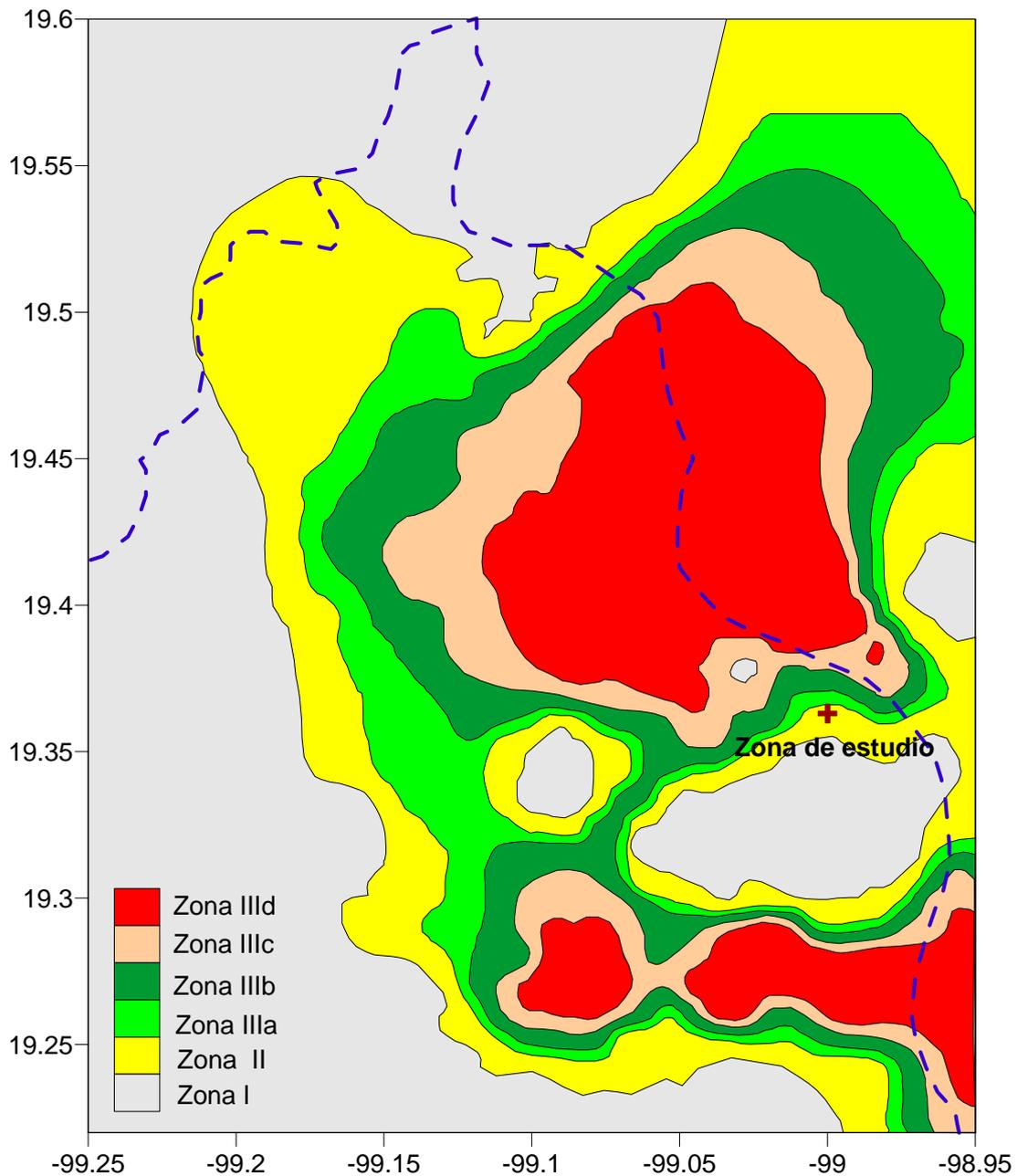


Figura 2.5. Localización de la zona de estudio en el mapa de zonificación geotécnica (Modificado de Valdés, 2005)

Debido a ello, al explorar el suelo se esperaría encontrar una intercalación de arcilla lacustre y lentes duros de materiales erosionados evolucionando de acuerdo a la historia de cargas y a la extracción de agua en zonas.

#### **2.4.2.2. Zona I o zona de lomas**

La zona de lomas está compuesta por las sierras que limitan a la Cuenca de México por los cuatro puntos cardinales, y en general las estructuras volcánicas presentes en la Cuenca.

En la secuencia estratigráfica de la zona de lomas se identifican cuatro fenómenos geológicos:

- \*Generación de depósitos de naturaleza ígnea
- \*Erosión de estos depósitos, dando origen a grandes barrancas
- \*Deposito de morrenas en las barrancas
- \*Relleno de las barrancas con productos clásticos de erupciones posteriores a los depósitos

En cuanto a las propiedades mecánicas en esta zona se presentan los suelos de mayor resistencia al corte, lo que significa que las construcciones en esta área se comportan de manera en general estable.

#### **2.4.2.3. Zona II o de transición**

La zona de transición es caracterizada por la presencia de depósitos que forman una franja entre los depósitos lacustres y las estructuras volcánicas que rodean la Cuenca, y las que sobresalen en la zona de lago. Son materiales de origen aluvial y de acuerdo al volumen y la frecuencia de los depósitos se clasifican como zonas de transición interestratificada y abrupta.

La zona de transición estratificada tuvo lugar en los suelos que se originaron al pie de barrancas, en estas zonas se llevó a cabo la acumulación de acarreo fluvial que descendieron de las lomas a la planicie; estos depósitos son semejantes a los deltas y se extendieron hasta zonas arcillosas, lo que dio como resultado la intercalación de arcillas lacustres con arenas y gravas de río.

La zona de transición abrupta se identifica entre el relleno de la cuenca y los cerros que sobresalen de este relleno en el centro de la Cuenca; no se depositaron clásticos de origen fluvial a los pies de los cerros, por lo que las arcillas lacustres están en contacto directo con la roca; la intercalación de arcilla lacustre y lentes duros de materiales erosionados es la estratigrafía típica de este tipo de zona de transición.

#### **2.4.2.4. Zona III o de lago**

Esta zona se encuentra conformada por suelos arcillosos blandos, que son el resultado del depósito y la alteración fisicoquímica de los materiales eólicos, aluviales y de las cenizas volcánicas en un ambiente lacustre, la variación del clima tuvo influencia en las características que presentan los suelos generados, por ejemplo, en periodos de sequía intensa se formaron capas endurecidas debido a la deshidratación de los suelos. La actividad volcánica también se encuentra representada en la estratigrafía de la Cuenca de México, por ejemplo, cuando se presentaron erupciones volcánicas violentas la Cuenca fue cubierta por arenas basálticas o pumíticas.

De esta forma se originó una secuencia de arcillas blandas separadas por lentes duros de limos y arcillas arenosas, costras secas y arenas basálticas o pumíticas.

La evolución de las propiedades mecánicas se da en los suelos de acuerdo a su consolidación, siendo de dos tipos, la consolidación natural y la consolidación de tipo inducida, ambas influyen en la capacidad de carga que presenta el suelo.

La consolidación natural es el proceso de formación de suelos en el que este fenómeno se da por peso propio, de esta forma los suelos más consolidados se encuentran en la base de la columna de arcillas y va decreciendo el nivel de consolidación cuanto más reciente es el depósito.

La consolidación inducida se debe al desarrollo de infraestructura en la zona de la Cuenca, por lo que este tipo de consolidación se presenta de manera compleja y tiene su origen en diversos factores, algunos procesos que han tenido influencia en este fenómeno son, por ejemplo, la colocación de rellenos, la apertura de túneles para el drenaje de aguas pluviales y negras, la extracción de agua del subsuelo y la construcción de estructuras civiles.

La resistencia al corte es una de las características más relevantes para poder determinar la capacidad de carga del suelo, esta resistencia es directamente asociada con los procesos de consolidación, la evolución de los procesos de consolidación implican mejora en la resistencia al corte de un suelo.

### CAPÍTULO III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO GEOFÍSICO

#### 3.1. Fundamentos del método eléctrico de corriente continúa

##### 3.1.1. Teoría fundamental

La teoría fundamental de la tomografía eléctrica se explica con la teoría de los campos eléctricos estacionarios los cuales son definidos mediante las siguientes ecuaciones (Telford et al., 1990):

$$\nabla \times E = 0 \dots\dots 3.1$$

$$\nabla \times H = J \dots\dots 3.2$$

La ecuación 3.1 significa que el rotacional del campo eléctrico estacionario es cero, por lo que este campo vectorial puede ser expresado como el gradiente de un campo escalar, el cual es generalmente denominado campo potencial, por lo tanto:

$$E = -\nabla V \dots\dots 3.3$$

Considerando una corriente continua fluyendo en el subsuelo en un medio homogéneo, si  $\delta A$  es un elemento de superficie y  $J$  ( $A/m^2$ ) es la densidad de corriente, tenemos que la corriente pasando a través de  $\delta A$  está dada por  $J \times \delta A$ . La Ley de Ohm relaciona la densidad de corriente con el campo eléctrico de la siguiente forma:

$$J = \sigma E \dots\dots\dots 3.4$$

En donde  $E$  ( $V/m$ ) es la intensidad del campo eléctrico y  $\sigma$  ( $S/m$ ) es la conductividad del medio.

Como el campo eléctrico estacionario puede ser expresado como el gradiente de un campo escalar como en la ecuación 3.3, sustituyendo en la ecuación 3.4, tenemos:

$$J = -\sigma \nabla V \dots\dots\dots 3.5$$

Como,  $\nabla \cdot J = 0$ , tenemos que:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \dots\dots 3.6$$

Si consideramos a  $\sigma$  constante podemos reescribir la ecuación 3.6 como sigue:

$$\nabla \cdot \nabla V = 0 \dots\dots\dots 3.7$$

ó:

$$\nabla^2 V = 0 \dots\dots\dots 3.8$$

La ecuación 3.8 se conoce como ecuación de Laplace y símbolo  $\nabla^2 V$  es conocido como el operador laplaciano y representa “la divergencia del gradiente de”.

### 3.1.2. Fuente eléctrica en el interior de un medio homogéneo

Para facilitar el análisis de la distribución y el comportamiento de un campo eléctrico en un medio, supondremos una fuente puntual (electrodo) inmersa en un medio homogéneo e isotrópico, en donde el circuito se cierra empleando otro electrodo en la superficie lo suficientemente lejos como para que la influencia del mismo sea despreciada.

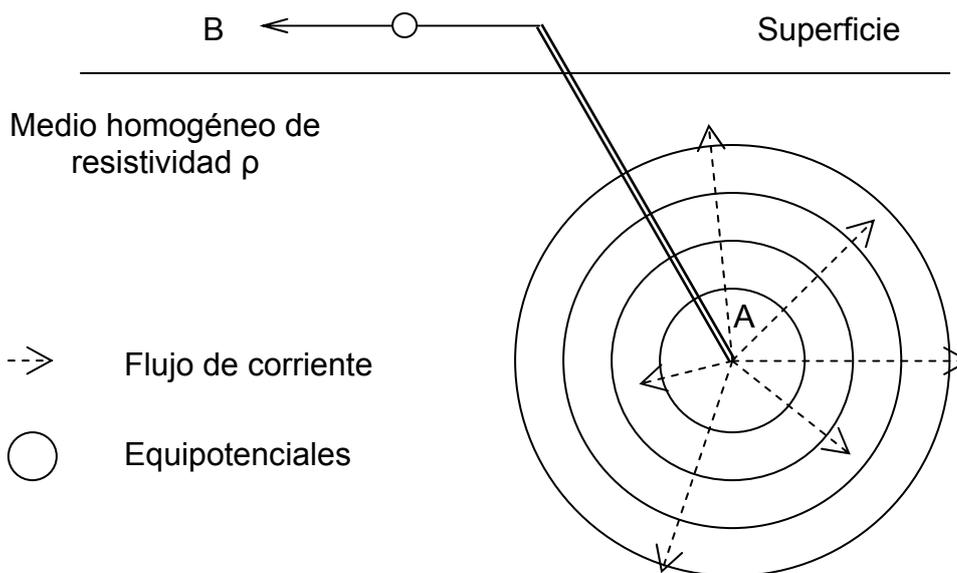


Figura 3.1. Fuente puntual en un medio homogéneo. Modificado de Telford et al., 1990.

Como se puede ver en la figura 3.1, el sistema presenta simetría por lo que el potencial generado en el mismo, es sólo función del radio ( $r$ ), que es la distancia en metros a partir del punto fuente a cualquier otro punto en la región. Teniendo en cuenta estas consideraciones, la ecuación de Laplace, que por conveniencia se analiza en coordenadas esféricas se escribe de la siguiente manera:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[ r^2 \frac{\partial V(r)}{\partial r} \right] \dots\dots 3.9$$

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V(r)}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} \dots\dots 3.10$$

Si multiplicamos la ecuación 3.10 por  $r^2$ , tenemos:

$$\nabla^2 V = \frac{r^2 \partial^2 V(r)}{\partial r^2} + 2r \frac{\partial V}{\partial r} \dots\dots 3.11$$

Ahora integrando la ecuación 3.11:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{A}{r^2} \dots\dots 3.12$$

Integrando de nuevo tenemos.

$$V = -\frac{A}{r} + B \dots\dots 3.13$$

En donde  $B$  y  $A$  son constantes. Ahora bien si la distancia de la fuente al punto de medición se incrementa el efecto que puede ser medido es cada vez menor, analíticamente se puede escribir, si  $r \rightarrow \infty$ ,  $V = 0$ . El flujo de corriente es radialmente hacia fuera de una superficie esférica, la cual tiene su centro en la fuente puntual. Así la corriente total cruzando esta superficie esférica está dada por:

$$I = 4\pi r^2 J = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} = -4\pi \sigma A \dots\dots 3.14$$

Ahora bien a partir de las ecuaciones 3.5 y 3.12, tenemos que:

$$A = -\frac{I\rho}{4\pi} \dots\dots 3.15$$

Por lo que:

$$V = \left( \frac{I\rho}{4\pi} \right) \frac{1}{r} \dots\dots 3.16$$

Despejando la resistividad (Ohm\*m) de la ecuación anterior tenemos:

$$\rho = \frac{4\pi r V}{I} \dots\dots 3.15$$

Los equipotenciales son ortogonales a las líneas de flujo de corriente y son superficies esféricas definidas para valores de  $r$  constantes. Como se ilustra en la Figura 3.1.

**3.1.3. Un electrodo de corriente en la superficie de un medio homogéneo**

Ahora la fuente se encuentra localizada en la superficie de un medio isotrópico y la conductividad del aire que se encuentra en la parte superior de éste es cero; debido a la simetría, la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas es útil para describir el fenómeno, la solución está dada definiendo  $B = 0$ . Las condiciones de frontera requieren que:

$$E_z = \frac{\partial V}{\partial z} = 0 \text{ en } z = 0 \dots 3.16$$

Debido a que la conductividad del aire es cero, es decir,  $\sigma_{air} = 0$

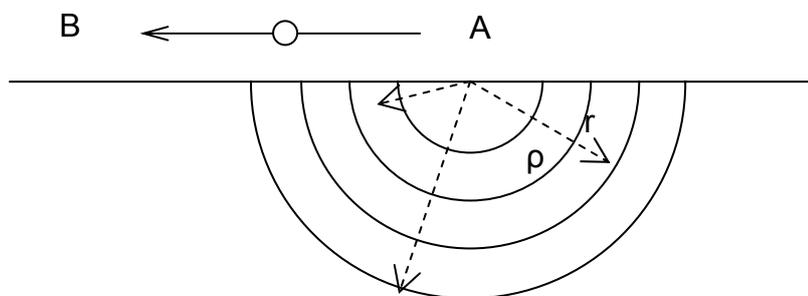


Figura 3.2. Punto fuente de corriente en la superficie de un medio homogéneo. Telford et al., 1990.

Además ahora la corriente fluye a través de una superficie semiesférica en el medio inferior (Fig. 3.2), por lo cual la ecuación 3.15 para describir este caso se puede escribir de la siguiente manera:

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \dots 3.17$$

Así en:

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r} \dots 3.18$$

Despejando  $\rho$  de la ecuación anterior, tenemos:

$$\rho = \frac{2\pi rV}{I} \dots 3.19$$

Las unidades de las variables que intervienen en la ecuación 3.19 son:

$$V = (\text{Volts})$$

$$\rho = (\text{Ohm}\cdot\text{m})$$

$$r = (\text{m})$$

$$I = (\text{Amperes})$$

Aquí los equipotenciales son semiesféricos como se muestra en la Figura 3.2 (Telford et al., 1990).

### 3.1.4. Dos electrodos de corriente en la superficie

Si ahora colocamos dos electrodos de corriente (A y B) en la superficie de un medio y hacemos que la distancia entre estos sea finita, y además colocamos un electrodo de potencial en la zona de influencia de los mismos, tenemos que el potencial en M es debido tanto al efecto de A como de B, (Fig. 3.3).

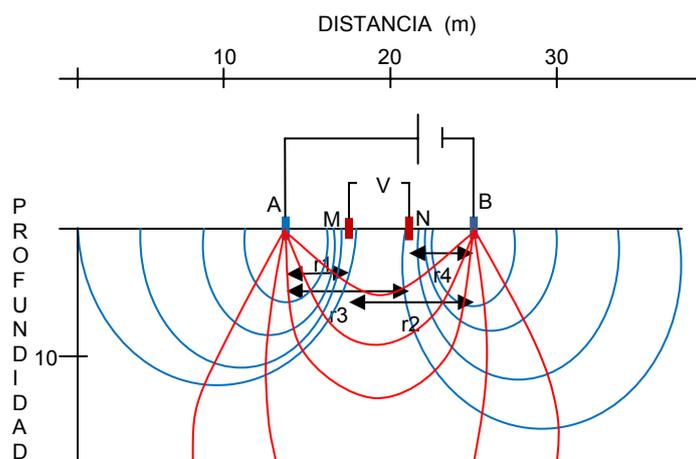


Figura 3.3. Líneas de corriente (rojo) y de potencial (azul)

Así tenemos que el potencial en M debido al electrodo de corriente A esta definido por la siguiente ecuación:

$$V(M_A) = -\frac{A_1}{r_1} \quad ; \text{en donde } A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \dots\dots 3.20$$

Como las corrientes en los dos electrodos son iguales y opuestas en dirección, el potencial debido a B en el electrodo M es:

$$V(M_B) = -\frac{A_2}{r_2} \quad \text{en donde } A_2 = \frac{I\rho}{2\pi} = -A_1 \dots\dots 3.21$$

Por lo que:

$$V(M) = V(M_A) + V(M_B) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \dots\dots 3.22$$

Si además se introduce un segundo electrodo de potencial N, podemos entonces medir una diferencia de potencial entre M y N.

El potencial en N queda determinado por medio de la siguiente ecuación:

$$V(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \dots\dots 3.23$$

Si ahora lo que queremos es obtener la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, ésta se expresa mediante la resta de los potenciales en cada uno de los de potencial, así, tenemos:

$$V(M - N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \dots\dots 3.24$$

En donde  $r_1=AM$ ,  $r_2=MB$ ,  $r_3=AN$  y  $r_4=NB$ , que son parte de los términos entre paréntesis y definen el factor geométrico K que depende del arreglo de electrodos utilizado.

$$\Delta V = \frac{I\rho}{K} \dots\dots 3.25$$

La ecuación anterior define la diferencia de potencial en función de la corriente inyectada en el subsuelo, la resistividad del medio por el cual ésta fluye y de la geometría que presentan los electrodos; al realizar un estudio de geofísica se conocen de manera directa tres de estos cuatro parámetros, que son la corriente, la diferencia de potencial y el factor geométrico, lo que se debe de determinar es la resistividad, por lo tanto ésta se despeja de la ecuación anterior como sigue:

$$\rho = \frac{K\Delta V}{I} \dots\dots 3.26$$

Para una tierra no homogénea, esta ecuación produce valores que varían de acuerdo con el arreglo geométrico usado en la superficie. Los valores obtenidos de la ecuación anterior para un subsuelo no homogéneo son llamados resistividades aparentes  $\rho_a$ .

La ecuación anterior es la base fundamental del método geoelectrico, por medio de él se obtiene de una manera sencilla la resistividad del subsuelo.

### 3.1.5. Resistencia, resistividad y resistividad aparente

La resistencia eléctrica “R” está definida por la Ley de Ohm según la expresión:

$$R = \frac{V}{I} \dots\dots\dots 3.27$$

Siendo “V” la diferencia de potencial “V1-V2” en los bornes de un circuito como el mostrado en la Figura 3.4, e “ I ” la corriente que circula en el circuito.

Existe una relación lineal entre el voltaje V y la corriente I; si graficamos los valores de V para determinadas corrientes proporcionadas al sistema, la pendiente de la recta representa el valor de la resistencia eléctrica R, en unidades de Ohms.

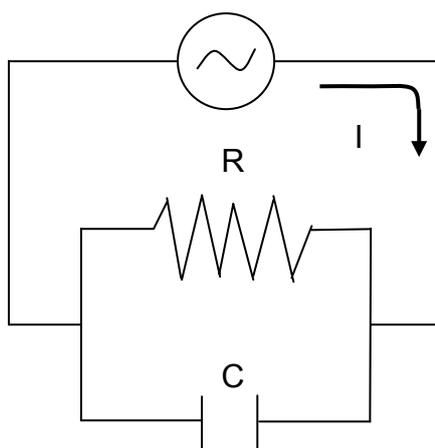


Figura 3.4. Circuito eléctrico en CC, que representa un material geológico.

Los materiales presentan resistividades características de acuerdo con su constitución, esto es que la resistividad se relaciona con la resistencia eléctrica “R”, pero no es similar a ella; con objeto de entenderla se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según la Figura 3.5.

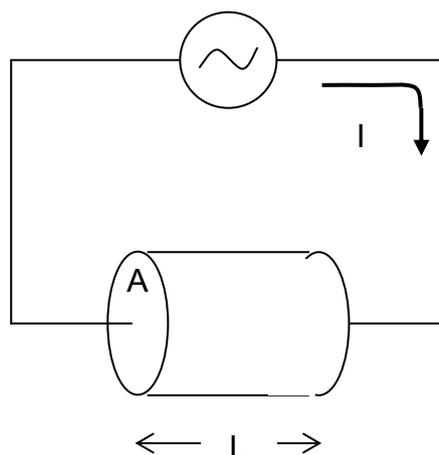


Figura 3.5. Material geológico de forma geométrica definida, sometido a una corriente eléctrica “I”

Si se aplica una corriente “I”, causará una diferencia de potencial “V”, cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud de la muestra e inversamente proporcional a la sección transversal. La resistividad característica  $\rho$  queda finalmente expresada como:

$$R = \rho \frac{L}{A} \dots 3.28$$

La resistividad eléctrica característica “ $\rho$ ” es una propiedad de Bulk o de volumen y es análoga a la densidad.

Ahora bien en el caso anterior se trataba de una muestra homogénea de un material cualquiera, en el caso de estudios geofísicos en la mayoría de los medios estudiados no son así, sino, compuestos por una gran diversidad de materiales que se manifiestan en contrastes e inhomogeneidades en las propiedades eléctricas.

Si se realizan mediciones para obtener la intensidad de corriente inyectada por los electrodos A y B de la Figura 3.6, y medimos los potenciales inducidos entre los electrodos M y N, aplicando la fórmula anterior, resultará una resistividad ficticia, que se denomina resistividad aparente  $\rho_a$ , que no será exactamente igual a la resistividad  $\rho_1$  verdadera de la zona del electrodo A, ni a  $\rho_2$  bajo los electrodos M, N y B, sino que dependerá de  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  y  $\rho_3$ . Esta resistividad no puede considerarse como promedio ni como media ponderada

de las tres resistividades, pudiendo ocurrir que fuese mayor o menor que cualquiera de ellas.

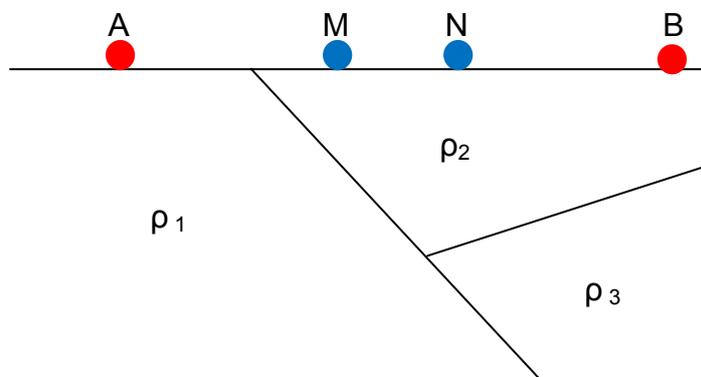


Figura 3.6. Heterogeneidades en el subsuelo.

En la Figura 3.7 se ilustra uno de los principios básicos de las prospecciones geoelectricas: A mayor longitud del dispositivo mayor penetración en el subsuelo. El caso (a) de la figura muestra como para separaciones pequeñas de electrodos, la corriente está virtualmente confinada a la zona ( $\rho_1$ ) más superficial. En el caso (b), cuando los electrodos se abren más, alargándose así la longitud del dispositivo, la penetración en el subsuelo se incrementa, proporcionando más información sobre ( $\rho_2$ ).

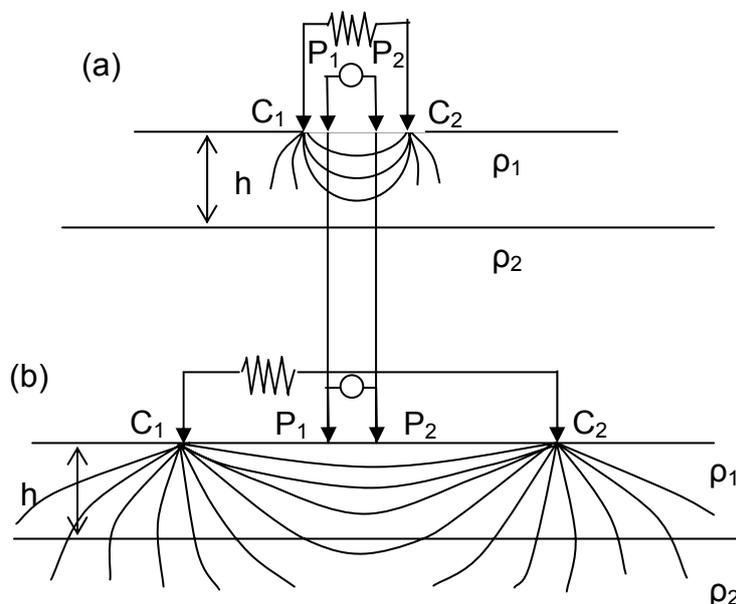


Figura 3.7. Principio de penetración de los dispositivos geoelectricos.

La profundidad de investigación no sólo depende de la abertura entre electrodos, ya que la naturaleza del suelo es un factor también de gran

importancia, ya que si se llega a presentar un material de alta resistividad en la parte superficial quizá la corriente no logre alcanzar niveles muy profundos. Otro de los factores es la potencia del equipo empleado para tal fin, pues a mayor potencia tenemos la posibilidad de realizar un estudio mas profundo del subsuelo, sin ser esto una garantía de ello.

### 3.1.6. Métodos geoelectricos

Básicamente en el trabajo de campo de campo se emplean dos tipos básicos de procedimiento, el sondeo de resistividad (SEV) y el perfilaje o calicateo, que se escogen de acuerdo con los objetivos de la exploración. El SEV es empleado para detectar cambios verticales en la distribución de los materiales en el subsuelo que presenten un contraste de resistividad, esto implica que se considere un medio estratificado básicamente, en este método el centro del arreglo permanece constante, mientras la abertura entre los electrodos de potencial puede o no variar, dependiendo del arreglo empleado, la distancia entre los electrodos de corriente variará independientemente del arreglo, con lo que se logra incrementar la profundidad de investigación. En la Figura 3.8 se muestra la posición de los electrodos para un SEV con cuatro niveles de investigación empleando un dispositivo Wenner, el dipolo AB es el dipolo de corriente y el dipolo MN el de potencial. Como se puede observar el centro del arreglo permanece constante mientras las aberturas de los dipolos se incrementan para cada nivel, una explicación más detallada de este y los arreglos electródicos más comunes se dará en la siguiente sección (Urbieta, 2001).

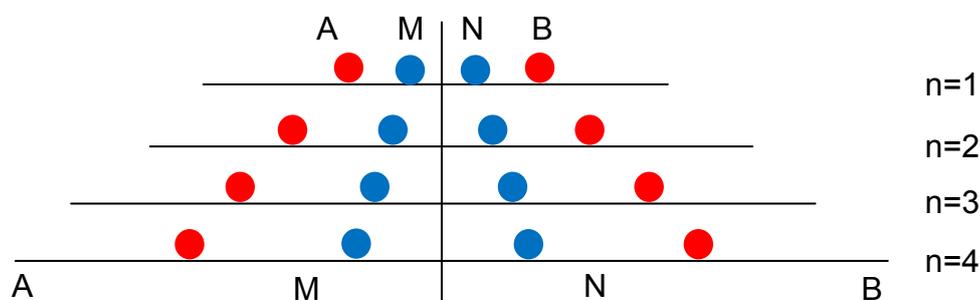


Figura 3.8. Medidas en el dispositivo Wenner 1-D.

El método presenta ciertas desventajas, sin embargo, se obtienen buenos resultados en la detección del nivel de aguas freáticas o cuando se trata de la caracterización de un medio unidimensional (Fig. 3.9). Desafortunadamente, si se presenta una geología más compleja, el método pierde certeza, ya que al abrir más los electrodos de corriente la resistividad aparente obtenida será más afectada por las variaciones laterales y no por el medio directamente bajo el centro del arreglo, en donde se encuentran los puntos de atribución. Debido a ello se pueden obtener resistividades diferentes a las reales e incurrir en errores de interpretación.

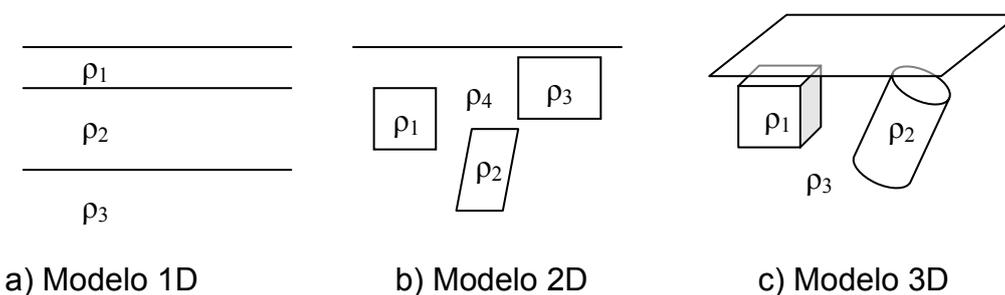


Figura 3.9. Diferentes modelos empleados en la interpretación de mediciones de resistividad (Urbieta, 2001).

El método de perfilaje o calicateo es empleado en la determinación de variaciones laterales de resistividad, durante el desarrollo de este tipo de estudios la abertura entre los electrodos de potencial y de corriente permanece constante, sin embargo, estos se desplazan la misma distancia en la misma dirección, es decir los centros del arreglo varían, de esta forma la profundidad de investigación es prácticamente la misma a lo largo de un perfil. En la Figura 3.10 se muestra un ejemplo de este tipo de estudio empleando un arreglo Dipolo-Dipolo.

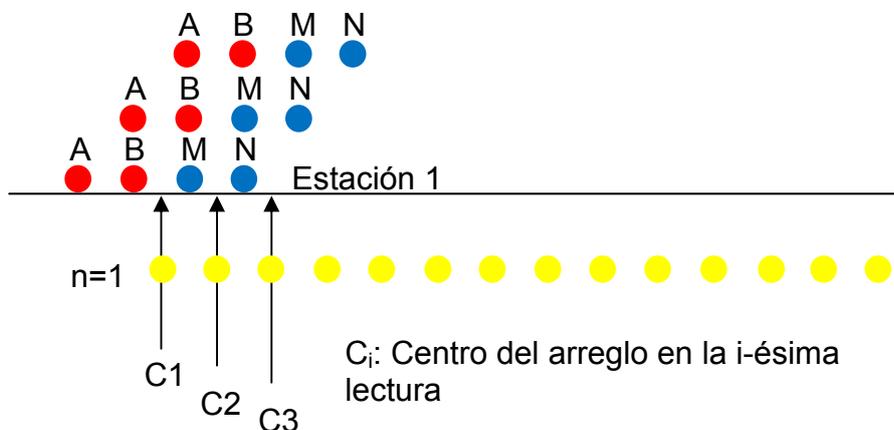


Figura 3.10. Medidas 2-D en el dispositivo Dipolo-Dipolo.

Debido a las limitaciones de los dos métodos anteriores al analizar estructuras más complejas, se ha desarrollado una nueva metodología la cual consiste en la adquisición de una gran cantidad de datos para cubrir un área (plano vertical) que requiere ser descrita, lo cual consiste en realizar varios SEVs con diferentes centros sobre un perfil, o bien realizar varios perfilajes con diferentes profundidades de investigación para poder obtener un modelo bidimensional o tridimensional (Fig. 3.9b y 3.9c). Esta técnica es denominada tomografía eléctrica, debido a la similitud que tiene con el método de tomografía en el ámbito de la medicina, que consiste en obtener imágenes bidimensionales del interior del cuerpo humano para su estudio; así en la tomografía eléctrica obtenemos imágenes de la distribución de la resistividad en el subsuelo para localizar estructuras de interés.

### **3.1.7. Técnica de tomografía eléctrica**

La técnica consiste en tomar datos a diferentes profundidades y con diferentes posiciones laterales, así la toma de datos se puede describir como una serie de movimientos en los cuales se cambia la posición relativa de los electrodos de potencial y de corriente, así como la separación entre dichos dipolos. En la actualidad este procedimiento se efectúa prácticamente de manera automática, por medio de sistemas diseñados para ello, sin embargo, el conocimiento de la toma de datos es de gran importancia para el entendimiento del método.

Para comenzar un estudio se debe tener una ubicación adecuada para las líneas de estudio de acuerdo al objetivo, resolver el espaciamiento mínimo y máximo entre los electrodos, lo cual está relacionado a la resolución requerida, es decir al tamaño estimado del cuerpo de interés; la definición de la longitud de las líneas así como la profundidad de investigación, los niveles requeridos para alcanzar el objetivo y la selección del arreglo electródico son de gran importancia.

Al haber definido los anteriores parámetros los electrodos son ubicados en las posiciones determinadas, quizás para poder colocar los electrodos sea

necesaria la perforación cuando se trate de una zona urbana, lo cual se deberá prever, otro problema que se puede presentar en el trabajo de campo es tener un valor elevado de resistencia de contacto en donde se encuentran colocados los electrodos, al llevar a cabo la adquisición sin disminuir la resistencia se presentan problemas al inyectar la corriente, una solución a esto es agregar un electrolito, en ocasiones es suficiente agregar agua o una mezcla de agua con sal, si los valores altos de resistencia persisten es preferible la reubicación del electrodo afectado a una zona en donde el valor sea aceptable.

En la Figura 3.11 se muestra un tendido de 19 electrodos con un espaciamiento 'a' constante, se tomará en cuenta la del arreglo Dipolo-Dipolo para explicar la mecánica de la toma de datos, ya que fue el arreglo empleado para la obtención de los datos en la UH Tepozanes.

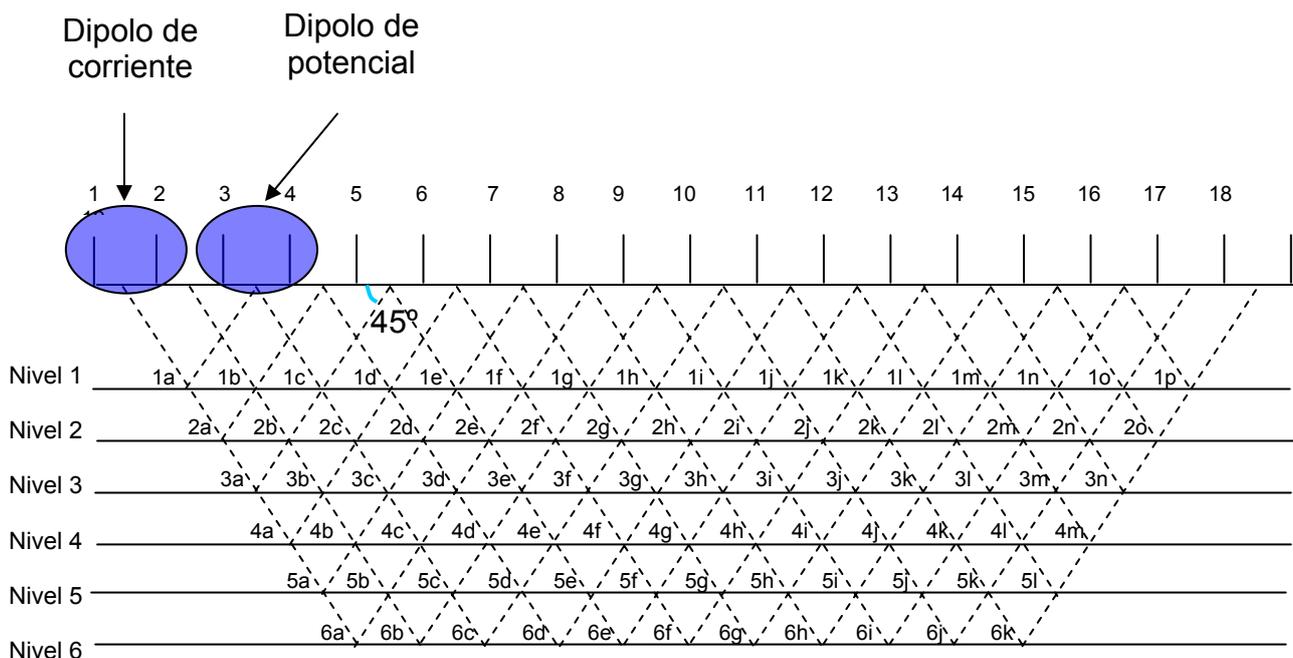


Figura 3.11. Esquema de los datos obtenidos en un sondeo con 19 electrodos empleando el arreglo dipolo-dipolo.

La primera medición de resistividad se efectúa cuando el dipolo de corriente está conformado por los electrodos 1 y 2 y el dipolo de potencial por los electrodos 3 y 4, correspondiendo la primera lectura al punto de atribución 1a que pertenece al primer nivel del estudio, posteriormente el dipolo de corriente se mantiene en la misma posición, sin embargo, los electrodos de

potencial son el 4 y 5, dando lugar al punto de atribución 2a en el correspondiente nivel, se continua con el mismo procedimiento hasta que el par de electrodos de potencial lo constituyen el electrodo 8 y 9, que da origen al punto de atribución 6a, con lo que se concluye el primer movimiento. Ahora se cambia el par de electrodos de corriente, la abertura entre estos será la misma sin embargo se desplazaran en este caso hacia la derecha, siendo estos los electrodos 2 y 3, los electrodos de potencial para la toma del primer dato serán 4 y 5, y el punto de atribución es el 1b, se procede de igual forma que en el primer movimiento hasta que el dipolo de potencial es conformado por los electrodos 9 y 10, para tomar el dato 6b para el nivel 6, el procedimiento es el mismo hasta finalizar el movimiento 8, en el cual los electrodos de corriente son 8 y 9; el movimiento 9 es un “salto”, este consiste en una especie de inversión de los canales, es decir ahora el dipolo de corriente va hacia la derecha del de potencial y avanzando en el mismo sentido en el que se venia haciendo, esto es por la geometría de la toma de datos, al hacer este cambio se obtiene una distribución simétrica de los puntos muestreados, y lo que es más importante se obtienen puntos de amarre (Fig. 3.12), los cuales deberán presentar valores similares en resistividad antes y después del salto debido al principio de reciprocidad.

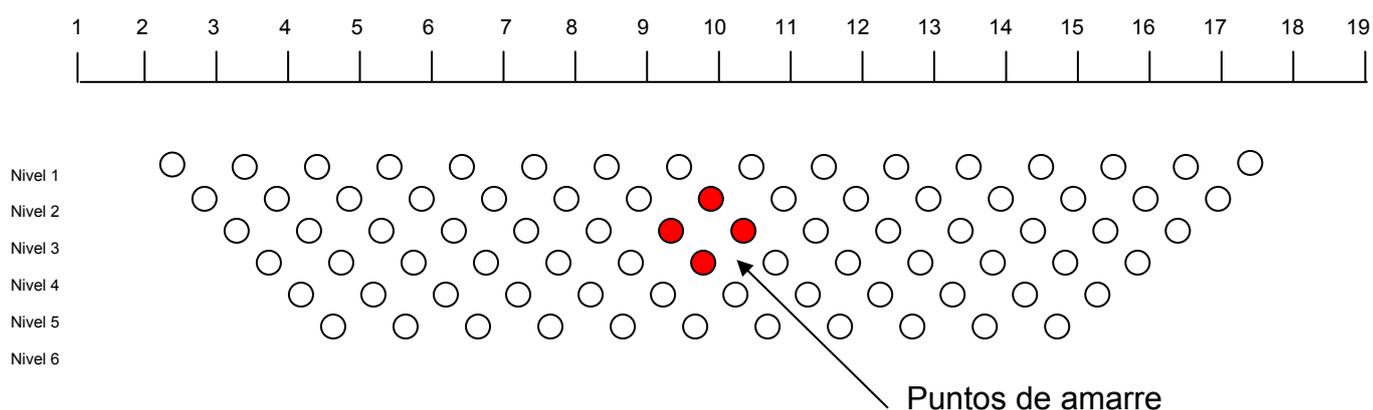


Figura 3.12. Esquema de la localización de los puntos muestreados y los puntos de amarre al realizar el salto.

Después del “salto” la primera posición de los electrodos de corriente corresponde a los electrodos 10 y 11 y lo de potencial serían 8 y 9 con lo que se vuelven a muestrear el punto de atribución 1h y 2g cuando el dipolo de

potencial es desplazada a 7 y 8, que se muestrearon anteriormente, en seguida el dipolo de corriente será conformado por los electrodos 11 y 12 y lo de potencial serán 9 y 10 muestreando el punto de atribución 1i que es nuevo dato, el dipolo de potencial se desplaza a las posiciones 8 y 9 y se muestrea de nuevo 2h, 3g se muestrea con los electrodos de potencial ubicados en 7 y 8; 1h, 2g, 2h y 3g son los datos de amarre, el dipolo de corriente pasa a los electrodos 12 y 13 y el de potencial a 10 y 11 registrando 1j, 2i se obtiene desplazando los electrodos de potencial a 9 y 10, como no es necesario tomar los datos que ya han sido obtenidos, se procede a cambiar de posición los electrodos de corriente, que se mantienen en el mismo lugar hasta la determinación de los datos faltantes. El procedimiento continúa así hasta que se llega al final de la línea, es decir, el dipolo de corriente esta conformado por los electrodos 18 y 19 y el de potencial por 16 y 17 para muestrear 1p.

Así se pueden obtener datos en los puntos en los cuales se cruzan las líneas punteadas (Fig. 3.11), es decir se pueden tomar datos del nivel uno hasta el nivel seis, en teoría los puntos muestreados se encuentran en el cruce de una línea a 45° que sale a partir de la mitad del dipolo de potencial con otra a 45° que parte del punto medio del dipolo de corriente.

A partir de los datos recolectados se obtiene la sección de resistividades aparentes, en este caso la Figura 3.13 es la correspondiente a la línea 1 en la zona de trabajo, al ser invertida la pseudosección dará como resultado las secciones en las cuales se muestra la distribución espacial de resistividades reales.

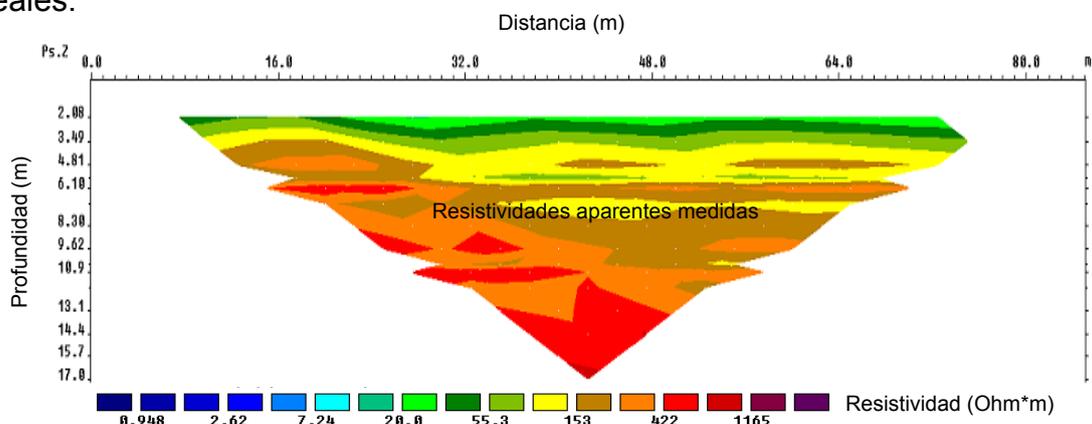


Figura 3.13. Pseudosección de resistividades aparentes de la línea 1 en la U. H. Tepozanes.

Por medio la tomografía eléctrica se obtiene una descripción de la distribución de los materiales en dos dimensiones, es decir, variaciones horizontales y verticales, siempre y cuando se presenten contrastes de resistividad.

### **3.2. Configuraciones de medición fundamentales**

Se define como un arreglo (geometría) de electrodos a la disposición que se da a los electrodos al realizar un estudio de prospección eléctrica, en general en el arreglo se definen electrodos de potencial y electrodos de corriente; los electrodos de corriente son aquellos por medio de los cuales se inyecta una corriente al subsuelo, los de potencial son aquellos en los que se lee el valor de la diferencia de potencial generado por la corriente inyectada.

Los arreglos fundamentales son los siguientes:

- Wenner
- Schlumberger
- Wenner-Schlumberger
- Dipolo- Dipolo
- Polo-Dipolo

Los diferentes arreglos o dispositivos se diferencian entre sí por la distancia relativa entre electrodos, y la posición de los electrodos de corriente respecto a los de potencial. En la Figura 3.14, se muestran los dispositivos que pueden ser empleados a lo largo del trabajo de campo.

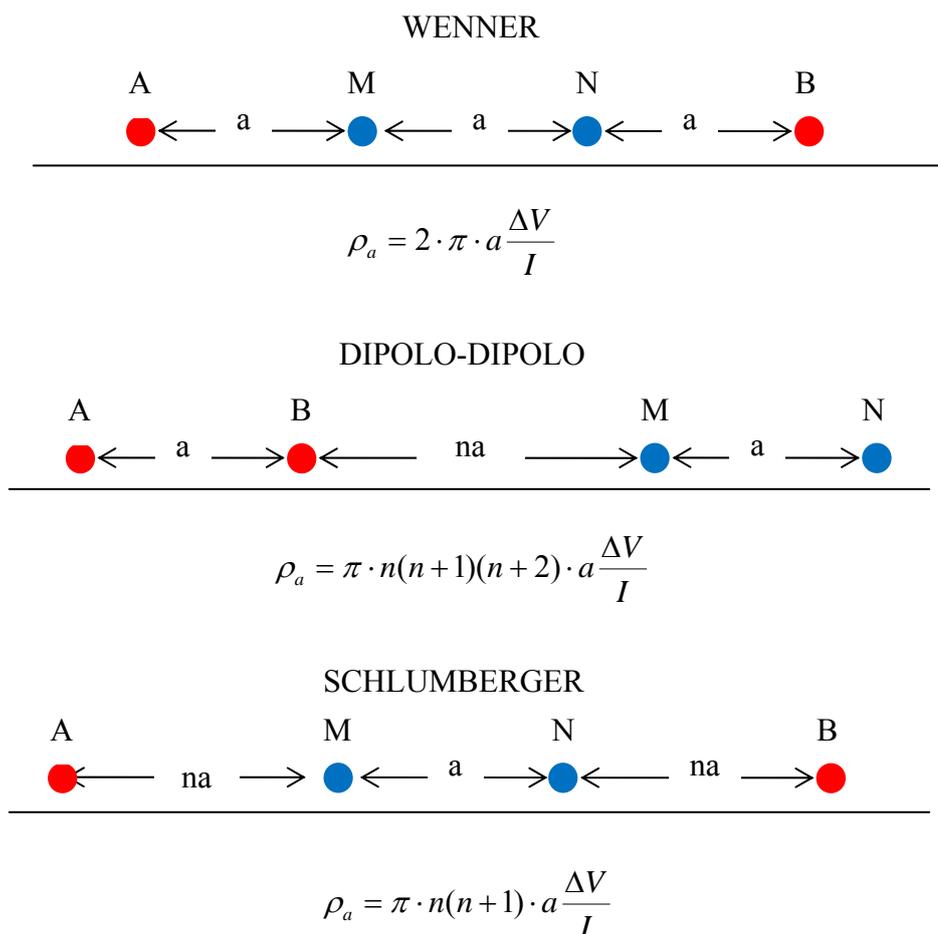


Figura 3.14. Dispositivos geoelectricos.

### 3.2.1. Arreglo Wenner

En este tipo de arreglo la separación entre los electrodos AM, MN y NB se varía por un factor “n” (Fig. 3.15), es decir si en el nivel 1 tenemos una abertura “a”, en el siguiente nivel (n=2), el espaciamiento entre los electrodos será de 2a, así sucesivamente hasta llegar a la profundidad deseada.

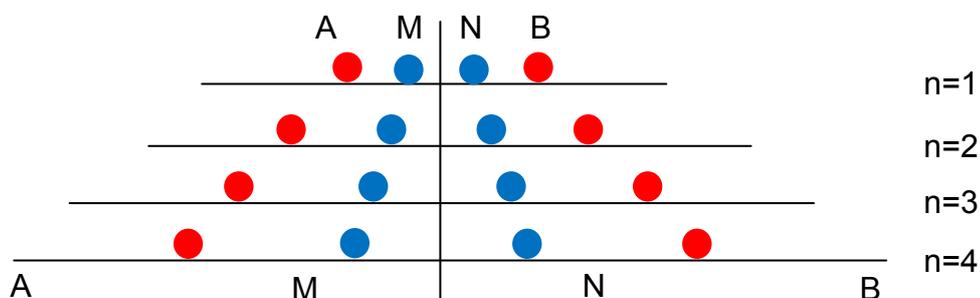


Figura 3.15. Medidas en el dispositivo Wenner 1-D.

La configuración inicial del arreglo es igual al del 1-D. sólo que en la primera estación se registran todos los valores (producto del movimiento lateral) de resistividad aparente correspondiente al “n=1”, y así sucesivamente. Es una de las configuraciones que registran menos medidas (Fig. 3.16).

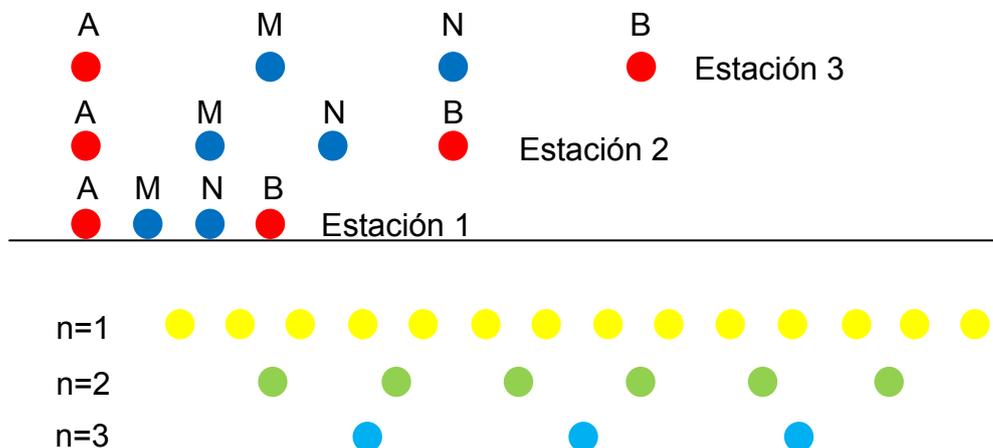


Figura 3.16. Medidas 2-D en el dispositivo Wenner.

### 3.2.2. Arreglo Schlumberger

La distancia entre los electrodos de potencial MN se mantiene constante, variando la distancia entre los electrodos de corriente, siendo ésta para el nivel 1 igual a “a”, en el nivel 2 igual a 2a, siguiendo esta secuencia. La distancia utilizada en los perfiles de resistividad es de  $AB/2$  (Fig. 3.17).

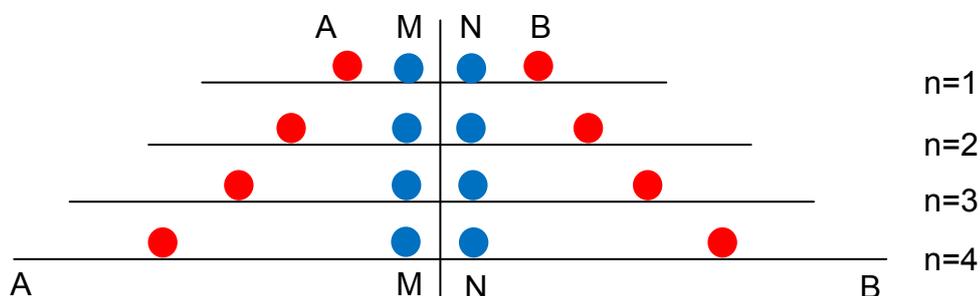


Figura 3.17. Medidas en el dispositivo 1-D Schlumberger.

El arreglo debe de cumplir la relación  $AB > 5MN$ . La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger está dada por:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{V}{I} \left\{ \left( \frac{L}{a} \right)^2 - 0.25 \right\} \dots 2.29$$

Siendo “ρ<sub>a</sub>” la resistividad aparente (ohms-metro); “V” la diferencia de potencial medido en los electrodos “M” y “N”; “I” la corriente eléctrica a través de “A” y “B”; “L” es la distancia media entre “A” y “B”; “a” es la distancia entre “M” y “N” y “π” una constante conocida.

**3.2.3. Arreglo Wenner – Schlumberger**

En el programa es llamado así por el movimiento lateral que se le aplica al arreglo clásico Schlumberger. En la primera estación se puede observar que se comporta como un Wenner (Fig. 3.18), mientras el electrodo de corriente A permanece constante en ubicación, y los electrodos de potencial constantes en separación, la distancia AM y NB, esta variando por un factor de n correspondiente al nivel de estudio.

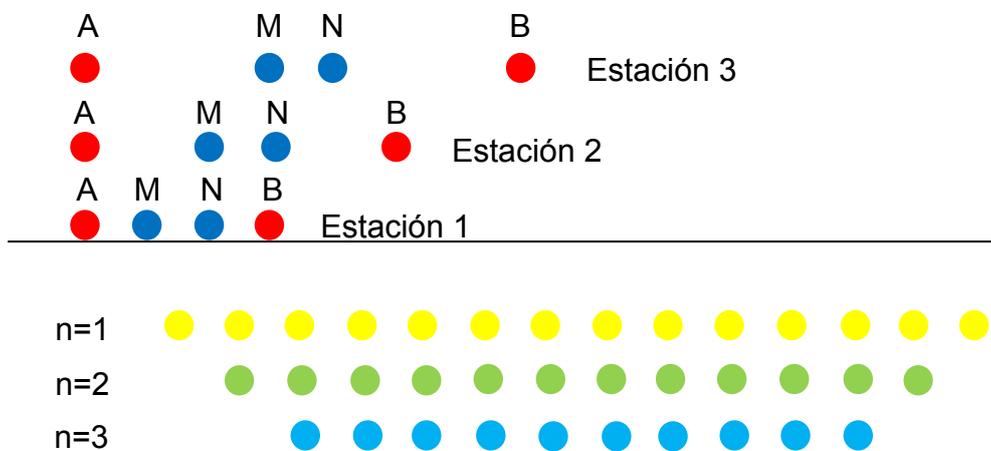


Figura 3.18. Medidas 2-D en el dispositivo Wenner-Schlumberger.

**3.2.4. Arreglo de electrodos Dipolo – Dipolo**

En este tipo de arreglo los electrodos de corriente AB y los de potencial MN mantienen la distancia constante, variando la distancia entre los polos formado por cada par de electrodos, como se observa en la Figura 3.3. La distancia utilizada para los perfiles de resistividad es la BM (Fig. 3.19).

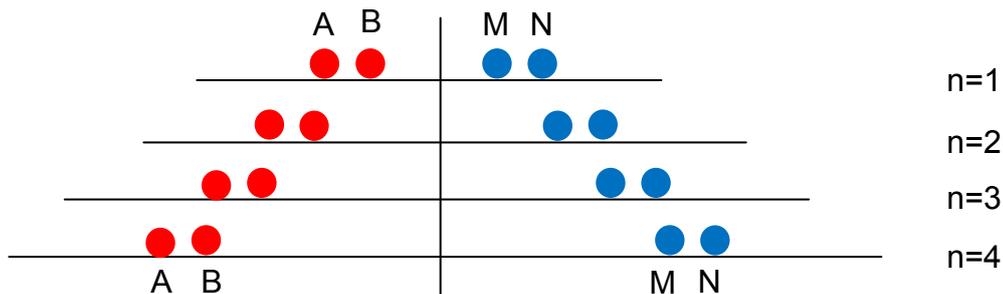


Figura 3.19 Medidas en el dispositivo 1-D dipolo-dipolo.

Es uno de los arreglos que produce mayor cantidad de mediciones. Al igual conserva la estructura del 1-D con la movilidad lateral (Fig. 3.20).

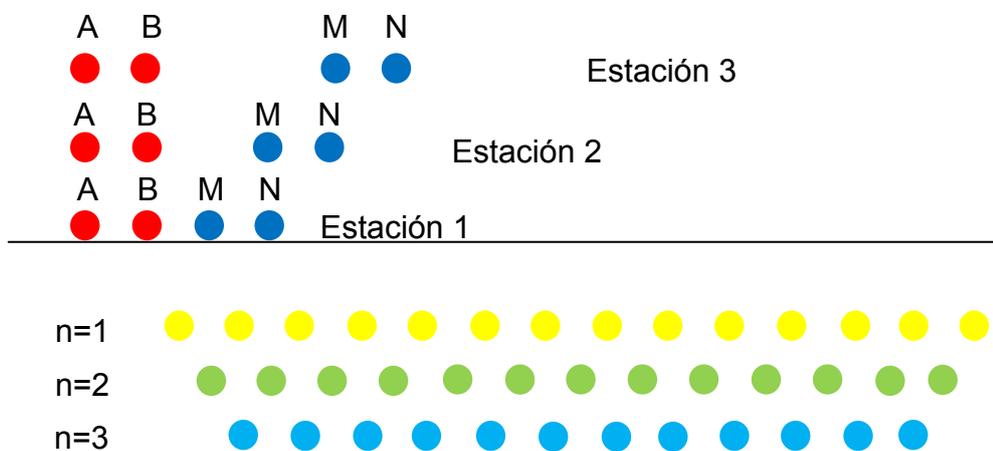


Figura 3.20. Medidas 2-D en el dispositivo Dipolo-Dipolo.

El arreglo Dipolo-Dipolo consta de cuatro electrodos alineados agrupados en dos dipolos denominados: los de potencial y los de corriente, la distancia que los separa se conoce como “x”, y la profundidad la van dando los submúltiplos “n”, siendo un número entero. La expresión para el cálculo de la resistividad empleando el arreglo Dipolo-Dipolo es:

$$\rho_a = 2\pi x \frac{V}{I} \left\{ \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \right\} \dots 3.30$$

Donde “x” es el espacio entre dipolos, y “n” los múltiplos enteros de x.

### 3.2.5. Arreglo Polo- Dipolo

Un levantamiento empleando la geometría Polo-Dipolo se realiza colocando un electrodo de corriente sobre la superficie del terreno y los electrodos de medición (dipolos) a separaciones múltiples de la distancia bipolar (Fig. 3.21). Se inyecta corriente al terreno a través del electrodo que va sobre la línea cerrando el circuito con otro electrodo que se coloca a una distancia de varios cientos de metros para que no influya sobre los dipolos de medición, la corriente inyectada es controlada. En los dipolos de medición se recibe la señal eléctrica que viaja por el subsuelo midiéndose la respuesta del terreno, las variaciones de resistividad lateralmente y en profundidad son traducidas a términos de los materiales detectados.

La profundidad de investigación es proporcional a la separación de los electrodos, los tendidos se desplazan sobre las líneas de investigación controladas topográficamente.

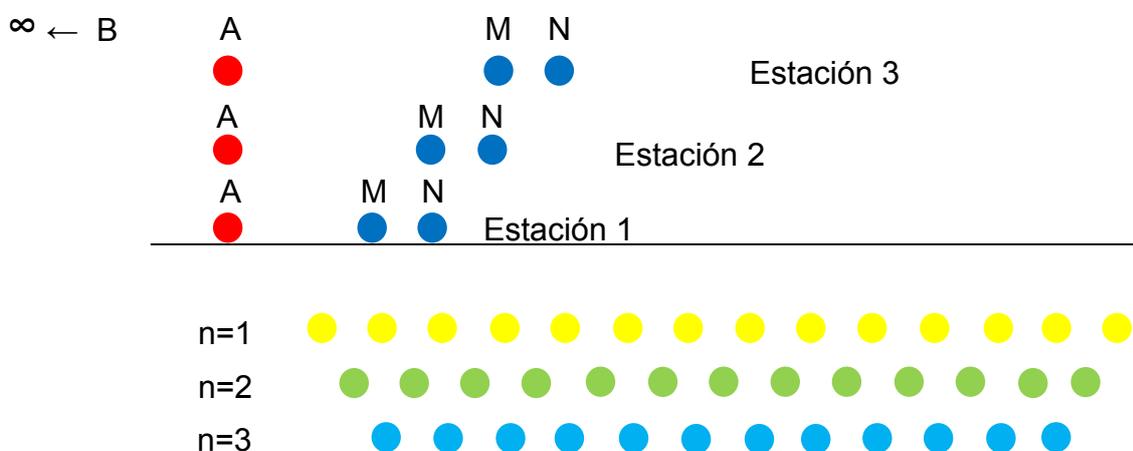


Figura 3.21. Medidas 2-D en el dispositivo Polo-Dipolo.

### 3.3. Introducción a la teoría de inversión de datos de tomografía eléctrica

La finalidad de la tomografía eléctrica es la obtención de un modelo del subsuelo que muestre la distribución real de la resistividad, este modelo debe ser compatible con los datos obtenidos en el trabajo de campo y correlacionable con la geología de la zona de estudio.

El método de tomografía puede ser dividido en dos etapas principales (Tejero et al., 2002), la obtención de los datos y el procesamiento de los mismos. En la primera etapa se obtienen las resistividades aparentes, las cuales se encuentran muy relacionadas a la distribución real de las resistividades en el subsuelo, sin embargo, también son afectadas por otros factores tales como el arreglo empleado en la obtención de los datos, o incluso ruido antropogénico. El proceso que permite llegar a la distribución real de las resistividades o al modelo, es la inversión de las resistividades aparentes.

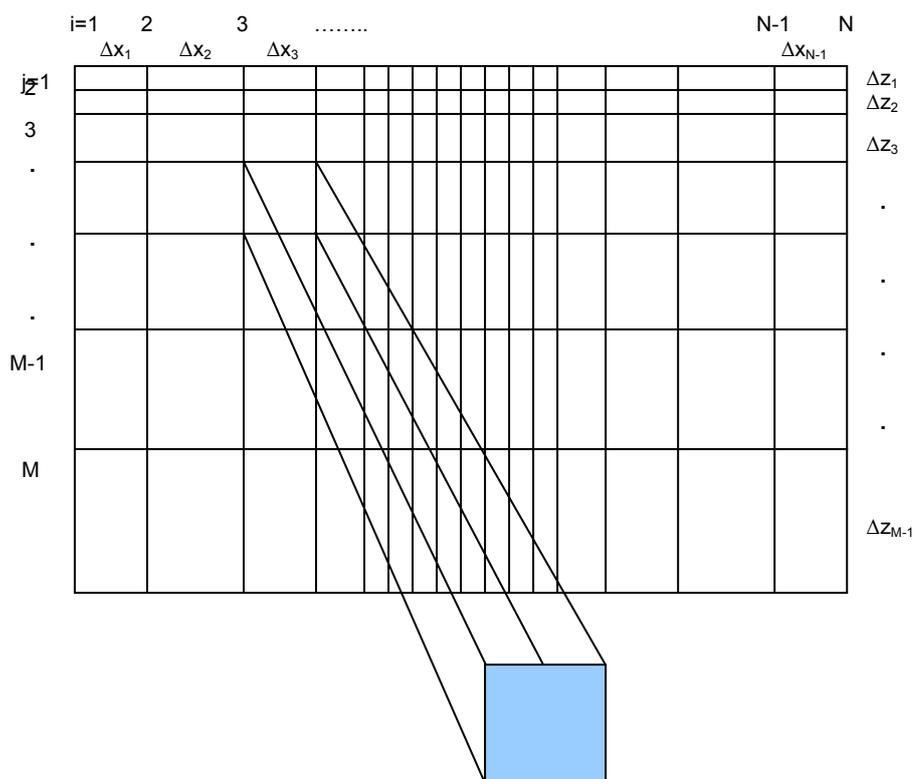


Figura 3.22. Diagrama de la distribución de los bloques que se toman como base para el modelado del programa de inversión Res2DInv. Tomado de Tejero et al., 2002.

Básicamente se considera un modelo compuesto por una serie de prismas bidimensionales (Fig. 3.22) contiguos a los cuales se les denomina dominios (Loke y Barker, 1995), los cuales corresponden con la distribución de los puntos de medida en la pseudosección. Para realizar el cálculo de los valores de resistividad se utiliza una subrutina de modelación directa, así como una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la rutina de inversión (Loke y Barker, 1996). Durante el proceso de inversión se adopta como criterio de convergencia el valor del error cuadrático medio (RMS) entre

los datos experimentales y la respuesta del modelo actualizado en cada iteración. Si el valor del RMS o su disminución relativa se sitúan por debajo de un valor predefinido se dice que la inversión ha convergido y el proceso se considera terminado.

El proceso de inversión trata de obtener, a partir de la sección de resistividades aparentes, un modelo de subsuelo que pueda considerarse una solución válida compatible con los datos experimentales, de forma que la respuesta teórica de ésta sea razonablemente parecida a las observaciones. El inconveniente principal del problema inverso es que, si bien el problema directo proporciona una única solución válida, a partir del proceso de inversión pueden aparecer múltiples modelos. Por este motivo, al buscar un modelo que se ajuste a los datos experimentales, es conveniente tratar de establecer restricciones previas, ya sean de carácter geológico, sondeos mecánicos o información derivada de otros métodos geofísicos.

Básicamente la inversión de datos de tomografía eléctrica está basada en el método de mínimos cuadrados. La resistividad aparente puede ser expresada como una serie de Taylor, el objetivo al expresar en esta forma la resistividad aparente, es la obtención de valores de resistividades aparentes en la vecindad de los datos puntuales obtenidos durante el trabajo de campo con lo que se conforma la seudosección de resistividades aparentes que posteriormente será empleada para el cálculo del modelo. Así la resistividad aparente queda expresada de la siguiente manera:

$$\rho_a = F(p) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(p)}{\partial p_k} \delta p_k \dots 3.31$$

En la expresión anterior  $p_k$  es el vector de parámetros de dimensión  $M$  que esta conformado por las resistividades verdaderas para cada uno de los dominios,  $F(p)$  es la función que determina la resistividad aparente, es decir la ecuación 3.26. Se debe reducir la diferencia entre la resistividad aparente obtenida en el trabajo de campo y la resistividad obtenida en la solución del modelado directo por lo que se puede establecer la siguiente ecuación:

$$\delta p_{aj} = \rho_{aj}^{obs} - \rho_{aj}^{est} \dots 3.32$$

En donde  $\rho_{aj}^{obs}$  es la resistividad aparente obtenida en el trabajo de campo y  $\rho_{aj}^{est}$  es la resistividad calculada a partir de un modelo. El error cuadrático de la anterior función puede ser expresado de la siguiente forma:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \delta \rho_a = \sum_{j=1}^N (\rho_{aj}^{obs} - \rho_{aj}^{est})^2 \dots 3.33$$

Ahora sustituyendo la resistividad aparente estimada, tenemos:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \left( \rho_{aj}^{obs} - F_j(p) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \delta p_k \right)^2 \dots 3.34$$

En donde  $N$  es el número de mediciones en un nivel.

Se trata es de minimizar el error cuadrático con respecto al vector de resistividades  $p$ , por lo que:

$$\frac{\partial E^2}{\partial \delta p_i} = 2 \sum_{j=1}^N \left( \rho_{aj}^{obs} - F_j(p) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \delta p_k \right) \left( - \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_i} \right) = 0 \dots 3.35$$

En donde  $i = 1 \dots M$ , esta expresión puede ser escrita de forma matricial (L y B), tal que:

$$\delta p = (J^T J + \lambda C^T C)^{-1} J \delta \rho_{aj} \dots 3.36$$

Los elementos de la matriz Jacobiana son de la forma:

$$J_{jk} = \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \dots 3.37$$

Para asegurar la convergencia de la solución se introduce el factor e amortiguamiento  $\lambda$ , C es un filtro de convergencia que minimiza las perturbaciones en el modelo y lo hace aproximarse a un valor constante.

En la resolución de problemas inversos se presenta el problema de ambigüedad, esto quiere decir que para una respuesta obtenida durante la mediciones se pueden presentar diferentes modelos que satisfagan la respuesta observada, por ello es importante la delimitación de algunos parámetros que interviene en el cálculo del modelo, por ejemplo los valores mínimos y máximos de resistividad que se estima deben presentarse en el

modelo, estos límites dado el caso deben de tomar en cuenta la geología o las características eléctricas de los materiales observados en la zona de interés.

En la figura 3.23 se muestra esquemáticamente el procedimiento de inversión seguido para la obtención de una Tomografía Eléctrica.

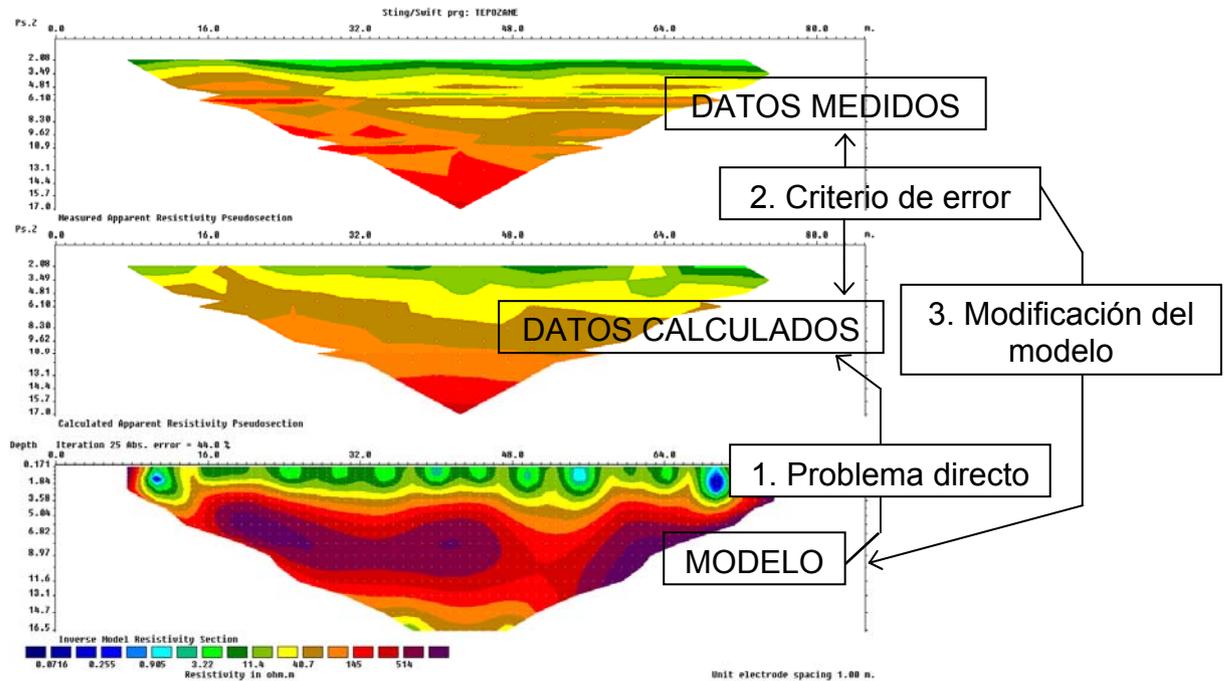


Figura 3.23. Proceso de inversión de datos geoelectricos.

El modelo inicial parte de un medio heterogéneo, posteriormente se mide el error entre las resistividades calculadas y las medidas, si éste es mayor que el valor especificado de convergencia, se rediseña el modelo tratando de disminuir la diferencia entre las resistividades medidas y las calculadas por medio del modelo, el proceso continua hasta que el valor de error sea aceptable.

## CAPÍTULO IV. ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

## 4.1. Adquisición de datos de tomografía eléctrica

Como se mencionó en el Capítulo III, la distribución geométrica de las líneas de investigación se debe hacer con base en las observaciones realizadas con respecto al fenómeno de interés y objetivo de estudio, en este caso el estudio está enfocado a la caracterización de las grietas que se encuentran afectando edificios de la U.H. Tepozanes; en este lugar se realizaron cinco perfiles rodeando uno de los edificios más dañados y una fractura expuesta, de esta manera la distribución de las líneas quedó como se muestra en la Figura 4.1.

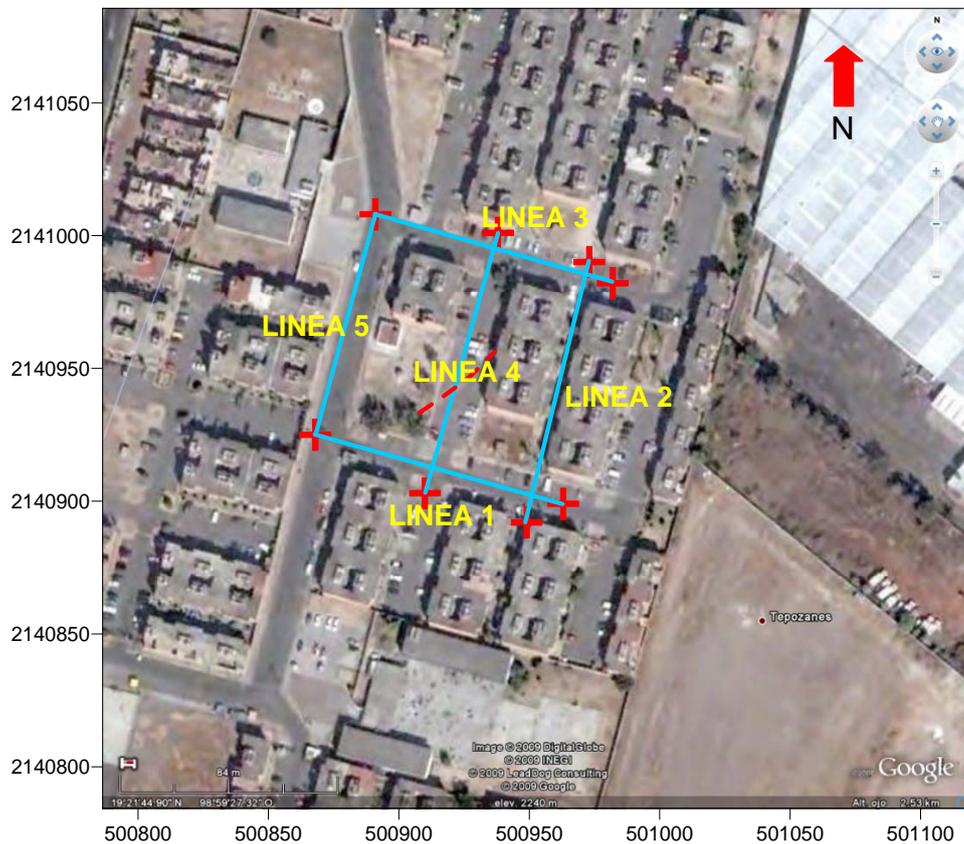


Figura 4.1. Ubicación de las líneas de investigación en la U.H. en color cian y puntos finales de cada una de las líneas en color rojo; grieta expuesta representada por la línea roja punteada.

La longitud de cada una de las líneas fue de 80 m, el espaciamiento entre electrodos en todas las líneas de 5 m, con lo cual se podrían detectar estructuras de aproximadamente 2.5 m de diámetro bajo el perfil eléctrico. El dispositivo seleccionado para la adquisición de los datos fue el Dipolo-Dipolo debido a que este arreglo presenta una resolución tanto vertical como horizontal acorde a las necesidades del trabajo.

Para dicho trabajo y debido a que se trata de una zona urbana se llevó a cabo la perforación de la carpeta asfáltica existente para colocar los electrodos en los puntos correspondientes.

Al llegar al lugar de trabajo se preparó el equipo para la adquisición de los datos de la línea 1, los electrodos se colocaron en los puntos determinados; se presentó un problema debido a que el diámetro de los pozos perforados era mayor que el de los electrodos, por lo que se rellenó el espacio con tierra de la que había sido extraída en la perforación.

El equipo empleado en la adquisición fue el Sting R1-IP con unidad Swift, varillas de cobre de 1" de diámetro y 60 cm de largo, y cables inteligentes de 24 canales; un GPS fue empleado para ubicar los puntos extremos de cada una de las líneas con mayor precisión.

Al tener el equipo preparado para la toma de datos se procedió a medir la resistencia de contacto en los electrodos dispuestos en la línea 1, la resistencia se disminuyó agregando agua con sal a cada uno de los electrodos, el efecto que tuvo el electrolito es visible en las secciones obtenidas. Se realizó la toma de datos para tal línea.

Finalizada la adquisición de los datos en línea 1 se recogió el equipo y se procedió a reubicarlo para la toma de datos de la segunda línea siguiendo la metodología empleada para la preparación de la línea 1, el mismo procedimiento se empleó para el resto de las líneas planeadas.

## 4.2. Procesamiento de datos de tomografía eléctrica

El procesamiento de los datos obtenidos se realizó con los programas de inversión Res2DInv y Res3DInv de Geotomo Software, respectivamente, los cuales se basan en la teoría de inversión descrita en el Capítulo III.

### 4.2.1. Procesamiento de datos para obtención de modelos 2D

Para la inversión bidimensional los datos deben estar contenidos en un archivo con extensión .dat para que sea posible la lectura de los mismos en el programa Res2DInv y deben ser presentados con la siguiente estructura:

Línea 1: Nombre de la línea de estudio

Línea 2: Espaciamiento entre electrodos

Línea 3: Tipo de arreglo (Wenner=1, Polo-Polo=2, Dipolo-Dipolo=3, Polo-Dipolo=6, Schlumberger=7, Dipolo-Dipolo Ecuatorial=8)

Línea 4: Número total de datos

Línea 5: Tipo de localización en la dirección x de los puntos. Usa 0 si se toma como base la localización del primer electrodo del arreglo y 1 si se emplea el punto medio del arreglo.

Línea 6: Colocar 0, para indicar que se trata de datos de resistividad.

Línea 7: Localización en x, espaciamiento entre electrodos, valor de la resistividad aparente obtenida.

Las líneas consecutivas se llenaran como la línea 7, siendo el total de ellas el número de datos obtenidos, posteriormente se colocara un cero en las cinco líneas siguientes, un ejemplo se encuentra en el Anexo I (Manual Res2DInv, 2006).

El archivo de datos es leído por el programa, posteriormente se hace una inversión con los parámetros predeterminados del programa, generalmente éstos son estándar y funcionan bien para datos de calidad aceptable, es decir, toma en cuenta que los datos no tienen un nivel alto de ruido, la sensibilidad de los electrodos es buena, los rangos de resistividad presentes son aceptables, etc.

En un levantamiento se tiene información contaminada por ruido cuando se obtiene información que no es generada debido al fenómeno de interés, al tratarse de una zona urbana existen diferentes factores que pueden afectar la toma de datos, principalmente la actividad humana, por ejemplo, al pisar un cable por descuido se podría alterar la adquisición de datos momentáneamente, quizá únicamente sea un dato el afectado; el ruido se debe a eventos que no están previstos y no son parte de la investigación, sin embargo son registrados. El análisis de ruido se lleva a cabo en la opción ***Exterminate bad datum points*** (Fig. 4.2).

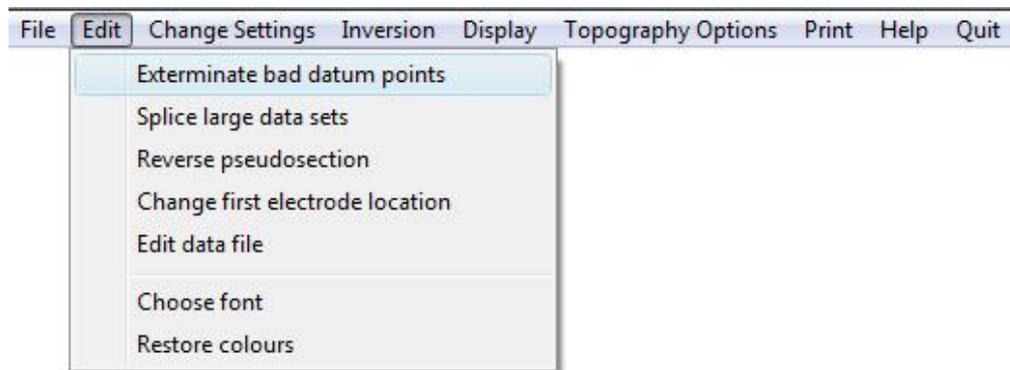


Figura 4.2. Menú para el análisis de ruido de los datos obtenidos.

Al seleccionar esta opción se despliegan de manera esquemática los datos contenidos en el archivo leído, se presentan por niveles (Fig. 4.3), es decir, la primer línea representa los datos colectados en el primer nivel de estudio, la segunda línea que se observa representa los datos del segundo nivel, de manera sucesiva para el resto, dependiendo de la profundidad del estudio.

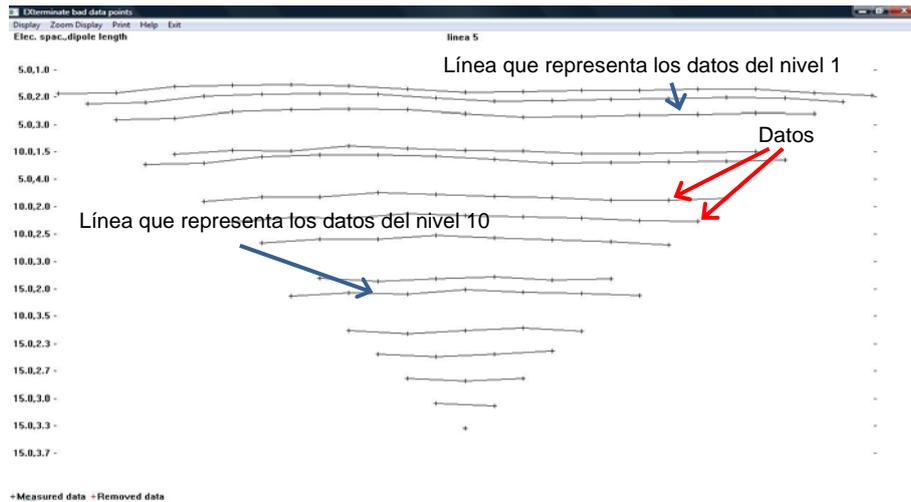


Figura 4.3. Representación de los datos de la línea 5 en la ventana de edición del programa Res2DInv.

Como se puede observar en la Figura 4.3 las líneas que representan los datos de la línea 5 presentan un comportamiento suavizado y con secuencia de un nivel a otro, lo que significa que los datos están libres de ruido. Cuando los datos son ruidosos se observa en la ventana de edición que algunos de los datos no presentan secuencia con los datos inferior o superior (Fig. 4.4), este tipo de datos debe de ser eliminado, con lo que el error que presenta el programa al tratar ajustar un modelo disminuirá.

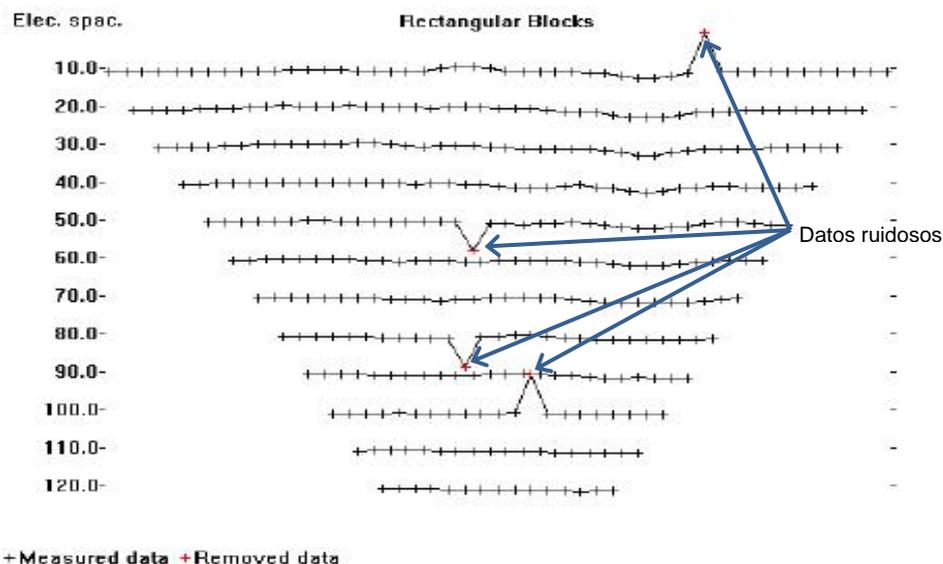


Figura 4.4. Ejemplo de archivo con datos ruidosos. (Tomado de: Manual Res2DInv, 2006).

En este trabajo se realizó la inversión con los datos originales, los valores de resistividad se presentaron elevados al igual que el error entre la resistividad medida y calculada, a partir de estas observaciones se eliminaron algunos puntos con la finalidad disminuir el error, en un intento se excluyeron los datos superficiales pensando que debido a los contrastes tan cercanos que se presentan en esa zona estos sean los causantes del error tan elevado, a pesar de los diferentes cambios realizados en cada ocasión el error no disminuyó de manera considerable, así, se optó por eliminar únicamente los datos con los valores de resistividad eléctrica no congruentes con los valores de los datos aledaños, por ejemplo, un valor de 1800 Ohm\*m, mientras los valores de los datos en la vecindad de este eran de entre 100 y 200 Ohm\*m.

Al contar con los datos limpios, diferentes parámetros, tales como los límites del valor de la resistividad, el método de inversión, o el valor del factor de amortiguamiento (**damping factor**), se cambiaron buscando una mejoría entre cada uno de los resultados, es decir, que los modelos presentaran valores de resistividad eléctrica que se mantuvieran en un rango de valor razonable; controlar el error entre los valores de resistividad medidos y calculados, tratando mantener morfologías en general constantes y adecuados en términos geológicos.

En este caso la consideración más relevante para poner límites a los valores de la resistividad, fue el alto contenido de humedad que presentan los materiales en el subsuelo, en las inversiones que se llevaron a cabo sin limitar los valores de resistividad se obtuvieron valores de 10,000 Ohm\*m, que se consideran elevados al tratarse de arcillas saturadas. Por lo que se procuró limitar los valores de la resistividad, lo cual se lleva a cabo en la opción **Limit range of model resistivity** (Fig. 4.5), la resistividad se limita por medio de un factor inferior y uno superior, tomando como base la resistividad promedio o la resistividad en la primera iteración de la inversión.

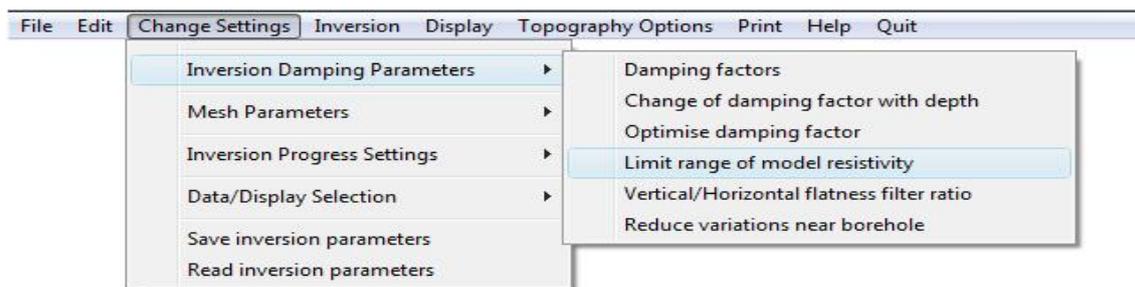


Figura 4.5. Ruta de ubicación de la ventana para limitar los valores de resistividad del modelo.

Al seleccionar esta opción se muestra un recuadro en el cual se elige un factor para el límite inferior y uno para el límite superior de los valores de resistividad a presentar en el modelo.

Otro de los parámetros que se pueden variar es el valor del factor de amortiguamiento que asegurar la convergencia de la solución del modelo, se recomienda un valor de más de 1.5 para datos ruidosos y menores para datos limpios. Este factor se puede de acuerdo a la profundidad, considerando que generalmente los datos superficiales son los de mayor resolución y menos problemáticos debido a que la señal es más fuerte y la sensibilidad de los electrodos en esa zona es mayor, por lo que el valor del factor de amortiguamiento podría aumentar proporcionalmente a la profundidad para contrarrestar el efecto que la distancia tiene sobre la calidad de los datos, al llevar a cabo esta selección la inversión puede tardar un poco más y si los datos se observan de buena calidad como en este caso, no tendrá gran efecto. Tomando en cuenta las consideraciones anteriores para la inversión de los datos el valor del factor de amortiguamiento fue 1.5, que es el valor que el programa tiene predeterminado.

En cuanto a los parámetros que pueden ser modificados en el método de inversión se presentan varias opciones, en este caso se aplicó una restricción suavizada, esto se activa en mediante la opción ***Include smoothing of model resistivity*** (Fig. 4.6), de una manera general al activar esta opción se obtiene un modelo que presentara la variación de la resistividad de manera suavizada, predeterminadamente esta opción se encuentra activada.

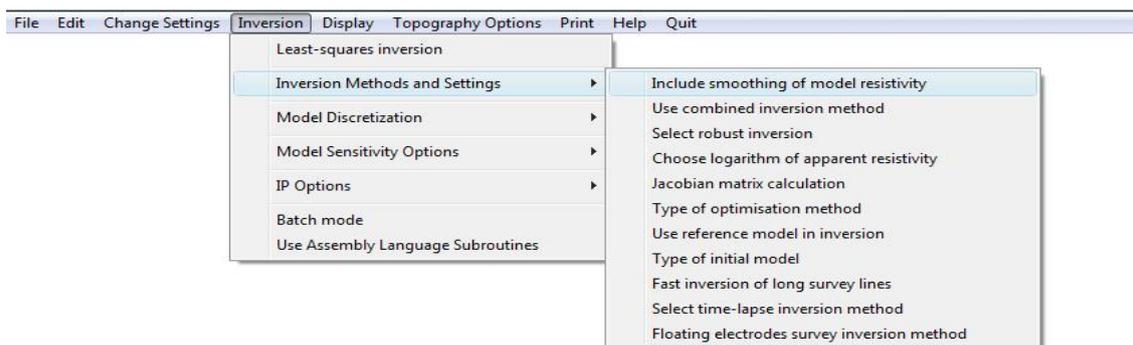


Figura 4.6. Ruta de ubicación de la opción para obtener un modelo de morfología suavizada.

En la opción **Select robust inversion** del menú anterior (Fig. 4.6) se puede seleccionar una inversión robusta, un método robusto es aquel que discrimina los datos que no se encuentran dentro de un rango razonable de acuerdo al resto de los valores, por lo que es menos sensible a los datos ruidosos que pudieran persistir después de haber sido editados.

En la opción **Model discretization**, se muestra el patrón de bloques que se mencionó en el Capítulo III en el apartado de teoría de inversión, de manera resumida la inversión parte de la asignación de un valor de resistividad aparente asociado a uno de los bloques, así en la opción **Model blocks** (Fig. 4.7), se puede observar como es la distribución de los puntos muestreados respecto a la distribución de los bloques, lo ideal es que en un bloque se cuente solo con un valor de resistividad, con la finalidad de que el programa no tenga problemas al ajustar el modelo, se puede variar el espesor de los rectángulos mediante el empleo de diferentes opciones como **Change thickness of layers, modify depths to layer**, etc., con la finalidad de que se cumpla que no haya más de un dato por cada dominio. En este menú también se puede reducir el efecto de los bloques laterales. En estos bloques la función de sensibilidad del modelo para cualquiera de los arreglos se ve disminuida, por lo que probablemente sea adecuado que tengan menos peso en la obtención del modelo.

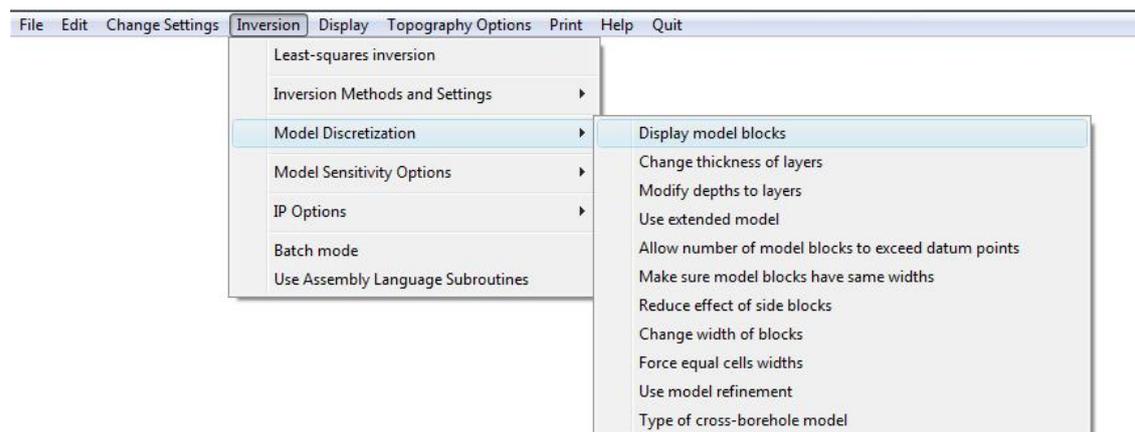


Figura 4.7. Ubicación de la opción para observar y modificar la distribución de los datos conforme a los dominios.

De igual forma se puede hacer una revisión de la sensibilidad presente en cada bloque, lo cual depende del arreglo empleado en la adquisición de los datos.

Al haber modificado los parámetros de inversión de datos se procede a esta, este proceso se inicia al dar clic en la opción **Least-squares inversion** del menú **Inversión** (Fig. 4.8).

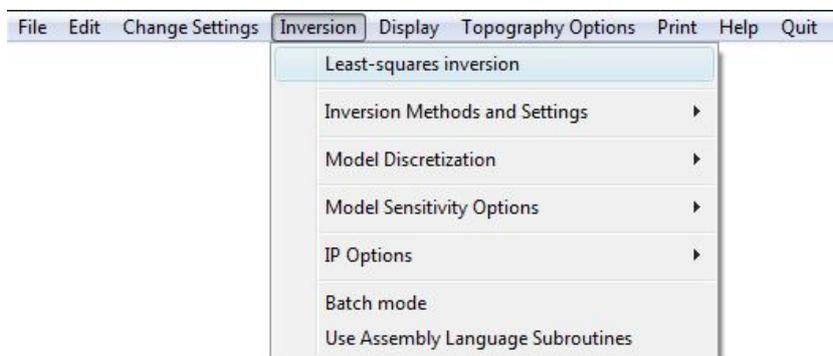


Figura 4.8. Inicio del proceso de inversión.

Predeterminadamente el programa realiza 3 iteraciones, con cada iteración se disminuye el error entre la resistividad medida y la calculada, de igual forma se estipula que cuando el valor del error disminuya menos de algún porcentaje, por ejemplo 1 %, se detenga, ya que implica más tiempo sin una mejora relevante. Estos parámetros del programa pueden ser modificados en la opción **Inversion progress settings** del menú **Change settings** (Fig. 4.9),

este cambio resulta práctico, pues al realizar el número de iteraciones predeterminado aparece un recuadro en el cual se puede ingresar el número de iteraciones extra que se requieren, lo que puede resultar tedioso, por otra parte cada vez que el error cambia menos de lo estipulado aparece un recuadro para que se dé el nuevo límite de disminución de error que detendrá el proceso. A veces no se presentan grandes cambios en el valor del error entre la resistividad medida y la calculada entre una iteración y otra, sin embargo, en la morfología se pueden obtener formas más suavizadas.

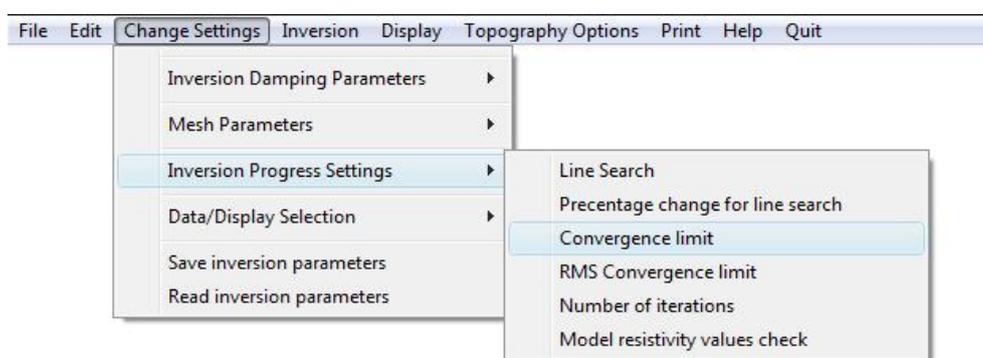


Figura 4.9. Menú para cambiar el número de iteraciones y el límite de convergencia del error entre las resistividades medidas y calculadas.

La edición de los datos se hace de manera subjetiva y personal. Cada procesador interpreta las características de los datos desde un punto de vista diferente, sin embargo deben tenerse presentes las consideraciones aquí mencionadas y la fidelidad a los datos originales se deberá mantener en lo máximo posible para evitar que el proceso sea ambiguo.

La modificación de los parámetros de inversión depende de cómo el procesador percibe los datos y del conocimiento acerca de la función de los parámetros, así como la presentación que se quiere dar a los modelos, la morfología no cambia al modificar los valores de los parámetros, sin embargo es posible la disminución del error entre la resistividad medida y la calculada y la obtención de valores de resistividad más coherentes.

La presentación de los modelos 2D obtenidos se realizó empleando el programa Surfer (Golden Software, 2007), el cual cuenta con un método de interpolación diferente que el Res2DInv, por lo que se obtienen modelos más suavizados.

#### **4.2.2. Procesamiento de datos para obtención del modelo 3D**

Debido a que la adquisición se realizó con la finalidad de generar una serie de modelos 2D, el modelo 3D se obtuvo manejando las 5 líneas de investigación, estas fueron combinadas empleando el programa Res2DInv mediante la opción ***Collate data into Res3DInv format***, el cual requiere de un archivo script con la extensión .txt, que contiene información acerca de la localización de los archivos a emplear y datos acerca de la posición relativa de las líneas, para lo que se debe de plantear un sistema coordenado que asigne una posición a cada una de ellas. Del procedimiento anterior se obtuvo un archivo de datos para ser invertidos en el programa Res3DInv. Al igual que para el caso de los modelos bidimensionales los parámetros se variaron para al menos obtener tres modelos diferentes, principalmente observando los cambios en los valores de la resistividad y del error, se seleccionó un modelo el cual se consideró adecuado; aunque en realidad los valores de resistividad, error y morfología de los modelos no distaban muchos unos de otros.

Los parámetros empleados en la inversión tridimensional son los mismos que los empleados en la inversión bidimensional.

La presentación del modelo resultante en el programa Res3DInv de la inversión se realiza por secciones horizontales y cortes transversales, en diferentes direcciones del modelo obtenido, por lo que no se observa un volumen.

Para la presentación del modelo como un volumen se empleó el programa Voxler (Golden Software, 2009).

Existen muchas formas para presentar los resultados por lo que es necesario explorar y experimentar con las herramientas de cada programa, el

conocimiento acerca del funcionamiento de las herramientas servirá en la decisión de aprobación de un modelo.

## CAPÍTULO V. MODELOS GEOELÉCTRICOS 2D Y 3D

### 5.1. Modelos 2D

A partir del procesamiento de los datos obtenidos en la Unidad Habitacional Tepozanes, se generaron cinco modelos 2D, cada uno corresponde a una línea de estudio de acuerdo a la distribución mostrada en el capítulo anterior. Los resultados y observaciones correspondientes se presentan a continuación.

En los modelos 2D se identifican rasgos presentes en todas las líneas, se identifica un material de alta resistividad inmerso en un material conductor de una manera irregular en todas las secciones obtenidas. El objetivo es determinar la distribución de las fracturas en la zona de estudio, los cambios de material o discontinuidades serán interpretados como tal.

#### 5.1.1. Línea 1

En esta línea el efecto de los electrodos y del electrolito empleado para reducir la resistencia de contacto es perceptible, así como los contrastes de resistividad en la zona superficial (Fig. 5.1).

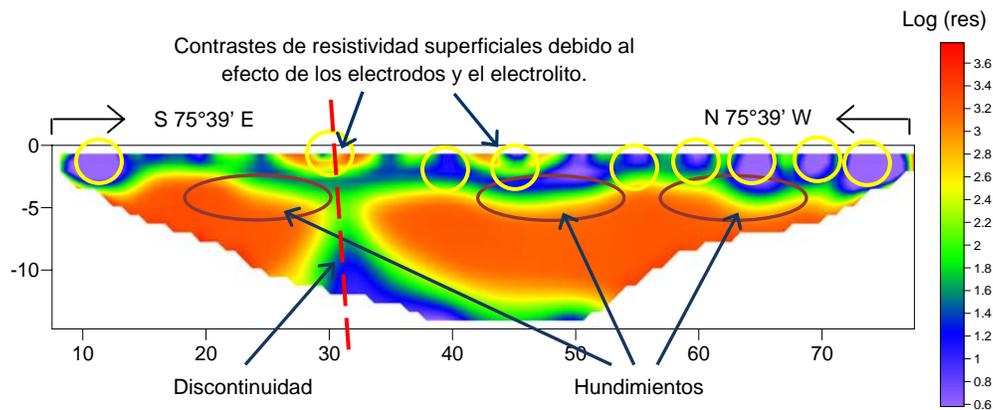


Figura 5.1. Modelo geoelectrico obtenido para la línea 1 y características de interés.

El efecto del electrolito y las varillas se presenta hasta una profundidad aproximada de 2 m, a la profundidad de 3 m se observa un cuerpo de alta

resistividad ( $500 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ ) que presenta una discontinuidad en el punto  $x=32 \text{ m}$ , este cuerpo se adelgaza de izquierda a derecha, el espesor de dicho cuerpo es de aproximadamente  $6 \text{ m}$ ; en su parte superficial se presentan pequeños hundimientos. El material conductor se observa a profundidades diversas en la base del material de alta resistividad.

### 5.1.2. Línea 2

En el modelo obtenido para la línea 2 se observa un cuerpo de alta resistividad, correspondiente al material identificado en la línea 1, en este caso este material presenta una discontinuidad alrededor del punto  $x=48 \text{ m}$ , en donde el material se adelgaza considerablemente, se observa un adelgazamiento de menor importancia en  $x=34 \text{ m}$ .

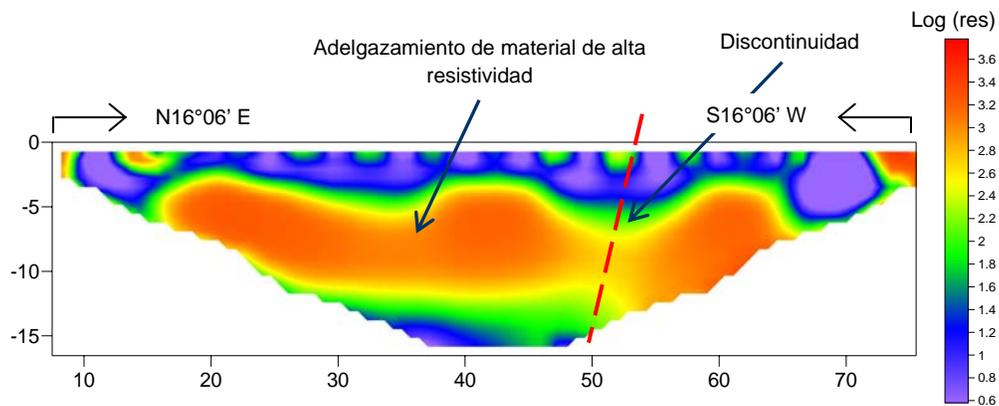


Figura 5.2. Modelo geoelectrico obtenido para la línea 2 y características de interés.

El mismo efecto de los electrodos se presenta en la parte superficial del modelo, el material de resistividad alta, entre  $500$  y  $600 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ , se presenta a partir de los  $3 \text{ m}$  de profundidad, aproximadamente y hasta una profundidad promedio de  $12 \text{ m}$ , en las regiones en donde el grosor es mayor, se tiene un espesor aproximado de  $10 \text{ m}$  de acuerdo a lo observado en la Figura 5.2.

### 5.1.3. Línea 3

Esta línea es paralela a la línea 1, en el modelo se observa el material de resistividad aproximada de 500 Ohm\*m con una discontinuidad en  $x=32$  m, que es correspondiente con la discontinuidad presente en la línea 1, al correlacionar ambos modelos se interpreta una discontinuidad del material de alta resistividad en dirección perpendicular a la de las líneas 1 y 3, ya que éstas son paralelas.

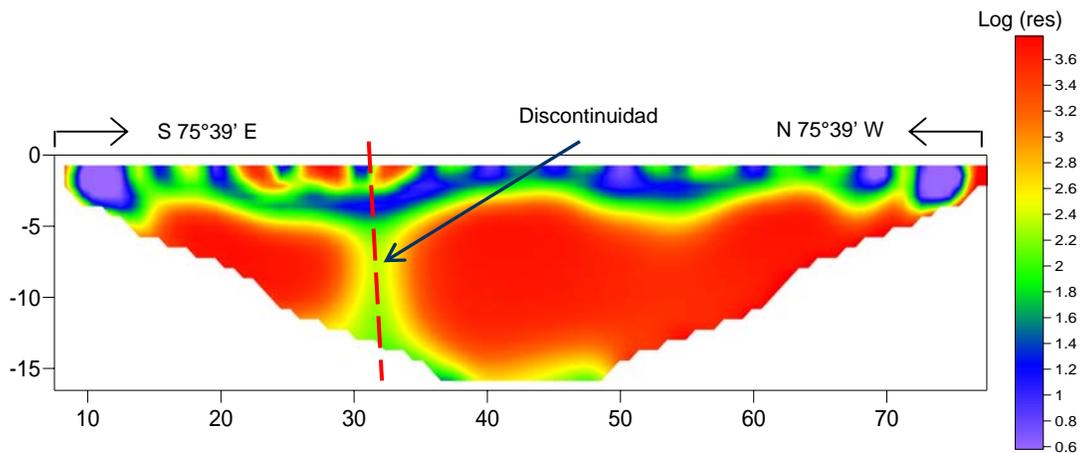


Figura 5.3. Modelo geoelectrico obtenido para la línea 3 y características de interés.

El efecto de los electrodos es visible; el material de alta resistividad se encuentra aproximadamente a partir de los 3 m de profundidad, y se extiende hasta los 15 m.

### 5.1.4. Línea 4

En esta línea se observa el material de resistividad de aproximadamente 600 Ohm\*m con una discontinuidad alrededor del punto  $x=48$  m y un adelgazamiento en  $x=34$  m aproximadamente, características que se pueden relacionar a las observadas en el modelo obtenido para la línea 2, que es paralela a esta línea de estudio; el efecto de las varillas de cobre y del electrolito son visibles.

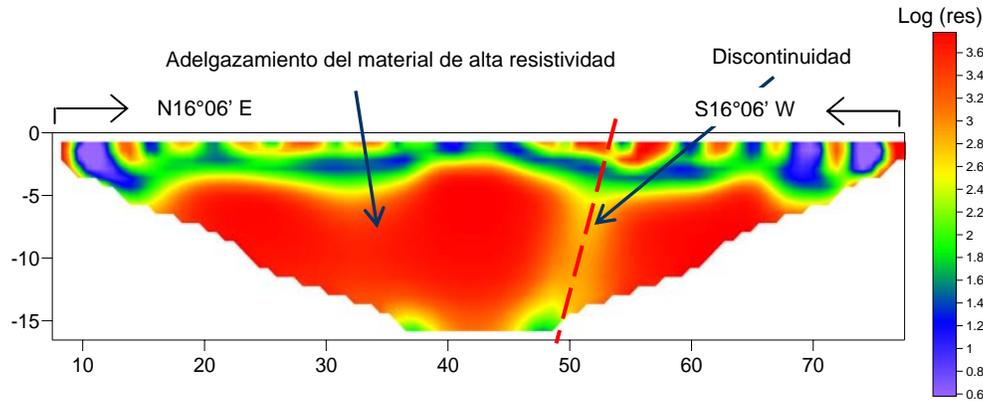


Figura 5.4. Modelo geoelectrico obtenido para la línea 4 y características de interés.

El material de alta resistividad se encuentra entre los 3 y 16 m de profundidad, el material conductor en el que se encuentra inmerso está aproximadamente a los 16 m de profundidad.

#### 5.1.5. Línea 5

Esta línea es paralela a las líneas 2 y 4, se observa el efecto de los electrodos, el material de alta resistividad (alrededor de  $800 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ ) se encuentra a una profundidad de 3 m aproximadamente y se extiende hasta la profundidad de 15 m. Se observan características similares a las presentes en los modelos de las líneas 2 y 4, aunque atenuadas, es decir, la discontinuidad localizada en  $x=52 \text{ m}$ , se presenta ahora como un adelgazamiento y el adelgazamiento en el punto  $x=32 \text{ m}$  es casi imperceptible (Fig. 5.5).

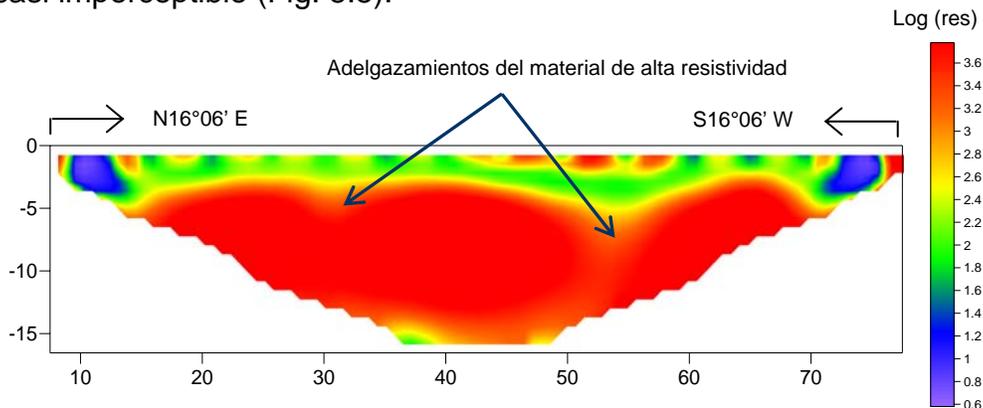


Figura 5.5. Modelo geoelectrico obtenido para la línea 5 y características de interés.

Debido a la localización y a las características observadas en el modelo obtenido para esta línea se puede interpretar una secuencia en la discontinuidad en la dirección perpendicular a esta línea de estudio.

#### **5.1.6 Modelo pseudo 3D a partir de modelos 2D**

Los modelos 2D obtenidos para cada una de las líneas pueden ser interpretados en conjunto debido a la distribución planteada. En la Figura 5.6 se presenta un modelo pseudo 3D a partir de los modelos 2D.

En este modelo se observan principalmente dos discontinuidades del material de alta resistividad, una en dirección NS, y la otra EW aproximadamente, marcadas con líneas discontinuas de color rojo, las elipses señalan adelgazamientos del material resistivo que presentan secuencia. Dichos rasgos han sido mencionados como parte de la explicación de cada uno de los modelos.

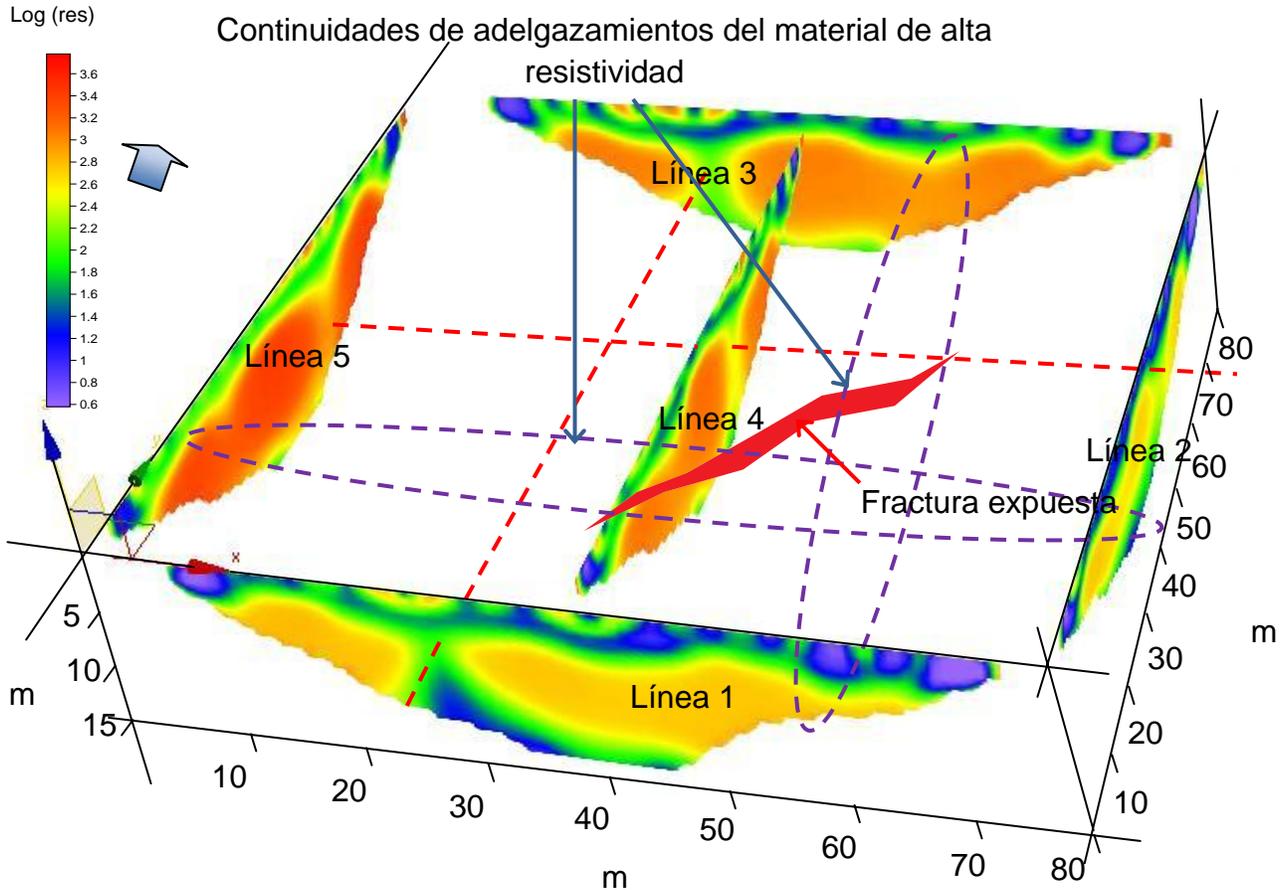


Figura 5.6. Modelo pseudotruncado generado a partir de los modelos bidimensionales de cada una de las líneas y características de interés.

## 5.2. Modelo 3D

En el principio de este trabajo se planteó únicamente la generación de modelos 2D, sin embargo, la distribución de las líneas hace posible la generación de un modelo 3D, este último presenta ciertas limitaciones, debido esencialmente a que la distancia entre las líneas de estudio es grande, entre las líneas 2, 4 y 5 la separación entre una y otra es de 40 m y entre la línea 1 y 3 la distancia es de 80 m.

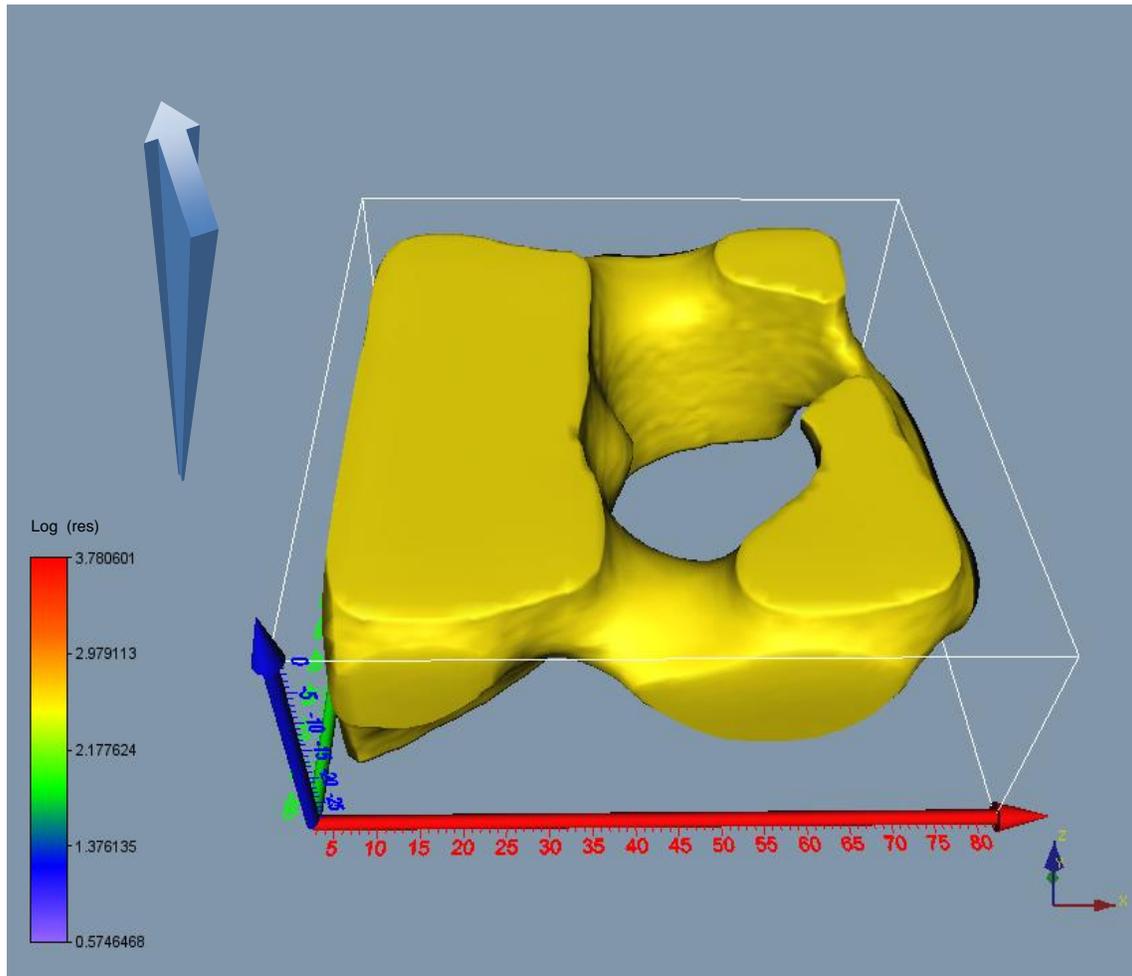


Figura 5.7. Modelo geoelectrico obtenido a partir de la inversion 3D de las líneas estudiadas.

El modelo 3D (Fig. 5.7) fue generado a partir de la compilación de los datos obtenidos en las líneas de estudio. El modelo obtenido presenta características que también se observaron en los modelos 2D, sin embargo también existen diferencias.

El efecto de los electrodos se observa claramente sobre las líneas de estudio, este fenómeno enmascara los valores de resistividad y modifica la morfología de los cuerpos en el subsuelo, el caso más interesante se observa en

la zona de la línea 4, en la cual es visible una discontinuidad del material de alta resistividad debido a la localización de los electrodos (Fig. 5.8).

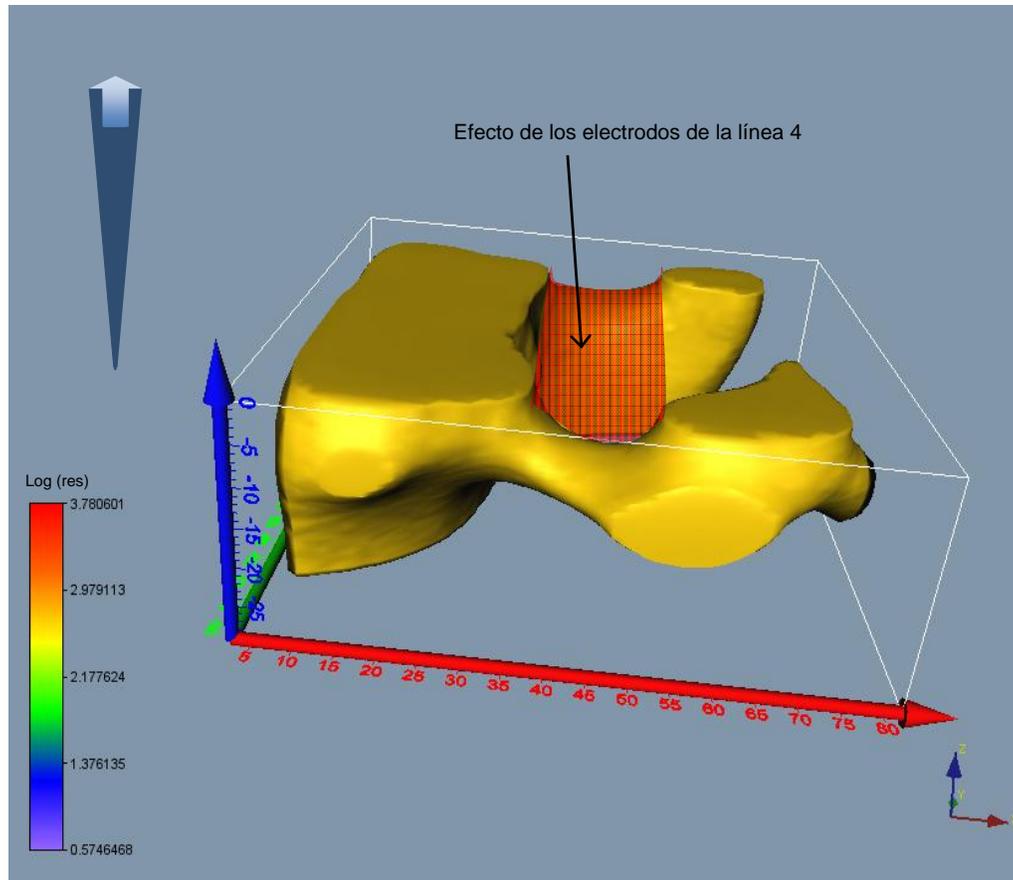


Figura 5.8. Efecto de los electrodos ubicados en la línea 4 (línea roja) sobre la distribución de los materiales en el subsuelo.

Con base en estas observaciones se llevó a cabo el análisis del modelo 3D obtenido y la selección de imágenes que enfatizen las discontinuidades presentes para lo cual se integró información del estudio "Detección de fracturas en el subsuelo en la zona sur del complejo Habitacional Tepozanes, La Paz, Estado de México" previamente realizado (Chávez et al., 2008).

### 5.2.1 Análisis del modelo 3D

En el modelo 3D se observan tres concentraciones de material de alta resistividad A, B y C (Fig. 5.9), una de ellas se encuentra en la porción oeste del modelo (A), la segunda en la porción NE (B) y la última al SE (C).

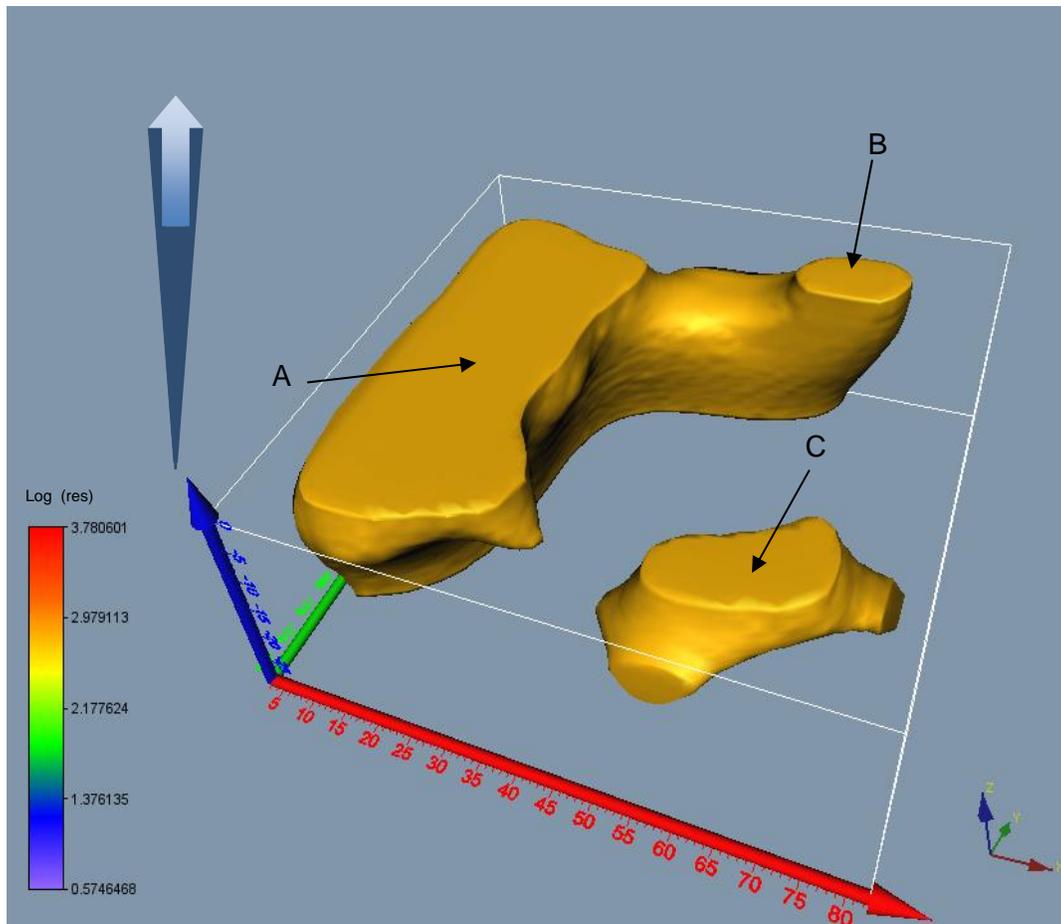


Figura 5.9. Cuerpos de alta resistividad identificados en la zona de estudio: A, B y C.

Estos cuerpos se encuentran separados por las discontinuidades 1, 2, y 3 (Fig.5.10).

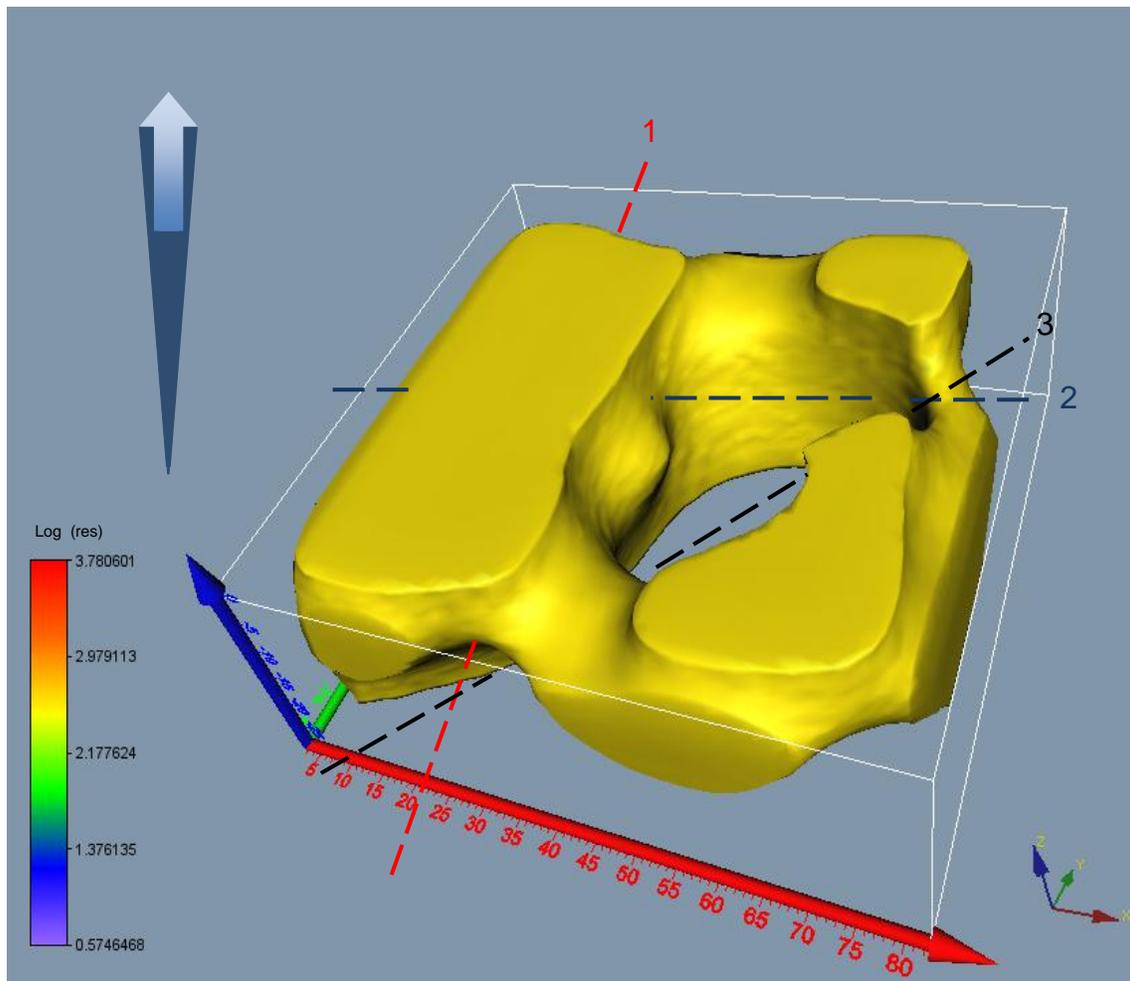


Figura 5.10. Discontinuidades en el material de alta resistividad: 1, 2 y 3.

La discontinuidad 1 separa al cuerpo A del B y del C, la dirección preferencial de esta discontinuidad es NS aproximadamente y se encuentra alrededor del punto  $x=30$  m, ésta característica es identificada mediante los modelos 2D (Fig. 5.11).

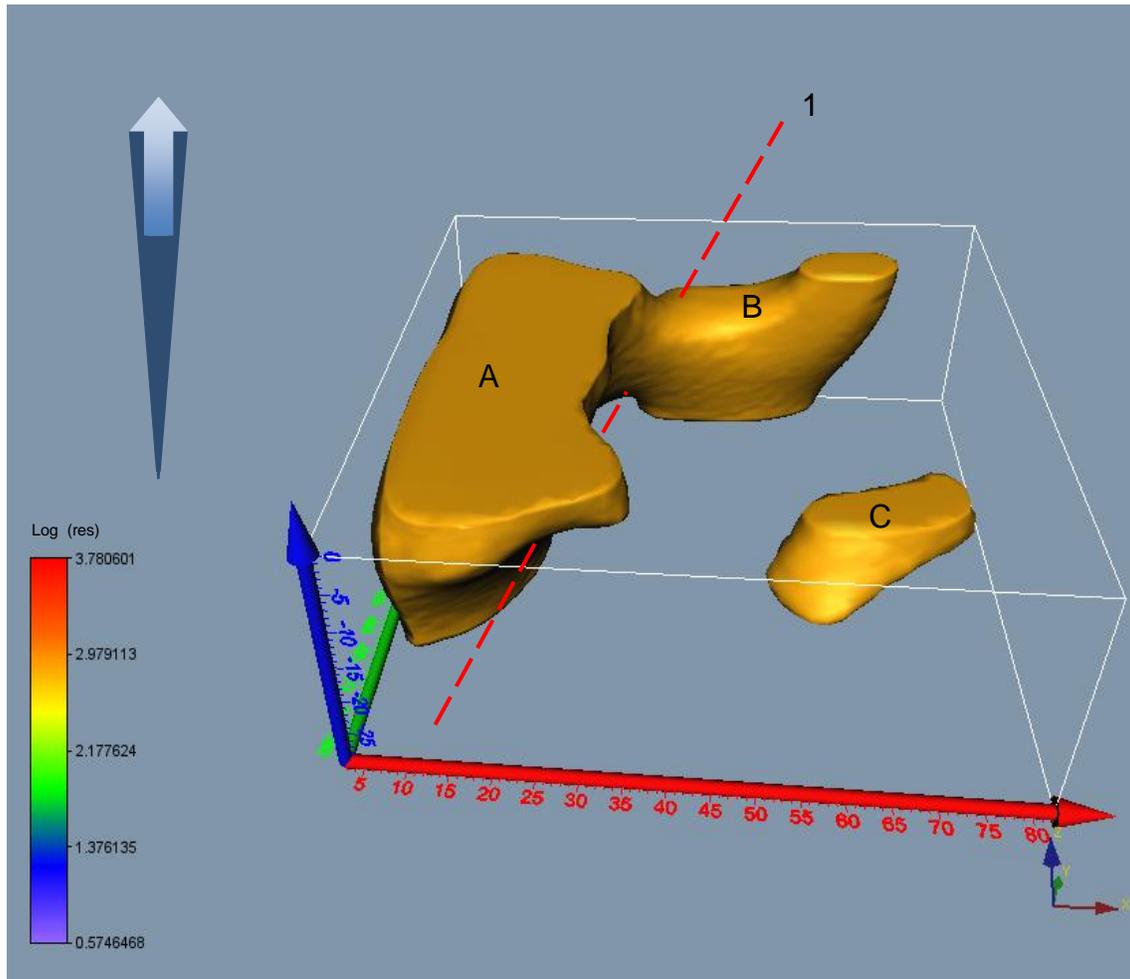


Figura 5.11. Discontinuidad 1 (línea roja) separando cuerpos B y C del cuerpo A.

Los cuerpos B y C son separados por la discontinuidad 2, que presenta una orientación preferencial EW y se encuentra alrededor del punto  $y=-30$  m, este rasgo se ha identificado en el análisis de los modelos bidimensionales (Fig. 5.12), ésta discontinuidad es imperceptible en el cuerpo A; en el modelo 2D de la línea 5 que es la más cercana a esta zona se aprecia un adelgazamiento del material de alta resistividad.

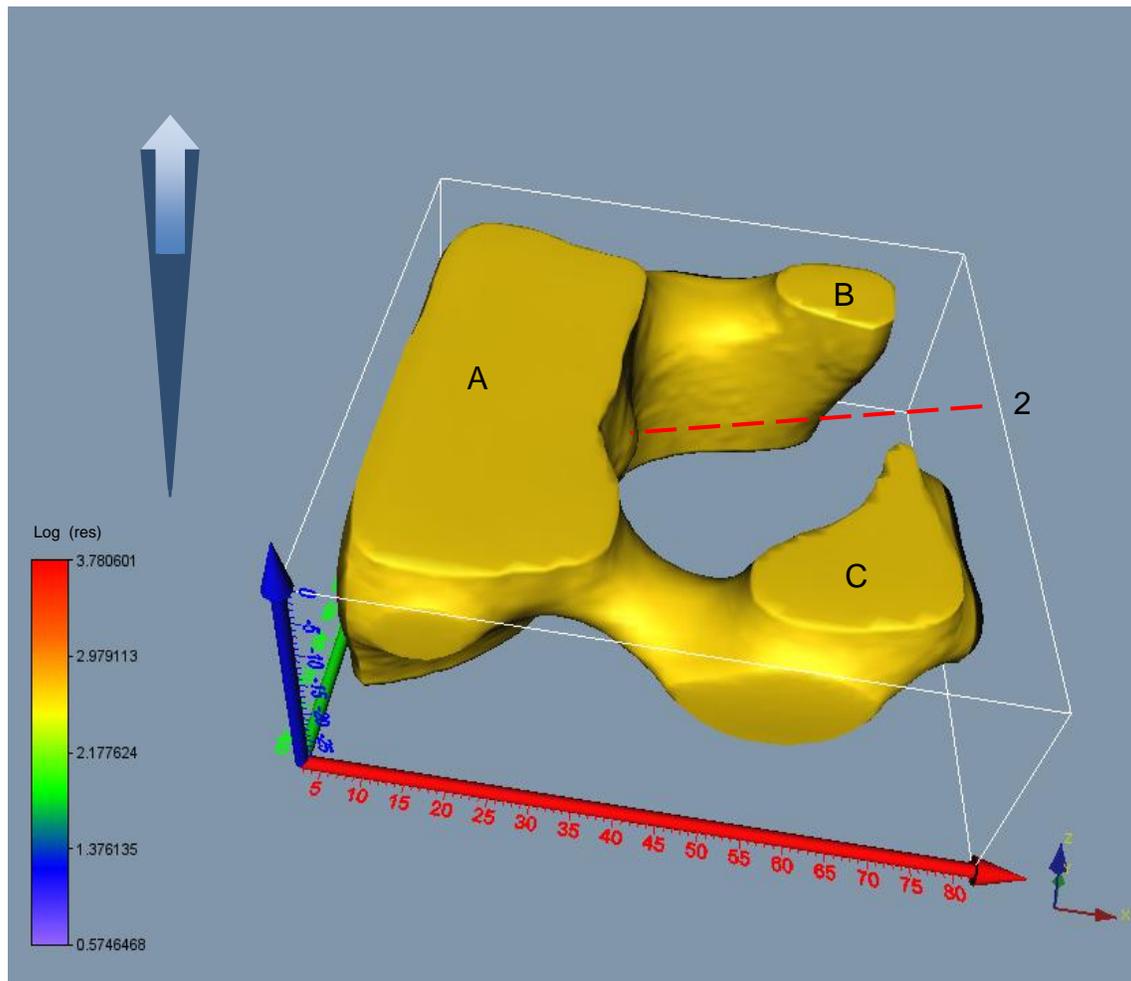


Figura 5.12. Discontinuidad 2 (línea roja) separando cuerpos B y C.

La discontinuidad 3 localizada en el centro del modelo (Fig. 5.13), con una dirección preferencial NE-SW separa los cuerpos B y C, esta discontinuidad es la más sobresaliente, pues se percibe en la superficie debido a los daños ocasionados en la carpeta asfáltica.

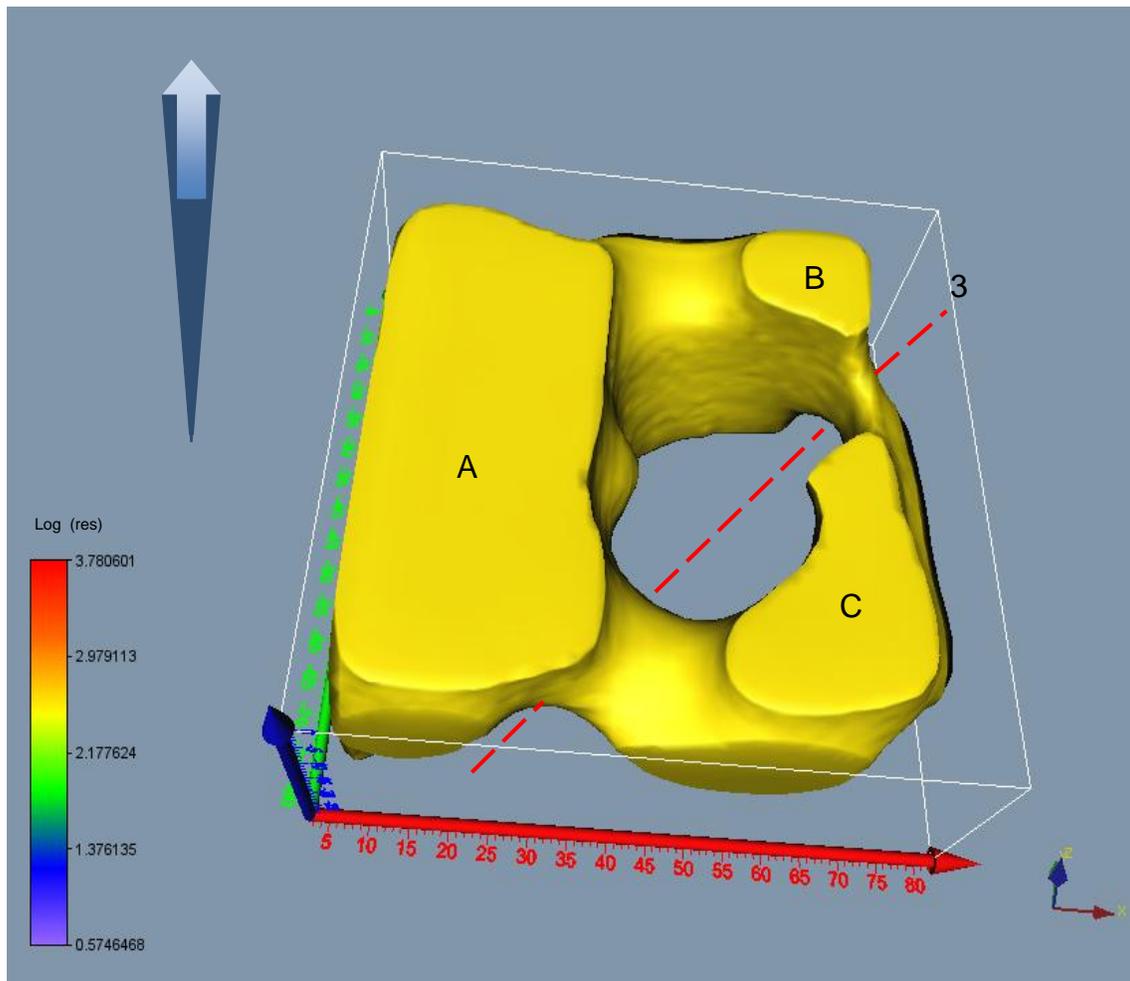


Figura 5.13. Discontinuidad 3 (línea roja) separando cuerpos A, B y C.

Otra forma de mostrar el modelo se observa en la Figura 5.14, se muestran todos los valores de resistividad obtenidos en el modelo, los anteriores modelos se presentaron como isosuperficies que representan diferentes valores de resistividad.

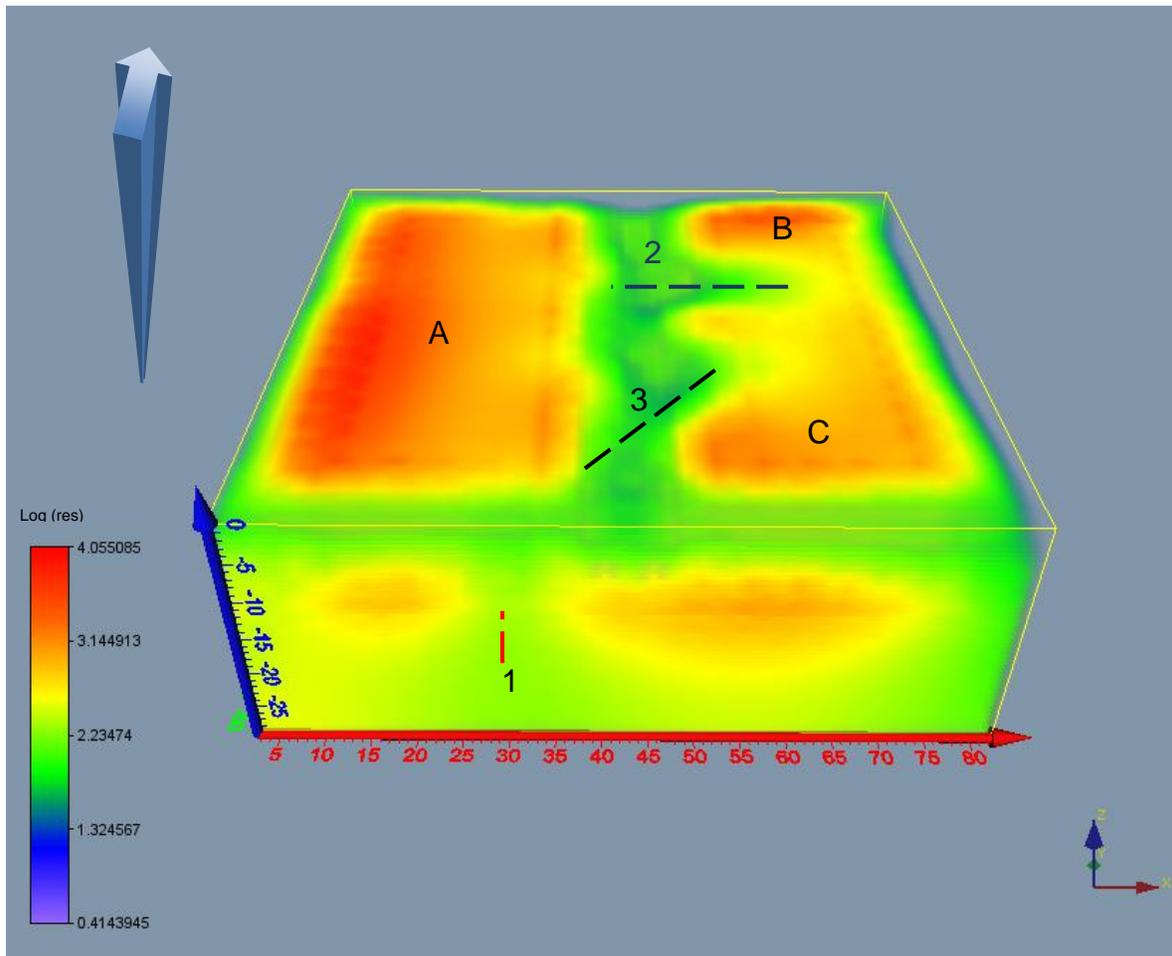


Figura 5.14. Modelo de resistividad 3D mostrando todos los valores de resistividad presentes en el subsuelo.

En general se observan las estructuras determinadas con anterioridad, es decir, las concentraciones de un material de resistividad entre 500 y 700  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ , correspondientes a los cuerpos A, B y C, y las discontinuidades de este material, grietas 1, 2 y 3., en donde se encuentra un material de resistividad promedio de 50  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ .

### 5.3. Comparación entre los modelos pseudo-3D y 3D

La diferencia entre estos dos modelos (Fig. 5.6 y 5.7) se encuentra principalmente en la identificación de la discontinuidad que se observa en el

modelo tridimensional en la parte este-central de la zona de estudio (discontinuidad 3), la cual no se visualiza en el modelo pseudo 3D generado a partir de la correlación de los modelos 2D, sin embargo, las discontinuidades identificadas como 1 y 2 en el modelo 3D son también identificadas a partir de los modelos 2D.

#### 5.4. Estudio geotécnico

Conjunto con los trabajos de geofísica realizados en la U.H., se llevó a cabo un estudio de geotecnia con la finalidad de determinar las propiedades índice y mecánicas de los materiales en el subsuelo.

Se realizaron dos sondeos mixtos profundos (SM-1 y SM-2), un pozo a cielo abierto (PCA) y una trinchera en las coordenadas indicadas en la tabla 5.1, la ubicación de las líneas de estudio mediante tomografía eléctrica y de los diferentes sondeos se muestra en la Figura 5.15.

| Sondeo    | X      | Y       |
|-----------|--------|---------|
| SM-1      | 500948 | 2140989 |
| SM-2      | 500800 | 2140888 |
| PCA       | 500944 | 2140983 |
| Trinchera | 500892 | 2140943 |

Tabla 5.1. Coordenadas de los muestreos del estudio geotécnico.

Con base en el reporte de perforación y los resultados de laboratorio de las muestras obtenidas, se determinó la siguiente estratigrafía para cada uno de los sondeos.

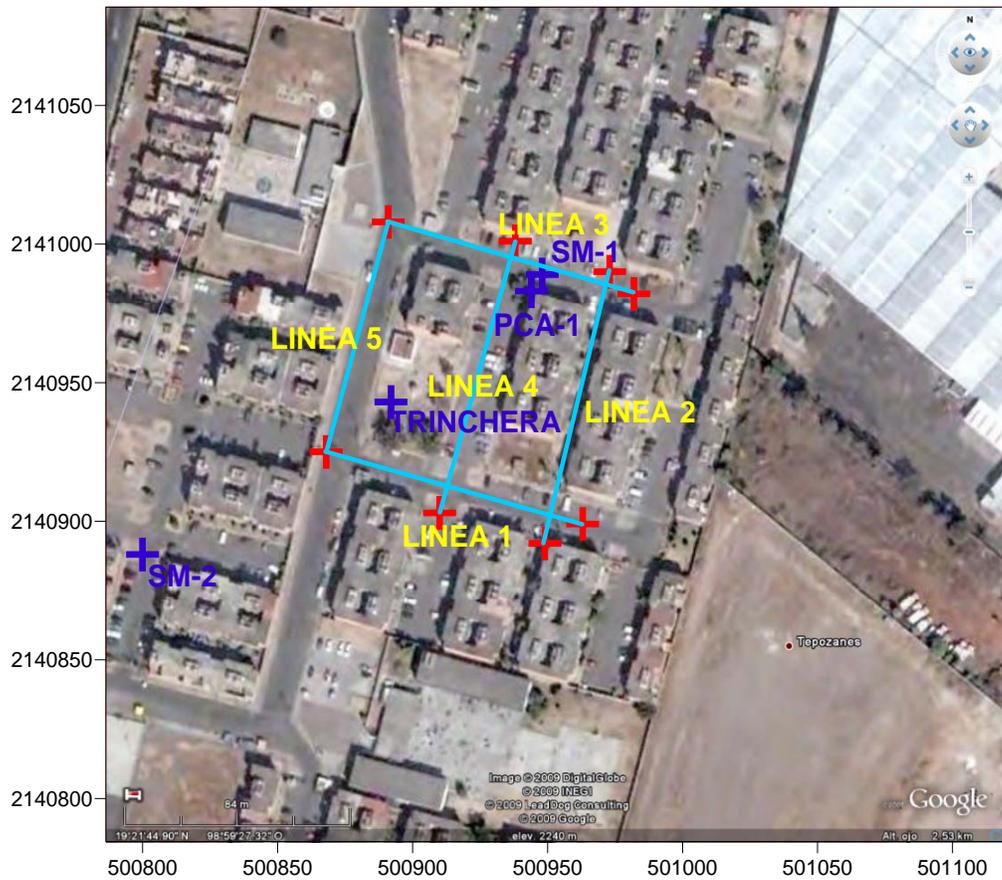


Figura 5.15. Localización de líneas de estudio de tomografía eléctrica y ubicación de sondeos para el estudio geotécnico en la U. H.

#### Sondeo Mixto SM-1 (0.00 m -21.30 m)

Superficialmente y hasta una profundidad de 0.70 m se perforó la carpeta asfáltica.

A la profundidad de 0.70 hasta 2.50 m se localizó un estrato conformado por arcilla café verdoso, de consistencia medianamente firme. El contenido natural de agua en esta capa es variable de 69% a 85%.

De 2.50 a 4.90 m subyace un limo arcilloso de color gris verdoso, de consistencia muy firme, cuyo contenido natural de agua varía de 53% a 91%.

A la profundidad de 4.90 m y hasta los 11.90 m continúa una arcilla de color café verdoso, de consistencia muy blanda y blanda. El contenido natural de agua variable entre 143% y 385%; la razón de partículas finas resultó de 99%, siendo el resto de la muestra arena. El valor de límite líquido varió entre 242% y 269%, el límite plástico de 40% a 44%, el Índice plástico de 198% a 229%; con base en el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) el material se clasifica como una arcilla de alta compresibilidad (CH).

A la profundidad de 11.90 a 13.70 m se identificó un estrato conformado por arena limosa (SM) de color café de compacidad suelta, el contenido natural de agua en esta capa es variable de 28% a 79%.

Subyaciendo de 13.70 a 20.10 m se localizó una arcilla de color gris verdoso, de consistencia muy blanda y blanda, para este material se obtuvo un contenido natural de agua variable entre 118% y 267%: el porcentaje de partículas finas variable entre el 69% y 80%, porcentaje de arena de 20 a 31, sin gravas. En cuanto a las características de plasticidad se determinó el límite líquido variable de 140% a 156%, el límite plástico de 37 a 42%, el índice plástico de 98% a 119%; con base en el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) el material se clasifica como una arcilla de alta compresibilidad y le corresponde el símbolo "CH".

A la profundidad de 20.10 y hasta 21.30 m se localizó un estrato conformado por arena limosa (SM) negra, de compacidad suelta. El contenido natural de agua en esta capa es variable de 25% a 143%.

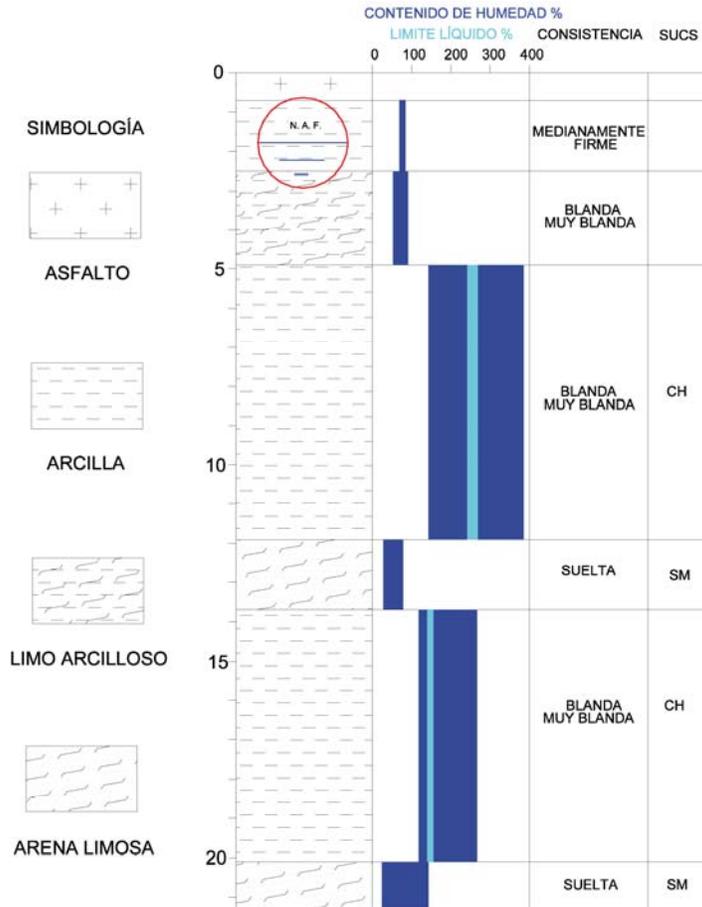


Figura 5.16. Estratigrafía obtenida en el sondeo SM-1.

El nivel de agua freática se detectó a 1.70 m de profundidad, como se muestra en la Figura 5.16.

SONDEO MIXTO SM-2. (0.00 m – 14.25 m)

Superficialmente y hasta la profundidad de 0.70 m se perforó la carpeta asfáltica existente.

Subyaciendo a partir de 0.70 a 1.90 m se identificó un estrato conformado por limo de color gris y consistencia firme. El contenido natural de agua fluctúa entre 24% y 72%.

De 1.90 a 6.70 m subyace un estrato de arena fina y media, arcillosa (SC), de color negro y café oscuro, muy suelta, suelta y medianamente compacta. El contenido natural de agua es variable de 23% a 157%.

A la profundidad de 6.70 a 10.65 m continúa una arcilla de color café en varios tonos, de consistencia muy blanda y blanda; el contenido natural de agua es variable de 122% a 232%; sin gravas, 10% de arena y 90% de finos, con límite líquido de 144%, límite plástico de 41% el índice plástico de 103%. Con base en el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) y en los resultados de límites de consistencia el material se clasifica como una arcilla de alta compresibilidad y se identifica con el símbolo "CH".

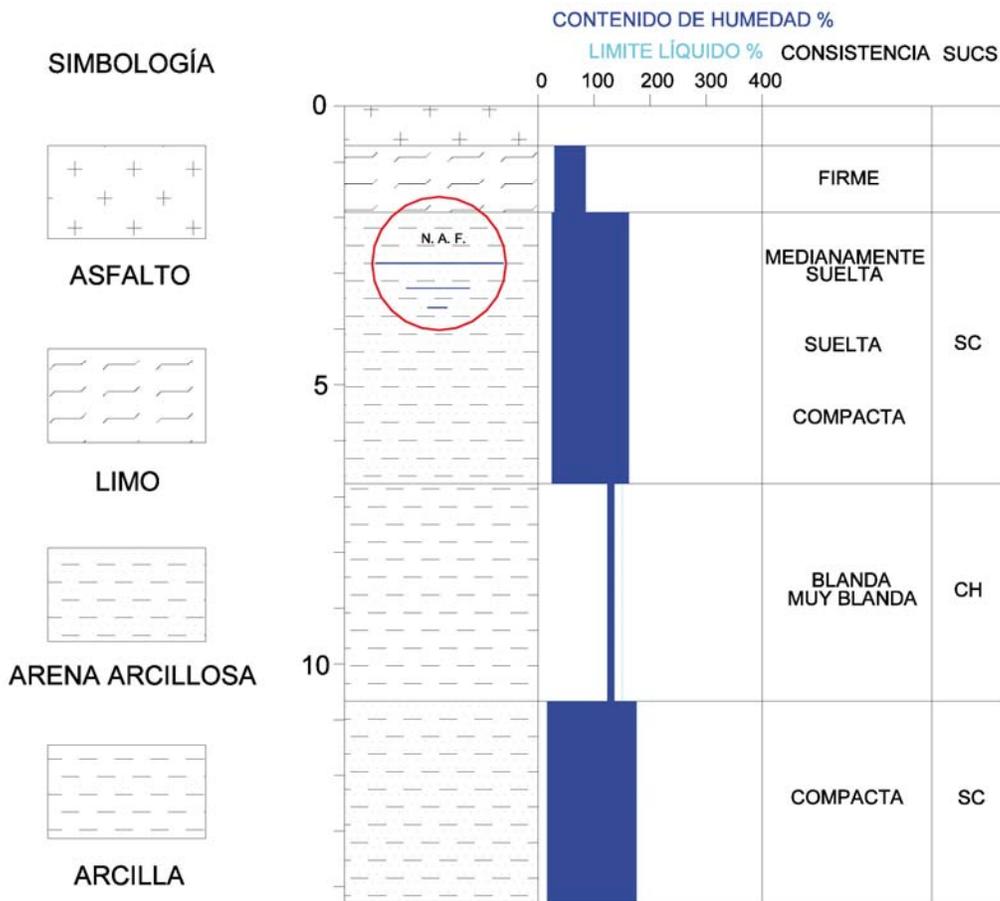


Figura 5.17. Estratigrafía obtenida en el sondeo SM-2.

De 10.65 a 14.25 m se ubica una arena fina arcillosa (SC), de color negro, de consistencia compacta; el contenido natural de agua es variable de 20% a 173%. No se identificaron gravas, el material está compuesto en un 58% por arena y el 42% restante son finos.

El nivel freático se localizó a 2.80 m de profundidad (Fig. 5.17).

#### TRINCHERA AB.

De 0.0 a 1.30 m se encuentra el pavimento y relleno con material limo arenoso, depositado sobre una capa de grava arenosa.

De 1.30 a 3.00 m se extiende un limo arcilloso (MH) de color gris verdoso, de consistencia firme.

Se detectaron filtraciones de agua a partir de 2.70 m de profundidad.

En el extremo oeste se detectaron grietas verticales de 1 a 5 cm de abertura, limpias, sin cementantes y grietas verticales rellenas con arena fina con anchos de 2 a 5 cm. En el extremo este se detectaron grietas verticales de 8 a 20 cm de abertura, rellenas con material areno limoso y basura.

#### PCA-1

Se realizó la exploración en la esquina de la vivienda identificada como M1-L12-D4. Se excavó manualmente con pico y pala, desde 0.00 m (nivel de banqueta) hasta 1.70 m de profundidad (Nivel de desplante de cajón de cimentación). Se detectaron materiales de relleno, constituidos por limo arenoso.

Se detectó muro de 1.30 m de longitud, 1.20 m de altura y 0.20 m de ancho, que se considera como prolongación del cajón de cimentación. Este muro continúa en ángulo recto con las mismas dimensiones de altura y ancho.

El nivel de agua se detectó a una profundidad de 1.70 m

Los suelos in situ tienen una determinada cantidad de agua, el contenido de humedad son las partes de agua correspondientes a una parte de suelo, por ejemplo si hablamos de un suelo con un contenido de humedad del 100%, es porque tenemos igual cantidad de agua que de partículas sólidas, es decir si tenemos 50 gr de suelo, 25 gr son de agua y 25 gr de partículas sólidas. Por lo que si tenemos un suelo con el 400% de contenido de humedad implica que cuatro quintas partes del suelo son de agua y la restante está conformada por partículas sólidas.

El límite líquido, límite plástico e índice plástico, son propiedades que se emplean para determinar el comportamiento plástico de un material y posteriormente dar una clasificación. El límite líquido es el contenido máximo de humedad en el cuál el material se comporta plásticamente, es decir si se rebasa este contenido de humedad el material presentara un comportamiento mas símil al de un fluido. El límite plástico es el contenido de humedad entre el estado sólido y plástico. El índice plástico es la resta del límite líquido menos el límite plástico, de acuerdo al valor del límite líquido se clasifica un material como de baja o de alta compresibilidad, en general los materiales con límite líquido mayor del 50% son materiales de alta compresibilidad.

### **5.5 Correlación del estudio geofísico-geotécnico**

Debido a la distribución de las líneas de estudio y de los sondeos de geotecnia realizados en la zona, se puede hacer una correlación de los resultados obtenidos en ambos trabajos.

Mediante el estudio de geofísica se han identificado principalmente dos tipos de materiales, uno de alta resistividad, entre 500 y 700  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ , el cual está distribuido en los cuerpos A, B y C, y un material conductor que representa las discontinuidades entre dichas concentraciones.

Mediante el estudio geotécnico se han localizado diferentes tipos de materiales, con propiedades índice y mecánicas variables conforme a la profundidad y ubicación del sondeo.

Debido a la cercanía del SM-1 a la línea 3 de investigación (Fig. 5.15), la correlación se hará entre los materiales encontrados en ese sondeo y el modelo de resistividades obtenido sobre esa línea (Fig. 5.18), realizando una proyección de la estratigrafía obtenida para el sondeo (Fig. 5.1).

A la profundidad de 5 m se observa en el modelo geoelectrico un cambio en el valor de la resistividad muy marcado, hasta antes de esta profundidad se encuentra un material de baja resistividad; correspondiente a esta profundidad en la estratigrafía se presentan dos estratos el primero compuesto por arcilla de un contenido de humedad promedio de 70% aproximadamente, el segundo estrato que se encuentra a una profundidad de 2.40 y hasta los 4.90 m de profundidad está compuesto por limo arcilloso (alrededor de 30  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ ) con un contenido de humedad entre 50% y 100%, ambos estratos corresponden al material de baja resistividad.

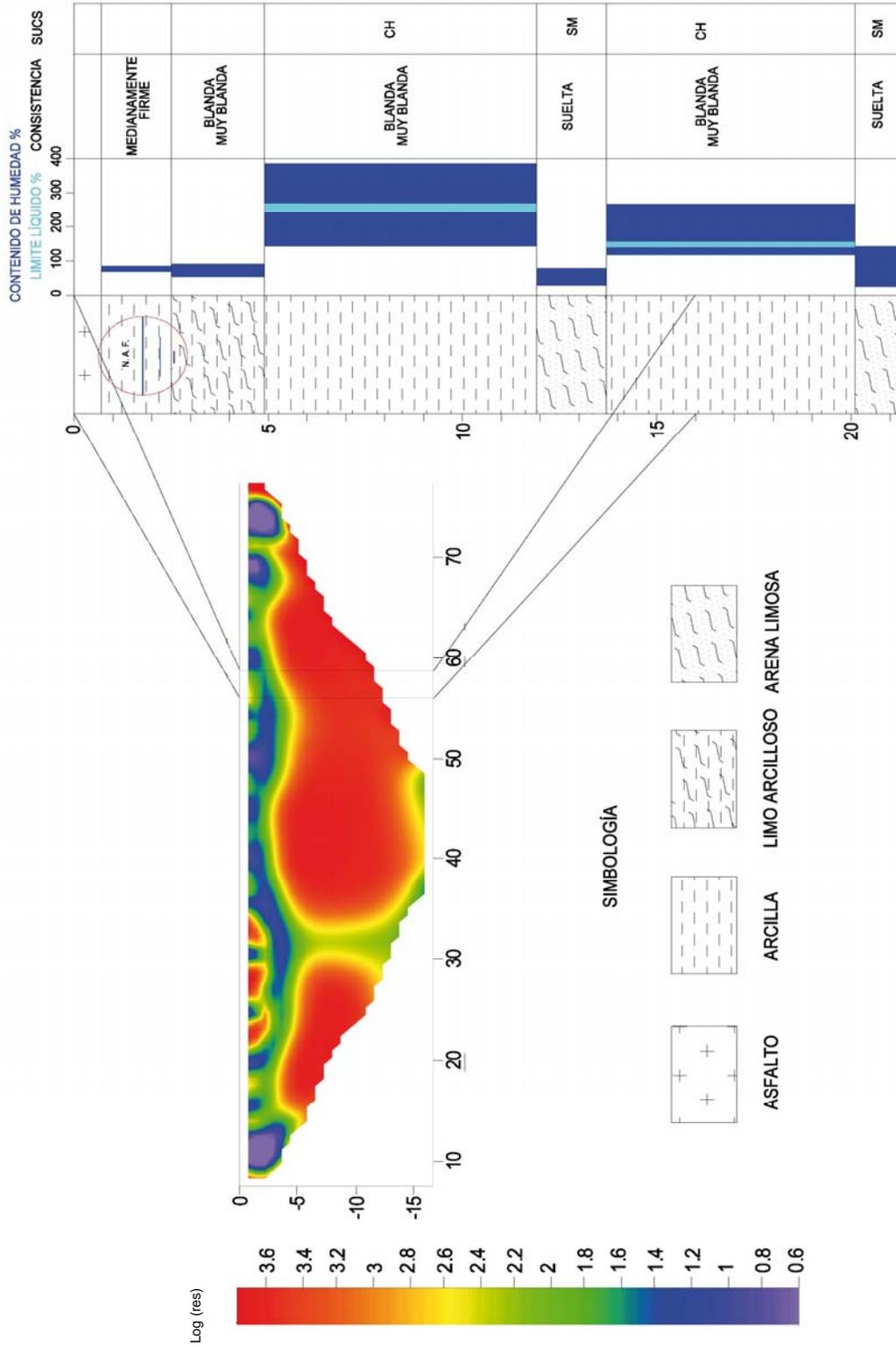


Figura 5.18. Correlación del modelo geoelectrico obtenido para la línea 3 y la estratigrafía obtenida mediante el estudio geotécnico.

A partir de los 4.90 m de profundidad en el SM-1 se identificó una arcilla con contenidos de humedad muy elevados (de 143% a 385%), incluso rebasando el valor del límite líquido (entre 242% y 269%), este material se extiende hasta la profundidad de 12 m aproximadamente, lo cual se correlaciona con el material de alta resistividad (500 Ohm\*m) encontrado en el modelo geoelectrico a la profundidad de 5 y hasta una profundidad aproximada de 14 m.

A la profundidad aproximada de 14 m se encuentra de nuevo un material de baja resistividad, es decir, de 30 Ohm\*m aproximadamente, que se continua hasta la mayor profundidad conseguida mediante el estudio geofísico que es de aproximadamente 15 m, este valor de resistividad corresponde quizá al efecto del estrato conformado por arena limosa identificado en el sondeo, puesto que la profundidad no concuerda del todo, siendo el contenido de humedad de este material similar al de los primeros estratos localizados que presentaron valores bajos de resistividad.

En el SM-1 a la profundidad aproximada de 13.70 m y hasta 20 m aproximadamente se encuentra una arcilla de contenido de humedad mayor que el valor de su límite líquido, es decir, es de características similares a las del material que presentó un valor alto de resistividad, por lo que quizá si se explora a una mayor profundidad probablemente encuentre un material de alta resistividad.

### **5.6. Correlación del modelo 3D y la fractura expuesta en el área de estudio**

En el modelo 3D se han observado 3 discontinuidades, siendo la discontinuidad 3 la más interesante, ya que esta discontinuidad localizada empleando el método de tomografía eléctrica tiene efectos visibles en la superficie (Fig. 5.19) y muestra un rumbo aproximado N45°E.

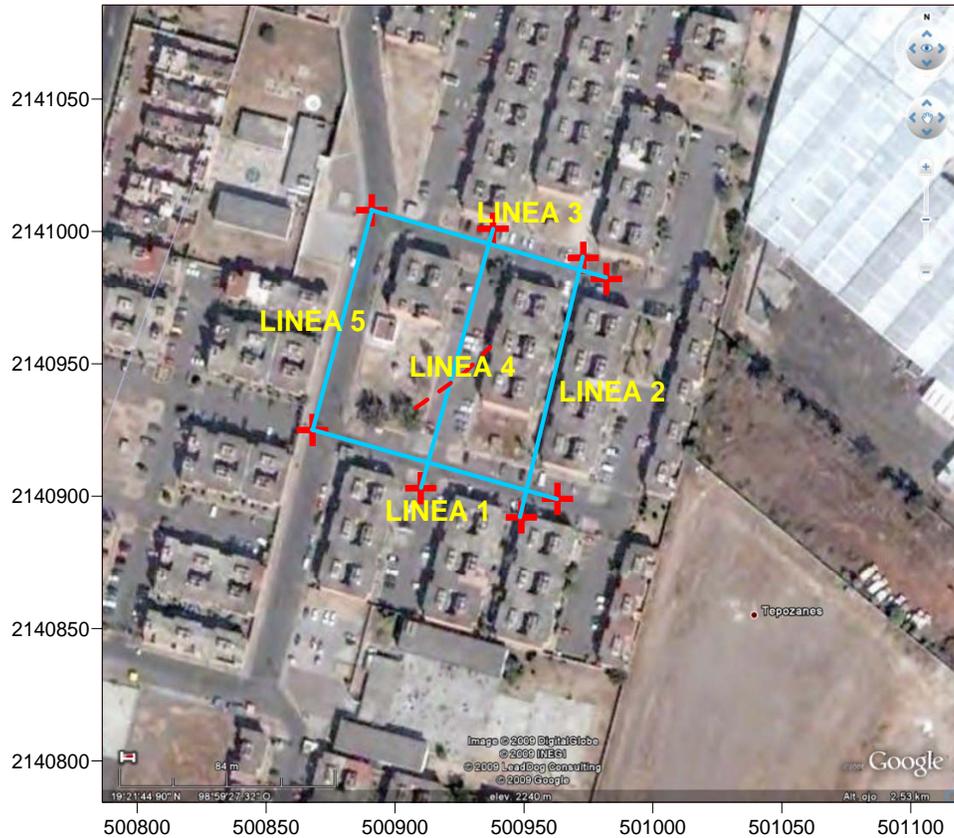


Figura 5.19. Ubicación de las líneas de investigación en la U.H. en color cian y puntos finales de cada una de las líneas en color rojo, fractura expuesta representada por la línea roja punteada.

Al ubicar una imagen satelital de la fractura expuesta sobre el modelo 3D manteniendo las posiciones relativas de acuerdo a la ubicación de las líneas de estudio, se observa que la discontinuidad 3 es congruente en ubicación y dirección con la fractura expuesta (Fig. 5.20).

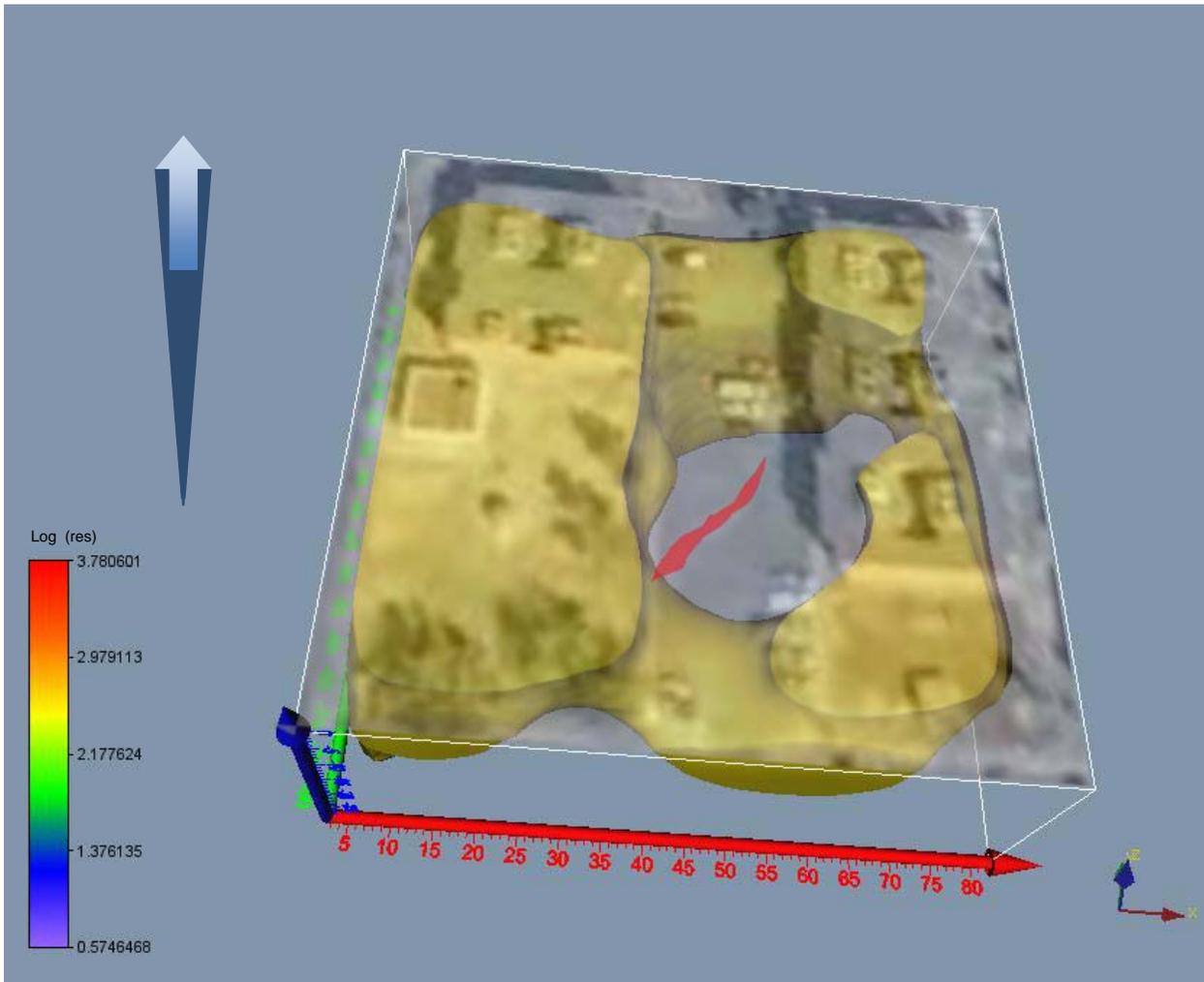


Figura 5.20. Correlación del modelo tridimensional y la grieta expuesta (rojo) en la zona de estudio.

Las relaciones entre las propiedades índice y los valores de resistividad presentes han sido asociados de la siguiente manera de acuerdo a lo mencionado en la sección anterior: los valores de resistividad baja representan materiales con un contenido de humedad no mayor al 100%, y los valores altos de resistividad a materiales muy saturados en agua, por lo que esta discontinuidad parece ser un cuerpo de material con contenido de humedad menor del 100%, por los materiales identificados y el fenómeno presente, puede tratarse de un cuerpo arenoso.

La sobreexplotación de los mantos acuíferos es el origen del agrietamiento y hundimiento que están teniendo lugar en la Cuenca de México, esto ocasiona que los materiales, como las arcillas localizadas aproximadamente a la profundidad de 5 m y hasta los 13 m aproximadamente, se contraigan al no contar con el líquido, por ejemplo en tiempo de sequía, y que se expandan al tener abundancia del mismo. La identificación de estas arcillas como un material de alta compresibilidad implica que son capaces de absorber una gran cantidad de agua en su estructura y así mismo incrementar su volumen. La expansión y contracción se llevan a cabo de manera intermitente, así probablemente los materiales suprayacentes a esta unidad han sido afectados en su estructura y estabilidad, si se trata de arenas es más sencillo de explicar, pues estas no tienen cohesión, al extraer agua de los cuerpos arcillosos se forman estructuras similares a las grietas de desecación, las arenas al encontrarse en la parte superior pierden estabilidad y tienden a rellenar las grietas en el cuerpo arcilloso, posteriormente en presencia de agua las arcillas se expanden, este proceso es cíclico que en un determinado periodo de tiempo propiciara la formación de grietas.

## CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

La diferencia entre la interpretación y visualización del fenómeno de interés dista mucho de un modelo a otro, en la interpretación tridimensional a partir de los modelos bidimensionales no se percibe el fenómeno de mayor interés que es la discontinuidad 3, que puede ser apreciada en el modelo generado a partir de la inversión tridimensional de los mismos datos.

Esta discrepancia entre ambos modelos es ocasionada por el tipo de inversión que se hace con ellos; la inversión bidimensional supone que las variaciones de resistividad se dan en un plano, a diferencia de la inversión tridimensional que trabaja con una vecindad en un volumen, lo que implica la variación de la resistividad aparente medida en tres direcciones.

A pesar de que la discontinuidad 3 en el material de alta resistividad no ha sido identificada a partir de la interpretación de los modelos bidimensionales, dos de estas discontinuidades son congruentes con lo obtenido en el modelo 3D.

Como se puede observar en la distribución de las líneas de estudio, la línea 4 es la más cercana a la discontinuidad de mayor importancia, sin embargo, no presenta características que pudieran dar información acerca de ésta.

El efecto del material de resistividad de aproximadamente 600 ohm\*m ocasiona el comportamiento del modelo obtenido para la línea 4; la línea 5 presenta los valores de resistividad más altos, la línea 4 se encuentra en el cambio del material de alta resistividad al de baja resistividad, probablemente sobre esta línea tuvo un mayor efecto el material de alta resistividad sobre el conductor y a consecuencia de ello en el modelo obtenido para la línea 4 no se percibe la discontinuidad 3.

El material conductor fue identificado de acuerdo al estudio de mecánica de suelos, como material fino con un alto contenido de humedad, lo que podría contradecir el hecho de que en general un material saturado en agua se comporta

como un conductor; así los valores de alta resistividad han sido justificados de la siguiente manera.

Según Fukue y colaboradores (1999), de acuerdo a su microestructura, los suelos pueden presentar una diferencia en el valor de la resistividad de los mismos, la resistividad de un suelo está influenciada por los siguientes factores:

- el grado de saturación del material
- la resistividad del fluido de poro
- porosidad
- forma y tamaño de las partículas solidas así como su arreglo
- espesor de la capa húmeda y
- concentración y distribución de iones en la capa húmeda y en el agua de poro

En este caso se tiene un suelo saturado en agua, los valores de contenido de humedad en ocasiones son más elevados que el límite líquido del material, particularmente en el caso del estrato de material de alta resistividad, esto quiere decir que la cantidad de agua presente es muy elevada y de hecho el material se está comportando mecánicamente como un fluido.

Cuando la superficie de las partículas absorbe el agua de poro se forma una capa de material conductor, el flujo eléctrico se lleva a cabo en este material hidratado. Cuando el contenido de agua es mayor que el límite líquido (Fig. 6.1), el exceso de agua separa las capas conductoras; el líquido que se encuentra separando las capas conductoras de las partículas de suelo no tiene sales o se presentan en una cantidad muy baja por lo que no es conductor, esta es la razón por la que la resistividad de un material con un alto contenido de humedad puede ser elevado.

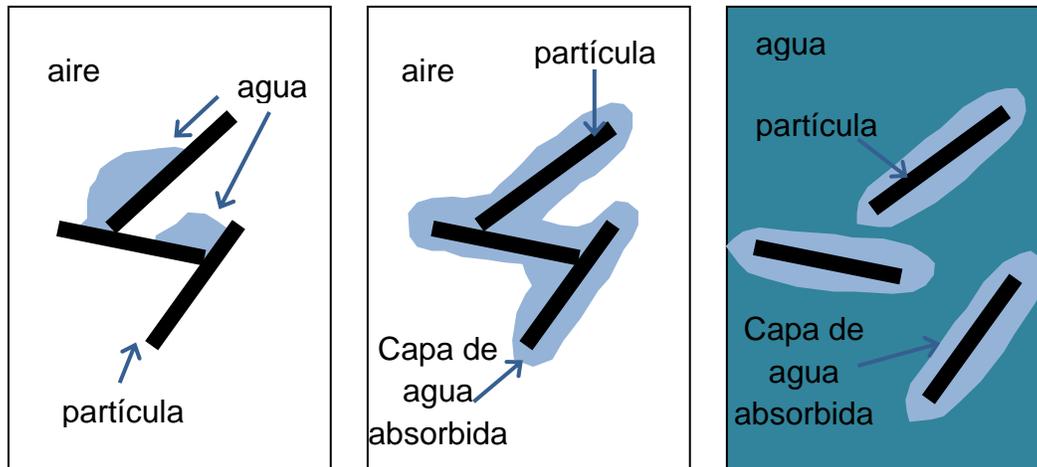


Figura 6.1. Estados estructurales de las partículas en relación al contenido de agua. (Tomado de Fukue et al., 1999)

Por otra parte, el error tan alto en el ajuste entre las resistividades calculadas y los datos obtenidos, de acuerdo al comportamiento observado en los datos no se debe a la existencia de datos ruidosos, probablemente se deban a los contrastes de resistividad muy continuos en la parte superficial de los modelos debido a la colocación de los electrodos, Este efecto se observa tanto en los modelos bidimensionales como en el tridimensional en donde incluso se presentan distorsiones en la morfología de los materiales debido al efecto de las varillas y el electrolito.

Los modelos obtenidos a partir de las diversas inversiones son diferentes, de acuerdo a los rasgos observados en superficie el modelo más representativo de la distribución real del material se obtiene mediante la inversión tridimensional, esta discontinuidad en el material de alta resistividad no puede ser identificada mediante la interpretación de los modelos bidimensionales en conjunto, sin embargo, en el modelo tridimensional es una de las características más sobresalientes.

Como se ha mostrado en el modelo tridimensional se observan tres concentraciones de material de alta resistividad, el cuerpo que se ha identificado

como A, presenta continuidad en un mayor volumen que los cuerpos B y C por lo que podría ser la ubicación más apta para el alojamiento de una cimentación en la zona de estudio, sin embargo, las características mecánicas no son las más adecuadas, se puede llevar a cabo la construcción pero la inversión que se deberá hacer para disminuir la vulnerabilidad de la edificación a sufrir daño podría ser elevada, sin garantía de un buen funcionamiento a futuro.

El agrietamiento no se detendrá, por el contrario mientras la sobreexplotación de los mantos acuíferos continúe el problema se agravará, no se trata de un problema puntual, se ha presentado en diferentes localidades de la zona urbana, algunas han sido remediadas por medio del uso de lechadas u otras técnicas, sin embargo, el fenómeno no se ha detenido, simplemente es una remediación momentánea y local.

Respecto al problema presente en esta zona se sugiere el seguimiento de la evolución de estos fenómenos con la finalidad de conocer el riesgo que a futuro representen para la población ubicada en la zona. La recomendación es ampliar el estudio geofísico y geotécnico, los resultados presentados en este trabajo son ilustrativos y han dado a conocer parte del comportamiento mecánico del subsuelo así como la distribución aproximada de los materiales.

**ANEXO I.-FORMATO DE ARCHIVO DE DATOS DE ENTRADA (Res2DInv)**

|         |    |   |        |                                              |
|---------|----|---|--------|----------------------------------------------|
| línea 1 |    |   |        | (Nombre de la línea)                         |
| 5       |    |   |        | (Distancia entre electrodos (m))             |
| 3       |    |   |        | (Indicador del tipo de arreglo empleado*)    |
| 95      |    |   |        | (Número total de datos)                      |
| 0       |    |   |        | (Indicador del tipo de localización en x **) |
| 0       |    |   |        | (Indicador del tipo de datos***)             |
| 0       | 5  | 1 | 11.93  | (Coordenada del primer electrodo,            |
| 5       | 5  | 1 | 14.536 | distancia entre electrodos, factor de        |
| .       |    |   |        | abertura entre dipolos, resistividad)        |
| .       |    |   |        |                                              |
| .       |    |   |        |                                              |
| 10      | 15 | 3 | 55.531 |                                              |
| 5       | 15 | 3 | 20.301 |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |
| 0       |    |   |        |                                              |

\*Tipo de arreglo (Wenner=1, Polo-Polo=2, Dipolo-Dipolo=3, Polo-Dipolo=6, Schlumberger=7, Dipolo-Dipolo Ecuatorial=8)

\*\* Tipo de localización en la dirección x de los puntos. Usa 0 si se toma como base la localización del primer electrodo del arreglo y 1 si se emplea el punto medio del arreglo.

\*\*\* Colocar 0, para indicar que se trata de datos de resistividad.

**BIBLIOGRAFÍA**

-Alaniz Álvarez, S. A. y Nieto Samaniego, A. F., 2005, El sistema de fallas Taxco – San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, Núm. 1, 65-82.

-Chávez Segura, R. E., Tejero Andrade, A., Arango Galván, C., Cifuentes Nava, G. y Hernández, E., 2001, Detección de fracturas en el subsuelo en la zona sur del complejo habitacional Tepozanes, Los Reyes-La Paz, Edo. de México, Instituto de Geofísica, UNAM.

-Cheng, D. K., 1998, Fundamentos de electromagnetismo para ingeniería, Pearson Education, Edic. 1, U. S. A., 72-111.

-Díaz Molina, O., 2000, Determinación de zonas de riesgo geológico-ambiental en la Cuenca de México mediante sensores remotos y radar de penetración somera, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

-Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana en la última década, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIII, 84-92. Instituto de Geología, UNAM, México, D. F.

-Fukue, M., Minato, T., Horibe, H. y Taya, N., 1999, The micro-structures of clay given by resistivity measurements, Engineering Geology, Num. 54, 43-53, Japan.

-Griffits, D. H. y Barker, R. D., 1993, Two – dimensional resistivity imagining and modeling in areas of complex geology, Journal of Applied Geophysics, 29, 211-226.

-Jaimes Palomera, L. R., 1998, La Geología aplicada a la Ingeniería Civil y la importancia de su aplicación en la Geotecnia de la Cuenca de México (Un caso de estudio), Trabajo escrito para obtener la especialidad en Geotecnia, ENAP Acatlan, UNAM.

-Kearey, P., Brooks M. y Hill, I., 2002, An introduction to Geophysical Exploration, Blackwell Publishing, Edic. 3, 183-185.

-Loke, M. H. y Barker, R. D., 1996, Rapid least – squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi – Newton method, Geophysical Prospecting, 44, 131 – 152.

- Lugo Hubp, J., Mooser, F., Pérez – Vega A. y Zamorano – Orozco, J., 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D. F., México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 11, Núm. 1, 43-52, UNAM, Instituto de Geología, México, D. F.
- Lugo – Hubp, J. y Salinas – Montes, A., 1996, Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 13, Núm. 2, 240-251, UNAM, Instituto de Geología, México, D. F.
- Mooser, F. y Ramírez, M. T., 1988, Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, Tectónica y Vulcanotectónica.
- Secretaria General de Obras, 1988, “Manual de exploración geotécnica”, México, D. F., 11-22.
- Secretaria del Medio Ambiente, 2002, Diagnostico Geológico y Geohidrológico preliminar de la Microcuenca del Río Magdalena, Gobierno del Distrito Federal.
- Tapia – Varela, G. y López – Blanco J., 2001, Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100, 000, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 19, Núm. 1, 50- 65, UNAM, Instituto de Geografía, México, D. F.
- Tejero, A., Chávez, R. E., Urbieto, J. y Flores-Márquez, E. L., 2002, Cavity detection in the south-western hilly portion of Mexico City by resistivity imaging, Journal of Engineering and Enviromental Geophysics, 130-139.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sherif, R. E., 1990, Applied Geophysics, Cambridge University Press, Edic. 2, U. S. A., 522-525.
- Urbieto, J., 2001, La tomografía eléctrica en los métodos de corriente continua, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Valdez González, C., La red Sísmica Nacional y los Sistemas de Alarma en México, 2005.
- Vázquez – Sánchez, Jaimes Palomera, E. y R., 1989, Geología de la Cuenca de México, Geofísica Internacional, Vol. 28, Núm. 2, 133-190, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F.

-Yarza De la Torre, E., 2003, Los volcanes del sistema Volcánico Transversal, Boletín del Instituto de Geografía, Núm. 50, 220-234, Investigaciones Geográficas, UNAM.

-Res2DInv, 2006, Geotomo Software, Manual V. 3.55, pp. 132.

-Res3DInv, 2005, Geotomo Software, Manual V. 2.15, pp. 71.

<http://www.geologia.unam.mx/SeGeoMet/Geografia.html>

<http://galileo.inegi.org.mx/website/mexico/viewer>