



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

“MODELO GEOFÍSICO DEL ACUÍFERO
CUENCA DE LA INDEPENDENCIA”

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:
CÉSAR DANIEL CASTRO SOTO

DIRECTOR

DR. FERNANDO CORBO CAMARGO Centro de Geociencias, UNAM

COMITÉ DE TITULACIÓN

DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN (*Instituto de Geofísica, UNAM*)

DR. JAIME DE JESÚS CARRERA (*Centro de Geociencias, UNAM*)

DR. JAUME POUS FÁBREGAS (*Facultat de Ciències de la Terra, UB*)

DR. CARLOS FRANCISCO FLORES LUNA (*Departamento de Geofísica Aplicada, CICESE*)

JURIQUILLA, QUERÉTARO, JUNIO 2018



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.

“Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a, o la obra de otros autores, aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'César Daniel Castro Soto', written in a cursive style.

César Daniel Castro Soto

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Fernando Corbo, por aceptarme como estudiante y brindarme la oportunidad de ejecutar este proyecto, por las enseñanzas, la ayuda, las experiencias y por lo aprendido en campo. Gracias por todo el apoyo y el soporte otorgado, por abrirme las puertas de tu hogar y, sobre todo, gracias por tu amistad.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y al Posgrado en Ciencias de la Tierra (PCT), por brindarme la oportunidad de continuar con mi preparación académica. A mis profesores del Instituto de Geofísica, Instituto de Geología y del Centro de Geociencias por la cátedra brindada durante esta etapa, especialmente a la Dra. Claudia Arango y la Dra. Rosa María Prol.

A los miembros del comité de titulación: Dr. Fernando Corbo, Dra. Claudia Arango, Dr. Jaime Carrera, Dr. Jaime Pous y Dr. Carlos Flores, por sus comentarios, aportaciones y observaciones que, sin duda, enriquecieron significativamente el contenido de este trabajo.

A la Universidad de Barcelona (UB) y a su Facultad de Ciencias de la Tierra, por haberme acogido en sus instalaciones durante mi estancia de investigación. Al grupo de exploración geofísica de la UB, por todos los consejos y aportes realizados. A sus estudiantes de maestría y doctorado, que hicieron mi estadía más llevadera. Un especial agradecimiento al Dr. Jaime Pous, por aceptarme como estudiante y por la oportunidad de poder convivir con usted, por el conocimiento transmitido, las charlas de discusión vespertinas y la dedicación que me brindó para poder hacer de este, un mejor trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y al programa de Becas Nacionales, por la beca brindada para poder llevar a cabo mis estudios de maestría. Al Programa de Formación de Recursos Humanos del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), al Programa de Movilidad Internacional de la Coordinación de Estudios de Posgrado de la UNAM y al programa de Becas Mixtas del CONACyT, por los apoyos económicos otorgados para realizar la estancia de investigación en la UB.

A la Dra. Yanmei Li y al Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de Universidad de Guanajuato (UG), por la oportunidad de pertenecer al proyecto del cual se desprende esta tesis y por los fondos económicos para los trabajos de campo. A todos los estudiantes involucrados, por el apoyo y la compañía durante la campaña de adquisición, picando tierra, tendiendo cable, clavando varillas, mezclando lodos y cavando zanjas.

A todo el personal técnico y administrativo del Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, especialmente a Araceli Chamán, Blanca Rendón, Marta Pereda, Erika Ulloa y Laura Mendoza. Gracias, por desempeñar sus valiosas funciones, por toda la ayuda y el apoyo que me ofrecieron, desde mi ingreso hasta el último día.

A todos mis amigos y compañeros que estuvieron conmigo durante esta etapa.

A la vida,

a mis padres,

*por otro objetivo cumplido
porque sin su apoyo y su cariño
esto no sería posible,*

a mi hermana Paola,

*que siempre has sido y serás
la motivación para seguir adelante,*

a Lucía,

*por todo tu cariño, tu apoyo
y comprensión.*

ÍNDICE

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Objetivos.....	5
1.2. Metas.....	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. Generalidades	6
2.2. Fisiografía.....	6
2.3. Geología regional	8
2.3.1. Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental.....	8
2.4. Geología Estructural.....	10
2.4.1. Deformación Mesozoica	10
2.4.2. Deformación Cenozoica.....	11
2.5. Estratigrafía.....	12
2.5.1. Mesozoico.....	12
2.5.1.1. <i>Jurásico Superior – Cretácico Inferior [Js-Ki (Px-D-Tn), Js-KiM(A-Cz-Ar-D)]</i>	12
2.5.2. Cenozoico	14
2.5.2.1. <i>Paleoceno – Eoceno [Te(Cgp-R-Gr)]</i>	14
2.5.2.2. <i>Oligoceno [Tom (R-A-Ig)]</i>	15
2.5.2.3. <i>Mioceno [Tm (A-Da-B-R)]</i>	18
2.5.2.4. <i>Plioceno-Pleistoceno [TnQ (Cgp-Ar-Lm)]</i>	19
2.5.2.5. <i>Holoceno [Qh (al)]</i>	19
2.6. Hidrogeología.....	19
3. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO	22
3.1. Ecuaciones fundamentales.....	22
3.1.1. Relaciones constitutivas	23
3.1.2. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia.....	25
3.1.3. Ecuación de onda electromagnética.....	26



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

3.1.4.	Solución a la ecuación de onda electromagnética.....	28
3.2.	Transitorio electromagnético	29
3.2.1.	Soluciones generales	29
3.2.1.1.	<i>Dipolo magnético vertical</i>	31
3.2.1.2.	<i>Bobina circular horizontal</i>	31
3.2.2.	Respuesta transitoria y resistividad aparente.....	32
3.2.3.	<i>Skin depth</i> y profundidad de investigación máxima.....	34
3.2.4.	Arreglos geométricos.....	36
3.2.5.	Fuentes de error y ruido en los sondeos TEM	37
3.3.	El método magnetotelúrico.....	38
3.3.1.	<i>Skin depth</i> y resistividad aparente	39
3.3.2.	Tensor de impedancia electromagnética: resistividad eléctrica y fase.....	40
3.3.3.	Estimación de las componentes del tensor de impedancia.....	41
3.3.4.	<i>Tipper</i>	42
3.3.5.	Dimensionalidad geoelectrica y <i>strike</i>	43
3.3.6.	Modos de polarización	45
3.3.7.	Distorsión magnetotelúrica	46
3.3.8.	<i>Static shift</i>	47
4.	FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELÉCTRICO	49
4.1.	Ecuaciones fundamentales.....	49
4.2.	Resistividad aparente	51
4.3.	Dispositivo electródico	53
4.3.1.	Schlumberger	53
4.3.2.	Wenner.....	54
4.3.3.	Dipolo – Dipolo	54
4.3.4.	Polo – Dipolo.....	55
4.4.	Sondeo Eléctrico Vertical.....	55
4.4.1.	Parámetros <i>Dar Zarrouk</i>	56
4.4.2.	Principio de equivalencia y supresión.....	57
5.	METODOLOGÍA	59
5.1.	Localización de las estaciones	59

5.2.	Equipo de medición.....	59
5.2.1.	Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).....	59
5.2.2.	Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM).....	59
5.2.3.	Sondeo Audiomagnetotelúrico (AMT).....	65
5.3.	Metodología en campo.....	65
5.3.1.	Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).....	66
5.3.2.	Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM).....	66
5.3.3.	Sondeo Audiomagnetotelúrico (AMT).....	66
6.	PROCESAMIENTO E INVERSIÓN DE DATOS.....	69
6.1.	Corrección por <i>static shift</i>	69
6.2.	Inversión 1D.....	70
6.2.1.	Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).....	73
6.2.2.	Transitorio electromagnético (TEM).....	74
6.2.3.	Audiomagnetotelúrico (AMT).....	75
6.3.	Análisis de dimensionalidad geoelectrica y <i>strike</i>	76
6.3.1.	Método del tensor de fase magnetotelúrico.....	77
6.3.2.	Análisis de distorsión.....	85
6.4.	Integración de la información.....	89
6.5.	Inversión 2D.....	92
6.6.	Análisis de sensibilidad.....	99
7.	RESULTADOS.....	100
7.1.	Inversión 1D vs. 2D.....	100
7.2.	Modelos 2D.....	102
7.2.1.	Perfiles SW-NE.....	102
7.2.2.	Perfiles NW-SE.....	104
7.2.3.	Mapas de resistividad eléctrica.....	106
7.2.4.	Perfil 6.....	110
8.	CONCLUSIONES.....	112
	REFERENCIAS.....	115

FIGURAS

Figura 2.1.	<i>Localización del área de estudio</i>	7
Figura 2.2.	<i>Principales elevaciones, depresiones y fallamiento en la Cuenca de la Independencia</i>	12
Figura 2.3.	<i>Mapa geológico de la Cuenca de la Independencia</i>	17
Figura 2.4.	<i>Sección hidroestratigráfica esquemática desde la porción central del graben de Laguna Seca hasta la ciudad de Doctor Mora construida a partir de sondeos TEM</i>	20
Figura 3.1.	<i>Fases del fenómeno transitorio</i>	30
Figura 3.2.	<i>Efecto de inducción</i>	30
Figura 3.3.	<i>Comportamiento del campo magnético vertical y de su derivada al centro de una bobina circular de radio $a = 50$ m sobre un semiespacio homogéneo de 100Ω, después del corte abrupto de una corriente de 1 A en $t = 0$</i>	33
Figura 3.4.	<i>Configuraciones para los sondeos TEM</i>	36
Figura 3.5.	<i>a) Convención de Parkinson para la parte real del vector de inducción apuntando al conductor. b) Geometría de los campos magnéticos verticales asociados a corrientes eléctricas inducidas que fluyen a lo largo de un conductor</i>	43
Figura 3.6.	<i>Conceptualización de la dimensionalidad geoelectrica</i>	44
Figura 3.7.	<i>Modelo 2D compuesto por dos espacios de conductividad σ_1 y σ_2</i>	45
Figura 3.8.	<i>Efecto de distorsión galvánica</i>	47
Figura 3.9.	<i>Distorsión galvánica por efectos topográficos</i>	48
Figura 4.1.	<i>Vector densidad de corriente en un semiespacio homogéneo, con electrodo puntual en la superficie límite</i>	51
Figura 4.2.	<i>Principio del método de resistividad eléctrica</i>	52
Figura 4.3.	<i>Dispositivo Schlumberger</i>	53
Figura 4.4.	<i>Dispositivo Wenner</i>	54
Figura 4.5.	<i>Dispositivo Dipolo – Dipolo</i>	54
Figura 4.6.	<i>Dispositivo Polo – Dipolo</i>	55

Figura 4.7.	<i>(a) Valores de resistividad aparente para un arreglo Schlumberger. (b) Modelo interpretado 1D de los valores de resistividad del subsuelo en función de la profundidad</i>	56
Figura 4.8.	<i>Modelo de 3 capas para la definición de los parámetros de Dar Zarrouk (Orellana, 1982)</i>	57
Figura 5.1.	<i>Mapa de ubicación de los sondeos geofísicos</i>	60
Figura 5.2.	<i>Mapa de ubicación de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)</i>	61
Figura 5.3.	<i>Mapa de ubicación de Sondeos Transitorio-Electromagnéticos (TEM)</i>	62
Figura 5.4.	<i>Mapa de ubicación de Sondeos Audiomagnetotelúricos (AMT)</i>	63
Figura 5.5.	<i>Resistivímetro Saris (SCINTREX)</i>	64
Figura 5.6.	<i>Transitorio electromagnético TerraTEM (Monex GeoScope)</i>	64
Figura 5.7.	<i>Receptor MTU-A 2000 (Phoenix Geophysics)</i>	65
Figura 5.8.	<i>Implementación del método MT</i>	67
Figura 6.1.	<i>Corrección del fenómeno de static shift para el sondeo AMT33</i>	70
Figura 6.2.	<i>Modelo de inversión para el SEV-30</i>	73
Figura 6.3.	<i>Modelo de inversión para el TEM – TBL1</i>	74
Figura 6.4.	<i>Modelo de inversión para el AMT- 33</i>	75
Figura 6.5.	<i>Representación gráfica del tensor de fase</i>	79
Figura 6.6.	<i>Análisis de las propiedades de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo AMT46</i>	80
Figura 6.7.	<i>Análisis de las propiedades de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo AMT52</i>	80
Figura 6.8.	<i>Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 10,400, 5,200 y 1,100 Hz</i>	81
Figura 6.9.	<i>Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 530, 265 y 159 Hz</i>	82
Figura 6.10.	<i>Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 97, 49 y 27 Hz</i>	83
Figura 6.11.	<i>Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 9, 4.5 y 2.5 Hz</i>	84
Figura 6.12.	<i>a) Escenario propuesto por Groom y Bailey, la elipse central (negro) corresponde con un pantano, rodeado de un material aislante</i>	

	<i>(blanco) en un medio ligeramente conductivo (gris).</i>	
	<i>b) Esquematización de los parámetros de distorsión telúrica</i>	86
Figura 6.13.	<i>Dirección de strike mediante los criterios de Caldwell et al. (2004) y McNeice y Jones (2001)</i>	87
Figura 6.14.	<i>Histograma angular de la dirección de strike calculada mediante el tensor de fase</i>	88
Figura 6.15.	<i>Integración de SEV27 y TEM27 en dominio de frecuencias MT</i>	91
Figura 6.16.	<i>Histogramas de frecuencia relativa para los Perfiles 1 – 4 (a – d) y para toda la Cuenca de la Independencia (e)</i>	95
Figura 6.17.	<i>Curva L, compensación entre la rugosidad del modelo y su error RMS</i>	96
Figura 6.18.	<i>Error cuadrático medio vs. número de iteraciones para el Perfil 2</i>	97
Figura 6.19.	<i>Comparación de las pseudo-secciones observadas y calculadas de resistividad aparente y fase. Modos TE y TM para el Perfil 1</i>	98
Figura 7.1.	<i>Modelo de resistividad para el Perfil 1</i>	101
Figura 7.2.	<i>Perfiles 1, 2 y 3 (SW-NE), 1) Falla San Felipe, 2) Falla La Quemada, 3) Falla Laguna Seca, 4) Falla San Miguel de Allende, 5) Falla Palo Huérfano</i>	103
Figura 7.3.	<i>Ubicación de las principales elevaciones y depresiones en la Cuenca de la Independencia</i>	104
Figura 7.4.	<i>Perfiles 4 y 5 (NW-SE), 1) Falla San Felipe, 3) Falla Laguna Salada, 4) Falla San Miguel de Allende, 6) Falla Pozos, 7) Falla Querétaro Norte</i>	105
Figura 7.5.	<i>a) Mapas de resistividad eléctrica a diferentes profundidades: b) 1750, c) 1250, d) 750 y e) 250 m.s.n.m.</i>	107
Figura 7.6.	<i>Modelo geoelectrico pseudo 3D de los Perfiles 1-5</i>	108
Figura 7.7.	<i>Superposición de la a) Geología, b) Topografía y c) Estimación de la geometría de la unidad de baja resistividad en la Cuenca de la Independencia</i>	109
Figura 7.8.	<i>Modelo de resistividad 2D para el Perfil 6</i>	110

TABLAS

Tabla 1.	<i>Estimación de la dirección de strike mediante el código desarrollado por McNeice y Jones</i>	89
Tabla 2.	<i>Selección del parámetro de regularización tau (τ) óptimo</i>	97
Tabla 3.	<i>Error cuadrático medio para cada perfil después de 50 iteraciones</i>	98

RESUMEN

El acuífero Cuenca de la Independencia (CI) abarca un área de aproximadamente 6,840 km² y se extiende a lo largo de la porción centro, norte y noreste del estado de Guanajuato, abarcando principalmente los municipios de Dolores Hidalgo, San Felipe, San Diego de la Unión, San Luis de la Paz, San Miguel de Allende, Doctor Mora y San José Iturbide. Los principales problemas de este acuífero recaen en la sobreexplotación y en la mala calidad del agua subterránea, por esta razón, la Universidad de Guanajuato realiza la caracterización hidrológica de una porción de dicho acuífero mediante el proyecto “*Sustainability Study on Water Research in the Critical Zone of the San Miguel de Allende and Dolores Hidalgo region, Guanajuato, Mexico: A four-national Approach to Research and Education*”. De esta manera, el Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), propone la caracterización geoeléctrica de la CI, como un recurso necesario para el entendimiento regional de las unidades hidrogeológicas que conforman el acuífero.

Los métodos geofísicos en la exploración hidrogeológica pueden ser aplicados a diferentes escalas, desde estudios someros y muy puntuales, como en el caso estudios de contaminación somera, hasta la caracterización regional de la geometría de las unidades que constituyen una cuenca hidrogeológica. Cada metodología implementada durante la exploración del subsuelo resulta en el estudio de una propiedad física en particular y con una resolución, sensibilidad y profundidad de investigación distinta. Por lo tanto, la correcta integración de la información geofísica resulta esencial en la modelación del funcionamiento de un sistema acuífero, desde los primeros metros hasta los métodos que pueden alcanzar la escala de kilómetros.

Para obtener el modelo geofísico de la CI se recolectaron 109 sondeos en 75 sitios diferentes, que en conjunto con una base de datos proporcionada por la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (28 sondeos de CEA-G), completaron un total de 27 sondeos audiomagnetotelúricos (AMT), 32 sondeos transitorios electromagnéticos (TEM) y 78 sondeos eléctricos verticales (SEV). Para cada estación AMT se implementó un sondeo eléctrico vertical o un transitorio electromagnético, con la intención de resolver el fenómeno del corrimiento estático, aunque la adquisición de SEV y TEM también se realizó para complementar la información entre los sondeos AMT. La integración de los datos de resistividad eléctrica de los métodos empleados mejoró la robustez y la resolución del modelo final y aportó mayor información al momento de la interpretación y la correlación con la información geológica. Sin embargo, relacionar la información de las tres metodologías utilizadas no resulta ser una cuestión trivial, debido a la naturaleza y los fundamentos de cada metodología aplicada.

El análisis de la dimensionalidad geoeléctrica de los datos AMT indica que, de manera regional, la resistividad del medio sólo varía respecto a la profundidad (1D), excepto en los límites de la cuenca y para ciertos periodos largos, en que el análisis de la dimensionalidad geoeléctrica sugiere que la distribución de valores de resistividad varía en dos o en las tres direcciones (2D o 3D). Si bien es cierto que la inversión 1D podría resultar en un modelo que sea compatible con la mayoría de los datos, se recurre a la aplicación del algoritmo de inversión bidimensional de los Gradientes Conjugados No Lineales (NLCG), con la intención de resolver el problema 2D en las zonas antes mencionadas. Además, se propone una metodología que permita integrar la información de los SEV y TEM calculando la pseudo-respuesta en el dominio de periodos del método MT, con la intención de realizar la inversión de los datos de resistividad para los tres métodos de exploración mediante el



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

algoritmo *NLCG*. El producto de esta metodología resulta en un modelo que logra integrar tres métodos de diferente naturaleza y resolución, logrando caracterizar desde los primeros metros con ayuda de los SEV y TEM, hasta más allá del primer kilómetro de profundidad con la información magnetotelúrica.

En todos los modelos de resistividad se observa una unidad geoelectrica de baja resistividad ($< 15 \Omega\text{m}$) que se extiende a lo largo de los perfiles. El espesor de esta unidad geoelectrica no es homogéneo; sin embargo, concuerda con lo esperado para una cuenca hidrogeológica de baja actividad tectónica, con espesores de entre 40 y 60 m en las zonas de transición entre el acuífero granular y las partes altas de la cuenca, mientras que, para la parte central de la cuenca, el espesor puede alcanzar los 800 a 1000 m. Si bien, se ha determinado que el espesor del acuífero granular puede llegar a ser de 400 m en la parte central de la cuenca, no se ha estimado con exactitud cuál pudiera ser el espesor de la porción fracturada del acuífero de origen ígneo.

Los resultados obtenidos no logran definir del todo la transición entre el acuífero granular y acuífero fracturado, por lo que se confirma la hipótesis de la conexión hidráulica entre ambas unidades hidrogeológicas. Debido a la limitación en frecuencias ($10^4 - 10^0 \text{ Hz}$) del método AMT y los valores de la unidad de baja resistividad identificada, no se logró alcanzar una profundidad en la que la resistividad eléctrica pudiera correlacionarse con la de un basamento hidrogeológico, lo que indicaría que, en ciertas zonas, los materiales ígneos pudieran extenderse a profundidades más allá de los 500 m.s.n.m. Esto deja la puerta abierta a una ampliación del proyecto de investigación a la aplicación del método MT para periodos mayores a 1 s.

1. INTRODUCCIÓN

La extensión y la diversidad fisiográfica y climatológica del territorio nacional dan como resultado una distribución restrictiva e irregular de los recursos hídricos. Por una parte, es restrictiva debido a que la porción norte y centro del país presenta un déficit de precipitaciones, mientras que para el sur y sureste de la República Mexicana, las lluvias son abundantes. Además, la distribución del agua es irregular dado que las concentraciones demográficas y los distintos sectores de actividades económicas, por lo general, no corresponden con las zonas mayormente favorecidas con este recurso. Aunado a lo anterior, la pobre regulación del recurso ha propiciado una sobre-explotación en los niveles hidráulicos, alterando de manera perjudicial el equilibrio entre la extracción y la disponibilidad del agua, desequilibrando el ciclo hidrológico natural (INEGI, 1998).

Anualmente, México recibe cerca de 1,489 Mm³ de agua en forma de precipitación, de los cuales se estima que el 72.5% se evapotranspira y regresa a la atmósfera, el 21.2% escurre por los ríos o arroyos y el 6.3% se infiltra al subsuelo de forma natural, recargando los acuíferos (CONAGUA, 2016). Estos últimos constituyen la fuente más importante de agua en México, sobre todo para las regiones donde los escurrimientos superficiales son nulos. Para fines administrativos y de preservación de las aguas nacionales, a partir de 1997 el país se ha dividido en 13 regiones hidrológico-administrativas (RHA), las cuales están formadas por agrupaciones de cuencas, consideradas las unidades básicas de gestión de los recursos hídricos, aunque sus límites respetan los municipales, facilitando la integración de información política y socioeconómica (CONAGUA, 2011). A su vez, estas RHA se subdividen en 37 regiones hidrológicas en las cuales, de acuerdo con trabajos realizados por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), se han identificado 1,471 cuencas hidrográficas en el país (CONAGUA, 2011).

En lo que se refiere a las aguas subterráneas, la CONAGUA ha dividido al país en 653 acuíferos, conforme a lo publicado en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 5 de diciembre de 2001, correspondiendo al 2015 la publicación más reciente sobre la actualización de la disponibilidad media anual del agua subterránea. Las aguas subterráneas desempeñan un papel importante en el crecimiento y el desarrollo socioeconómico del país, pues permiten ser aprovechadas de manera versátil, ya que funcionan como unidades de almacenamiento y red de distribución, siendo posible extraer el recurso en cualquier época del año, prácticamente desde cualquier punto sobre la superficie del acuífero, además de fungir como un filtro purificador, preservando la calidad del agua. Sin embargo, a partir del 2001 mediante el proceso de identificación, delimitación, estudio y cálculo de la disponibilidad del agua, el número de acuíferos sobreexplotados al 21 de diciembre de 2015 era de 105. De acuerdo con los resultados de los estudios de la disponibilidad media anual del agua subterránea, se puede determinar si un acuífero se convierte en sobre explotado o no, en función de la relación extracción/recarga (CONAGUA, 2016).

Guanajuato ha sido considerado como uno de los estados con mayor producción agrícola, consumiendo el 90.4% de la disponibilidad total del agua superficial y subterránea del estado (CEASG, 1994), aportando los acuíferos el 58% (García, 1998). La entidad encabeza la lista con el mayor número de acuíferos sobreexplotados a nivel nacional, 16 de los 18 (CONAGUA, 2015), además de ocupar el segundo lugar en volumen de extracción anual. En el estado de Guanajuato se encuentran formas topográficas contrastantes, que pueden ser observadas como una alternancia entre valles y zonas montañosas en todo el estado. Las elevaciones más sobresalientes pueden ser encontradas en



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.

la Sierra de Guanajuato y la Faja Volcánica Transmexicana, que en conjunto dibujan un gran valle ubicado en la porción centro y norte del estado. Esta región, la más árida del estado de Guanajuato, ha sido subdividida para efectos de planeación y manejo en dos RHA: la Cuenca Cerrada de la Laguna Seca al oriente y la Cuenca Alta del Río Laja al occidente (Navarro, 2005).

Aunque ambas regiones han sido manejadas de manera independiente por la CONAGUA y por la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (CEA-G), se trata de una sola cuenca hidrológica (SRH, 1972). De acuerdo con UNAM-CODER (2000), esta cuenca hidrológica ha sido denominada Cuenca de la Independencia, debido a la importancia histórica que tuvo esta región en la lucha por la independencia de México. Actualmente, la Cuenca de la Independencia ha sido subdividida en 4 acuíferos administrativos por la CONAGUA: Cuenca Alta del Río Laja, Laguna Seca, San Miguel de Allende y Doctor Mora-San José Iturbide, los cuales se encuentran actualmente en situación de sobre explotación (CONAGUA, 2015a, b, c, d).

La extrema importancia en la problemática de la sobreexplotación de los acuíferos ha motivado a la consideración del agua dentro de todo plan de desarrollo, en un apartado específico que responda a la política tendiente al óptimo aprovechamiento de este recurso. Sin duda, se requiere un conocimiento real y estricto del panorama y de las condiciones que intervienen en el comportamiento del agua y su renovación, así como la perspectiva espacial de todos los factores a distintas escalas (INEGI, 1998). Dado lo anterior, en el marco del proyecto *Sustainability Study on Water Resource in the Critical Zone of the San Miguel de Allende and Dolores Hidalgo region, Guanajuato, Mexico: A four-national Approach to Research and Education*, la Universidad de Guanajuato ha decidido proponer y realizar el estudio de exploración hidrogeológica. Mediante un convenio de colaboración, el Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), ha contribuido en este proyecto mediante la aplicación de métodos geofísicos de exploración para determinar la geometría de las principales unidades hidrogeológicas de la Cuenca de la Independencia.

Los beneficios de incluir información de datos geofísicos durante los trabajos de exploración y caracterización hidrogeológica han sido confirmados en numerosas ocasiones. El principal interés en la implementación de la geofísica en estudios hidrogeológicos se debe a la capacidad de generar modelos de la distribución espacial de las propiedades físicas del subsuelo en zonas donde realizar métodos hidrogeológicos convencionales no es factible, debido a las condiciones del terreno y la relación costo/beneficio, dada la condición de que los métodos geofísicos son menos invasivos en comparación de los sondeos directos (Lindle *et al.*, 2006).

La elección de cuál técnica geofísica deberá ser implementada depende de diversos factores como: el objetivo de estudio, la sensibilidad relativa del o los métodos ante dicho objetivo, el nivel de resolución deseado, la profundidad de investigación, las condiciones del sitio en campo, tiempo para realizar la campaña, fondos monetarios, recursos computacionales, el acceso a otro tipo de información complementaria, etcétera. La combinación de información hidrogeológica y geofísica pueden y deben ser utilizadas en conjunto para ofrecer un modelo que permita el mejor entendimiento de la estructura del subsuelo (Hubbard y Rubin, 2005).

La distribución del agua subterránea se encuentra controlada por factores geológicos que pueden ser caracterizados e identificados con la aplicación del método o métodos geofísicos de exploración adecuados. Por otra parte, la resistividad de las rocas y la variación en los valores que pudiera

presentar esta propiedad física está inherentemente relacionada con la porosidad, con la saturación de la roca y con su composición. Es por esto que la conductividad eléctrica del subsuelo está fuertemente influenciada por la cantidad de sólidos disueltos en el agua subterránea y con el contenido de fluido que pudiera estar almacenado en los poros de la roca, haciendo que los métodos eléctricos y electromagnéticos sean por excelencia los más utilizados en estudios de exploración hidrogeológica (Meju, 2002). La experiencia ha mostrado que los problemas de caracterización hidrogeológica se han resuelto de manera más eficiente mediante la generación de la aproximación de un modelo geoelectrico que permita integrar de manera adecuada más de una técnica geofísica, con el objetivo de aplicar métodos conjuntos que sean suplementarios respecto a otros, considerando la sensibilidad de cada método a las propiedades físicas del objeto de estudio o del medio circundante (Goldman y Neubauer, 1994).

Los estudios previos de exploración y de caracterización hidrogeológica realizados en la Cuenca de la Independencia (UNAM-CODER, 2000; Navarro, 2005) han revelado la presencia de un acuífero de origen granular, con espesores heterogéneos que se encuentran entre los 50 y los 450 m y que, además, subyaciendo al acuífero granular se encuentra otro acuífero en rocas volcánicas fracturadas que durante mucho tiempo las autoridades oficiales consideraban como una barrera impermeable y carente de agua. Tomando como base lo anterior, se propone la caracterización geoelectrica del subsuelo a diferentes escalas y con diferentes métodos: en la parte somera, con el sondeo eléctrico vertical (SEV) tratando de identificar el contraste de resistividad que pudiera resultar en la delimitación de los niveles estáticos; en la parte media, con los transitorios electromagnéticos (TEM) con la intención de identificar o descartar la conexión hidráulica entre ambos sistemas acuíferos; y a profundidad, con ayuda de los sondeos audiomagnetotélúricos (AMT) esperando un contraste notable de resistividad que pudiera relacionarse con el basamento hidrogeológico del acuífero volcánico fracturado.

1.1. Objetivos

Obtener un modelo geofísico del acuífero Cuenca de la Independencia a partir de la implementación de métodos eléctricos y electromagnéticos de exploración, delimitando las diferentes unidades a partir anomalías y/o contrastes en la distribución de los valores de resistividad eléctrica dentro de la cuenca, como en los límites con su entorno.

1.2. Metas

- Planificar y desarrollar una campaña de adquisición de datos de resistividad eléctrica (SEV, TEM, AMT) que permita cubrir la mayor parte del acuífero, tomando en cuenta los recursos asignados para el proyecto y el tiempo de ejecución.
- Analizar el comportamiento a diferentes escalas de los métodos de exploración geoelectrica.
- Proponer una metodología que permita integrar la información de los métodos geofísicos implementados.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades

La zona de estudio conocida como la Cuenca de la Independencia (Ortega-Guerrero, 2000), denominada así por su ubicación histórico-geográfica, se localiza en el estado de Guanajuato, extendiéndose desde el centro-norte al noreste del estado, abarcando principalmente los municipios de Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende, San Felipe, San Luis de la Paz, San Diego de la Unión, San José Iturbide y Doctor Mora; y parcialmente los municipios de Ocampo, León y Guanajuato (Ortega-Guerrero *et al.*, 2002). Está comprendida entre los meridianos 100°12' y 101°36' de longitud este y los paralelos 20°42' y 21°36' de latitud norte, con una extensión superficial de 6,840 km² y elevaciones medias sobre el nivel del mar de entre 1950 y 2010 m y con elevaciones máximas cercanas a los 2800 m en los límites de la cuenca.

Por otra parte, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) y la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (CEA-G) ha subdividido esta cuenca en acuíferos administrativos y denominados Cuenca Alta del Río Laja, Laguna Seca, San Miguel de Allende y Doctor Mora - San José Iturbide, los cuales abarcan la mayor parte de la zona de estudio (Figura 2.1).

2.2. Fisiografía

El área de estudio se ubica en las inmediaciones de una zona de transición entre tres provincias fisiográficas: la Sierra Madre Oriental (SMOr), la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central (MC), aunque la mayor parte de la Cuenca de la Independencia (CI) recae sobre ésta última. La República Mexicana se ha dividido en provincias hidrogeológicas, con el objetivo de identificar y clasificar a ciertas áreas que se singularizan por su fisiografía y homogeneidad geológico-estructural, así como por ciertas características hidráulicas como la porosidad, permeabilidad y transmisividad de las rocas (Velázquez y Ordaz, 1992). En esta delimitación se tomaron como base las regiones hidrológicas propuestas por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), las provincias fisiográficas y geológicas, así como la de terrenos tectonoestratigráficos, por lo que la provincia hidrogeológica que corresponde a la Cuenca de la Independencia es también la provincia hidrogeológica de la Mesa Central (Velázquez y Ordaz, 1992).

La Cuenca de la Independencia puede ser descrita por dos grupos, a partir de ciertos rasgos geomorfológicos (Alanis-Ruiz, 2002):

- *Elevaciones montañosas de origen tectónico-volcánicos*, dominadas por procesos de erosión. Estas elevaciones abarcan cerca del 20% de la superficie total de la CI y pueden dividirse en primarias y secundarias. Las primarias se relacionan con sistemas orográficos constituidos por rocas sedimentarias y/o volcánicas, que se presentan en la periferia de la cuenca y con elevaciones entre 2,300 y 3,300 m.s.n.m. y con pendientes variables desde los 10° hasta los 40°. Las elevaciones secundarias corresponden con rasgos orográficos menores, localizadas dentro de la cuenca y que destacan del relieve de la planicie con escarpes que alcanzan los 300 m. La Sierra de Guanajuato (W), la Sierra de Santa Bárbara (NW), la Sierra del Cubo (N),



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.

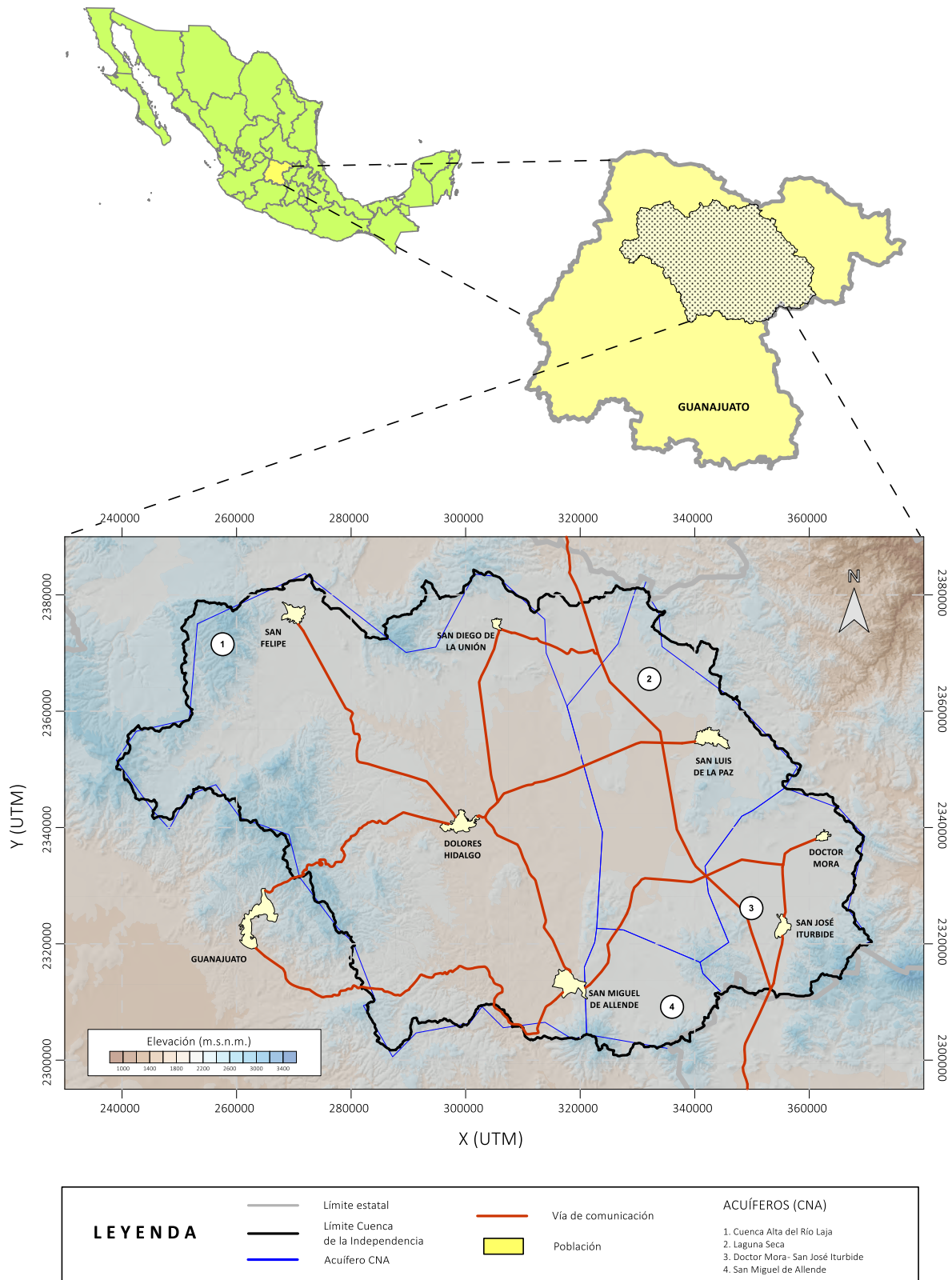


Figura 2.1. Localización del área de estudio.

la Sierra de Pozos (E), la Sierra de San José Iturbide y Los Cuarzos (SW) y los volcanes de La Joya y Palo Huérfano constituyen los bordes de la cuenca y forman parte de las elevaciones primarias. El Cerro Los Primales, el Cerro de San Antonio, Tequisquiapan, Palo Colorado, El Galomo y La Begonia, son parte de las elevaciones secundarias (Figura 2.2).

- *Depresiones de origen tectónico-aluvial y fluviolacustre*, dominada por procesos acumulativos. Este rasgo geomorfológico cubre cerca del 80% de la cuenca y está constituida por el pie de monte y la planicie. Los taludes están compuestos por depósitos provenientes de las partes altas, con elevaciones entre 2,100 y 2,300 m.s.n.m. e inclinaciones entre 5° y 10°. El área que conforma la planicie se encuentra, en promedio, a los 2,000 m.s.n.m. La planicie de la CI es un sistema de valles intercomunicados entre sí, los cuales son producto del relleno de antiguas fosas tectónicas o grábenes con sedimentos no consolidados en ambientes aluviales y fluviolacustres. Los principales grábenes de la CI son el Graben Central, Laguna Seca, San José Iturbide-Doctor Mora, San Luis de la Paz, La Saucedá, San Felipe y El Refugio (Navarro, 2005).

2.3. Geología regional

En la Cuenca de la Independencia existen diversos tipos de rocas asociados a una compleja evolución geológica, debido a su situación geográfica. Las unidades litológicas que afloran a lo largo y ancho de la zona de estudio pueden ser diferenciada en dos grandes grupos: el complejo basal (Alanis-Ruiz, 2002) y la cubierta cenozoica. El complejo basal se compone de rocas volcanosedimentarias con edades del Cretácico Inferior, mientras que la cubierta cenozoica se puede dividir a su vez en dos grupos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996):

- *Riolitas y sedimentos*, con edades del Eoceno al Mioceno temprano que se han asociado a la evolución de la Sierra Madre Occidental.
- *Rocas volcánicas intermedias a máficas y sedimentos*, con edades del Mioceno tardío al Plioceno tardío.

La actividad volcánica alternada con periodos de intensa erosión y sedimentación rellenaron las fosas tectónicas, conformando el sistema acuífero granular en la porción central de la CI. Las rocas del Mesozoico se encuentran afectadas por deformaciones compresivas que se expresan como pliegues y cabalgaduras y metamorfismo de bajo grado (Ortega-Guerrero, 2009). Durante el Cenozoico, las estructuras principales son fallas y fracturas, producto de la extensión, las cuales cortan unidades estratigráficas que permiten distinguir distintos eventos de fallamiento ocurridos desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Plioceno o posiblemente hasta el Pleistoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

2.3.1. Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental

La Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (PVSMOc) es una cadena montañosa de más de 1,200 km de longitud, que se extiende desde el estado de Arizona, Estados Unidos de Norteamérica, hasta los estados de Guanajuato y Jalisco en México, orientada de manera paralela a la costa del

Pacífico y la cual es la provincia volcánica de composición silíceo más grande de Norteamérica (McDowell y Kreizer, 1977). Desarrollada parcialmente sobre el antiguo arco intraoceánico y la zona de sutura de la Cuenca de Arperos, la llamada también Faja Ignimbrítica Mexicana (FIM) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Norteamericana y a la apertura del Golfo de California (McDowell y Clabaugh, 1979).

La PVSMOc en su porción sur se divide en las provincias fisiográficas Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Mesa Central (MC) (Navarro, 2005). Las dos provincias fisiográficas están limitadas por el sistema de fallas San Miguel de Allende-Catorce. La SMOc y la MC presentan diferentes características en el estilo de su vulcanismo y deformación, lo que puede estar relacionado a que pertenecen a bloques corticales con diferente espesor y composición (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

La estratigrafía de la SMOc consta de cinco conjuntos ígneos principales (Ferrari *et al.*, 2005):

- Rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno.
- Rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida dacítico-riolíticas del Eoceno (Complejo Volcánico Inferior).
- Ignimbritas silíceas emplazadas en dos periodos de actividad volcánica, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-20 Ma) (Supergrupo Volcánico Superior).
- Coladas basáltico-andesíticas transicionales extravasadas después de cada pulso ignimbrítico.
- Vulcanismo post-subducción constituido por coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazadas en diferentes episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario, que se relacionan con la separación de Baja California del resto del continente.

El producto de todos estos episodios magmáticos, parcialmente superpuestos entre sí, cubre un basamento heterogéneo, pobremente expuesto con edades del Precámbrico al Paleozoico en la parte norte y del Mesozoico en el resto de la SMOc (Ferrari *et al.*, 2005).

La deformación Laramide afectó moderadamente a las rocas más antiguas del Complejo Volcánico Inferior (CVI). En su fase final, durante el Paleoceno y Eoceno temprano, se desarrollaron fracturas de tensión en dirección E-W y ENE-WSW, que hospedan los principales depósitos de pórfidos cupríferos de la SMOc (Ferrari *et al.*, 2005). La tectónica extensional inició, por lo menos, en el Oligoceno para toda la mitad oriental de la SMOc, provocando la formación de grábenes limitados por fallas de alto ángulo que se han referido como el *Basin and Range* mexicano. En el Mioceno temprano y medio, la extensión migró al occidente (Ferrari *et al.*, 2005).

En la Mesa Central, posterior a la orogenia Laramide, se depositaron areniscas y conglomerados polimícticos en abanicos aluviales. En San Luis Potosí reciben el nombre de Formación Cenicería (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y en Guanajuato se conocen como Conglomerado Guanajuato (Edwards, 1955). Las edades para estas formaciones corresponden al Oligoceno-Eoceno y al Eoceno Temprano-Medio, respectivamente. Durante el Eoceno fueron extruidas ignimbritas riolíticas, domos y flujos de lava andesítica en Zacatecas (Ponce y Clark, 1988; Lang *et al.*, 1988), Guanajuato (Gross, 1975), San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

Un aumento considerable en la actividad volcánica durante el Oligoceno propició el emplazamiento de grandes volúmenes de andesitas y riolitas, las cuales se han agrupado en dos unidades en función de su posición estratigráfica, relación estructural y composición (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002). La secuencia inferior se compone principalmente por lavas andesíticas con alteración considerable y depósitos piroclásticos de composición riolítica; la secuencia superior se representa por dos ciclos de extrusión de lavas riolíticas seguidos por eventos de composición riolítica (Navarro, 2005). La primera secuencia aflora en el Graben de Villa de Reyes, en la porción delimitada entre San Luis Potosí y San Felipe, mientras que las riolitas de la secuencia superior se encuentran localizadas a lo largo de las fallas principales formando domos (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002).

El vulcanismo del Mioceno se caracteriza por la actividad ignimbrítica. A partir de entonces, los productos volcánicos se tornan entre intermedio y máfico, con tres periodos de vulcanismo andesítico-basáltico durante 14.6 – 6.0 Ma. Es durante el último periodo (11.1 – 8.8 Ma) que se forman mesetas debido a extensos derrames de lavas andesíticas y basálticas y el emplazamiento de estratovolcanes andesíticos y dacíticos al sur y sureste de la Cuenca de la Independencia (Cerca-Martínez *et al.*, 2000)

2.4. Geología Estructural

Las unidades geológicas y rocas que constituyen la Cuenca de la Independencia se encuentran afectadas por dos procesos de deformación, que pueden dividirse según la naturaleza de sus esfuerzos tectónicos. La deformación compresiva, representada por estructuras como pliegues, cabalgaduras y metamorfismo de bajo grado, se encuentra asociada con las orogenias Oregoniana (~100 Ma, Albiano – Cenomaniano) y Laramide (~65 Ma, Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano). La deformación de tipo extensiva se representa por cinco eventos ocurridos durante el Cenozoico (Navarro, 2005).

2.4.1. Deformación Mesozoica

Durante el Cretácico Medio (Albiano-Cenomaniano), las rocas más antiguas de la Cuenca de la Independencia fueron afectadas por esfuerzos compresivos debido a la presencia del efecto de deformación conocido como la orogenia Mesocretácica u Oregoniana (Rangin, 1978), la cual es atribuida a procesos de retroarco asociados a la dinámica de subducción y las placas litosféricas en la margen occidental de Norteamérica. Los efectos de esta deformación fueron la proyección del arco intraoceánico hacia el NNE, favoreciendo cabalgaduras con vergencia al NNE, el desarrollo de pliegues isoclinales en los sedimentos pelágicos de la Cuenca de Arperos y un metamorfismo dinámico (Navarro, 2005).

La orogenia Laramide es el segundo evento tectónico compresivo y tuvo lugar entre el Cretácico Tardío y el Eoceno, que se caracteriza por plegamientos y cabalgamientos con dirección de estructuras NW-SE, acompañado por magmatismo calcoalcalino. Los efectos de esta orogenia se muestran en los afloramientos de la secuencia sedimentaria mesozoica de la provincia de la SMO, al sureste de San Miguel de Allende, en la Sierra de Pozos y al noreste de Doctor Mora (Navarro, 2005).

2.4.2. Deformación Cenozoica

Al principio del Cenozoico, el régimen tectónico se transformó por uno de tipo distensivo, dando origen a una provincia tectónica que se extiende desde el suroeste de Canadá hasta la porción central de México, en los límites de la PVSMOC y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), aunque se tiene la creencia que esta franja se pudo extender hasta el sur de México, antes de la formación de la FVTM (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Se han propuesto diferentes hipótesis sobre los mecanismos que han dado origen al régimen distensivo a la provincia tectónica, también conocida como Provincia Sierras y Cuencas Meridionales (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez *et al.*, 2000), dado que muestra varios dominios estructurales diferenciados por el grado y el estilo de la deformación, así como por la situación geográfica en que se encuentra presente (Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

En el caso de la Cuenca de la Independencia, se han documentado tres sistemas de fallas de carácter extensivo (Figura 2.2). Sin embargo, no debe descartarse la existencia de fallas sepultadas bajo la cubierta de los sedimentos más recientes (Navarro, 2005) y, por otra parte, la existencia de fallas de menor extensión, en dirección paralela a las fallas principales, que explicarían los diferentes periodos de actividad extensiva, dando origen al desarrollo de bloques inclinados de manera escalonada o de tipo dominó (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997):

- a) *Sistema Norte-Sur*, que corresponden a un grupo estructural conocido como Sistema De Fallas Taxco-San Miguel de Allende, cuya estructura consiste en una longitud de más de 500 km de longitud y un radio de afectación cercano a los 40 km, donde se han identificado fallas desde Taxco, Guerrero, hasta la Sierra de Catorce en San Luis Potosí. En la Cuenca de la Independencia, este sistema está representado por las fallas de San Miguel de Allende, Querétaro, al poniente de la Sierra del Cubo, al este de Doctor Mora y el sistema de fallas que delimitan el graben de Laguna Seca. La inclinación de este sistema de fallas presenta ángulos altos, entre los 70° y 90° en dirección al Oeste (Navarro, 2005).
- b) *Sistema Noroeste-Sureste*, el cual puede ser identificado al Noreste de la Cuenca de la Independencia, pero también al NE y al SW de la Sierra de Guanajuato. Esta Sierra presenta tres fallas principales, la falla La Quemada (NE), la falla Veta madre que cruza la Sierra de Guanajuato en la porción central y la falla Bajío (SW). La primera falla es cortada al norte por la falla San Felipe y al sur por la falla La Gloria. Para el caso de la falla Veta Madre se tiene conocimiento que el desplazamiento vertical es de hasta 1,500 m, mientras que para la falla Bajío, un desplazamiento aproximado de 400 – 500 m (Aranda-Gómez, 1989; Nieto-Samaniego, 1990). La inclinación de este sistema de fallas es mayormente hacia el SW.
- c) *Sistema Noreste-Suroeste*, el cual se presenta en la periferia de la zona de estudio. Al NW de la CI, un sistema de fallas en dirección NE, donde la falla de San Felipe, con mayor extensión, delimita al sur al graben de San Felipe. En la porción central de la Sierra de Guanajuato, la falla Aldana se encuentra truncada al NE por la falla Veta Madre, mientras que, al sur de esta sierra, la falla La Gloria se extiende a lo largo de 17 km, dando origen al graben La Saucedá.

Ambas fallas se encuentran limitadas al SW por la falla Bajío, con una inclinación al SE y un desplazamiento vertical que podrían aproximarse a los 400 m (Nieto-Samaniego, 1990). La falla Palo Huérfano con una longitud aproximada de 12 km, se interseca al SW con la falla San Miguel de Allende y es sepultada por sedimentos del graben El Carmen al NE (Navarro, 2005). El sistema de fallas La Joya intersecan al NE la falla Querétaro Norte.

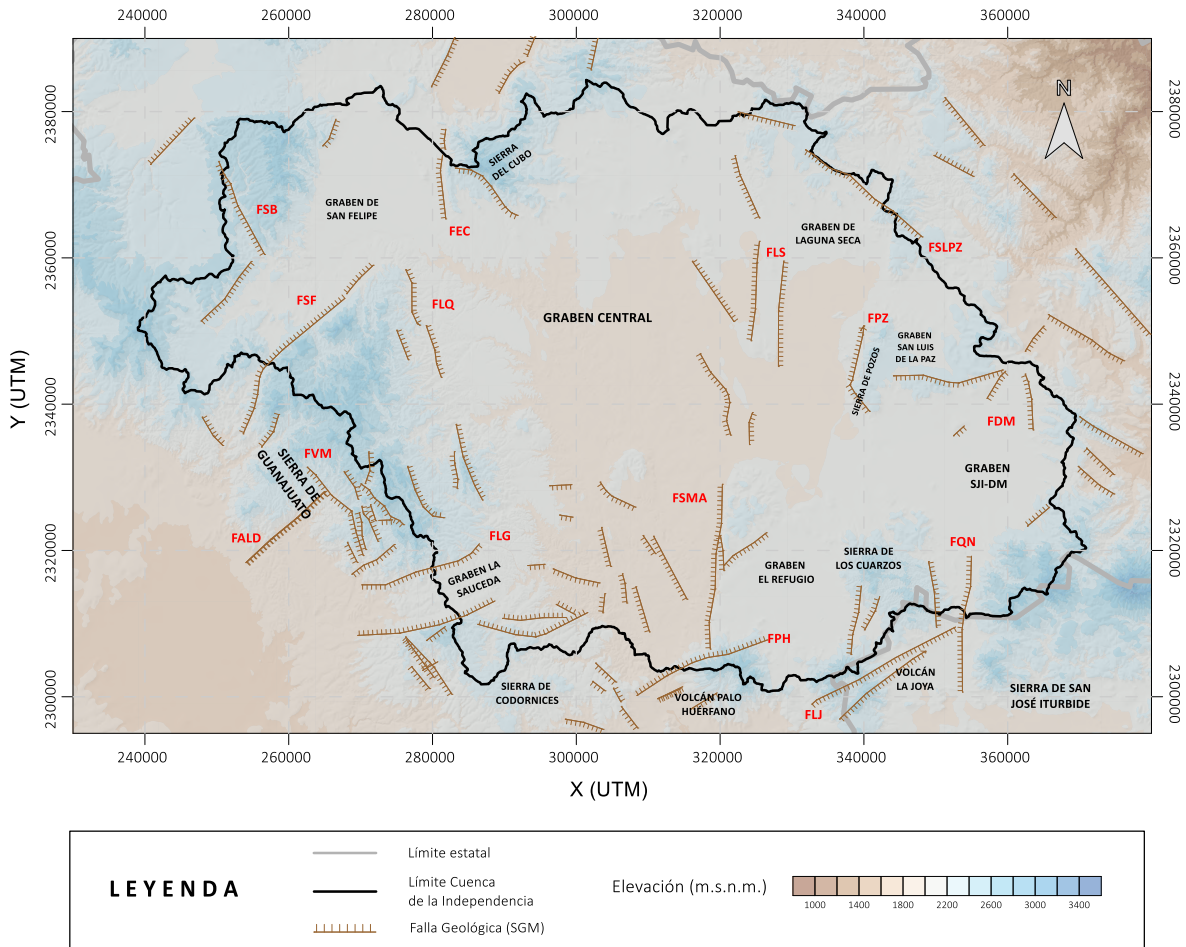


Figura 2.2. Principales elevaciones, depresiones y fallamiento en la Cuenca de la Independencia.

Sistema N-S: FSMA (Falla San Miguel de Allende), FQN (Falla Querétaro Norte), FPZ (Falla Pozos), FLS (Falla Laguna Seca), FEC (Falla El Cubo), FDM (Falla Doctor Mora). Sistema NE-SW: FSF (Falla San Felipe), FSB (Falla Santa Bárbara), FALD (Falla Aldana), FLG (Falla La Gloria), FPH (Falla Palo Huérfano), FLJ (Falla La Joya). Sistema NW-SE: FVM (Falla Veta Madre), FLQ (Falla La Quemada), FSLPZ (Falla San Luis de la Paz).

2.5. Estratigrafía

2.5.1. Mesozoico

2.5.1.1. Jurásico Superior – Cretácico Inferior [Js-Ki (Px-D-Tn), Js-KiM(A-Cz-Ar-D)]

Las rocas más antiguas expuestas en la Cuenca de la Independencia pertenecen a una secuencia volcanosedimentaria depositada en un ambiente marino, probablemente relacionada con el Arco del

Cretácico Inferior de Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1990; Martínez-Reyes, 1992). De manera simultánea en el NE del arco, se depositaron sedimentos pelágicos en la Cuenca de Arperos (Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998). El complejo basal del Cretácico inferior (KiM (A-Cz-Ar-D)) incluye rocas volcánicas marinas de composición basáltica y andesítica, así como rocas sedimentarias marinas como areniscas, lutitas y sedimentos carbonatados. Además, numerosos afloramientos de rocas plutónicas, gabroides, tonalitas y cuerpos de rocas ultramáficas (Alanis-Ruiz, 2002).

Las relaciones estratigráficas entre las rocas que constituyen el complejo basal son confusas debido a las fases de deformación compresiva a las que fueron sometidas, la orogenia Oregoniana y la orogenia Laramide, las cuales acarrearón la formación de cabalgaduras, pliegues y metamorfismo de bajo grado. Las rocas cuyas edades se han determinado entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, se han agrupado en un grupo denominado "Complejo Basal" (Alanis-Ruiz, 2002):

a) *Js-Ki(D-Tn-Px)*

Este complejo plutónico aflora principalmente en el área de la Sierra de Guanajuato, al noroeste y al oriente de las ciudades de Guanajuato y León, respectivamente. Este grupo de rocas ha sido dividido en tres unidades:

- *Unidad ultramáfica San Juan de Otates*, la cual se distribuye en un área aproximada de 12 km², aflorando principalmente a lo largo del arroyo San Juan de Otates. La piroxenita San Juan de Otates es una roca masiva cristalina color verde oscuro, que al serpentinizarse adquiere un color claro (Alanis-Ruiz, 2002).
- *Tonalita Cerro Pelón*, es una roca masiva color claro, cristalina y con textura porfídica, que muestra topografía suave y redondeada. Al alterarse se torna amarillenta y deleznable, mientras que la roca sana es consistente y homogénea. Además, presenta un fracturamiento intenso y es intrusiva por numerosos diques de diabasa, de uno a dos metros de espesor. Su composición mineralógica consiste en 100% de plagioclasa y cuarzo en menor proporción.
- *Diorita Tuna Mansa*, que aflora en el poblado de Tuna Mansa y en los alrededores de El Jitomatal, donde la unidad es cortada por diques doleríticos. Esta roca está constituida por dioritas y puede presentar localmente facies gabroicas.

b) *KiM (A-Ar-D)*

Este conjunto de rocas es considerado como parte del basamento (Alanis-Ruiz, 2002) y afloran en la Sierra de Guanajuato y en la porción SE de la Cuenca de la Independencia, en la Sierra de los Cuarzos:

- *Diorita la Palma*, se presenta de forma masiva y heterogénea, reconocible por sus diversas facies cristalinas de rocas de colores oscuros y claros, con composiciones que varían de gabroico-diorítica a tonalítico-trondhjemítica. En la base de este complejo se encuentran gabros de acumulación, graduando a gabros subdoleríticos en la parte superior (Navarro, 2005).

- *Complejo Sierra de los Cuarzos*, se presenta como un basamento metamórfico plegado y cizallado, extendiéndose a lo largo de 250 km², con espesores que rebasan los 1,000 m. Principalmente compuesto por esquistos y filitas con segregación de lentes de cuarzo, las cuales se encuentran cubiertas por lavas andesíticas metamorfizadas.
- *Complejo volcanosedimentario Sierra de Guanajuato*, se encuentran agrupadas las rocas volcánicas y sedimentarias marinas del Cretácico Inferior y que afloran en la Sierra de Guanajuato. Estas rocas se encuentran intensamente plegadas, falladas y fracturadas debido a los efectos de las dos orogenias antes descritas, seguidas por la actividad tectónica extensiva del Cenozoico. Las unidades que integran el complejo son Unidad Basáltica La Luz, Toba el Cubilete, Formación Arperos, Caliza La Perlita y Formación Esperanza.

c) *KiM (Cz-Ar)*

Cabalgando al complejo de la Sierra de los Cuarzos, se encuentra una secuencia de rocas carbonatadas con intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas. En la cima se encuentran calizas con intercalaciones de pedernal negro. En algunas localidades estas rocas se encuentran plegadas y en otras los estratos sólo muestran inclinación por basculamiento.

2.5.2. Cenozoico

2.5.2.1. *Paleoceno – Eoceno [Te(Cgp-R-Gr)]*

Las secuencias de Cenozoico dentro de la Cuenca de la Independencia, están caracterizadas por el emplazamiento de grandes cuerpos plutónicos de composición granítica, la extrusión de lavas riolíticas, el depósito de materiales piroclásticos de composición félsica y el desarrollo de depósitos molasa representados por conglomerados en las cercanías de fallas extensionales activas (Edwards, 1955; Fries *et al.*, 1955; Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975; Aranda-Gómez y McDowell, 1998).

a) *Te (Gr)*

- *Granito Comanja*, el cual aflora en la región de Comanja, al NE de la ciudad de León y un pequeño afloramiento al E de la Sierra de Guanajuato, muy cerca de San Antón de las Minas. El Granito de Comanja es un cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas (160 km²) que aflora siguiendo la orientación estructural de la Sierra de Guanajuato (NW-SE). No muestra metamorfismo regional ni deformación importante. Sin embargo, muestra una aureola de metamorfismo de contacto de dimensiones considerables y mineralogía variada que depende localmente del tipo de roca que lo encajonan (Alanis-Ruiz, 2002). A simple vista, esta unidad se presenta como una roca leucocrática, con fenocristales grandes y feldespato potásico de tamaño intermedio, dentro de una matriz de cuarzo y feldespato con algunos cristales de biotita.

b) *Te (Cgp)*

- *Conglomerado Rojo de Guanajuato*, esta unidad consiste en una secuencia sedimentaria que incluye conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas de origen continental en una matriz arcillosa-arenosa que incluye calcita, hematita y limolita (Lara-Hernández, 1986). Los clastos que componen los conglomerados son muy variados, pues se encuentran fragmentos líticos volcánicos de composición riolítica y, en menor proporción, fragmentos de rocas andesíticas, basálticas, graníticas y dioríticas. Su espesor ha sido calculado en 1,500 m, aflorando principalmente en el distrito minero de Guanajuato, aunque también se deja ver en la zona de San Miguel de Allende y en el bloque hundido de la falla del Bajío (Alanis-Ruíz, 2002).
- *Formación Loseros*, es un depósito de ceniza volcánica y lapilli fino de composición félsica color verde, que se infiere que fue depositada en un ambiente lacustre. Sus componentes principales son cuarzo, sanidina y clorita. Esta unidad aflora en el distrito minero de Guanajuato, alcanzando espesores de 30 m (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970).
- *Riolita La Bufa*, la cual está formada por flujos piroclásticos, de composición riolítica rica en cuarzo. Sobreyace a la formación Loseros y subyace a la formación Calderones. Se ha propuesto que esta ignimbrita, al igual que la formación Loseros y el conglomerado Calderones, fueron originadas a partir de un evento caldérico en el distrito minero de Guanajuato.
- *Conglomerado Calderones*, es una secuencia de conglomerados volcanoclásticos riolíticos, en una matriz de areniscas tobáceas, que se encuentran interestratificados con ignimbritas andesíticas. El color de esta unidad es verde, con variaciones a blanco o café rojizo.

2.5.2.2. *Oligoceno [Tom (R-A-Ig)]*

El Oligoceno fue el periodo de mayor actividad volcánica y tectonismo extensivo en la Cuenca de la Independencia, donde los eventos volcánicos y el material extruido es considerable. Inicialmente, en el Oligoceno Temprano, el vulcanismo se presentó con carácter bimodal, con la coexistencia de magmas adesítico-basálticos y riolíticos, mientras que, para el Oligoceno tardío, el vulcanismo fue unimodal, con una actividad riolítica-ignimbrítica intensa.

Al norte y noroeste de la Cuenca de la Independencia se presentan las unidades:

- *Latita Portezuelo*, presenta fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz afanítica. Es una roca color gris a café grisáceo, con textura microcristalina, microporfídica, con arreglos traquíticos a pilotaxíticos, aflorando al NE de San Felipe y en dirección al graben de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).
- *Riolita San Miguelito*, que consiste en derrames riolíticos ricos en potasio y que afloran en las sierras que bordean al valle de Villa de Reyes al NW y al SE, siendo esta última zona la que se encuentra dentro del área de estudio y que corresponde a la parte norte de San Diego de la Unión. Esta unidad tiene un color gris claro, con textura porfídica con fenocristales de cuarzo

y sanidina en una matriz afanítica. Localmente presenta gran cantidad de pliegues por flujo y su espesor se estima en 400 m (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978).

- *Ignimbrita Cantero*, aflora al NW de la zona de estudio, en las serranías del graben de Villa de Reyes, donde constituye las principales rocas en la Sierra del Cubo. Esta unidad consiste en flujos de ceniza de composición riolítica con abundante pómez colapsada, presentando un color rosa grisáceo. Su espesor varía de 60 a 390 m y se encuentra sobreyaciendo a la Latita Portezuelo.
- *Riolita Panalillo*, esta unidad ha sido subdividida en dos miembros (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). El miembro inferior se compone por tobas color crema, gradadas y estratificadas en campas de 10 a 40 cm de espesor, mientras que el miembro superior está constituido por ignimbritas bien soldadas, de color rojizo a rosa claro. En conjunto, esta secuencia aflora al norte de la ciudad de San Felipe (Navarro, 2005).

Al este y suroeste de la Cuenca de la Independencia se presentan las unidades:

- *Andesita El Cedro*, incluye derrames de lavas andesíticas y traquiandesíticas, con intercalaciones de tobas andesíticas (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970), las cuales se distribuyen ampliamente al E y SE de la Sierra de Guanajuato. Esta andesita es fácilmente distinguible por su coloración café o gris en lavas y verde oscuro o gris en las tobas.
- *Andesita Presa de Manantiales*, es una secuencia de derrames andesíticos intercalados con tobas y material piroclástico más grueso, que aflora a lo largo de la falla meridional del graben de La Sauceda (Nieto-Samaniego, 1990). La textura de esta andesita es porfídica, con coloración variable entre el café oscuro y negro, contiene fenocristales de plagioclasa y, en algunos sitios, se observan piroclastos mayores. El espesor de esta secuencia ha sido estimado que puede ser mayor a los 150 m (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).
- *Riolita Chichindaro*, la cual consiste en derrames de lavas y tobas félsicas formando domos riolíticos que, a su vez, se encuentran cortados por diques de volcanismo posterior. Esta unidad se extiende al SE de la Sierra de Guanajuato y toma su nombre de un cerro ubicado en las cercanías de la Sierra de Guanajuato (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970). Los domos presentan derrames de lava dispuestos concéntricamente al cuello de la estructura. Los derrames riolíticos, de color blanco o rosa, presentan una textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, en una matriz microcristalina de composición félsica. Por otra parte, las tobas y los conglomerados contienen exclusivamente clastos de riolita y pómez menores a 10 cm, inmersos en una matriz de grano fino. La estimación del espesor de esta unidad es de 400 m (Nieto-Samaniego, 1990).
- *Ignimbrita Cañada de La virgen*, la cual toma el nombre de la zona geográfica en donde aflora. Consiste en una secuencia piroclástica estratificada e intercalada con depósitos lacustres. Presentan también fragmentos líticos de riolita y andesita (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

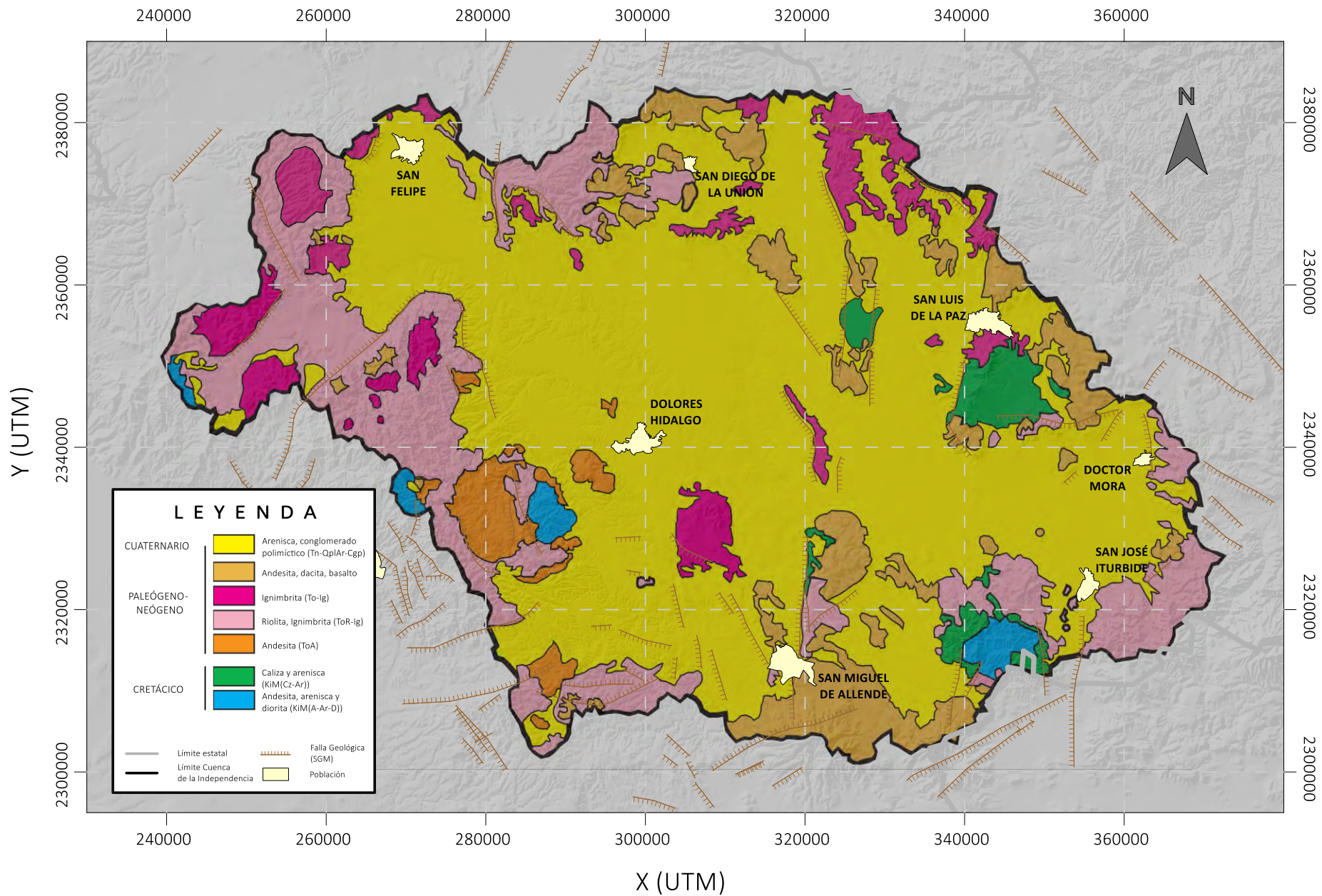


Figura 2.3. Distribución de rocas y sedimentos en el interior de la Cuenca de la Independencia (Ortega-Guerrero, 2009)

- *Ignimbrita San José de Allende*, de composición riolítica, se presenta densamente soldada, con abundantes fenocristales de sanidina, plagioclasa y cuarzo. Aflora en la Sierra de las Codornices, al oeste de la presa Ignacio Allende.

2.5.2.3. Mioceno [Tm (A-Da-B-R)]

El vulcanismo del Mioceno está representado por el último evento ignimbrítico en la Mesa Central, así como por el inicio de un vulcanismo, en el Mioceno Medio, de composición andesítico-basáltica que se manifiesta principalmente al sur de la Cuenca de la Independencia, acompañado de la formación de mesetas y de grandes estratovolcanes que fueron determinantes para el cierre de la CI y que se relacionan con la fase inicial de la Faja Volcánica Transmexicana (Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Valdéz-Moreno *et al.*, 1998):

- *Mesetas andesíticas basálticas*, las cuales han sido interpretadas como el producto de una de las etapas iniciales de la FVTM y que consisten en mesetas formadas por derrames de lavas andesíticas y basálticas. Su distribución es muy extensa: aflora en las cercanías de San Diego de la Unión, al norte de la CI y al NE, cubriendo las rocas volcánicas del Oligoceno cerca de San Luis de la Paz y las rocas sedimentarias en la Sierra de Pozos. Se extiende al sur de la CI, así como al W y al N de San Miguel de Allende, coronando la Mesa de San José de Allende y al cerro Palo Colorado, respectivamente (Navarro, 2005). Se han documentado tres periodos de actividad volcánica en relación con las mesetas andesíticas-basálticas, el periodo inicial entre 14.6 y 12.2 Ma y el intermedio ocurre de 11.1 a 8.8 Ma, ambos en el Mioceno Medio. El último periodo, el de menor duración, hace 7.0 a 6.0 Ma, en el Mioceno Tardío (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Durante el segundo periodo de vulcanismo intermedio-máfico, se emplazaron tres estructuras volcánicas al sur y sureste de la Cuenca de la Independencia, los cuales revisten especial importancia por ser los volcanes del extremo septentrional de la FVTM (Ferrari *et al.*, 1999).

- *Volcán Palo Huérfano*, cuyo edificio principal tiene una base casi circular, con un diámetro aproximado de 12 km y coronado por un cráter de casi 4 km. Se ubica al sur de San Miguel de Allende, sobre el escarpe de la falla del mismo nombre y sepultándola. Está constituido principalmente por flujos de lava andesítica y depósitos piroclásticos (Perez-Venzor *et al.*, 1996). La estructura principal se emplazó sobre dos unidades más antiguas localizadas al oeste, sobre un domo dacítico conocido como Cerro Colorado y la unidad Andesita Allende.
- *Volcán La Joya*, localizado al SE de San José de Iturbide, se compone de una gruesa sucesión de lavas y depósitos de flujos piroclásticos. La historia del volcán ha sido dividida en tres etapas: erupciones explosivas de tobas, pómez e ignimbritas, erupción de secuencias de lavas andesítico-dacíticas y finalmente, erupción de derrames que varían en composición desde andesitas con piroxeno a dacitas con hornblenda.
- *Volcán Zamorano*, que se compone por una gruesa sucesión de lavas y depósitos de flujos piroclásticos que llegan a formar estratos de hasta 10 m de espesor. Este volcán se localiza al SE de San José de Iturbide y de la Cuenca de la Independencia y es el de mayor dimensión

y altura de la región, alcanzando casi los 3,400 m.s.n.m. Es un estratovolcán andesítico al que se encuentran asociados importantes volúmenes de ignimbritas de composición riolítica.

2.5.2.4. Plioceno-Pleistoceno [TnQ (Cgp-Ar-Lm)]

Desde el Mioceno Temprano, la región se ha encontrado expuesta, acumulándose importantes cantidades de sedimentos clásticos derivados de la erosión, que rellenaron parcialmente las cuencas formadas entre los volcanes y que permitieron el relleno de las fosas tectónicas, constituyendo gran parte de la unidad hidrogeológica granular de la Cuenca de la Independencia. En las laderas de la Sierra de Guanajuato se depositaron sedimentos clásticos color amarillo conocidos como el conglomerado Xoconostle. El ambiente de depósito fue continental y fluviolacustre. Al pie de las montañas, la secuencia se encuentra compuesta por brechas y conglomerados en una matriz de arenas medianas y gruesas, mientras que en las planicies se muestra una gradación de los depósitos, que consisten en gravas, arenas, limos y arcillas, así como cenizas volcánicas. El espesor de estos depósitos en el piedemonte es muy variable, mientras que, para la zona de planicies, se estima que los espesores van desde los 100 m y que alcanzan los 400 m (Alanis-Ruíz, 2002).

2.5.2.5. Holoceno [Qh (al)]

Para tiempos más recientes, continúa el transporte y acumulación de sedimentos clásticos, permitiendo el relleno parcial de las depresiones topográficas. Durante temporadas de precipitación torrencial, los depósitos son desmovilizados por acción de arroyos y del Río Laja, principalmente. La extensión de los aluviones se encuentra restringido a las márgenes de estos conductos (Alanis-Ruíz, 2002).

2.6. Hidrogeología

Hidrológicamente, la Cuenca de la Independencia es una cuenca de tipo exorreica, donde el Río Laja representa actualmente el cauce principal y cuya salida se encuentra controlada por la presa de Allende, ubicada a un costado de la ciudad de San Miguel de Allende. Este río jugaba un papel muy importante en el sistema de flujo del agua subterránea, ya que era alimentado por el acuífero, característica que le daba un carácter de flujo permanente. A medida que el acuífero fue explotado en exceso, los niveles del agua subterránea descendieron por debajo del nivel del Río Laja, dando lugar a escurrimientos perennes durante la época de lluvia (Ortega-Guerrero, 2001).

Desde el punto de vista hidrogeológico existen dos acuíferos principales (Ortega-Guerrero, 2000; 2009, Ortega Guerrero *et al.*, 2002; Navarro, 2005), uno de tipo fracturado por esfuerzos tectónicos extensivos en rocas volcánicas de composición riolítica e ignimbrítica y otro de tipo granular, constituido por depósitos lacustres y volcanoclásticos (Navarro, 2005). El acuífero fracturado aflora principalmente en la zona de montañas que delimitan la cuenca y en conjuntos volcánicos del Cenozoico que se extienden en su interior (Ortega-Guerrero, 2009). El acuífero granular cubre al acuífero fracturado en el interior de la cuenca, rellenando fosas tectónicas formando una extensa planicie (Figura 2.4). Subyaciendo a ambas unidades se encuentra el basamento hidrogeológico de la

cuenca, compuesto por rocas antiguas del Jurásico y que, por sus litologías se asume que actúan como un acuícludo (Navarro, 2005).

Las unidades hidroestratigráficas son altamente heterogéneas; en ciertas zonas del acuífero granular, los sedimentos fluviolacustres fueron transportados y depositados dando origen a interdigitaciones de sedimentos con diferentes granulometrías. Esta génesis le confiere al acuífero una alta variabilidad tanto lateral como vertical, mientras que en el acuífero fracturado la anisotropía en las propiedades está influenciada por la dirección y densidad de las discontinuidades, producto de los esfuerzos tectónicos extensivos (Navarro, 2005). Existen estudios que revelan que el control estructural es determinante en la distribución y en los espesores de los acuíferos, principalmente en el granular. Además, 17 perforaciones exploratorias de hasta 120 m encontraron lentes arcillosos y/o material tobáceo intercalados en el acuífero granular (SRH, 1970). Estos lentes presentan un espesor relativamente reducido, que se distribuyen localmente respecto a las dimensiones de todo el acuífero. Además, se confirma la existencia de grandes fosas tectónicas que se rellenaron con sedimentos, cuyas orientaciones concuerdan con el fallamiento regional. Actualmente ambos acuíferos se explotan de manera individual o mixta, indicando que existe continuidad hidráulica entre ellos (Ortega-Guerrero, 2009).

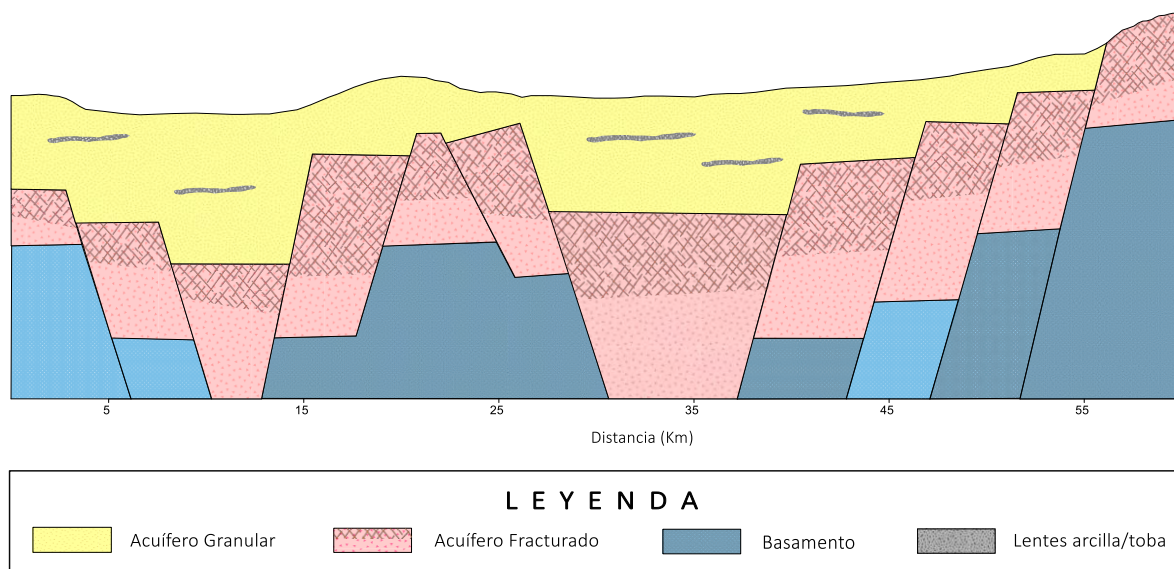


Figura 2.4. Sección hidroestratigráfica esquemática desde la porción central del graben de Laguna Seca hasta la ciudad de Doctor Mora construida a partir de sondeos TEM (UNAM-CODER, 2000).

Para el año 2000, los municipios que recaen dentro de la Cuenca de la Independencia, con la colaboración entre los Consejos de Desarrollo Regional y el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, llevaron a cabo el estudio geofísico mediante la medición de 202 sondeos transitorio electromagnéticos en el que se alcanzaron profundidades de investigación de hasta 600 m (UNAM-CODER, 2000; Ortega-Guerrero, 2000). Lamentablemente, para fines de este

trabajo de investigación no se tuvo acceso a la información, por lo que sólo se hará referencia y no una comparación o discusión de los resultados obtenidos.

3. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO

3.1. Ecuaciones fundamentales

La teoría fundamental que describe el comportamiento de los campos electromagnéticos se estableció en el siglo XIX. James Maxwell, en su *Treatise on Electromagnetism* publicado en 1873, fue el primero en compilar las ecuaciones matemáticas y leyes físicas que describen cualquier fenómeno electromagnético. El campo electromagnético está descrito por un campo vectorial eléctrico y uno magnético, siendo las ecuaciones de Maxwell una representación en forma de un sistema de ecuaciones diferenciales respecto a estos campos (Zhdanov, 2009).

La teoría de la prospección electromagnética se ha desarrollado a partir de las leyes que gobiernan el comportamiento de los campos electromagnéticos en una tierra conductora y heterogénea. Las ecuaciones de Maxwell, las cuales son una representación matemática de las leyes que describen el comportamiento de los campos electromagnéticos, se representan de la siguiente manera (Maxwell, 1873; Keller, 1988; West y Macnae, 1988; Ward y Hohmann, 1988; Simpson y Bahr, 2005; Zhdanov, 2009; Chave and Weidelt, 2012):

$$\nabla \times \mathbf{H}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{J}(\mathbf{r}, t) + \frac{\partial \mathbf{D}(\mathbf{r}, t)}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = - \frac{\partial \mathbf{B}(\mathbf{r}, t)}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(\mathbf{r}, t) = q_D \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(\mathbf{r}, t) = 0 \quad (3.4)$$

donde:

- \mathbf{H} : intensidad de campo magnético [A/m],
- \mathbf{E} : intensidad de campo eléctrico [V/m],
- \mathbf{D} : vector de desplazamiento eléctrico [C/m^2],
- \mathbf{B} : vector de inducción magnética [Wb/m^2],
- \mathbf{J} : densidad de corriente eléctrica [A/m^2],
- q_D : densidad de carga eléctrica [C/m^3].

En la Ley de Ampere (3.1) se representan dos tipos de flujos de corriente, una \mathbf{J} en donde el flujo se realiza sin ningún impedimento a través de un medio y otra $\partial \mathbf{D} / \partial t$, en donde existe una separación en la carga y, por lo tanto, un impedimento en el campo eléctrico \mathbf{E} . El primer tipo de corrientes son llamadas galvánicas o densidad de corriente de cargas libres (Miensoyust, 2010), mientras que el segundo tipo se conocen como corrientes de desplazamiento. Ambos tipos de corrientes contribuyen de la misma manera al campo magnético (Zhdanov, 2009). Por otra parte, la Ley de Faraday (3.2)



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

expresa que el campo eléctrico se puede generar a partir de la variación en el tiempo de un campo magnético de inducción (Keller, 1988).

La Ley de Gauss para la electricidad (3.3) refleja el hecho de que las cargas eléctricas libres q_D son la fuente de las corrientes de desplazamiento \mathbf{D} , es decir, que el campo eléctrico \mathbf{E} creado por una carga en un medio homogéneo e isotrópico con una constante dieléctrica ϵ es directamente proporcional al tamaño de la carga q_D e inversamente proporcional a la distancia r entre ellos (Zhdanov, 2009):

$$\mathbf{E} = \left(\frac{q_D}{4\pi\epsilon r^2} \right) \mathbf{d}(r)$$

Por último, la ecuación (3.4), la Ley de Gauss para el caso magnético es una expresión experimental del hecho observado que, en el mundo real, no es concebible la existencia de la carga magnética, por lo que la fuente del vector de inducción magnética \mathbf{B} es una corriente eléctrica (Zhdanov, 2009).

3.1.1. Relaciones constitutivas

Las ecuaciones de Maxwell caracterizan el comportamiento de los campos electromagnéticos, sin embargo, la forma en que se encuentran representadas por sí solas no indican una relación de la interacción del campo electromagnético con el subsuelo o con sus propiedades electromagnéticas. La forma de vincularlas es mediante las relaciones constitutivas: conductividad eléctrica, permitividad dieléctrica, permeabilidad magnética).

a) Conductividad eléctrica

La Ley de Ohm relaciona a la densidad de corriente eléctrica con la intensidad de campo eléctrico de la forma:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$

donde σ es la conductividad eléctrica y es una propiedad física del medio. Dado que el campo eléctrico y la densidad de corriente eléctrica son vectores, la conductividad σ deberá ser un tensor, que en coordenadas cartesianas se puede representar como (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}$$

Este tensor se puede simplificar si los ejes coordenados se orientan de forma tal, que concuerden con las direcciones de máxima y mínima conductividad, en donde las componentes $\sigma_{ii} \neq 0$ y $\sigma_{ij} = \sigma_{ji} = 0$. Para medios isotrópicos $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = \sigma$. Por lo general, para estudios de prospección geoelectrónica utilizando corriente continua, el término más utilizado es el de resistividad eléctrica, el cual es el recíproco de la conductividad:

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

b) Permitividad dieléctrica

A grandes rasgos, \mathbf{E} y \mathbf{D} pueden representar el mismo fenómeno físico, la interacción entre objetos cargados. Por una parte, \mathbf{E} se relaciona con las fuerzas o diferencias de potencial involucradas en la interacción entre las cargas, mientras que \mathbf{D} se relaciona a las densidades de cargas asociadas a esta interacción.

La permitividad dieléctrica se define como la tendencia de un material a polarizarse ante la aplicación de un campo eléctrico, anulando parcialmente el campo interno del material. Esta propiedad puede relacionar la intensidad del campo eléctrico con el campo de desplazamiento eléctrico (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}$$

Al igual que para la conductividad eléctrica en medios isotrópicos, la permitividad dieléctrica se representa mediante un tensor, sin embargo, la permitividad dieléctrica tiene un valor bien definido en el vacío:

$$\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \left[\frac{F}{m} \right]$$

Entonces la permitividad o constante dieléctrica se puede definir como (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$$

donde ε_r es la permitividad dieléctrica relativa y es propia de cada material. Generalmente el valor que se le asocia a la permitividad relativa es cercano a 1, por lo que $\varepsilon = \varepsilon_0$, excepto en el caso en el que el medio no se comporte como un dieléctrico.

c) Permeabilidad magnética

La tercera propiedad física que es capaz de relacionar la intensidad del campo magnético con el vector de inducción magnética es la permeabilidad magnética, la cual indica la facilidad con la que un campo magnético pasa a través de algún material (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$$

Al igual que la permitividad dieléctrica, la permeabilidad magnética se puede expresar en función de la permeabilidad relativa y la permeabilidad del vacío (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} [H/m]$. La permeabilidad relativa de los materiales paramagnéticos y diamagnéticos son muy cercanos a la unidad, por lo que se puede considerar $\mu = \mu_0$, excepto para el caso de materiales ferromagnéticos.

De esta forma es posible reescribir las ecuaciones de Maxwell en términos de las propiedades del medio (Keller, 1988; Zhdanov, 2009):

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (3.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{1}{\varepsilon} q_D \quad (3.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (3.8)$$

Para las relaciones constitutivas, la conductividad, la permitividad y la permeabilidad también pueden describirse en términos de la frecuencia angular $\omega = 2\pi f$, la intensidad de campo eléctrico, campo magnético, la posición, el tiempo, la temperatura, la presión, entre otras propiedades del medio:

$$\mathbf{D} = \varepsilon(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{E}$$

$$\mathbf{B} = \mu(\omega, \mathbf{H}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{H}$$

$$\mathbf{J} = \sigma(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{E}$$

3.1.2. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia

Cualquier fenómeno que se encuentre en función del tiempo puede ser representado como una suma de funciones periódicas, por lo tanto, cualquier función que dependa del tiempo, podrá ser representada mediante una serie de Fourier. De esta manera se puede representar al campo eléctrico y magnético en términos de sus componentes espectrales (Zhdanov, 2009). Entonces para el caso del campo magnético:

$$\begin{aligned} \mathbf{H}(t) = & H_x \cos(\omega t - \phi_x) \mathbf{r}_x + H_y \cos(\omega t - \phi_y) \mathbf{r}_y \\ & + H_z \cos(\omega t - \phi_z) \mathbf{r}_z \end{aligned} \quad (3.9)$$

tomando en cuenta la fórmula de Euler:

$$e^{-i(\omega t - \phi)} = \cos(\omega t - \phi) - i \sin(\omega t - \phi)$$

y tomando la parte real de la expresión anterior:

$$\cos(\omega t - \phi) = \text{Re} [e^{-i(\omega t - \phi)}] \quad (3.10)$$

$$\mathbf{H}(t) = H_x \text{Re} [e^{-i(\omega t - \phi_x)}] \mathbf{r}_x + H_y \text{Re} [e^{-i(\omega t - \phi_y)}] \mathbf{r}_y + H_z \text{Re} [e^{-i(\omega t - \phi_z)}] \mathbf{r}_z$$

$$\mathbf{H}(t) = \text{Re} \{ [H_x e^{i\phi_x} \mathbf{r}_x + H_y e^{i\phi_y} \mathbf{r}_y + H_z e^{i\phi_z} \mathbf{r}_z] e^{-i\omega t} \} \quad (3.11)$$

donde H_x, H_y, H_z y ϕ_x, ϕ_y, ϕ_z , son las amplitudes y fases para cada componente del campo magnético.

Se puede nombrar a:

$$\hat{\mathbf{H}} = H_x e^{i\phi_x} \mathbf{r}_x + H_y e^{i\phi_y} \mathbf{r}_y + H_z e^{i\phi_z} \mathbf{r}_z$$

de tal manera que:

$$\mathbf{H} = \text{Re}(\hat{\mathbf{H}} e^{-i\omega t}) \quad (3.12)$$

y de manera análoga para el campo eléctrico

$$\mathbf{E} = \text{Re}(\hat{\mathbf{E}} e^{-i\omega t}) \quad (3.13)$$

Sustituyendo las expresiones (3.12) y (3.13) en las ecuaciones de Maxwell y calculando las derivadas temporales para el campo correspondiente (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla \times \mathbf{H}(\mathbf{r}, \omega) = -\hat{z} \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega) \quad (3.14)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega) = \hat{y} \mathbf{H}(\mathbf{r}, \omega) \quad (3.15)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}(\mathbf{r}, \omega) = \frac{q_D}{\varepsilon} \quad (3.16)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H}(\mathbf{r}, \omega) = 0 \quad (3.17)$$

donde:

- $\hat{y} = i\omega\mu$: es la impeditividad,
- $\hat{z} = \sigma + i\omega\varepsilon$: la admitividad.

3.1.3. Ecuación de onda electromagnética

De acuerdo con Ward y Hohmann (1988), se puede obtener la ecuación de onda para campo eléctrico y magnético al calcular el rotacional de las ecuaciones (3.5) y (3.6):

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \nabla \times \left(\sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = \nabla \times \left(-\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \right)$$

Por la propiedad distributiva del operador ∇ :

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma(\nabla \times \mathbf{E}) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{E})$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{H})$$

sustituyendo los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} de cada expresión:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = \sigma \left(-\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \right) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(-\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \right)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right)$$

Reacomodando términos y calculando las derivadas temporales para cada expresión:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{H} \quad (3.18)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{E} \quad (3.19)$$

Tomando en cuenta la identidad vectorial:

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

las expresiones (3.18) y (3.19), se pueden representar de la forma:

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{H}) - \nabla^2 \mathbf{H} = (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{H}$$

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{E}$$

en un medio homogéneo y despreciando acumulación de carga $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$, de tal manera que:

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{H} = 0 \quad (3.20)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma) \mathbf{E} = 0 \quad (3.21)$$

o bien:

$$\nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0 \quad (3.22)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0 \quad (3.23)$$

donde $k^2 = (\omega^2 \mu \varepsilon - i \omega \mu \sigma)$ es la constante de propagación, que es un parámetro que caracteriza la interacción del campo electromagnético con el medio en el que se propaga (Keller, 1988).

Las expresiones (3.22) y (3.23) son las ecuaciones de onda para el campo eléctrico y magnético, o llamadas también las ecuaciones de Helmholtz para campo electromagnético (Ward y Hohmann, 1988). Mientras que en el dominio del tiempo σ , μ y ε son constantes, estas propiedades se encuentran en función de la frecuencia. Para materiales terrestres a frecuencias menores a 10^5 Hz, las corrientes de desplazamiento son mucho menores a las corrientes de conducción, por lo tanto, al ser $\omega^2 \mu \varepsilon \ll \omega \mu \sigma$, las expresiones (3.20) y (3.21) toman la forma:

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\omega\mu\sigma \mathbf{H} = 0 \quad (3.24)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\omega\mu\sigma \mathbf{E} = 0 \quad (3.25)$$

donde el número de onda k estará dado por:

$$k = (-i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}}$$

Las ecuaciones (3.24) y (3.25), representan las ecuaciones de difusión (Ward y Hohmann, 1988). De tal manera que, para el caso de una dimensión, las ecuaciones de difusión se podrán representar en el dominio del tiempo y de la frecuencia de la siguiente manera:

$$\begin{array}{l} \text{Tiempo} \\ \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \end{array} \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.27)$$

$$\begin{array}{l} \text{Frecuencia} \\ \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma \mathbf{H} = 0 \end{array} \quad (3.28)$$

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma \mathbf{E} = 0 \quad (3.29)$$

3.1.4. Solución a la ecuación de onda electromagnética

La solución a las ecuaciones diferenciales lineales de segundo orden, como las que se muestran en las expresiones (3.26) a (3.29), toma la forma:

$$\mathbf{A} = A^+ e^{icz} + A^- e^{-icz}$$

entonces, la solución para la ecuación de onda electromagnética se podrá expresar como:

$$\mathbf{H} = H^+ e^{ikz} + H^- e^{-ikz}$$

$$\mathbf{E} = E^+ e^{ikz} + E^- e^{-ikz}$$

Teniendo en cuenta la dependencia temporal $e^{-i\omega t}$ del campo electromagnético, las expresiones anteriores se pueden representar de la siguiente manera:

$$\mathbf{H} = H^+ e^{ikz} + H^- e^{-ikz} \quad (3.30)$$

$$\mathbf{E} = E^+ e^{ikz} + E^- e^{-ikz} \quad (3.31)$$

Los términos imaginarios exponenciales están limitados en amplitud entre el rango +1 y -1, mientras que los términos exponenciales reales se aproximan a 0 en caso del exponente negativo o infinito, considerando al exponencial positivo.

3.2. Transitorio electromagnético

Los sondeos transitorios electromagnéticos (TEM) son una técnica de inducción electromagnética, donde la respuesta del subsuelo ante un impulso electromagnético es registrada a lo largo de un periodo de tiempo. El principio físico del TEM se basa en la inducción de una corriente eléctrica en el subsuelo: a partir de una bobina que actúa como transmisor, se hace fluir de manera intermitente una corriente eléctrica la cual genera un campo magnético primario (Figura 3.1). Al detenerse el flujo de corriente de manera abrupta (función escalón), el campo primario se ve interrumpido de igual manera y, de acuerdo con la Ley de Faraday, las variaciones en el campo primario inducirán corrientes en el subsuelo, las cuales fluyen en trayectorias cerradas justo debajo del transmisor, que a su vez generan un campo magnético secundario (Fitterman y Stewart, 1986). Los cambios en el campo magnético secundario inducen en el receptor un voltaje que decae con respecto del tiempo, por lo que, para el periodo de tiempo en que el transmisor se mantiene apagado, una bobina receptora es utilizada para registrar dichas variaciones de voltaje. La forma del decaimiento del voltaje depende directamente de la distribución de valores de resistividad eléctrica (Descloitres *et al.*, 2000), además del tamaño y la geometría de los cuerpos conductores en el subsuelo (Nabighian y Macnae, 1991).

Las corrientes inducidas se propagan por el subsuelo, migrando a profundidad respecto del tiempo, de tal manera que se obtiene información a mayor profundidad a medida que el tiempo aumenta (Figura 3.2). La señal registrada en el receptor es denominada señal transitoria (Fitterman y Stewart, 1986). Una analogía para describir el comportamiento de las corrientes inducidas en el subsuelo es mediante los aros de humo o *smoke rings* (Nabighian, 1979).

Inicialmente, las corrientes inducidas en el terreno resultan ser una imagen idéntica de la forma del transmisor, sin embargo, con el paso del tiempo el *smoke ring* se expande, se debilita y se propaga a profundidad por el subsuelo. La manera en que se propagan estas corrientes depende de la conductividad del medio; para un medio conductivo, las corrientes se propagarán de manera más lenta si se compara con un medio resistivo (French, 2002).

La respuesta del decaimiento del voltaje en el receptor puede ser dividida en varias etapas. Inicialmente, las corrientes inducidas se encuentran concentradas cerca de la superficie del terreno, por lo que el voltaje inducido es invariante en el tiempo y proporcional a la resistividad de los materiales que se encuentran cercanos a la superficie (Fitterman y Stewart, 1986), es decir, en la etapa temprana el comportamiento del voltaje inducido será de manera constante (McNeill, 1994).

A medida que el tiempo transcurre y la posición de las corrientes de máxima intensidad se propagan a profundidad a través del subsuelo en donde, para la etapa intermedia, la respuesta del voltaje varía de manera continua. Este fenómeno continúa hasta que el voltaje llega a ser proporcional a $t^{-5/2}$ y $\rho^{-3/2}$, donde ρ corresponde a la resistividad de la última capa; lo anterior ocurre durante la etapa tardía.

3.2.1. Soluciones generales

Durante la práctica, en los sondeos transitorios, un pulso eléctrico es emitido por una bobina cuadrada y un campo eléctrico es transmitido. Se parte de la premisa de que las corrientes eléctricas fluyen sólo de manera horizontal y que el campo electromagnético de un dipolo magnético vertical-

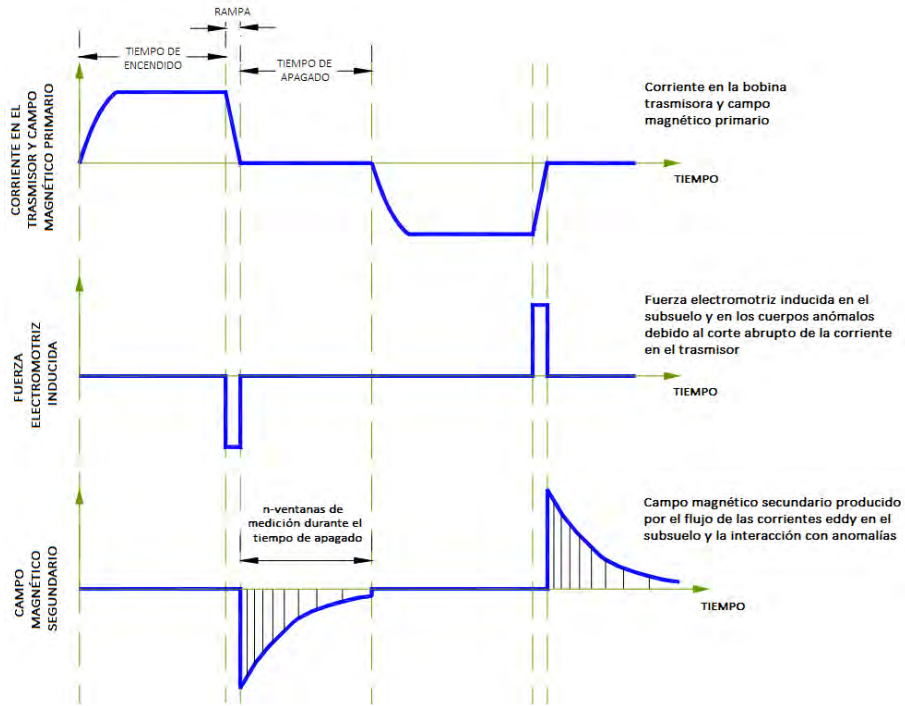


Figura 3.1. Fases del fenómeno transitorio (French, 2002).

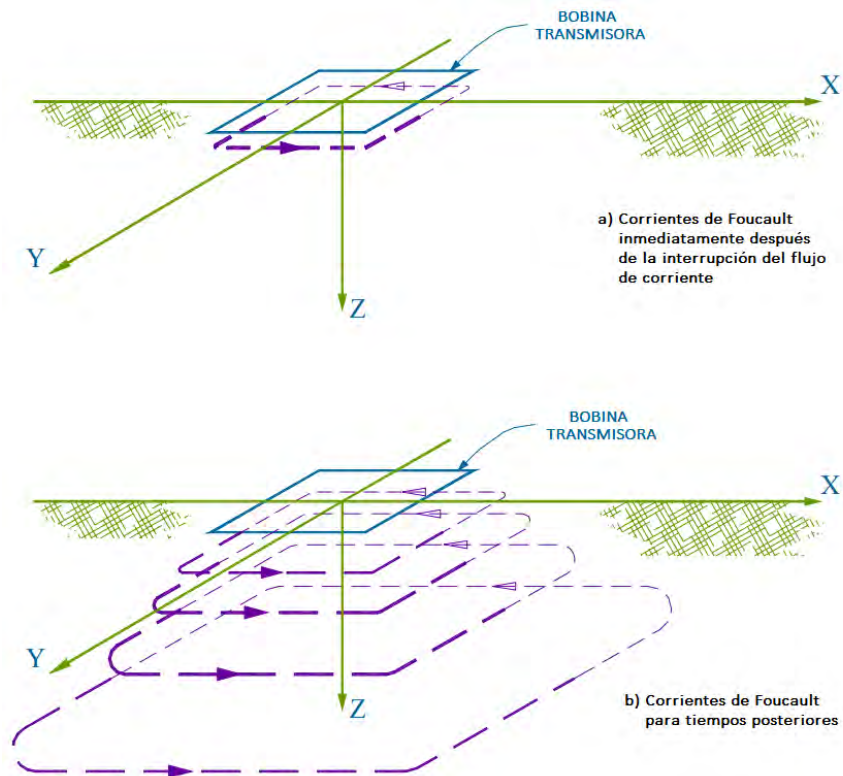


Figura 3.2. Efecto de inducción (French, 2002).

sobre un medio estratificado es del modo TE, es decir, que no existe componente del campo eléctrico en la dirección de propagación. Por lo anterior, el potencial F_{TE} generado es el de interés. Debido a ciertas dificultades del desarrollo teórico con una bobina cuadrada, en su lugar se opta por estimar la respuesta transitoria con el concepto de una bobina circular con la misma área.

3.2.1.1. Dipolo magnético vertical

Un dipolo magnético vertical es una buena aproximación para una bobina circular o cuadrada. La expresión (3.32) representaría el potencial entre un dipolo y la tierra (Ward y Hohmann, 1988):

$$F_{TE}(\bar{d}, z) = \frac{\hat{z}_0 m}{4\pi} \int_0^{\infty} [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda}{u_0} J_0(\lambda \bar{d}) d\lambda \quad (3.32)$$

donde:

- m es el momento de la bobina, definido como el producto del área por el número de vueltas en la bobina,
- $\lambda = (k_x^2 + k_y^2)$,
- $\bar{d} = (x^2 + y^2)^{1/2}$,
- $u_n = (\lambda^2 - k_n^2)^{1/2}$,
- J_n función de Bessel de orden n .

Si se asume que la permeabilidad magnética es la del vacío, el coeficiente de reflexión puede ser expresado como:

$$r_{TE} = \frac{\lambda - \hat{u}_1}{\lambda + \hat{u}_1}$$

3.2.1.2. Bobina circular horizontal

Para el caso de una bobina horizontal, el momento dipolar se define como:

$$dm = I \bar{d}' d\phi d\bar{d}$$

donde I es la corriente inyectada en la bobina transmisora y $\bar{d}' d\phi d\bar{d}$ es la contribución del área del transmisor. Al sustituir el momento dipolar en la expresión (3.32) e integrando sobre el contorno de la bobina, el potencial se puede expresar como (Ward y Hohmann, 1988):

$$F_{TE}(\bar{d}, z) = \frac{\hat{z}_0 I a}{2} \int_0^{\infty} \tilde{F}(\lambda, z) J_1(\lambda a) J_0(\lambda \bar{d}) d\lambda \quad (3.33)$$

donde a es el radio de la bobina.

A partir de esta ecuación (3.33), Ward y Hohmann (1988) deducen la expresión que describe el comportamiento de la componente vertical del campo magnético:

$$H_z = \frac{Ia}{2} \int_0^{\infty} [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda}{u_0} J_1(\lambda a) J_0(\lambda \bar{d}) d\lambda \quad (3.34)$$

3.2.1.3. Respuesta en el centro de una bobina horizontal

Si el registro del sondeo TEM se realiza colocando la bobina receptora en el centro de la bobina horizontal transmisora, la respuesta puede ser obtenida estableciendo $\bar{d} = 0$. Además, si el sondeo se realiza sobre un semiespacio homogéneo, la expresión (3.34) puede representarse como:

$$H_z = Ia \int_0^{\infty} \frac{\lambda^2}{\lambda + u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (3.35)$$

Por lo tanto, la componente vertical del campo magnético se expresa como:

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} [3 - (3 + 3ika - k^2 a^2) e^{-ika}] \quad (3.36)$$

3.2.2. Respuesta transitoria y resistividad aparente

La resistividad aparente es tradicionalmente definida como la resistividad de un semiespacio homogéneo que produciría la misma respuesta que la se obtuviera al medir sobre un medio real, utilizando los mismos parámetros de adquisición (posición de transmisor y receptor, corriente transmitida, etc.). Para el caso de los métodos de corriente directa, la conversión de las propiedades físicas medidas a resistividad aparente se realiza mediante la relación de la respuesta de la corriente inyectada al terreno y el factor geométrico del arreglo electródico utilizado, de tal manera que la información puede quedar representada en términos de la resistividad de los materiales. Sin embargo, para el caso de los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo, se han derivado un par de respuestas asintóticas del medio, una para la etapa temprana y otra para la etapa tardía (Spies y Eggers, 1986).

En el receptor se registra la variación del campo magnético vertical en función del tiempo, ya que la fuerza electromotriz inducida es proporcional a la derivada temporal del flujo magnético que atraviesa la bobina receptora (Christiansen *et al.*, 2008). La respuesta del campo magnético de un semiespacio homogéneo de conductividad σ , puede ser obtenida a partir de la transformada inversa de Fourier de la expresión (3.36):

$$h_z = \frac{1}{\theta^2 a^3} \left[\left(\frac{\theta^2 a^2}{2} - \frac{3}{4} \right) \text{erf}(\theta a) + \frac{3\theta a}{2\sqrt{\pi}} e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (3.37)$$

donde:

- $\theta = (\mu_0 \sigma / 4t)^{1/2}$
- erf es una función de error definida como $\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$.

La respuesta al impulso puede ser obtenida a partir de la diferenciación de la componente vertical del campo magnético respecto al tiempo, de manera que:

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (3.38)$$

La Figura 3.3 muestra el comportamiento del decaimiento del campo magnético y su derivada respecto al tiempo para el caso de un sondeo con el receptor situado al centro del transmisor. Para tiempos largos, durante la etapa tardía, los valores de θ se vuelven pequeños y la intensidad del campo decae a razón de $t^{-3/2}$, mientras que su derivada temporal decae a una tasa de $t^{-5/2}$.

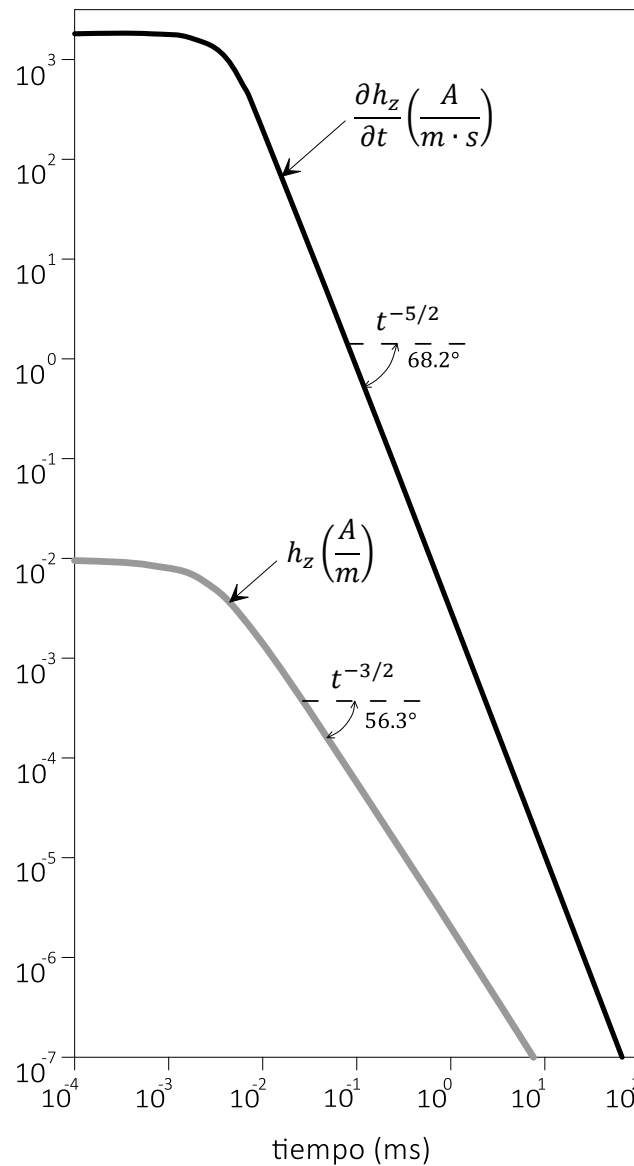


Figura 3.3. Comportamiento del campo magnético vertical y de su derivada al centro de una bobina circular de radio $a = 50$ m sobre un semiespacio homogéneo de 100Ω , después del corte abrupto de una corriente de 1 A en $t = 0$ (Ward y Hohmann, 1988).

La respuesta asintótica del campo magnético durante la etapa tardía se puede aproximar como:

$$h_z^l \approx \frac{I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{30\sqrt{\pi}t^{3/2}}$$

y su derivada temporal:

$$\frac{\partial h_z^l}{\partial t} \approx -\frac{I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{20\sqrt{\pi}t^{5/2}}$$

Por otra parte, la respuesta del voltaje ha sido derivado por Wait (1951) quedando expresada como:

$$V = \frac{mI}{\sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (3.39)$$

A partir de la expresión anterior, se puede definir el comportamiento asintótico del voltaje para el caso de la etapa tardía (Spies y Eggers, 1986):

$$V^l = \frac{I\sigma^{3/2}\mu^{5/2}ma^2}{20\sqrt{\pi}t^{5/2}}$$

Los procedimientos para calcular los valores de resistividad aparente pueden ser del tipo iterativo o por una serie de expansión (Spies y Eggers, 1986). La solución del comportamiento asintótico para la resistividad aparente en la etapa tardía está dada por:

$$\rho_a^l = \frac{I^{2/3}a^{4/3}\mu^{5/3}m^{2/3}}{20^{2/3}\pi^{1/3}t^{5/2}V^{2/3}} \quad (3.40)$$

3.2.3. *Skin depth* y profundidad de investigación máxima

Las componentes del campo electromagnético para el caso de un medio homogéneo, bajo la aproximación del modelo cuasi-estacionario satisface la ecuación:

$$\nabla^2 \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} - \sigma\mu \frac{\partial}{\partial t} \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} = 0$$

Para el caso más simple, en el que los campos son espacialmente unidimensionales, la expresión anterior toma la forma:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} - \sigma\mu \frac{\partial}{\partial t} \begin{Bmatrix} E \\ H \end{Bmatrix} = 0$$

Para el caso en que la excitación del terreno tome la forma de un escalón de magnitud H_0 para un tiempo $t = 0$, los campos transitorios se pueden expresar como:

$$e_x(z, t) = \frac{2H_0}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} e^{-\left(\frac{\sigma\mu z^2}{2t}\right)} \quad (3.41)$$

$$h_y(z, t) = H_0 \operatorname{erfc} \left(\sqrt{\frac{\sigma\mu}{2t}} \frac{z}{\sqrt{2}} \right) \quad (3.42)$$

Para un z establecido y derivando la expresión para el campo eléctrico en función del tiempo, se obtiene que el campo eléctrico transitorio alcanza su máximo cuando:

$$t = \frac{\sigma\mu z^2}{2}$$

o su equivalente:

$$z = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}} = d \quad (3.43)$$

donde d es la longitud de difusión y representa la profundidad a la que el campo eléctrico alcanza su valor máximo para un tiempo dado (Nabighian y Macnae, 1991). Este valor representa el *skin depth* para el caso de los sondeos en el dominio del tiempo, profundidad en la cual (Sternberg *et al.*, 1988):

$$\frac{h_y}{H_0} = \frac{1}{e}$$

Por otra parte, en la literatura es posible encontrar distintos criterios para la estimación de la profundidad máxima de investigación de los sondeos transitorios (McNeill, 1980, 1994; Fitterman, 1989; Spies, 1989; Flores *et al.*, 2013). Anteriormente, una de las expresiones más utilizadas para la estimación de la profundidad de investigación era la propuesta por Spies (1989):

$$D_{max} \approx 0.55 \left(\frac{IA\rho_1}{\beta} \right)^{0.2} \quad (3.44)$$

obtenida a partir del análisis del comportamiento lineal y asintótico del decaimiento de la componente vertical del campo magnético para un sondeo con el receptor al centro de la bobina transmisora, donde A es el área de la bobina, ρ_1 la resistividad de la primera capa, y

$$\beta = \frac{V_N}{A_R}$$

que se puede interpretar como el nivel de ruido en el voltaje V_N sobre un área efectiva de la bobina receptora (Flores *et al.*, 2013). Esta expresión deja claro que, además del momento de la bobina, la profundidad de investigación depende de la resistividad del subsuelo y de un parámetro ambiental que es el nivel de ruido del voltaje. Este último factor es variable tanto en tiempo como para el lugar donde se realice el sondeo TEM. Se tiene conocimiento que la principal fuente de ruido electromagnético son los *sferics*, los cuales son fenómenos transitorios debido a la descarga durante tormentas eléctricas.

Si se considera un valor nominal

$$V_N = 5 \times 10^{-10} \left[\frac{V}{m^2} \right]$$

la profundidad máxima de investigación para los sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo estaría dada por (Flores *et al.*, 2013):

$$D_{max} \approx 40(IA\rho_1)^{0.2} \quad (3.45)$$

3.2.4. Arreglos geométricos

Aunque la teoría desarrollada para los sondeos TEM está basada en una espira circular, la realidad es que en la práctica la forma de adquisición es mediante una bobina rectangular o cuadrada, mientras que la configuración del arreglo dependerá de las condiciones del terreno y del equipo de medición utilizado. Entre los arreglos más comunes se encuentran (Figura 3.4):

- *Bobina simple*, es la configuración más simple, en la que se utiliza sólo una bobina que actúa como transmisor y receptor. Una vez que la corriente es interrumpida, las terminales del receptor se activan para comenzar con el registro de la respuesta transitoria y el registro durante el rango de tiempo establecido.

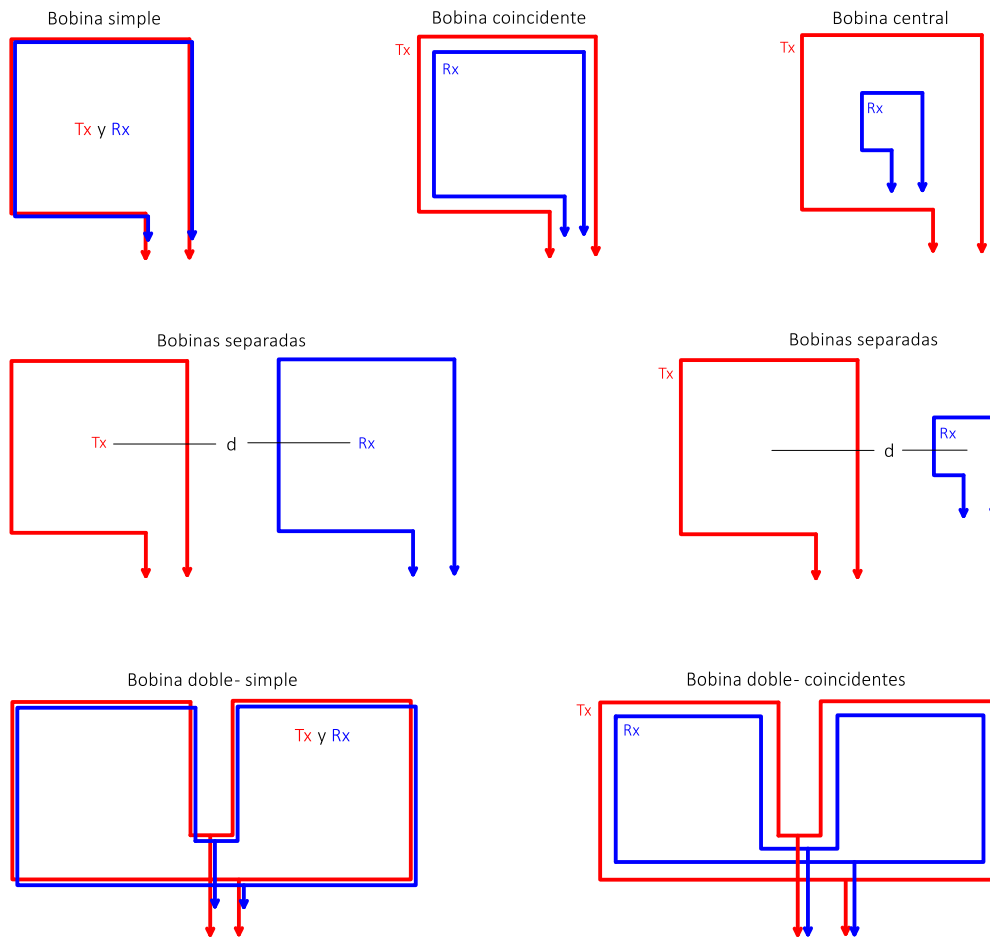


Figura 3.4. Configuraciones para los sondeos TEM (Nabighian y Macnae, 1991).

- *Bocina coincidente*, el principio es similar al de la bobina simple, excepto que se asigna una bobina para el transmisor y otra para el receptor, pero sobrepuestos.
- *Bobina central*, siendo una variante de la bobina coincidente, con la diferencia que el receptor suele ser un magnetómetro de inducción que se posiciona en el centro del transmisor.
- *Bobinas separadas*, donde el transmisor y el receptor se encuentran separados a una distancia fija, el punto de atribución del sondeo se localiza en la distancia media entre ambas bobinas.
- *Bobina doble*, utiliza dos bobinas colocadas de manera adyacente y conectadas en paralelo, con lo que se logra un mejor acoplamiento de los conductores verticales, además, dado que el ruido suele ser inducido por fuentes remotas, se logra reducir significativamente dicha interferencia (Nabighian y Macnae, 1991).

3.2.5. Fuentes de error y ruido en los sondeos TEM

Es fundamental conocer cuáles factores pueden contaminar un sondeo TEM y el efecto que produciría en las series temporales. Es necesario tenerlos en cuenta, ya sea al momento de la adquisición o durante el preprocesamiento, pues de no ser así, estos efectos pudieran acarrear ciertos errores al momento de la inversión de las curvas de resistividad aparente.

- *Efectos geométricos*, en las que se incluyen todas las discrepancias entre las relaciones geométricas que guarda el transmisor y el receptor. Los efectos topográficos también son considerados dentro de los errores geométricos
- *Efectos antropogénicos*, entre los cuales se encuentran las tuberías, bardas o rejas metálicas, líneas telefónicas o de alta o media tensión, cuyos efectos pueden resultar en fuertes anomalías de resistividad.
- *Ruido electromagnético*, en el que la señal geomagnética por debajo de 1 Hz proviene de la ionosfera, mientras que el espectro de ruido por arriba de 1 Hz se debe a los *sferics*, los cuales son señales electromagnéticas asociadas a tormentas eléctricas lejanas.
- *Efectos instrumentales*, los cuales se consideran como los más importantes al momento de la adquisición. Estos errores en el instrumento son la deriva del reloj y la falta de calibración del propio instrumento. Algunos equipos permiten modificar la forma de la onda transmitida, por lo que es crucial tener conocimiento de esta información al momento de la adquisición en campo (Spies y Frischknecht, 1991).
- *Efectos geológicos*, como la anisotropía, valores de resistividad dependientes de la frecuencia, capas inclinadas o heterogeneidades cercanas a la superficie (Nabighian y Macnae, 1991).

3.3. El método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) es otra de las técnicas de exploración para determinar la distribución de los valores de conductividad eléctrica en el subsuelo a partir de la medición de la intensidad de los campos eléctrico y magnético naturales desde la superficie (Vozoff, 1972; Arango *et al.*, 2009; Giroux *et al.*, 1997) Las variaciones temporales de dichos campos terrestres en un sitio determinado, son registrados simultáneamente a lo largo de un rango de frecuencias.

Las contribuciones a la señal registrada por el método MT que se encuentran por encima de 1 Hz están relacionadas con tormentas eléctricas, mientras que los valores por debajo de 1 Hz serán debido a corrientes inducidas desde la magnetósfera al interactuar con el viento solar (Vozoff, 1972).

Los campos electromagnéticos en la superficie de la tierra se comportan casi como ondas planas, con la mayor parte de la energía reflejada, aunque una pequeña cantidad logra penetrar y propagarse a profundidad de manera vertical a través del subsuelo. La amplitud, la fase y las relaciones entre el campo magnético (H) y campo eléctrico (E) en la superficie, dependen de la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo.

La medición del campo eléctrico es en realidad la medición de la diferencia de potencial V entre un par de electrodos separados una distancia l . Para el caso del MT, se asume que E es constante a lo largo del cable del dipolo, por lo que el campo eléctrico puede ser expresado como (Vozoff, 1972):

$$E = V/l \quad (3.46)$$

Con el propósito de considerar el fenómeno de inducción electromagnética en la tierra, un número de ciertas consideraciones se deben de cumplir:

- Se debe de cumplir en todo momento con las ecuaciones de Maxwell.
- El método asume que la tierra actúa como un medio conductor, el cual no genera energía electromagnética, sino que sólo la disipa o la absorbe.
- Se asume que los campos electromagnéticos son uniformes y la incidencia de la energía electromagnética es en forma de onda plana, suponiendo que la fuente de estos campos electromagnéticos se encuentra lo suficientemente lejos.
- No existe acumulación de cargas libres.
- Las cargas son conservadas, por lo que la tierra actúa como un conductor óhmico.
- Se desprecian las variaciones en los valores de permitividad eléctrica y permeabilidad magnética de las rocas, se asume que son despreciables si se comparan con las variaciones de los valores de conductividad eléctrica.
- El método magnetotelúrico se ajusta a un modelo cuasi-estacionario, en donde las variaciones temporales de las corrientes de desplazamiento son despreciables si se comparan con las variaciones de las corrientes de conducción, las cuales promueven el

tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra como un proceso de difusión (Simpson y Bahr, 2005).

La suposición de la onda plana en el método MT es fundamental, ya que implica la invariancia temporal de la fuente que produce las corrientes electromagnéticas (Simpson y Bahr, 2005). Como consecuencia de lo anterior, el tensor de impedancia calculado a partir de las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético debería ser similar para todo momento, en un sitio dado. Una onda plana será aquella que se propaga de manera normal a un plano, en que la intensidad del campo permanecerá constante. Para las ondas electromagnéticas planas, el campo eléctrico y magnético, con una amplitud original de E_0 y H_0 , frecuencia angular ω , número de onda k y longitud de onda $\lambda = 2\pi/|k|$, toman la forma:

$$E = E_0 e^{i\omega t - kz}$$

$$H = H_0 e^{i\omega t - kz}$$

3.3.1. *Skin depth* y resistividad aparente

La profundidad de penetración de los campos electromagnéticos en la tierra está inversamente relacionada con la conductividad eléctrica σ de los materiales que conforman el subsuelo. Para el caso de un medio homogéneo de resistividad eléctrica ρ , los campos E y H decaen de manera exponencial con la profundidad, por lo tanto, a mayor conductividad en el subsuelo, menor es la profundidad a la que penetran los campos electromagnéticos (Vozoff, 1972). La profundidad en que las amplitudes de los campos electromagnéticos decaen a razón de $1/e$, respecto a la amplitud de los campos en la superficie es denominada *skin depth* δ , la cual puede ser aproximada y representada en términos de la resistividad eléctrica:

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ [km]} \quad (3.47)$$

Las expresiones matemáticas que describen la variabilidad de las componentes perpendiculares de los campos E y H , que se propagan en un medio uniforme, isotrópico y conductor, se definen como:

$$E_x = E_x^0 e^{-i\omega t - (i-1)z/\delta}$$

$$H_y = H_y^0 e^{-i\omega t - (i-1)z/\delta}$$

donde:

$$E_x^0 = \frac{(1-i)\omega\mu\delta}{2} H_y^0$$

El subíndice 0 indica el valor del campo correspondiente en la superficie. Tomando el cociente entre los campos eléctrico y magnético, se tiene que:

$$\frac{E_x^0}{H_y^0} = \frac{(1-i)\omega\mu\delta}{2} = (1-i) \sqrt{\frac{\omega\mu}{2\sigma}} \text{ [\Omega]} \quad (3.48)$$

Dado que los campos E y H son registrados a frecuencias conocidas y que los valores de μ se asemejan a μ_0 en la mayoría de las rocas, la expresión (3.48) muestra la relación que existe entre los campos medidos y los valores de conductividad del subsuelo, por lo tanto, en términos de la conductividad eléctrica, (3.48) se puede expresar como:

$$\sigma^{1/2} = (1 - i) \sqrt{\frac{\omega\mu}{2}} \frac{H_y}{E_x}$$

y expresada en unidades del Sistema Internacional (SI):

$$\rho_{xy} = \frac{i}{\omega\mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 [\Omega m] \quad (3.49)$$

Los principales precursores del método fueron Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), quienes en sus trabajos analizaron la relación entre las componentes horizontales del campo eléctrico y campo magnético e introdujeron el concepto de impedancia electromagnética:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (3.50)$$

como una variable que caracteriza la conductividad eléctrica en el interior de la tierra. El método magnetotelúrico es una técnica de exploración pasiva, que se basa en la medición de las fluctuaciones de los campos naturales, eléctrico y magnético, para cada valor de frecuencias y en direcciones ortogonales sobre la superficie de la tierra (Simpson y Bahr, 2005).

Cuando ρ es calculada a partir de los valores de E y H , se denomina resistividad aparente. ρ y ρ_a se encuentran relacionadas, sin embargo, son conceptos diferentes. Por una parte, ρ es una propiedad intrínseca de los materiales, mientras que ρ_a es la resistividad que un medio uniforme debe tener para dar la respuesta del valor de impedancia medido desde superficie, además, la resistividad aparente depende en cómo fue medida (Vozoff, 1972).

3.3.2. Tensor de impedancia electromagnética: resistividad eléctrica y fase

Las componentes del campo E_i con H_j , a determinada frecuencia, están relacionadas a partir del tensor de impedancia electromagnética Z_j :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.51)$$

Entonces, la resistividad puede quedar expresada en términos de la impedancia electromagnética. Dado que la impedancia es un tensor, se tendrían cuatro valores de resistividad eléctrica para cada valor de frecuencia:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{i}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.52)$$

La impedancia es una variable compleja, dado que está compuesta por parte real e imaginaria, por lo que para cada componente del tensor de impedancia Z_{ij} , no sólo se tiene el valor de su magnitud, sino que también es posible caracterizar su fase (Simpson y Bahr, 2005):

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (3.53)$$

La fase de los elementos del tensor de impedancia, describen el corrimiento en fase que existe entre las componentes del campo eléctrico y magnético. Para el caso de un medio homogéneo, la fase debe ser la misma para cada frecuencia, por lo que E precede a H por 45° , debido a la difusión en la propagación de la onda plana electromagnética (Naidu, 2012).

Para el caso de un medio estratificado 1D, la fase se incrementa sobre 45° , cuando la onda electromagnética penetra en un medio de una conductividad eléctrica mayor. Por analogía, la fase decae por debajo de 45° cuando la onda electromagnética penetra en un medio más resistivo. Esto significa que, debido al proceso de difusión de la onda electromagnética, el corrimiento en fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico y magnético se atenúan cuando la onda penetra en un medio de menor conductividad (Naidu, 2012).

3.3.3. Estimación de las componentes del tensor de impedancia

De manera general, las funciones de transferencia son operadores que, al ser aplicados a una cantidad medida, resultan en otra cantidad medida. Para el caso del método magnetotelúrico, son valores complejos en función de la frecuencia ω y que dependen del sitio en que se realice la medición (Unsworth, 2007). Para el caso de un solo sitio es posible determinar dos funciones de transferencia: la impedancia y el *tipper* (Simpson y Bahr, 2005). Las componentes del tensor de impedancia Z_{ij} , se pueden obtener mediante la expresión (3.51), la cual se puede reescribir mediante una expansión lineal:

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \quad (3.54)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \quad (3.55)$$

y en la que se involucran dos ecuaciones y cuatro incógnitas. Estas ecuaciones necesitan al menos dos mediciones independientes en el dominio de la frecuencia. Sin embargo, para resolver estas ecuaciones de manera precisa, se requiere que las componentes Z_{ij} sean calculadas sobre diferentes rangos de frecuencia, debido a la posible presencia de ruido en los datos de campo (Martí, 2005).

Una manera de estimar las componentes del tensor de impedancia es multiplicando las ecuaciones (3.54) y (3.55) por el conjugado de las componentes del campo magnético $H_x(\omega)^*$ y $H_y(\omega)^*$. Realizando el procedimiento anterior, es posible resolver el sistema a partir de 4 ecuaciones (Vozoff, 1972):

$$\begin{aligned}
Z_{xx} &= \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \\
Z_{xy} &= \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle} \\
Z_{yx} &= \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle E_y H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \\
Z_{yy} &= \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}
\end{aligned} \tag{3.56}$$

donde $\langle A_x B_y \rangle$ representa el promedio del espectro cruzado entre las componentes A_x y B_y en una banda o segmento de frecuencias. Es preferible utilizar el conjugado del campo magnético sobre cualquier otra combinación de componentes, pues se ha demostrado el alto grado de independencia que cualquier otro par (Vozoff, 1972). Los métodos estadísticos de estimación de las componentes Z_{ij} son un ejemplo de las técnicas que han sido utilizadas para minimizar o eliminar el ruido en los datos.

3.3.4. Tipper

Se conoce como función de transferencia geomagnética, también llamada *tipper*, a la relación que guardan las componentes horizontales del campo magnético con su componente vertical, la cual puede ser definida como:

$$HZ = [T_{xz} \quad T_{yz}] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \tag{3.57}$$

La función de transferencia T puede ser representada mediante los vectores de inducción, los cuales son vectores horizontales en las direcciones norte y este, T_{xz} y T_{yz} , respectivamente (Unsworth, 2007). Cada componente del vector de inducción es un valor complejo con parte real (componente en fase) y parte imaginaria (componente en cuadratura). Para el caso de la convención de Parkinson (1962), la parte real del vector de inducción apunta hacia el material conductor, mientras que para el caso de la convención de Wiese (1962), el vector apunta en dirección contraria (Figura 3.5a).

Para el caso simple de un medio 2D, las corrientes eléctricas fluirían a lo largo de una anomalía conductiva, generando un campo magnético vertical que se encontraría orientado hacia arriba de un lado de la anomalía y hacia abajo del lado opuesto (Figura 3.5b). La función de transferencia geomagnética es utilizada para constreñir el procedimiento de la inversión de datos magnetotelúricos, pues brinda información complementaria a la del tensor de impedancia (Marcuello *et al.*, 2005).

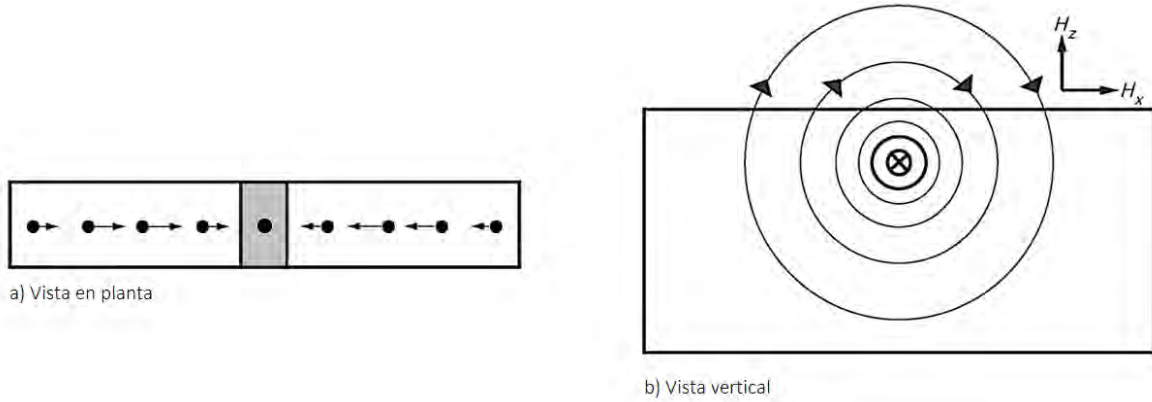


Figura 3.5. a) Convención de Parkinson para la parte real del vector de inducción apuntando al conductor.
 b) Geometría de los campos magnéticos verticales asociados a corrientes eléctricas inducidas que fluyen a lo largo de un conductor (Unsworth, 2007).

3.3.5. Dimensionalidad geoelectrica y *strike*

El tensor de impedancia electromagnética Z_{ij} , contiene información acerca de la dimensionalidad y la direccionalidad geoelectrica. Para el caso de un medio 1D (Figura 3.6a), en que la conductividad sólo varía respecto a la profundidad y ante la ausencia de cualquier fenómeno de distorsión galvánica, las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancia (que acoplan las componentes paralelas del campo electromagnético) son cero, mientras que los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancia (que acoplan a las componentes ortogonales del campo electromagnético) son iguales entre ellos, pero con signo contrario. Es decir, para un medio 1D (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} &= -Z_{yx} \neq 0 \end{aligned}$$

Para el caso de un medio 2D (Figura 3.6b), en el que la conductividad varía tanto en dirección vertical, como en alguna de las direcciones horizontales y ante la ausencia del fenómeno de distorsión galvánica, las componentes de la diagonal principal son iguales entre sí, pero con signo contrario, mientras que las componentes de la anti-diagonal difieren entre sí:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= -Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned}$$

El *strike* es aquella dirección en la cual la conductividad de un medio 2D no varía. El ángulo que se forma entre la dirección del *strike* y el eje-x (usualmente el Norte magnético) es llamado ángulo de *strike*. Para el caso en el que la dirección del *strike* electromagnético se encuentre alineado a alguna de las direcciones horizontales de medición, el tensor de impedancias de un medio 2D se asemeja al de un medio 1D, en donde

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$$

pero, cuando la dirección de medición no se encuentra alineada con la dirección del *strike*, el tensor de impedancia puede ser rotado un ángulo θ , a la dirección del *strike* (Naidu, 2012):

$$Z_{2D} = RZ_{obs}R^T$$

donde:

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix}$$

Es posible estimar el ángulo del *strike* a partir del tensor de impedancias. Existen diversas técnicas que se han desarrollado para el análisis y la determinación de la dirección de la estructura geoelectrica principal, las cuales pueden estar basadas en la maximización de las componentes del tensor de impedancias (Swift, 1967; Bahr, 1988, 1991), mediante el análisis de los invariantes rotacionales del tensor de impedancia (Weaver *et al.*, 2000) o mediante el análisis de las fases de la respuesta magnetotelúrica (Caldwell *et al.*, 2004).

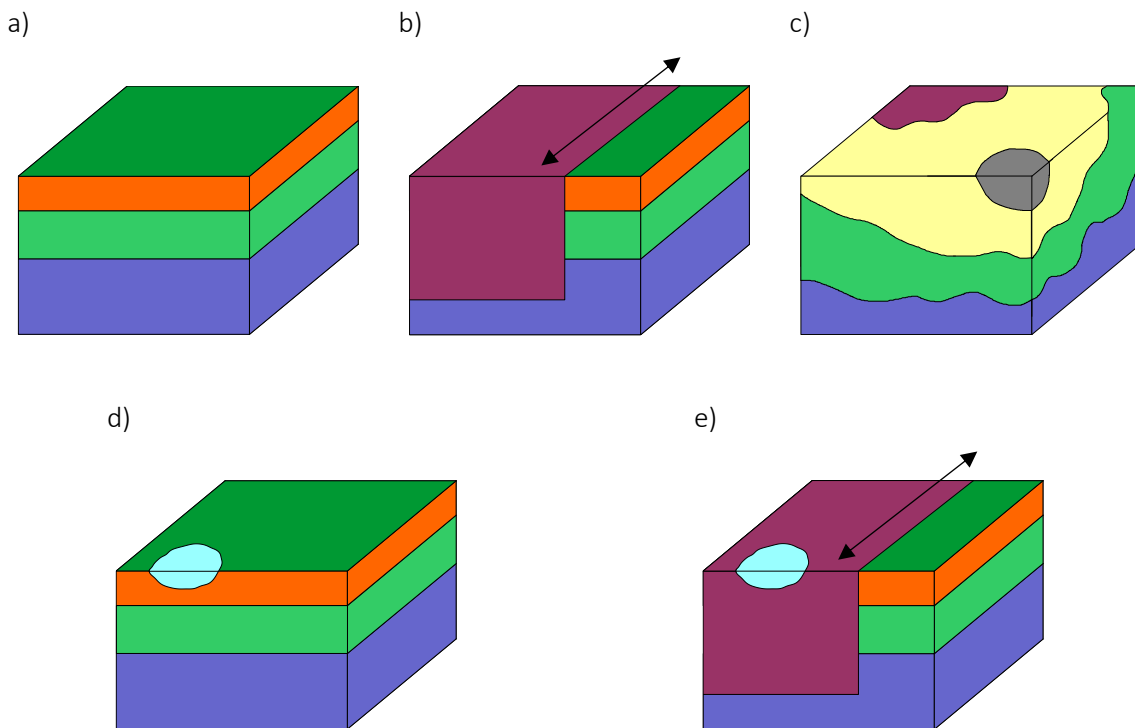


Figura 3.6. Conceptualización de la dimensionalidad geoelectrica:
a) 1D, b) 2D, e) 3D,
c) 3D/1D distorsión galvánica sobre una estructura 1D,
d) 3D/2D distorsión galvánica sobre una estructura 1D (Martí, 2005).

En el caso en que los valores de la conductividad eléctrica varían en todas las direcciones, se trataría de un medio 3D (Figura 3.6c) en el que las componentes de la diagonal principal y de la anti-diagonal, serán diferentes entre ellas (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{aligned} Z_{xx} &\neq -Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned}$$

Matemáticamente, el efecto de la distorsión galvánica de los campos en las funciones de transferencia puede ser representado como una matriz adimensional C , de valores reales e independientes de la frecuencia (Berdichevsky y Dmitriev, 1976):

$$C = \begin{pmatrix} C_1 & C_2 \\ C_3 & C_4 \end{pmatrix} \quad (3.58)$$

cuyos valores dependen de la geometría, la posición y del contraste de resistividad entre la anomalía que genera dicha distorsión y el medio que la rodea (Jiracek, 1990).

Para el caso de un medio 1D (Figura 3.6d), la distorsión galvánica genera un desplazamiento constante de los valores de la curva de resistividad a lo largo de todo el rango de frecuencias (*static shift*). Este fenómeno puede también presentarse en un medio 2D (Figura 3.6e) o 3D, donde técnicas analíticas u otros métodos de exploración geofísica han sido desarrollados e implementadas para la estimación y corrección de la distorsión galvánica de datos magnetotelúricos.

3.3.6. Modos de polarización

Para el caso de un medio geoelectrico bidimensional, la conductividad varía en profundidad (z) y a lo largo de alguno de los ejes horizontales (x o y). Los campos electromagnéticos pueden ser separados en dos modos independientes (Figura 3.7):

- El modo TE o modo transversal eléctrico, cuando el campo eléctrico es paralelo a la dirección del *strike*, con el campo magnético inducido perpendicular al *strike* y al plano vertical.
- El modo TM o modo transversal magnético, cuando se incorpora el campo magnético paralelo al *strike*, con el campo eléctrico inducido perpendicular al *strike* y al plano vertical.

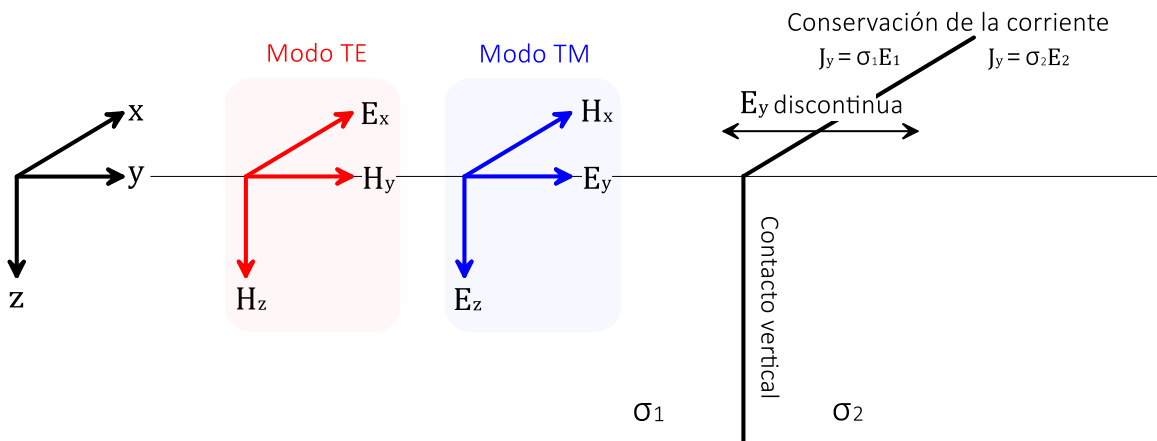


Figura 3.7. Modelo 2D compuesto por dos espacios de conductividad σ_1 y σ_2 . Por la conservación de la corriente a lo largo de la discontinuidad vertical, la componente y del campo E_y es discontinua a través del contacto. El campo EM puede desacoplarse en 2 modos: TE y TM (Simpson y Bahr, 2005)

Los modos TM y TE, son también conocidos como modo de polarización H y modo de polarización E, donde el campo magnético y el campo eléctrico son polarizados a lo largo de la dirección vertical del *strike*, respectivamente (Berdichevsky y Dmitriev, 2008). La dirección a lo largo del *strike* en un modelo geoelectrónico bidimensional es comúnmente llamada dirección longitudinal (y representado con la notación "||"), mientras que la dirección perpendicular al *strike* es denominada dirección transversal (con la notación "⊥"). Por lo tanto, el tensor de impedancia magnetotelúrico para el caso bidimensional puede ser expresado de la siguiente manera:

$$[Z] = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z^{\parallel} \\ -Z^{\perp} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \text{Re}\{Z^{\parallel}\} \\ -\text{Re}\{Z^{\perp}\} & 0 \end{bmatrix} + i \begin{bmatrix} 0 & \text{Im}\{Z^{\parallel}\} \\ -\text{Im}\{Z^{\perp}\} & 0 \end{bmatrix}$$

donde $Z^{\parallel} = Z_{xy}$ es la impedancia longitudinal o impedancia TE, mientras que $Z^{\perp} = -Z_{yx}$ corresponde a la impedancia transversal o impedancia TM, considerando que la dirección del eje x correspondería con la dirección del *strike* (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

3.3.7. Distorsión magnetotelúrica

Uno de los problemas que se presentan durante el análisis de la información de campo es la posible presencia de distorsión en los datos magnetotelúricos (MT). Berdichevsky y Dmitriev (1976) han propuesto una clasificación de los fenómenos de distorsión, separándolos en efectos galvánicos e inductivos. Por una parte, el efecto galvánico es causado por el campo eléctrico primario, que genera acumulación de cargas en zonas donde existen variaciones considerables en la conductividad eléctrica. De este exceso de cargas resulta un campo eléctrico secundario, que se suma al primario. El caso del efecto inductivo se explica mediante la ley de Faraday, en el que la derivada temporal del campo magnético primario induce corrientes, las cuales fluyen en trayectorias cerradas, produciendo un campo magnético secundario, que se adiciona al primario (Jiracek, 1990).

Una forma de explicar el efecto galvánico provocado por ciertas heterogeneidades en los sondeos electromagnéticos es mediante la Figura 3.8, la cual muestra la relación entre el campo eléctrico primario E_p , las cargas, el campo eléctrico secundario asociado E_s y la contribución de ambos campos en el flujo de corriente. Esta figura muestra un cuerpo anómalo de forma elíptica en un semiespacio de resistividad ρ_0 , en el que el campo E_p se encuentra orientado en dirección al eje mayor de la anomalía. Para el caso de la Figura 3.8a, la polaridad de las cargas resulta en un campo E_s oponiéndose al campo primario, mientras que en el caso de la anomalía resistiva (Figura 3.8b) el campo secundario se suma al primario. Mediante estos esquemas es que se puede estimar la forma de la distorsión total en los campos eléctricos. Para el caso de una anomalía conductiva, se presenta el efecto de canalización de la corriente y para el de un cuerpo resistivo el de la desviación de corriente, también conocidos como *current channeling* y *current deflection*, respectivamente (Jiracek, 1990).

La presencia de cuerpos superficiales de resistividad contrastante, podrían presentar una respuesta galvánica independiente de la frecuencia dentro del rango de medición de los sondeos MT (Berdichevsky y Dmitriev, 1976). Al comparar las curvas de resistividad aparente de sitios cercanos se

ha observado que, de manera general, los sondeos mantienen la misma forma, aunque en ocasiones las curvas se encuentran desplazadas paralelamente unas de otras a lo largo del eje vertical, mientras que las fases no se ven afectadas (Pellerin y Hohmann, 1990). De no analizar estos desplazamientos o corrimientos en las curvas de resistividad aparente podrían resultar en un error considerable en los modelos finales. Los valores de resistividad invertidos estarían desplazados por un factor igual a la cantidad del corrimiento vertical de las curvas de resistividad aparente, mientras que las profundidades obtenidas estarían escaladas por un factor que es proporcional a la raíz cuadrada de el corrimiento de los valores de resistividad (Sternberg *et al.*, 1988).

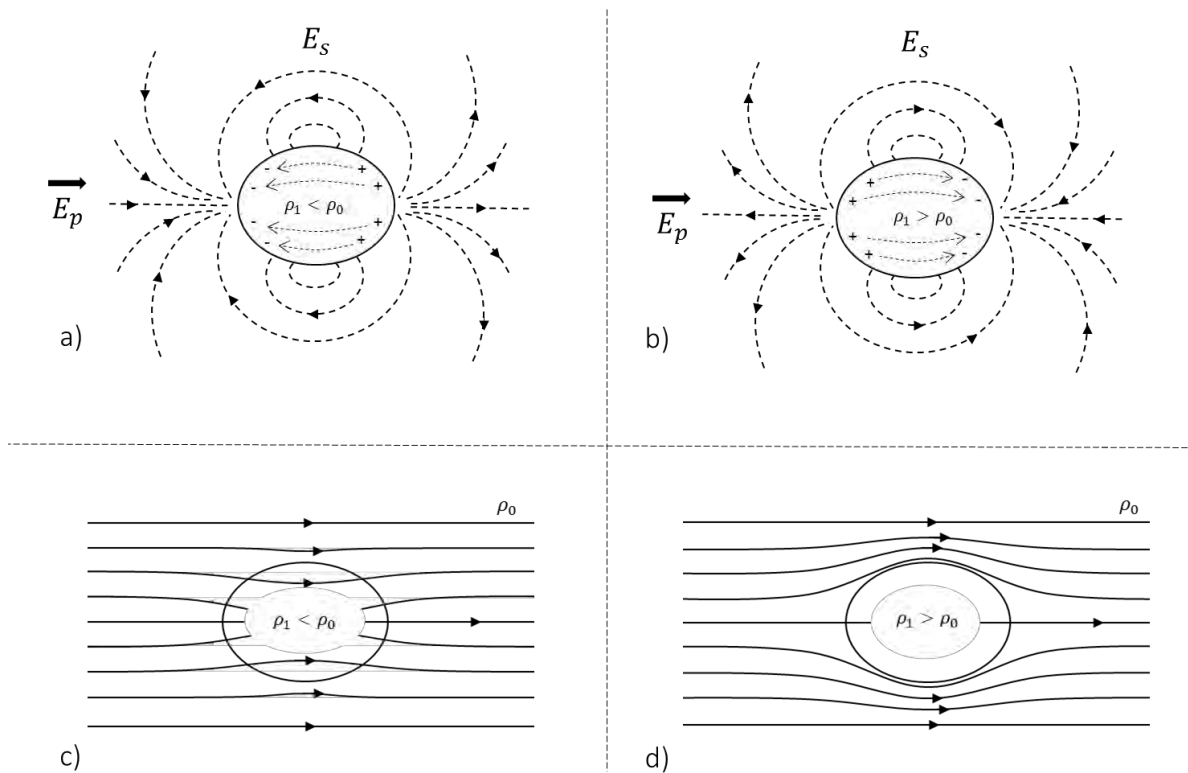


Figura 3.8. Efecto de distorsión galvánica, el efecto de las cargas en de una (a) anomalía conductiva y de (b) una anomalía resistiva, generando un campo eléctrico secundario. Los campos eléctricos, primarios y secundarios se unifican vectorialmente resultando en (c) current channeling y en (d) current deflection (Jiracek, 1990).

3.3.8. Static shift

El fenómeno conocido como corrimiento estático, o *static shift*, se origina por la acumulación de cargas del cuerpo anómalo superficial y resulta en la reducción o el aumento del campo eléctrico total. Por lo tanto, las curvas de resistividad MT pueden ser desplazadas de manera ascendente en la escala de resistividad, cuando se realiza la medición directamente sobre un cuerpo resistivo, y de manera descendente, cuando se trata de un material conductor. Por otra parte, a lo largo de un cuerpo conductor en la parte central, la curva se vería desplazada hacia abajo, mientras que en los extremos del cuerpo la curva se desplazaría de manera ascendente (Jiracek, 1990).

En las curvas de fase no se producen distorsiones, dado que el campo eléctrico galvánico secundario producido por la anomalía superficial se encuentra en fase con el campo de cargas, en el que a bajas frecuencias es uniforme e independiente de la frecuencia. Además, el campo magnético secundario generalmente no es consistente, por lo que las fases no se verán afectadas (Jiracek, 1990).

La topografía también juega un papel importante dentro de la distorsión galvánica. La Figura 3.9 muestra el efecto galvánico que una secuencia de crestas y valles pudiera generar y se observa que cerca de la superficie se acumulan cargas. Para el caso de un medio 2D, el efecto galvánico ocurre cuando el campo E_p es perpendicular a la tendencia de la topografía (*strike*), donde el modo TM es quien se encuentra asociado con los efectos galvánicos.

Este esquema muestra que, tanto en la cresta como en el valle, no existe acumulación de cargas mientras que en las zonas en donde la pendiente es más pronunciada la acumulación de cargas es mayor. Además, los campos eléctricos se ven reducidos en los altos topográficos y aumentados en los valles debido a los efectos galvánicos. Con lo anterior, se puede concluir que los valores de resistividad aparente debido a efectos galvánicos son mayores en los valles y menores en las crestas (Jiracek, 1990).

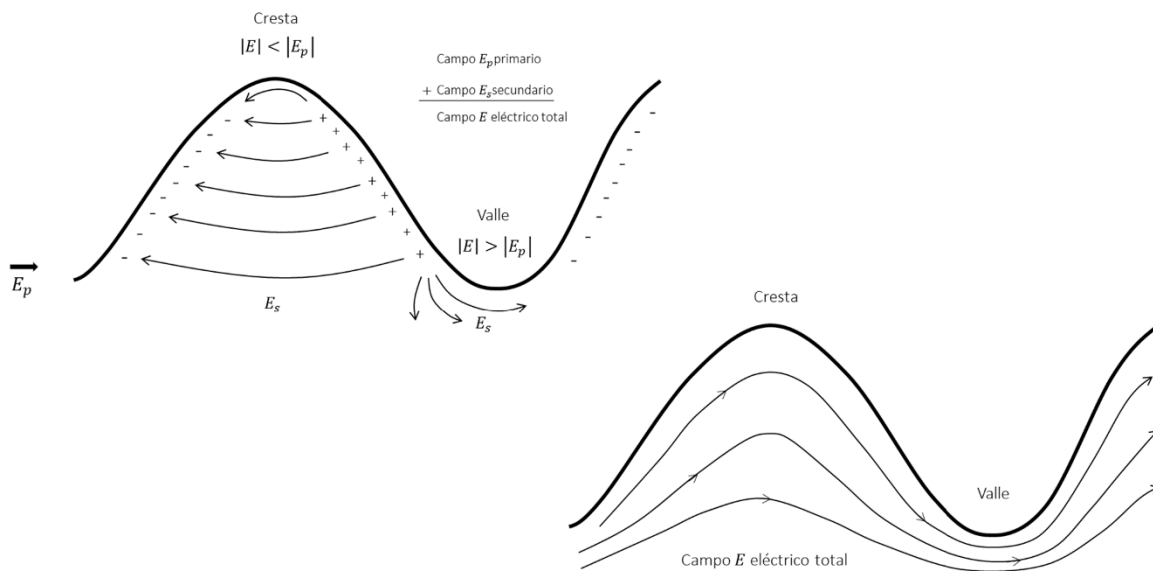


Figura 3.9. Distorsión galvánica por efectos topográficos (Jiracek, 1990).

4. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO ELÉCTRICO

El principio básico de la prospección eléctrica se basa en la aplicación de la Ley de Ohm, formulada inicialmente para el estudio de circuitos eléctricos, y que permite describir las propiedades eléctricas de cualquier medio. Este principio establece que al hacer fluir una corriente eléctrica I a través de un material conductor, la diferencia de potencial ΔV registrada en los extremos de dicho material estará determinada directamente por la resistencia eléctrica R que presente el conductor:

$$V = RI \quad (4.1)$$

La resistencia eléctrica es el grado de oposición de un material al paso de una corriente eléctrica a través de este, la cual es directamente proporcional a la longitud L del conductor e inversamente proporcional al área A de su sección transversal:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (4.2)$$

donde la constante de proporcionalidad ρ es la resistividad eléctrica, una propiedad intrínseca para cada material.

4.1. Ecuaciones fundamentales

Los métodos de corriente directa son una variante de la prospección electromagnética, cuya diferencia recae en la no variabilidad temporal de los campos electromagnéticos. Estos métodos utilizan corrientes continuas o alternas de muy baja frecuencia, por lo tanto, las propiedades magnéticas pueden ser ignoradas para este caso (Keller y Frischknecht, 1966; Telford *et al.*, 1990).

Como se mencionó anteriormente, las ecuaciones de Maxwell representan el comportamiento del campo eléctrico y magnético. Para este caso, por tratarse de campos estacionarios, las variaciones de éstos respecto al tiempo deberán anularse (Orellana, 1982). Por lo tanto, las expresiones (3.1) a (3.4) toman la forma:

$$\nabla \times H = J \quad (4.3)$$

$$\nabla \times E = 0 \quad (4.4)$$

$$\nabla \cdot E = \frac{1}{\epsilon} q_D \quad (4.5)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (4.6)$$

La expresión (4.4) indica que el campo eléctrico es conservativo o irrotacional, por lo que deriva de



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.

un potencial escalar U . Por lo tanto, el campo electrostático puede ser descrito por el gradiente del potencial eléctrico U (Wangness, 2001), es decir:

$$E = -\nabla U \quad (4.7)$$

Por otra parte, se deberá de cumplir con la Ley de Ohm en su forma diferencial para medios isótropos, la cual expresa que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto, y que es proporcional a él.

$$J = \sigma E \quad (4.8)$$

Combinando las expresiones (4.5) y (4.8), resulta en la ecuación fundamental de Poisson para campos electrostáticos (Dey y Morrison, 1979):

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = \frac{1}{\varepsilon} q_D(\vec{r}) \quad (4.9)$$

donde:

$$- \quad \vec{r} = (x, y, z)$$

En todo el semiespacio, excepto en los electrodos, se deberá cumplir la ecuación de continuidad, que para medios estacionarios se puede definir de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot J(\vec{r}, t) = -\frac{\partial q_D(\vec{r}, t)}{\partial t} \delta(\vec{r}) \quad (4.10)$$

donde $(\vec{r}) = (x, y, z)$ la posición de la fuente y $\delta(\vec{r})$ la función delta de Dirac (Orellana, 1982). Agrupando las expresiones anteriores, la ecuación de continuidad se puede expresar como:

$$-\nabla \cdot [\sigma(\vec{r})\nabla U(\vec{r})] = -\frac{\partial q_D(\vec{r}, t)}{\partial t} \delta(\vec{r} - \vec{r}') \quad (4.11)$$

donde

$$- \quad \vec{r}' = (x', y', z')$$

y que define la posición de una carga inyectada.

Si se traza una superficie semiesférica alrededor del electrodo A (Figura 4.1), la densidad de corriente J en cualquier punto de dicha superficie tendrá el mismo valor. Si se considera un radio r , la integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a l , es decir:

$$2\pi r^2 J = l \quad (4.12)$$

Combinando las expresiones (4.8) y (4.12) y despejando el campo eléctrico, se tendrá:

$$E = \frac{l\rho}{2\pi r^2} \quad (4.13)$$

lo que indica que el campo eléctrico de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r (Orellana, 1982).

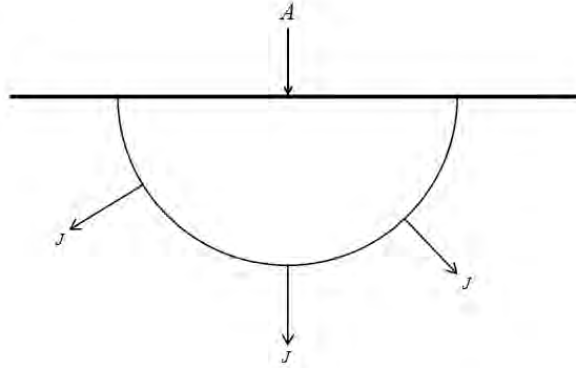


Figura 4.1. Vector densidad de corriente en un semiespacio homogéneo, con electrodo puntual en la superficie límite (Orellana, 1982).

De la expresión (4.7), la diferencia de potencial entre 2 puntos, M y N , estará dada por:

$$\Delta V = U_N^M = - \int_N^M E \cdot dl \quad (4.14)$$

Si se define a r_1 y r_2 como las distancias desde el electrodo A hasta los puntos M y N , respectivamente, y combinando la expresión (4.13) y (4.14), se tiene que:

$$\Delta V = U_N^M = \frac{l\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (4.15)$$

Por convención, se toma como origen de los potenciales un punto situado a una distancia infinita de la fuente que produce el campo, en la cual, el potencial absoluto se encuentre en el punto M . Al calcular el límite de la expresión (4.15) para cuando $r_2 \rightarrow \infty$, se obtiene que:

$$U_M = \frac{l\rho}{2\pi} \frac{1}{r_1}$$

donde la primera fracción recibe el nombre de emisividad (Orellana, 1982).

4.2. Resistividad aparente

Los métodos de exploración de corriente directa (DC), utilizan fuentes eléctricas artificiales, las cuales generan un campo eléctrico en el subsuelo. En la mayoría de los métodos de resistividad, una

corriente es inyectada al terreno mediante dos electrodos, mientras que la diferencia de potencial del campo eléctrico generado es medida mediante otro par de electrodos (Figura 4.2).

El objetivo de generar y de medir el campo eléctrico es el de determinar la distribución espacial de la resistividad eléctrica ρ , o su recíproco la conductividad σ , desde la superficie (Seidel y Lange, 2007). Para un semiespacio homogéneo, al conocer el valor de la intensidad de corriente I inyectada al subsuelo entre los electrodos AB y la diferencia de potencial eléctrico ΔV entre los electrodos MN , además de la configuración electródica, es posible obtener el valor de resistividad del subsuelo, la cual se puede expresar como:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} [\Omega m] \quad (4.16)$$

donde

- K es el factor geométrico, que está en función de la distancia entre los electrodos (Orellana, 1982):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} [m] \quad (4.17)$$

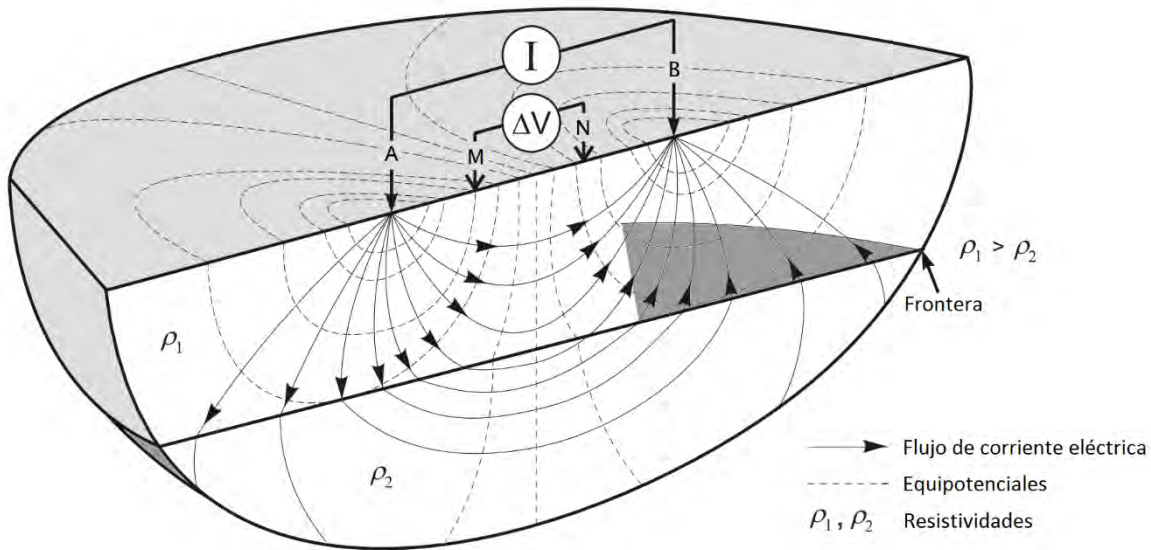


Figura 4.2. Principio del método de resistividad eléctrica (Seidel y Lange, 2007).

Para este caso AM , BM , AN y BN , son las distancias entre los respectivos pares de electrodos. La expresión del factor geométrico cumple con el principio de reciprocidad, por lo que al modificar la posición de los electrodos de corriente o de potencial, ésta no presenta variaciones (Orellana, 1982).

Para un medio heterogéneo, la expresión (4.16) arroja el valor de la resistividad para un semiespacio homogéneo equivalente. Para este caso se introduce el término de resistividad aparente ρ_a , el cual normalmente se encuentra asignado al punto medio del arreglo electrodico (Seidel y Lange, 2007). La resistividad aparente no puede ser considerada como una media ponderada de las resistividades de los materiales que conforman el semiespacio homogéneo, sino como una contribución de cada uno de los materiales a través de los que fluye la corriente inyectada desde el electrodo A al electrodo B (Orellana, 1982).

4.3. Dispositivo electrodico

En la práctica habitual, los electrodos $AMNB$ se disponen de tal manera en que los dispositivos de medición sean fáciles de manejar. Entre estos, los más usados son los dispositivos electrodicos lineales, en donde los cuatro electrodos se encuentran sobre una misma línea recta. En caso en que los electrodos se dispongan de manera simétrica respecto del centro del dispositivo, se tendrá un dispositivo lineal y simétrico (Orellana, 1982). Para este caso, la diferencia de potencial entre 2 puntos cualesquiera estará dada por:

$$\Delta V = U_N^M = \frac{\rho I}{\pi} \frac{a}{r(r+a)}$$

Partiendo de la expresión anterior y considerando que se obtendrá la medición de una resistividad aparente, se tendrá que:

$$\rho_a = \pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (4.18)$$

4.3.1. Schlumberger

Se trata de una disposición de los electrodos de la forma $AMNB$ (Figura 4.3), donde la distancia entre los electrodos de potencial MN es mucho menor a la distancia entre los electrodos de corriente AB . En la práctica $AB > 5MN$ (Orellana, 1982). Unas de las ventajas que presenta este dispositivo recae en la alta resolución horizontal y facilidad logística. Debido a la disposición centrada de los electrodos de potencial, es sensible a las variaciones verticales de resistividad.

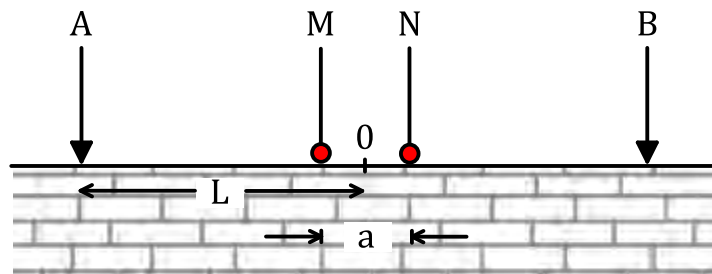


Figura 4.3. Dispositivo Schlumberger (Orellana, 1982)

Si llamamos L a la distancia $OA = OB$, la expresión (4.17) se podrá representar de la siguiente manera:

$$\rho_a = \pi \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \frac{\Delta V}{Ia} \quad (4.19)$$

4.3.2. Wenner

Este arreglo es relativamente sensible a variaciones verticales en los valores de resistividad, siendo uno de los arreglos más utilizados en la caracterización de estructuras horizontales, además de ser resistente ante la presencia de ruido. En esta configuración los electrodos se disponen equidistantes en el orden $AMNB$, de tal manera que $AM = MN = NB = a$.

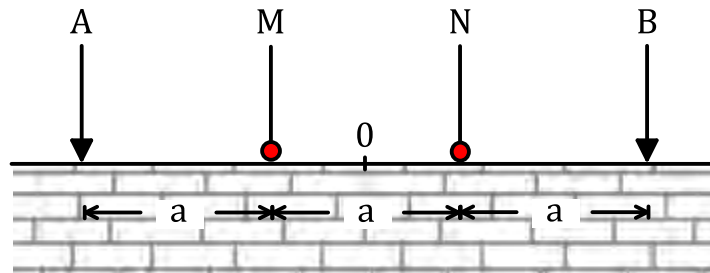


Figura 4.4. Dispositivo Wenner (Orellana, 1982)

De esta forma, el cálculo de la resistividad aparente puede expresarse de la siguiente manera:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (4.20)$$

4.3.3. Dipolo – Dipolo

Es el dispositivo más empleado para la detección de estructuras verticales, discontinuidades verticales y cavidades. En este dispositivo los electrodos son colocados en el orden $ABMN$.

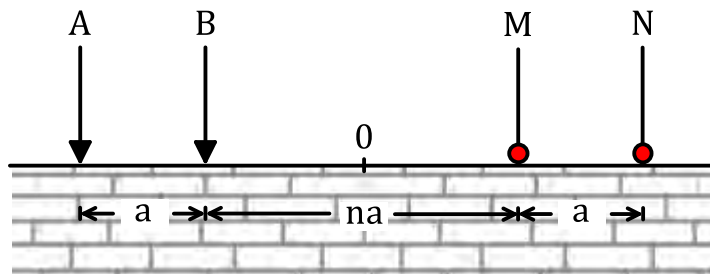


Figura 4.5. Dispositivo Dipolo – Dipolo (Orellana, 1982)

Considerando que la separación entre los electrodos de corriente y los de potencial serán iguales y la separación entre ambos pares de electrodos será proporcional a la distancia entre cada par de electrodos, la resistividad aparente para este arreglo electródico puede expresarse de la siguiente manera:

$$\rho_a = \pi a (n + 2)(n + 1)(n) \frac{\Delta V}{I} \quad (4.21)$$

4.3.4. Polo – Dipolo

En el concepto teórico para este dispositivo, uno de los electrodos de corriente es llevado al infinito. Durante la práctica, este electrodo se instala lo más lejos posible de la terna restante.

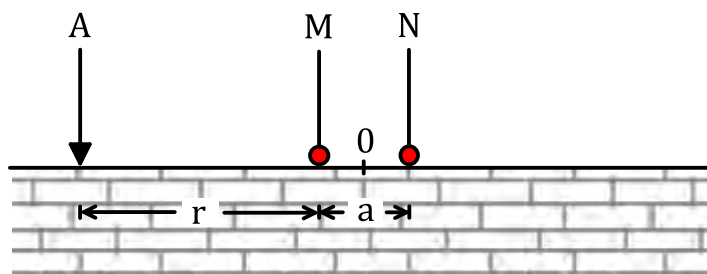


Figura 4.6. Dispositivo Polo – Dipolo (Orellana, 1982)

Este dispositivo es idóneo en la detección de cualquier tipo de estructuras verticales, incluso fracturamiento (GF Instruments, 2017), y con una profundidad de investigación mayor a la de los dispositivos anteriores.

Para esta configuración, la resistividad aparente estará dada por:

$$\rho_a = 2\pi \frac{r(a + r)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (4.22)$$

4.4. Sondeo Eléctrico Vertical

El objetivo del sondeo eléctrico vertical (SEV) es el de determinar desde la superficie, la variación de la resistividad eléctrica respecto a la profundidad, por debajo del punto de interés. A partir de un dispositivo tetra-electródico centrado en la misma posición, se realizan mediciones con un espaciamiento progresivo de los electrodos de corriente y potencial (Binley y Kemma, 2005). La profundidad de investigación se incrementa a medida que aumenta la distancia entre electrodos de corriente (Batte *et al.*, 2008).

Los datos de resistividad aparente se representan a partir de una curva (Figura 4.7a), la cual está en función de la mitad de la longitud entre los electrodos de corriente ($AB/2$). Después de un proceso

de inversión de los datos de resistividad aparente, se puede obtener un modelo 1D de la resistividad verdadera del subsuelo respecto a la profundidad (Figura 4.7b).

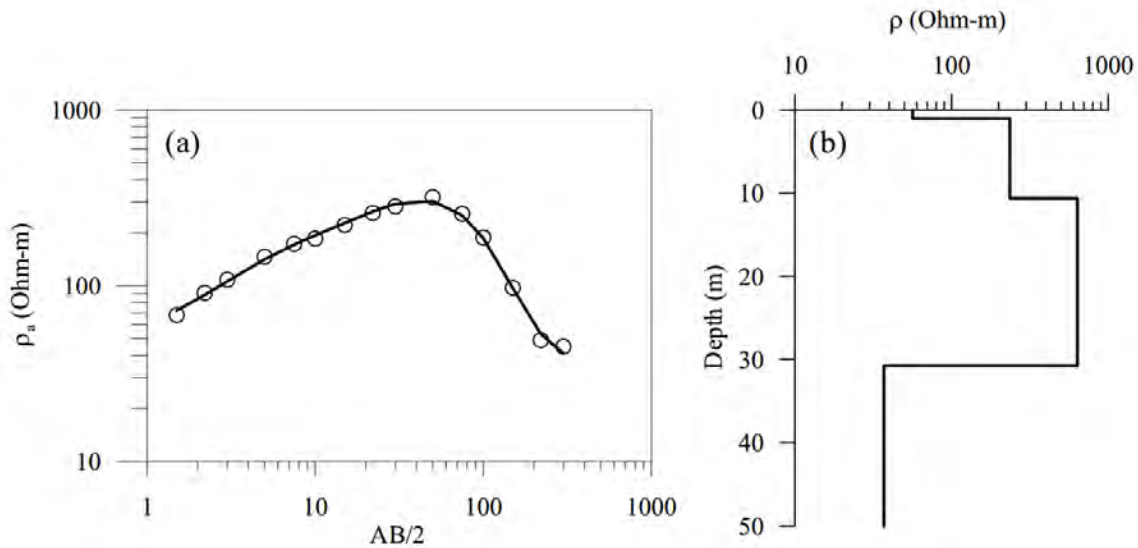


Figura 4.7. (a) Valores de resistividad aparente para un arreglo Schlumberger. (b) Modelo interpretado 1D de los valores de resistividad del subsuelo en función de la profundidad.

4.4.1. Parámetros *Dar Zarrouk*

La ambigüedad del problema inverso en los sondeos eléctricos verticales fue estudiada por la escuela francesa mediante el análisis de un modelo sencillo, un corte de tres capas en el que la capa intermedia podría ser sustituida por otra cuyo espesor fuera n veces menor y su resistividad n veces mayor, sin que la curva de resistividad aparente sufriera modificaciones significativas, inferiores a la tolerancia del error experimental. Mailliet (1947) estudió este fenómeno llevándolo al descubrimiento de los parámetros denominados como parámetros *Dar Zarrouk*.

En el modelo propuesto por Mailliet (1947) se inyecta una corriente eléctrica que fluye de manera perpendicular a la estratificación (Figura 4.8), en el que las diferentes capas se comportarán como un circuito en serie por lo que las resistencias para cada capa se sumarán. Por lo tanto, la resistencia para la capa i -ésima estará dada por:

$$T_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{E_i}{1m \times 1m} = E_i \rho_i$$

donde T_i es la resistencia transversal. Para el conjunto de las primeras n capas, la resistencia total estaría determinada como (Orellana, 1982):

$$T = \sum_{i=1}^n E_i \rho_i \quad [\Omega m^2] \quad (4.23)$$

Por otra parte, si al mismo modelo de capas se inyecta una corriente que fluye de manera paralela a la estratificación, la resistencia que corresponde a cada capa se expresaría como:

$$R_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{1m}{E_i \times 1m} = \frac{\rho_i}{E_i}$$

Al conceptualizarse como un circuito en paralelo, R_i puede ser representado por su inverso, la conductancia longitudinal S_i , la cual si posee la propiedad aditiva. Por lo tanto, la conductancia total para un conjunto de n capas se definiría como (Orellana, 1982):

$$S_i = \sum_{i=1}^n \frac{E_i}{\rho_i} \text{ [Siemens]} \quad (4.24)$$

Los parámetros T y S serían en cierto modo las componentes vertical y horizontal de la resistencia (Orellana, 1982).

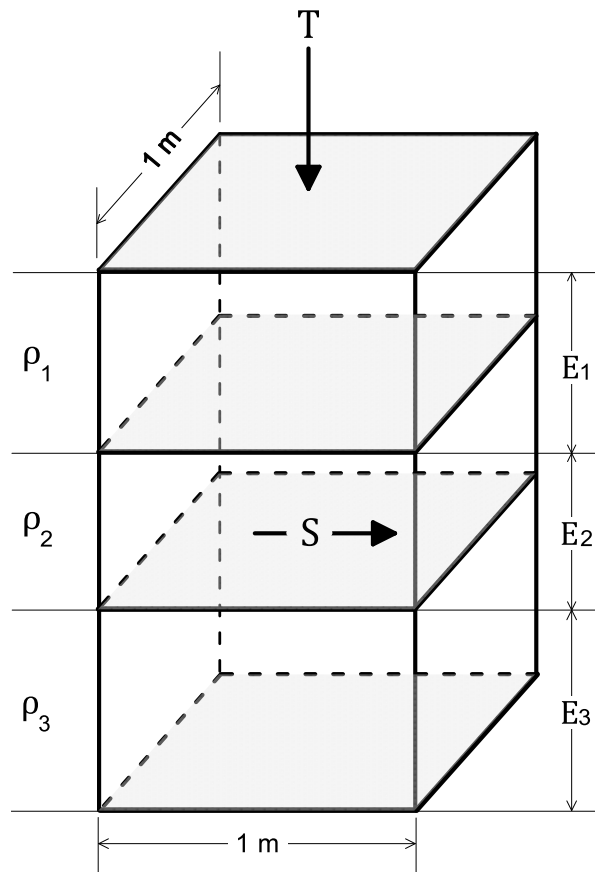


Figura 4.8. Modelo de 3 capas para la definición de los parámetros de Dar Zarrouk (Orellana, 1982)

4.4.2. Principio de equivalencia y supresión

El principio de equivalencia se refiere a las modificaciones que pueden efectuarse en una sola capa de un modelo estratificado sin alterar la profundidad del techo de la capa, manteniendo los

parámetros de *Dar Zarrouk* como constantes. Lo anterior puede realizarse ante dos casos (Orellana, 1982):

- Equivalencia en T : en el que la resistencia transversal de una capa es mucho menor a la de un conjunto de capas adyacentes y mucho más conductivas. La capa de interés puede ser sustituida por otra de distinta resistividad y espesor, pero de igual T , cuya contribución en la curva de resistividad aparente no varíe significativamente.
- Equivalencia en S : cuando la conductancia longitudinal de una capa es mucho menor a la de un conjunto de capas adyacentes y mucho más resistivas. La capa de interés puede ser sustituida por otra de distinta resistividad y espesor, pero con igual S , cuya contribución en la curva de resistividad aparente no varíe significativamente.

Por otra parte, el principio de supresión está relacionado con el efecto de la sustitución de dos capas por una sola, bajo el supuesto en que una de las capas pudiera pasar inadvertida en la interpretación (Orellana, 1982).

5. METODOLOGÍA

5.1. Localización de las estaciones

Para este trabajo se realizaron seis perfiles, de manera que cuatro tuvieran una dirección NE – SW y otro par de perfiles con una orientación perpendicular a los primeros cuatro (NW – SE). La orientación de los perfiles se decidió de manera que coincidieran con el *strike* electromagnético o la dirección preferencial de flujo electromagnético que, para el caso de la zona de estudio, es similar a la dirección del sistema de fallas y fracturas con orientación NW – SE y NE – SW.

Durante la campaña de adquisición se recolectó información de 75 sitios, realizando 109 sondeos, de los cuales 78 corresponden a sondeos eléctricos verticales (SEV) (Figura 5.2), 32 transitorios electromagnéticos (TEM) (Figura 5.3) y 27 sondeos audiomagnetotelúricos (AMT) (Figura 5.4). Adicional a esta información, la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato (CEA-G) proporcionó información sobre 28 sitios (aunque no todos fueron considerados) que se integraron a la base de datos recopilada en campo, con la intención de generar un modelo más robusto (Figura 5.1).

5.2. Equipo de medición

5.2.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

El equipo utilizado para los sondeos eléctricos verticales fue un resistímetro modelo Saris de la marca *SCINTREX* (Figura 5.5), que consiste en una consola con 2 circuitos independientes, uno de transmisión e inyección de corriente y por otro lado un circuito que permite medir la diferencia de potencial originada por el primer circuito.

En conjunto con 4 electrodos de cobre de 50 cm de longitud y ¼ de pulgada de diámetro, se pudieron realizar las mediciones de resistividad eléctrica para cada sitio.

5.2.2. Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)

El equipo TerraTEM de la compañía *Monex GeoScope* (Figura 5.6), fue el utilizado para la adquisición de los sondeos transitorio electromagnético, el cual consiste en una consola con un sistema de transmisión y recepción unificado. El transmisor proporciona una inyección de corriente al circuito de hasta 10 Amperes, mientras que el sistema de recepción incluye un amplio rango de ganancias, con lo que se logra una mejoría en la señal a lo largo del rango del tiempo de medición.

Las bobinas con dimensiones de 50x50 m, 100x100 m y 150x150 m, fueron implementadas para la adquisición de los sondeos. El apilamiento se estableció en 512 pulsos eléctricos, mientras que la cantidad de ventanas de tiempo, es decir, la cantidad de segmentos en que se discretiza la medición de la curva de decaimiento de voltaje se estableció entre 30 y 55 ventanas, con la serie de tiempo *High Resolution*. Los valores de las ganancias fueron de 1, 8, 16, 32, 64, 100 y 1000, con la intención de obtener la mejor curva de decaimiento de voltaje a lo largo de todo el periodo de medición. Sin embargo, no en todos los sondeos se contemplaron todas las curvas de las distintas ganancias, para generar la curva promedio.



Universidad Nacional
Autónoma de México



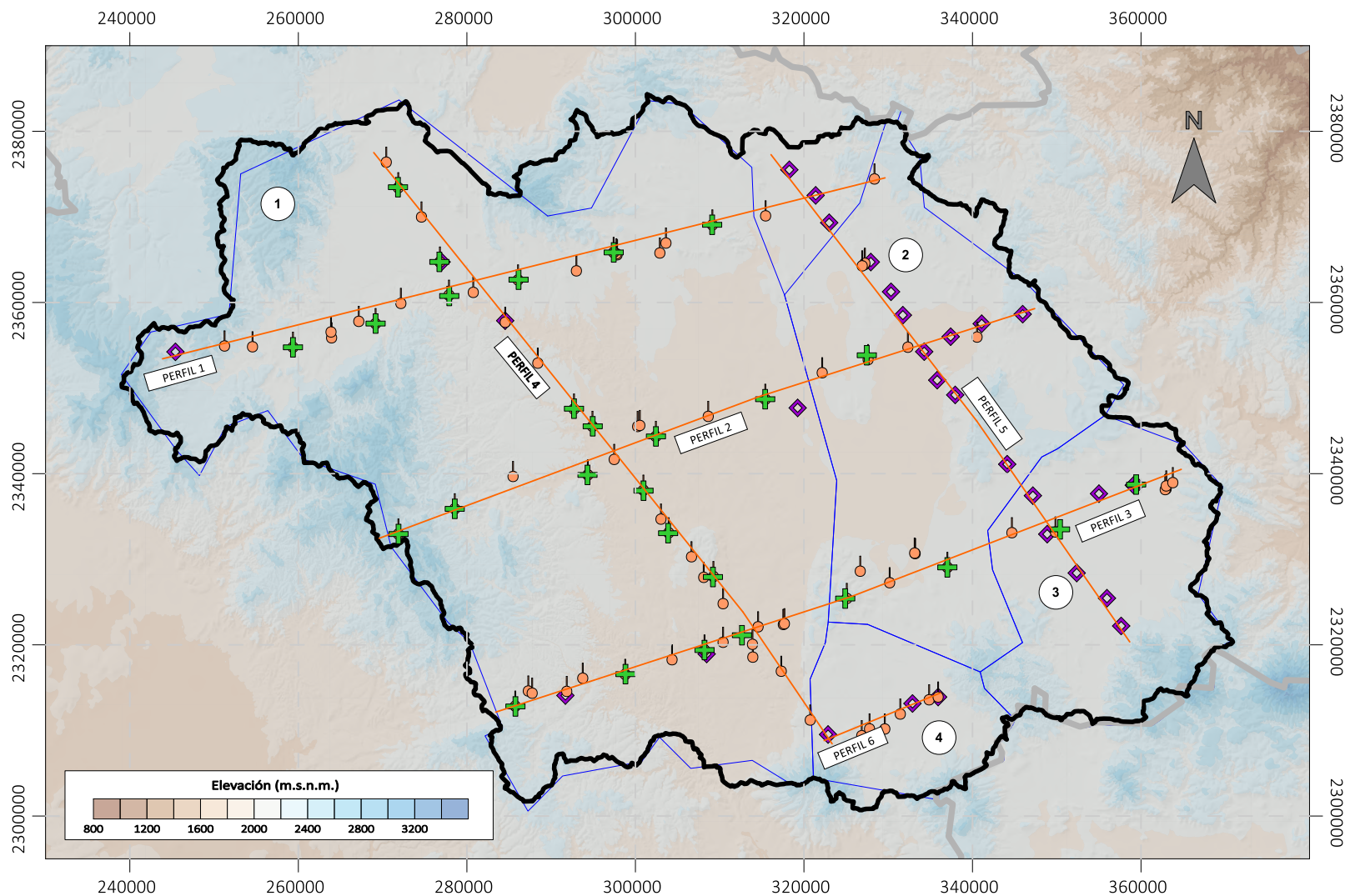
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL








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

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

ACUÍFERO CUENCA DE LA INDEPENDENCIA



LEYENDA

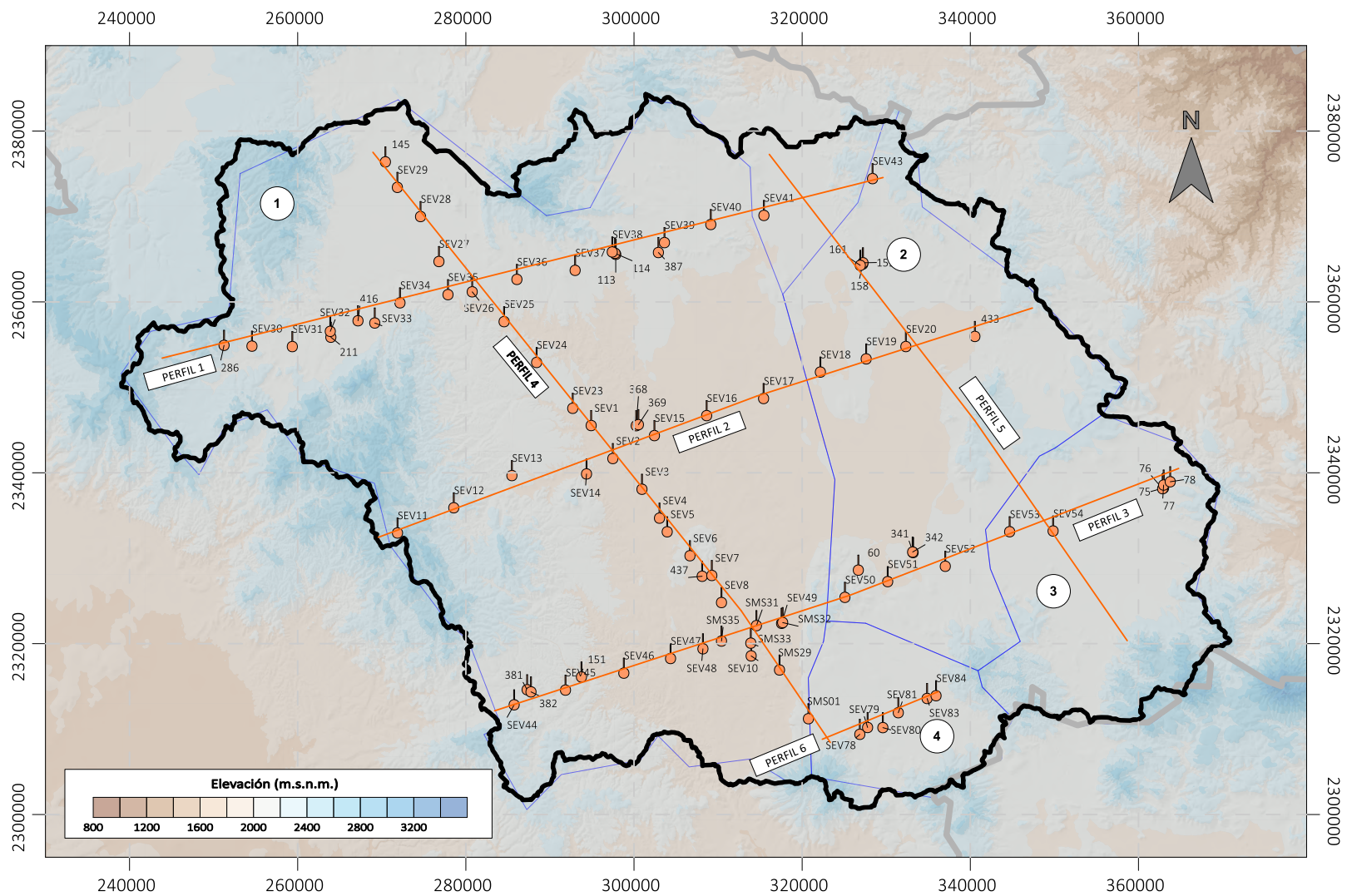
-  Límite estatal
-  Límite Cuenca de la Independencia
-  Perfil
-  Acuífero CNA
-  Sondeo Eléctrico Vertical
-  Sondeo Transitorio Electromagnético
-  Sondeo Audiomagnetotelélico

ACUÍFEROS (CNA)

1. Cuenca Alta del Río Laja
2. Laguna Seca
3. Doctor Mora - San José Iturbide
4. San Miguel de Allende

Figura 5.1. Mapa de ubicación de los sondeos geofísicos.

ACUÍFERO CUENCA DE LA INDEPENDENCIA



LEYENDA

📍 Sondeo Eléctrico Vertical

🔲 Sondeo Transitorio Electromagnético

⊕ Sondeo Audiomagnetotelúrico

— Límite estatal
— Límite Cuenca de la Independencia

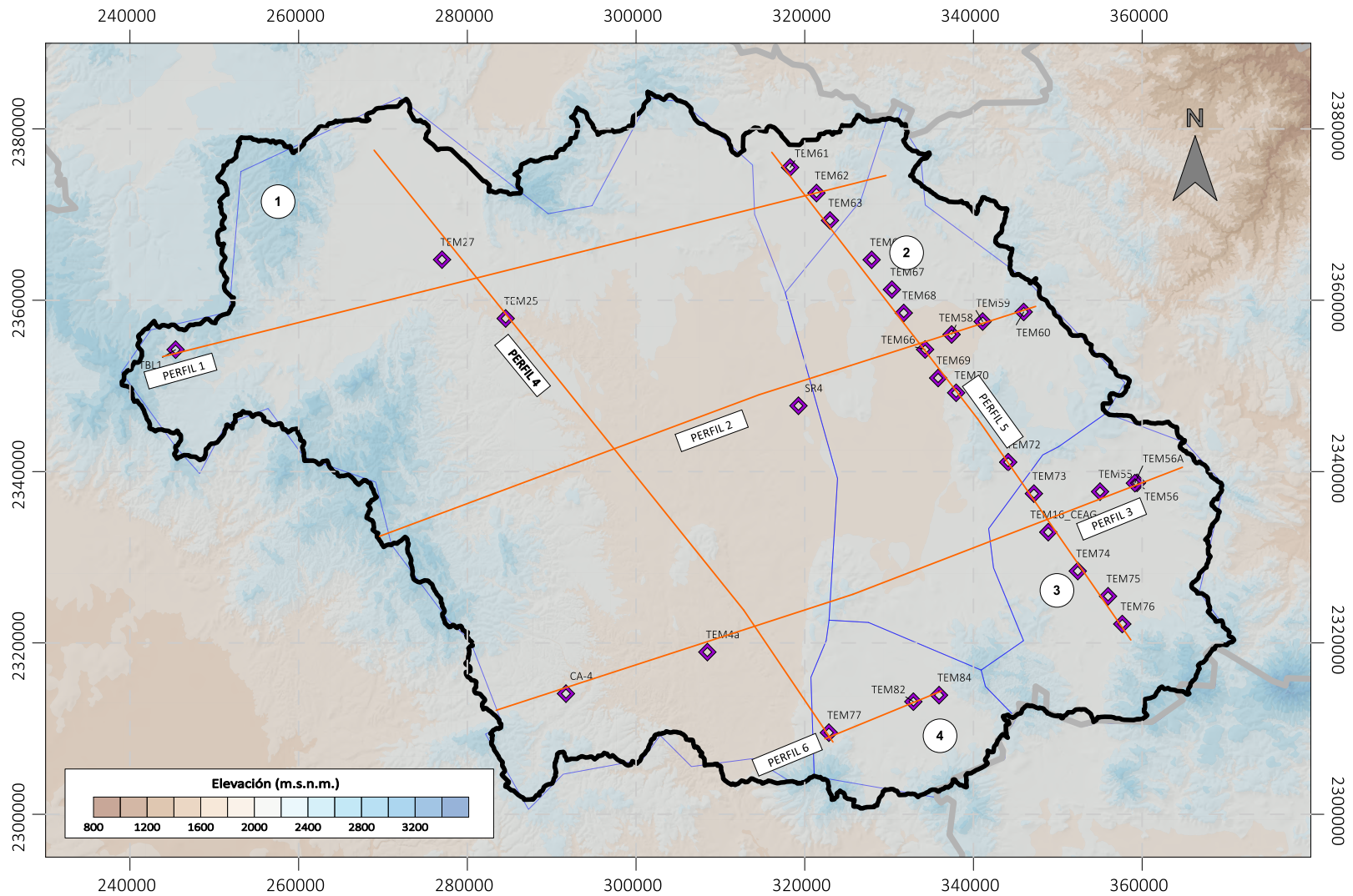
— Perfil
— Acuífero CNA

ACUÍFEROS (CNA)

1. Cuenca Alta del Río Laja
2. Laguna Seca
3. Doctor Mora - San José Iturbide
4. San Miguel de Allende

Figura 5.2. Mapa de ubicación de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).

ACUÍFERO CUENCA DE LA INDEPENDENCIA



LEYENDA



Sondeo Eléctrico Vertical



Sondeo Transitorio Electromagnético



Sondeo Audiomagnetotelúrico



Límite estatal



Límite Cuenca de la Independencia



Perfil



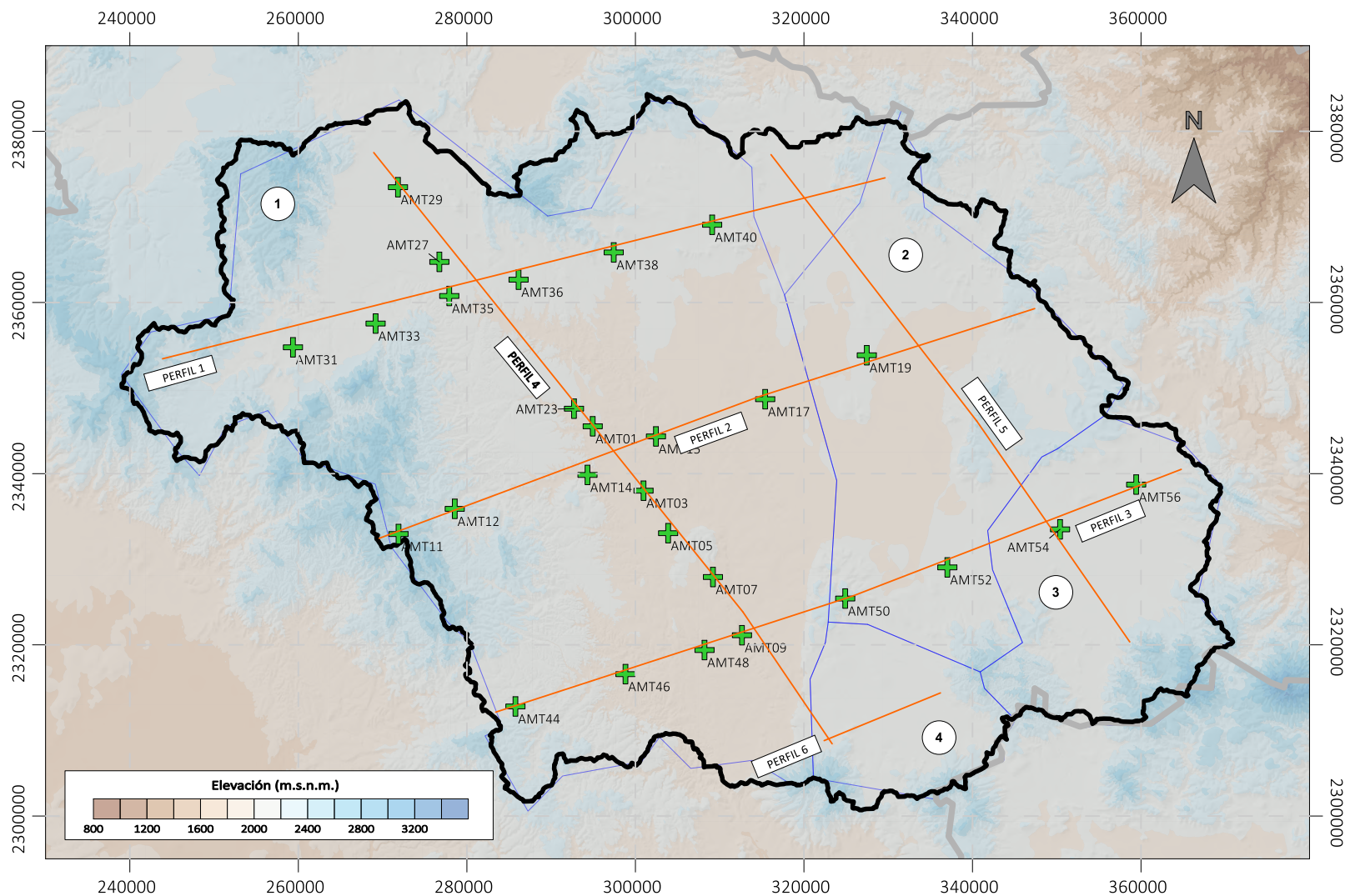
Acuífero CNA

ACUÍFEROS (CNA)








1. Cuenca Alta del Río Laja
2. Laguna Seca
3. Doctor Mora - San José Iturbide
4. San Miguel de Allende

Figura 5.3. Mapa de ubicación de Sondeos Transitorio-Electromagnéticos (TEM).

ACUÍFERO CUENCA DE LA INDEPENDENCIA



LEYENDA

-  Límite estatal
-  Límite Cuenca de la Independencia
-  Perfil
-  Acuífero CNA
-  Sondeo Eléctrico Vertical
-  Sondeo Transitorio Electromagnético
-  Sondeo Audiomagnetotelúrico

ACUÍFEROS (CNA)

1. Cuenca Alta del Río Laja
2. Laguna Seca
3. Doctor Mora - San José Iturbide
4. San Miguel de Allende

Figura 5.4. Mapa de ubicación de Sondeos Audiomagnetotelúricos (AMT).



Figura 5.5. Resistivímetro Saris (SCINTREX).



Figura 5.6. Transitorio electromagnético TerraTEM (Monex GeoScope).

5.2.3. Sondeo Audiomagnetotelúrico (AMT)

La cantidad de sondeos se estableció con base en el tiempo disponible para el manejo de los equipos, así como del presupuesto asignado, por lo que se trató de realizar la mayor cantidad de sondeos AMT posibles, tratando de cubrir todo lo posible la zona de estudio. La localización y disposición de perfiles se definió con base en la dirección preferencial de las estructuras geológicas, que en este caso es un sistema de fallas conjugadas con dirección NW – SE y la dirección ortogonal NE – SW.

El equipo utilizado fue un MTU-A 2000 de la compañía *Phoenix Geophysics* (Figura 5.7), una unidad que unifica la adquisición, filtrado y amplificación de las señales temporales del campo electromagnético, a través de cinco canales de medición, dos canales para las componentes horizontales del campo eléctrico y tres canales para las componentes horizontales y la componente vertical del campo magnético. Como complemento, se utilizan cuatro electrodos no polarizables que se conectan a la consola mediante cables coaxiales y tres sensores magnéticos.

La medición de los sondeos AMT se realizan a lo largo del rango de frecuencias que van desde 0.1 hasta los 10,000 Hz, con lo que es posible la caracterización geoelectrica hasta el orden de los primeros kilómetros de profundidad, dependiendo de las condiciones del subsuelo. La configuración para cada sitio se lleva a cabo con una computadora portátil y los archivos que contienen la información de cada sondeo, son almacenados en una unidad extraíble desde la consola.



Figura 5.7. Receptor MTU-A 2000 (*Phoenix Geophysics*).

5.3. Metodología en campo

La campaña de adquisición se realizó en dos periodos, en el primero de aproximadamente tres semanas se adquirió cerca del 75% de los sondeos, entre los meses de julio y agosto de 2016, mientras que la segunda y última campaña se realizó durante la segunda y tercera semana de octubre del mismo año, con lo que se cubrió el total de la campaña de adquisición y el trabajo en campo.

5.3.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

La metodología en campo del sondeo eléctrico vertical consiste en obtener datos de resistividad eléctrica aparente a varios niveles de profundidad, a partir de la apertura gradual de los electrodos de corriente. Cabe mencionar que uno de los objetivos de utilizar los SEV es para realizar la corrección por *static shift* (en caso de ser necesaria) para cada sitio de medición AMT, obteniendo la información de resistividad aparente de los primeros metros de profundidad.

Fijando un punto central, es necesario instalar un dispositivo electródico a partir de 2 electrodos de que harán fluir una corriente eléctrica y otro par de electrodos que medirán la diferencia de potencial del campo eléctrico producido entre el primer par de electrodos. La apertura media de los electrodos utilizadas ($AB/2$) utilizadas fueron de 5, 7, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 100, 150 y 200 m, con lo que se garantiza obtener información de al menos los primeros 80 m de profundidad. La distancia media entre electrodos de potencial ($MN/2$) fue de dos metros. El dispositivo electródico utilizado fue el *Schlumberger*, pues al sólo manipular los electrodos de corriente la logística se optimiza en tiempo, mientras que al permanecer estáticos los electrodos de potencial, los efectos laterales de estructuras someras se ven reducidos.

Tras cada medición, los datos de resistividad aparente se registraban en una planilla y una gráfica en un formato con escala *log-log*, analizando la tendencia curva de resistividad. En caso de resultar un dato anómalo, la medición se repetía, garantizando la coherencia de los datos.

5.3.2. Sondeo Transitorio Electromagnético (TEM)

La implementación en campo de los sondeos TEM es relativamente sencilla. Se trata de encontrar un punto que se encuentre aislado de fuentes potenciales de ruido que pudieran interferir con la señal a registrar. El equipo TerraTEM tiene la ventaja de poder realizar la adquisición mediante la configuración geométrica *single loop* por lo que, con la misma bobina de transmisión, se realizará el registro de la señal transitoria. Por lo tanto, una vez escogido el sitio ideal se realiza la instalación de la bobina, tendiendo un cable partiendo de una esquina tratando de formar un cuadrado, uniendo los cables y por lo tanto cerrando el circuito en la esquina opuesta.

Un flujo de corriente intermitente en el trasmisor genera el fenómeno de inducción electromagnética, el cual se registra tras cada corte de corriente. Algunos de los parámetros a configurar durante la adquisición es la forma de registro de la serie de tiempo, el apilamiento, la cantidad de ventanas de medición, el nivel de ganancia, la rampa y la geometría del transmisor/receptor. Como resultado se obtiene una curva que expresa la relación del voltaje registrado en el receptor en función del tiempo de medición.

5.3.3. Sondeo Audiomagnetoteléurico (AMT)

El trabajo en campo para el método magnetoteléurico consiste en seleccionar un sitio que se encuentre lo más alejado posible de zonas con influencia de ruido antropogénico como líneas de alta tensión, zonas industriales, antenas de radiocomunicación, etc. Una vez seleccionado el sitio, es necesario mediante una brújula de precisión dividir el terreno en cuatro cuadrantes, de tal manera

que se instalará un dipolo eléctrico orientado norte-sur y un segundo dipolo con orientación este-oeste. En cada extremo se instala un electrodo, realizando la excavación de un pequeño agujero aproximadamente de 30 cm de profundidad y dentro de él se prepara una mezcla de tierra, agua y bentonita, con la intención de generar una mezcla barrosa que mantenga la humedad dentro de la oquedad y permita en todo momento la interacción entre el terreno y el electrodo, además de reducir al máximo la resistencia de contacto entre ambos elementos.

Mediante un cable aislado se conecta cada electrodo a la consola central, con una separación entre 40 y 50 m para cada par. A manera de protección a la electrónica de la consola, se instala en la parte central un quinto electrodo que actúa como una puesta a tierra. Los electrodos son pequeñas tazas selladas pero porosas en la base, que se encuentran rellenas de un electrolito, de tal manera que se permite el flujo de corrientes eléctricas a partir del intercambio iónico entre el terreno y el electrodo. La señal que recibe cada dipolo eléctrico es proporcional a la diferencia de potencial entre cada electrodo y a partir de la expresión (3.46) y la longitud del dipolo, es posible obtener la señal temporal de las componentes horizontales del campo eléctrico E_x y E_y .

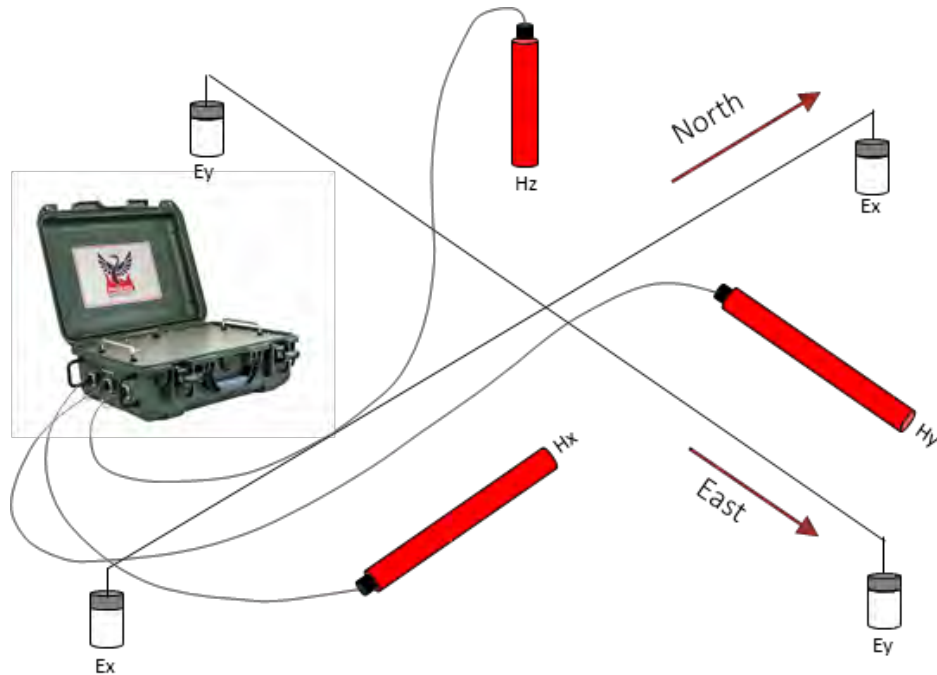


Figura 5.8. Implementación del método MT.

Tres bobinas o sensores magnéticos son colocados en los cuadrantes trazados por los dipolos eléctricos. La instalación consiste en cavar una zanja de aproximadamente 30 cm de profundidad y de longitud suficiente para poder sepultar cada bobina, aislándolas del exterior, protegiéndolas del viento y de las variaciones bruscas de temperatura durante todo el periodo de medición. Cada sensor es orientado según la componente del campo magnético que vaya a registrar, por lo que 2 bobinas tendrán que orientarse norte-sur y este-oeste, respectivamente, mientras que la tercera bobina

medirá la componente vertical del campo magnético, por lo que deberá enterrarse de la misma manera. También, cada sensor magnético tendrá que ser nivelado, con lo que se garantiza el correcto registro de la serie temporal de las componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z . Después de este proceso, los sensores magnéticos se conectan a la consola central, con lo que el proceso de instalación de la instrumentación queda finalizado (Figura 5.8).

Es necesario configurar algunos parámetros como el nombre del sitio, la fecha, el periodo de medición, la longitud de los dipolos, algunos filtros y la ganancia, la cual se establece a partir de la medición de la resistencia de contacto entre cada par de electrodos. El tiempo promedio de medición fue de aproximadamente 2 horas, permitiendo el registro de las variaciones temporales del campo electromagnético en el rango de frecuencias desde 0.1 hasta 10^4 Hz.

6. PROCESAMIENTO E INVERSIÓN DE DATOS

En la prospección geoelectrica, es posible definir el problema inverso como el proceso para inferir la estructura de la distribución de valores de resistividad eléctrica del subsuelo con base en mediciones reales de la respuesta eléctrica de cada tipo de método de exploración, ya sea en función de la frecuencia, el tiempo o el espaciamento entre mediciones. Resolver el problema inverso implica encontrar uno o más modelos de resistividad cuyas respuestas calculadas coincidan con la respuesta observada en los datos de campo (Rodi y Mackie, 2012). En ocasiones, diversos modelos de resistividad resultan en un ajuste aceptable a los datos observados, es decir, la solución al modelo inverso no es única, por lo que recurrir a información adicional para constreñir el modelo resulta necesario (e.g. sondeos paramétricos, cortes litológicos u otros métodos geofísicos).

Como parte del procesamiento de los datos, se obtuvieron los modelos unidimensionales para cada sitio, a partir de la inversión 1D de las curvas de resistividad aparente obtenidas en campo. La intención de la inversión de datos es obtener un modelo de unidades geoelectricas diferenciadas a partir de los valores de resistividad eléctrica real en función de la profundidad. La inversión 1D es válida en este caso, pues el análisis de la dimensionalidad sugiere que la CI se comporta como un medio cuasi 1D.

Además, con la finalidad de representar y trabajar con todos los datos en un mismo dominio, fue necesario estimar la pseudo-respuesta de los sondeos eléctricos verticales y los transitorios electromagnéticos en el dominio espectral para poder ser comparados en el rango de frecuencias que pueden medirse con un instrumento MT, con la finalidad de poder recurrir al algoritmo de los gradientes conjugados no lineales (NLCG), diseñado e implementado para resolver el problema inverso 2D de datos magnetotéluricos (Rodi y Mackie, 2001). Mediante la integración geoelectrica de los tres métodos de exploración se generaron 6 secciones 2D de resistividad eléctrica.

6.1. Corrección por *static shift*

Como se mencionó en el Capítulo 5, para cada sondeo magnetotélurico también fue le adquirido un sondeo eléctrico vertical o un transitorio electromagnético, con la intención de resolver el problema del corrimiento estático, en caso de que estuviera presente. Cada sondeo magnetotélurico fue analizado, pues se tiene conocimiento de la existencia de heterogeneidades del subsuelo para las primeras capas (lentes de arcilla), además de la topografía pronunciada en la periferia Cuenca de la Independencia.

La corrección por *static shift* para los datos MT con la presencia de este tipo de distorsión fue mediante el ajuste de los valores de resistividad, desplazando las curvas ρ_{xy} y ρ_{yx} al nivel de resistividad aparente que mostraban su correspondiente sondeo eléctrico vertical o transitorio electromagnético (Sternberg *et al.*, 1988; Pellerin y Hohmann, 1990). Para realizar este procedimiento, fue necesario calcular la pseudo-respuesta de los TEM y SEV en los periodos MT para que todas las curvas de resistividad aparente fueran comparables en el mismo dominio.

En el caso de que se presentara el fenómeno del *static shift*, una o ambas curvas de resistividad de cada sondeo MT fueron desplazadas hasta el nivel de resistividad que indicara la curva de SEV o TEM, tal como se muestra en la Figura 6.1.



Universidad Nacional
Autónoma de México



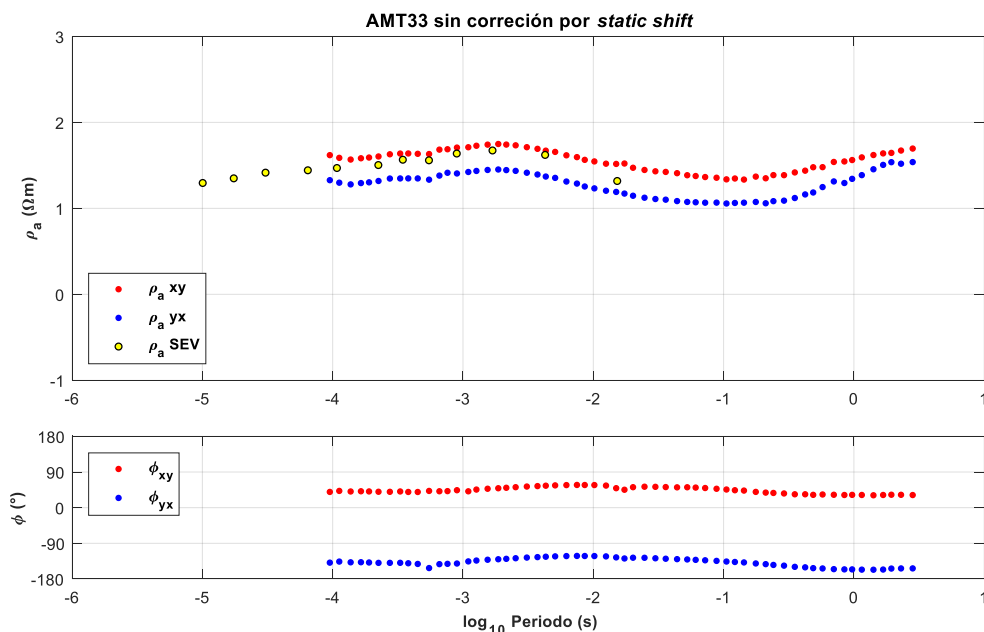
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

a)



b)

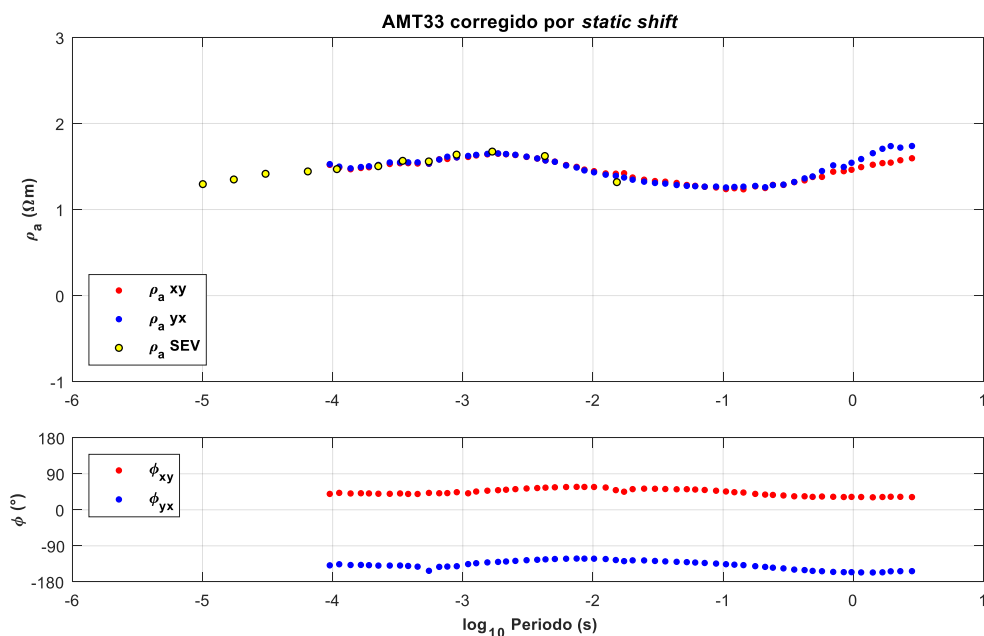


Figura 6.1. Corrección del fenómeno de static shift para el sondeo AMT33

6.2. Inversión 1D

La inversión de datos electromagnéticos, y en general la de cualquier método geofísico, no resulta en una solución única. Es recomendable que el modelo obtenido a partir de la inversión sea lo más simple posible, con la intención de no generar algún tipo de sobre-interpretación en los datos. El algoritmo de OCCAM (Constable *et al.*, 1987) fue desarrollado con la finalidad de encontrar el modelo

más simple y suavizado con un ajuste aceptable a los datos. Este algoritmo de inversión está basado en la filosofía del fraile franciscano William Ockham (c. 1287 – 1347), el que postuló el principio de parsimonia, el cual establece que “la explicación más sencilla suele ser la más probable”.

Con la intención de encontrar el modelo más suave posible que se ajuste a los datos es necesario encontrar una solución con un valor de rugosidad mínima. Según Constable *et al.* (1987), la rugosidad puede definirse como el inverso del suavizado de un modelo y se puede expresar como:

$$R_1 = \int \left(\frac{d}{dz} m \right)^2 dz$$

o

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2}{dz^2} m \right)^2 dz \quad (6.1)$$

donde R_1 y R_2 son la integral de la primera y segunda derivada del parámetro de interés m , que puede ser la resistividad o su logaritmo. Discretizando la variación de los valores resistividad en función de la profundidad como una serie de bloques o capas:

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, \dots, N$$

Representando a la rugosidad como una serie discreta de diferencias de valores de resistividad:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

y

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + 2m_{i-1})^2$$

La cantidad de datos estará dada por la variable M y los datos $d = d_1, d_2, \dots, d_M$, donde cada valor de d_i representará un valor de resistividad aparente para cada unidad de tiempo, frecuencia o separación entre electrodos. La calidad del ajuste entre los datos medidos y los estimados podrá ser evaluado mediante el criterio de mínimos cuadrados ponderados:

$$X^2 = \sum_{j=1}^M \frac{(d_j - F_j[m])^2}{\sigma_j^2} \quad (6.2)$$

donde $F_j[m]$ es la función que contiene los parámetros del modelo que se pretenden minimizar y σ_j es el error estimado para el j -ésimo dato. La solución al problema no lineal consiste en encontrar un modelo m_i , cuyos valores de rugosidad R_1 o R_2 sean mínimos, con una incertidumbre o error de estimación X^2 aceptable.

La solución al problema directo lineal puede expresarse como:

$$d_j = F_j[m], \quad j = 1, 2, \dots, M$$

donde F_j , generalmente no lineal, es la función asociada al j -ésimo dato. Expresada en notación vectorial:

$$d = \mathbf{F}[\mathbf{m}] \quad (6.3)$$

El ajuste de los datos puede ser definido mediante:

$$X^2 = \|\underline{\mathbf{W}}\mathbf{d} - \underline{\mathbf{W}}\mathbf{F}[\mathbf{m}]\|^2 \quad (6.4)$$

donde $\|\cdot\|$ es la norma Euclidiana y $\underline{\mathbf{W}}$ una matriz diagonal de tamaño $M \times M$ definida como:

$$\underline{\mathbf{W}} = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\}$$

Mediante la notación matricial, también es posible expresar a la rugosidad como:

$$R_1 = \|\underline{\boldsymbol{\theta}}\mathbf{m}\|^2 \quad R_2 = \|\underline{\boldsymbol{\theta}}^2\mathbf{m}\|^2$$

donde:

$$\underline{\boldsymbol{\theta}} = \begin{bmatrix} 0 & & & & 0 \\ -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \dots & \dots & \\ 0 & & & -1 & 1 \end{bmatrix}$$

El procedimiento utilizado para estimar la rugosidad mínima es incluyendo la función no restringida U mediante la implementación de los multiplicadores de Lagrange:

$$U = \|\underline{\boldsymbol{\theta}}\mathbf{m}\|^2 + \mu^{-1} \{ \|\underline{\mathbf{W}}\mathbf{d} - \underline{\mathbf{W}}\mathbf{F}[\mathbf{m}]\|^2 - X_*^2 \}$$

donde el segundo término de la expresión representa el desajuste ponderado mediante los multiplicadores de Lagrange μ^{-1} y X_*^2 un valor aproximado para X y que sea considerado aceptable. Los valores críticos para R_1 estarán dados en los puntos estacionarios donde la función sea cero. Por lo tanto, tomando el gradiente de U :

$$\mu^{-1} (\underline{\mathbf{W}}\underline{\mathbf{J}})^T \underline{\mathbf{W}}\underline{\mathbf{J}}\mathbf{m} - \mu^{-1} (\underline{\mathbf{W}}\underline{\mathbf{J}})^T \underline{\mathbf{W}}\mathbf{d} + \underline{\boldsymbol{\theta}}^T \underline{\boldsymbol{\theta}} = 0 \quad (6.5)$$

donde $\underline{\mathbf{J}}$ es la matriz Jacobiana de $M \times N$ o la matriz gradiente definida como:

$$\underline{\mathbf{J}} = \nabla_{\mathbf{m}} \mathbf{F}$$

o de manera tensorial:

$$J_{ij} = \frac{\partial F_i[m]}{\partial m_j}$$

Las soluciones al sistema no lineal de la expresión (6.5) se pueden encontrar bajo un esquema iterativo, \mathbf{m}_{k+1} , escogiendo un μ , de tal manera que la aproximación al desajuste X_k se aproxime lo mayor posible a X :

$$\mathbf{m}_{k+1}(\mu) = \left[\mu \underline{\mathbf{d}}^T \underline{\mathbf{d}} + (\underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{J}}_k)^T (\underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{J}}) \right]^{-1} (\underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{J}})^T \underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{d}}_k \quad (6.6)$$

y un desajuste del modelo \mathbf{m}_{k+1} dado por:

$$X_{k+1}(\mu) = \|\underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{d}} - \underline{\mathbf{W}} \underline{\mathbf{F}}[\mathbf{m}_{k+1}(\mu)]\| \quad (6.7)$$

Tras el análisis de la dimensionalidad geoelectrica de los datos MT, el cual se abordará en los siguientes apartados, se observa que la distribución de valores de resistividad para la Cuenca de la Independencia es 1D, en su mayoría, por lo que aproximar los datos de resistividad de cualquiera de los métodos utilizados, mediante el algoritmo de inversión de *OCCAM* es válido.

6.2.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

La inversión de los datos de resistividad aparente que se obtuvieron a partir de la técnica del SEV se realizó mediante el programa *WingLink*. Los datos de entrada son los valores de resistividad aparente obtenidos para cada lectura de $AB/2$ que son desplegados en un gráfico con escala logarítmica.

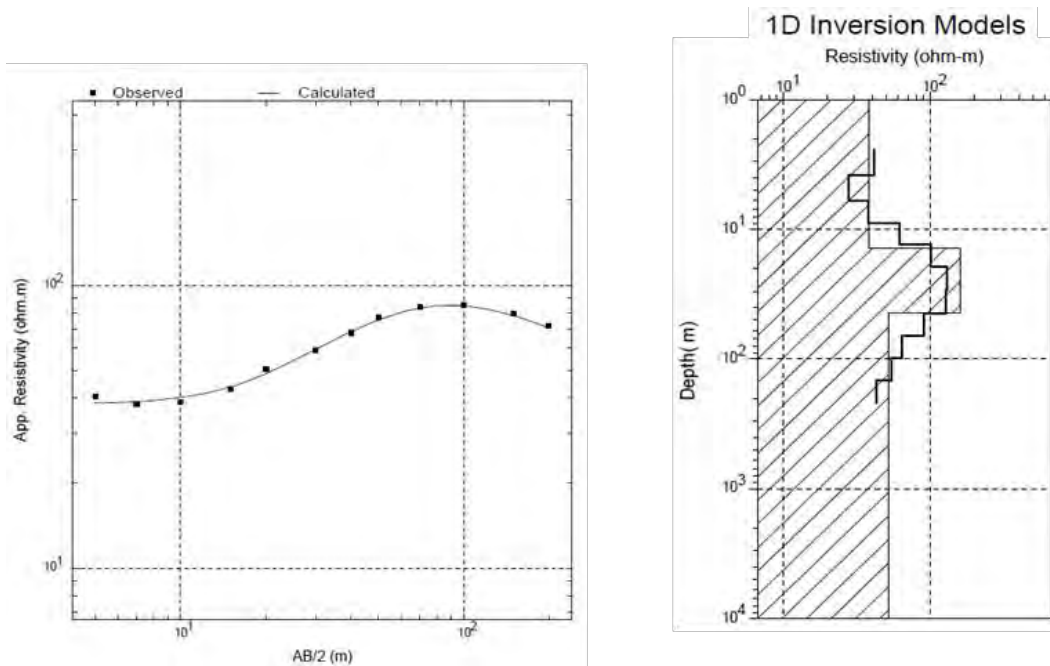


Figura 6.2. Modelo de inversión para el SEV-30

Para cada sondeo se realiza un primer ajuste de la curva de resistividad calculada a los datos de resistividad aparente medida en campo. A partir de los datos de campo y la curva de resistividad teórica, es posible llevar a cabo la inversión. El modelo de inversión genera un modelo de capas o unidades geoelectricas (Figura 6.2) que mejor se ajustan a los datos de resistividad aparente; la curva de resistividad del modelo de inversión generalmente presenta un valor mínimo de error, garantizando el mejor ajuste entre datos medidos y calculados.

6.2.2. Transitorio electromagnético (TEM)

Como se mencionó en el Capítulo 5, en algunos sitios se realizó la medición de la curva de decaimiento de voltaje, variando el nivel de la ganancia. Dependiendo el valor de ganancia aplicado, será el rango de la curva de voltaje que será amplificada. A partir de las diferentes curvas obtenidas para cada sitio, se genera una curva de decaimiento de voltaje promedio, garantizando caracterizar una respuesta válida del subsuelo durante todo el periodo de observación.

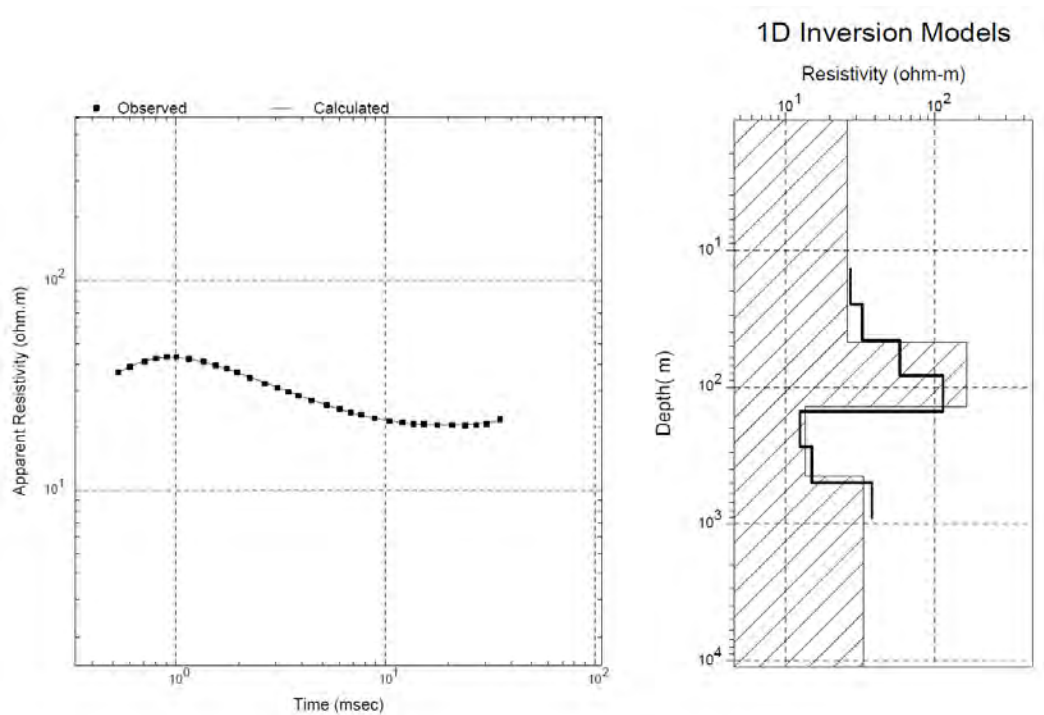


Figura 6.3. Modelo de inversión para el TEM – TBL1.

El algoritmo de inversión de los datos a partir de la técnica del TEM fue el de *OCCAM*, propuesto por Constable *et al.* (1987). Para obtener el modelo suavizado, el problema directo es linealizado sobre un modelo inicial, el cual se resuelve de manera explícita para el modelo deseado. Al parametrizar el modelo en términos de su primera o segunda derivada en función de la profundidad, la solución con el mínimo error genera el modelo más suavizado posible. En vez de buscar el mejor ajuste a los datos de campo, se busca el modelo más suave que se ajuste bajo un umbral de tolerancia establecida.

Cuando el valor del error o tolerancia es aceptable, se puede decir que la inversión ha convergido y que el proceso se encuentra terminado.

A su vez, el modelo de unidades geoelectricas puede ser manipulado, pues en ocasiones, el ajuste con menor error no brinda el mejor ajuste de la curva calculada a los datos observados. La inversión de datos no arroja una única solución, sin embargo, es necesario obtener un modelo que sea coherente con el panorama geológico, con los sondeos a sus cercanías y al mismo tiempo, sea el modelo con el menor error posible.

6.2.3. Audiomagnetotelúrico (AMT)

Al calcular el tensor de impedancias, se obtienen 4 componentes que describen el comportamiento geoelectrico del subsuelo en cualquier dirección. Del mismo modo, es posible obtener los valores de resistividad aparente en función de la frecuencia en las mismas direcciones.

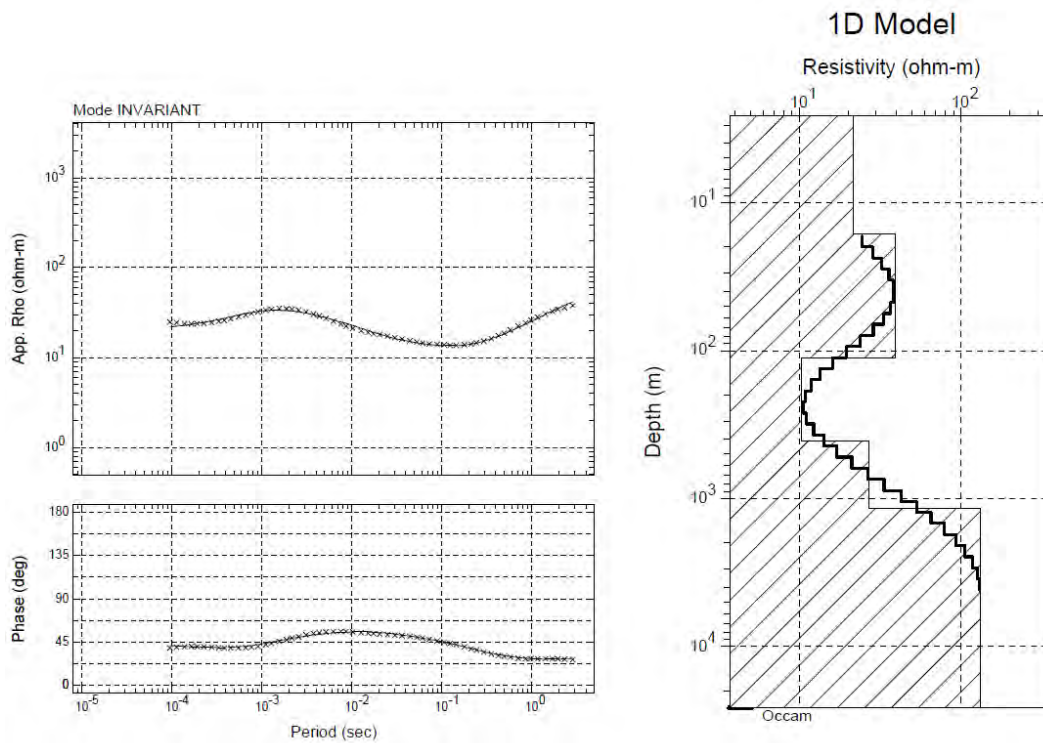


Figura 6.4. Modelo de inversión para el AMT-33

Tras la simplificación del tensor de impedancias, el resultado son 2 curvas de resistividad y de fase en las componentes xy y yx , perpendiculares entre sí y que describen las variaciones de resistividad en las direcciones de medición en campo, es decir, en dirección norte-sur y este-oeste. Por lo tanto, las expresiones (3.52) y (3.53) quedan representadas como:

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{i}{\omega\mu} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad \phi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{yx}\}}{\text{Re}\{Z_{xy}\}} \right)$$

$$\rho_{yx}(\omega) = \frac{i}{\omega\mu} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad \phi_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{yx}\}}{\text{Re}\{Z_{yx}\}} \right)$$

La inversión de los modelos unidimensionales se llevó a cabo utilizando uno de los invariantes rotacionales del tensor de impedancia. Se definen como invariantes debido a que son independientes a la orientación del sistema de referencia en que hayan sido medidas en campo (Ingham, 1988). El invariante de la resistividad se calcula a partir del promedio geométrico de ρ_{xy} y ρ_{yx} , mientras que el invariante de la fase es calculada a partir del promedio aritmético de ambas fases (Aboud *et al.*, 2014).

El resultado es una curva de resistividad aparente promedio, que proporciona una respuesta de conductividad suavizada del subsuelo, pero que contiene los principales contrastes de resistividad eléctrica. De igual manera que para el caso del transitorio electromagnético, el algoritmo de inversión 1D para los datos MT fue el de OCCAM (Constable *et al.*, 1987), obteniendo un modelo discreto de unidades geoelectricas a partir de los datos de resistividad aparente en función de la frecuencia (Figura 6.4).

6.3. Análisis de dimensionalidad geoelectrica y strike

El tensor de impedancias tiene ciertas propiedades a partir de las cuales se puede inferir la dimensionalidad del medio. El análisis de estas propiedades es esencial antes de realizar la inversión 2D, pues tanto la dirección preferencial de flujo electromagnético, el análisis en la distorsión electromagnética en los datos y la determinación de la dimensionalidad del medio juegan un papel importante al momento de escoger cuál tipo de aproximación es el más adecuado durante la modelación y/o la interpretación de los datos (Martí *et al.*, 2009). Además, el análisis de la dimensionalidad puede tomarse como criterio para determinar si los datos pudieran o no estar afectados por algún fenómeno de distorsión, con lo que la información podría ser corregida de manera apropiada.

Existen diversos criterios desarrollados para la estimación de la dimensionalidad y la direccionalidad de la estructura geoelectrica como los propuestos por Swift (1967), Bahr (1988, 1991) y Weaver *et al.* (2000). Sin embargo, para este caso se prefiere utilizar el método del tensor de fases desarrollado por Caldwell *et al.* (2004), cuya bondad principal es el de poder estimar la dimensionalidad de la estructura geoelectrica sin verse afectado directamente por efectos de distorsión galvánica, aunque la mayor limitante del método es el no poder recuperar la respuesta magnetotelúrica regional (Martí *et al.*, 2009; Jones, 2012).

Por lo anterior, se recurre al método desarrollado por McNeice y Jones (2001), basado en la descomposición de Groom y Bailey (1989), pues permite estimar la contribución de parámetros de distorsión del tensor de impedancias y corregirlos. Además, esta técnica determina de manera estadística la dirección del strike que mejor ajuste a los datos. Esta metodología es aplicable asumiendo que la dimensionalidad geoelectrica del medio es 2D o 3D/2D (Martí *et al.*, 2009).

6.3.1. Método del tensor de fase magnetotelúrico

Una de las herramientas más modernas para la determinación de la dimensionalidad geoelectrica es la del tensor de fase magnetotelúrico, propuesta por Caldwell *et al.* (2004). Dado que las componentes del tensor de impedancia son valores complejos, Z puede quedar expresado como la suma de la parte real y la imaginaria:

$$Z = X + iY \quad (6.8)$$

Las fases de estas componentes pueden ser definidas como el cociente de la parte real por la imaginaria, por lo tanto, el tensor de fase puede ser expresado como:

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (6.9)$$

donde:

- X^{-1} : es la matriz inversa de la parte real, X , del tensor de impedancia,
- Y : es la parte imaginaria del tensor de impedancia,
- Φ : el tensor de fase magnetotelúrico.

Desarrollando la expresión (6.9) en términos de las componentes real e imaginaria:

$$\begin{bmatrix} \phi_{11} & \phi_{12} \\ \phi_{21} & \phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}X_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (6.10)$$

donde:

- $\det(X) = X_{11}X_{22} - X_{21}X_{12}$

El tensor de fase no se ve afectado por distorsión galvánica, aunque no es invariante ante la rotación (Caldwell *et al.*, 2004). Para el caso particular de un medio 1D, el tensor de fase toma la forma de una matriz diagonal, con las dos componentes no nulas iguales a la tangente de la fase. Para el caso 2D, el tensor de fase también se trata de una matriz diagonal, pero con las componentes no nulas diferentes entre sí, cuyo valor corresponde a las tangentes de las fases del modo TE y TM, respectivamente. Para el caso general 3D, el tensor de fase muestra la relación entre las fases de las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético (Martí, 2005).

Al tratarse un tensor de segundo orden, el tensor de fase puede ser caracterizado por su dirección y por tres cantidades escalares independientes del sistema coordenado (la traza, el sesgo y su determinante) utilizado para expresar dicho tensor (coordenadas invariantes). Para el caso del tensor de fase, Caldwell *et al.* (2004), utilizan las variables ϕ_{max} , ϕ_{min} y β definidas como:

$$\phi_{max} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} + (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2} \quad (6.11)$$

$$\phi_{min} = (\phi_1^2 + \phi_3^2)^{1/2} - (\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2)^{1/2} \quad (6.12)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_3}{\phi_1} \right) \quad (6.13)$$

que representan respectivamente, los valores máximo y mínimo del tensor de fase, así como el ángulo de rotación, una medida de asimetría del tensor de fase, donde:

$$\phi_1 = \frac{\text{tr}(\Phi)}{2} = \frac{\phi_{11} + \phi_{22}}{2}$$

$$\phi_2 = \sqrt{\det(\Phi)}$$

$$\phi_3 = \frac{\text{sk}(\Phi)}{2} = \frac{\phi_{12} - \phi_{21}}{2}$$

Además, añaden un cuarto valor, α , que es necesario para completar la caracterización del tensor, el cual no es un invariante rotacional del tensor de fase, pero que expresa la dependencia del tensor sobre el sistema coordinado:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\phi_{12} + \phi_{21}}{\phi_{11} - \phi_{22}} \right) \quad (6.14)$$

Con base en lo anterior, el tensor de fase puede ser expresado a través de la Descomposición en Valores Singulares (SVD), como el producto de tres matrices:

$$\Phi = \mathbf{R}^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \phi_{max} & 0 \\ 0 & \phi_{min} \end{bmatrix} \mathbf{R}(\alpha + \beta) \quad (6.15)$$

donde $\mathbf{R}(\alpha + \beta)$, representa la matriz de rotación:

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

Si el tensor de fase es simétrico, su ángulo de asimetría es igual con cero ($\beta = 0$), por lo que los valores principales, ϕ_{max} y ϕ_{min} , serán iguales a sus eigenvalores. Este caso ocurre para el caso de una distribución de valores de conductividad 1D o 2D. Los valores máximo y mínimo del tensor de fase indican las direcciones principales de polarización de los campos electromagnéticos. Teóricamente, si el tensor de fase es simétrico y los valores principales del tensor son iguales entre sí, no existiría una dirección preferencial, por lo tanto, la estructura se considera como 1D. Cuando el tensor de fase de igual manera es simétrico pero los valores principales son diferentes entre sí, la existencia de dos direcciones representaría el caso de un medio 2D. Para el caso general de un medio 3D, ϕ_{max} y ϕ_{min} también serán diferentes entre sí, sin embargo, el ángulo de asimetría será distinto de cero ($\beta \neq 0$).

Cualquier tensor no simétrico de segundo orden puede ser descrito gráficamente a partir de una elipse, donde los ejes mayor y menor de la elipse representarían los ejes principales del tensor, siendo

el eje mayor quien dicte la orientación de la elipse, a partir del ángulo $\alpha - \beta$ (Figura 6.5). Para el caso particular donde el tensor es simétrico ($\beta = 0$), la orientación del eje mayor estará dada por α . Para el caso general 3D, el ángulo de asimetría es diferente de cero y representa la rotación del eje mayor respecto a una elipse representada por un tensor simétrico. La longitud de los ejes de la elipse es proporcional a los valores principales del tensor (Caldwell *et al.*, 2004).

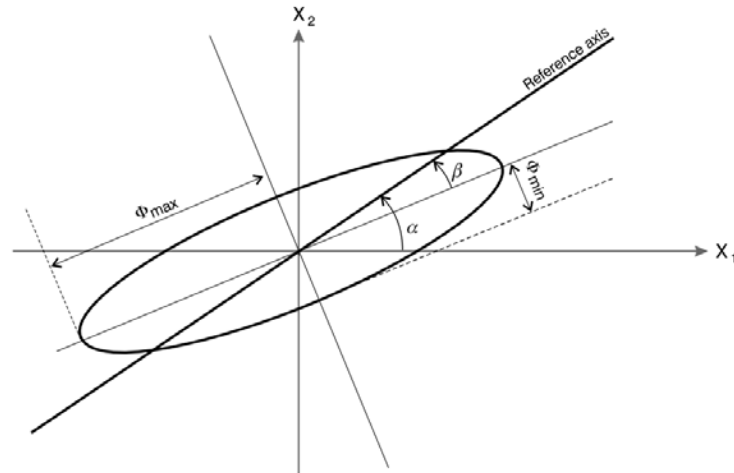


Figura 6.5. Representación gráfica del tensor de fase (Bibby *et al.*, 2005)

El método del tensor de fase fue implementado para cada sondeo, con la finalidad de analizar las propiedades que resultan de esta metodología. Es claro que, para el caso de la aplicación en problemas reales, las condiciones establecidas para determinar la dimensionalidad del medio no se verían cumplidas. Sin embargo, es posible establecer un rango con el cual se pueda clasificar la dimensionalidad geoelectrica a partir del ángulo de asimetría, β y el parámetro λ , definido como la elipticidad del tensor de fase (Bibby *et al.*, 2005) y que puede ser expresado como:

$$\lambda = \frac{|\phi_{max} - \phi_{min}|}{\phi_{max} + \phi_{min}} \quad (6.16)$$

Como se mencionó anteriormente, la manera de determinar si la dimensionalidad es 1D o 2D, es mediante el análisis de la magnitud de los parámetros ϕ_{max} y ϕ_{min} , pues son los que definirán el grado en que la descripción geométrica del tensor de fase puede ser considerada como un círculo o como una elipse, teniendo en cuenta un valor de β y un error de estimación pequeño. Aunque algunos autores han recurrido a utilizar valores de $\beta = 10^\circ$ para establecer el límite entre un medio 2D y 3D (Booker, 2014), para este caso, se decidió apegarse al límite de los parámetros establecidos en el trabajo original de Caldwell *et al.* (2004).

Para la metodología utilizada en los siguientes apartados conviene ser estrictos al momento de decidir el límite entre los tres tipos de dimensionalidad, por lo que un valor menor de $\lambda < 0.2$, aún puede ser considerado como 1D, tal como lo menciona en su trabajo Bibby *et al.* (2005). Por otra parte, la manera de discriminar entre un medio 2D de un 3D será limitando el valor del ángulo de asimetría, por lo que para $|\beta| > 3^\circ$, el dato puede ser considerado como 3D. Esta metodología fue aplicada a cada sondeo magnetotelúrico (Figura 6.6 y 6.7), por lo que los resultados pueden ser

desplegados para su análisis para cada sondeo, para cada perfil y de manera general para todos los sondeos de la zona de estudio (Figura 6.8 – 6.11).

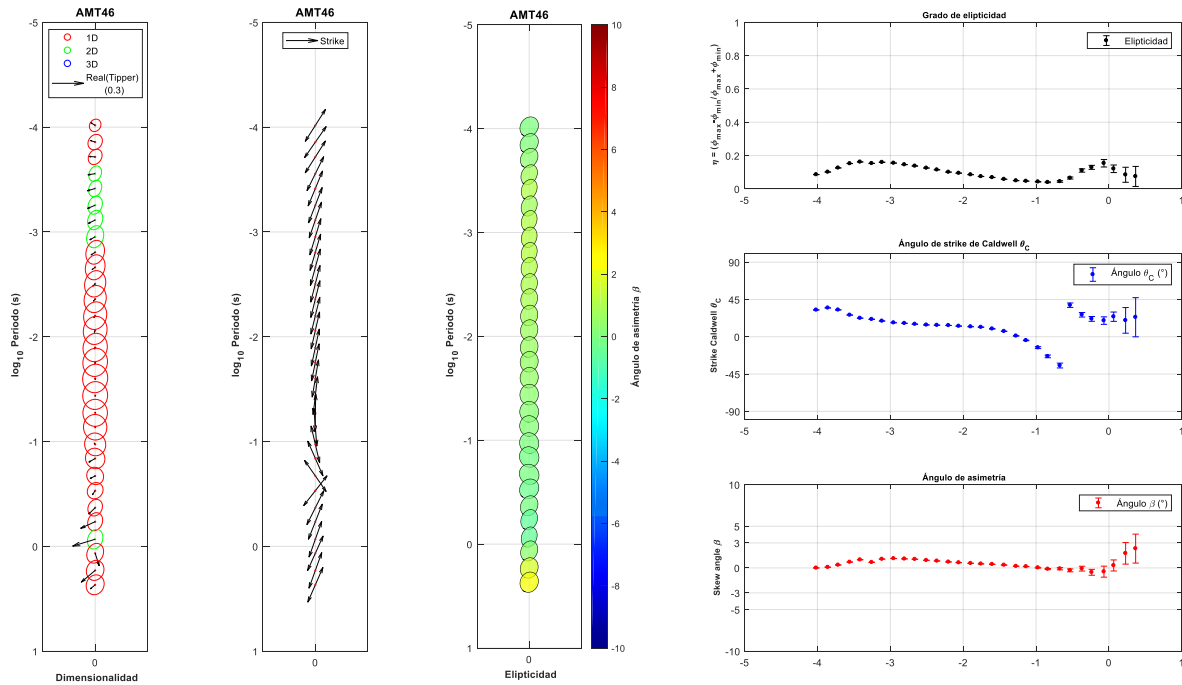


Figura 6.6. Análisis de las propiedades de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo AMT46.

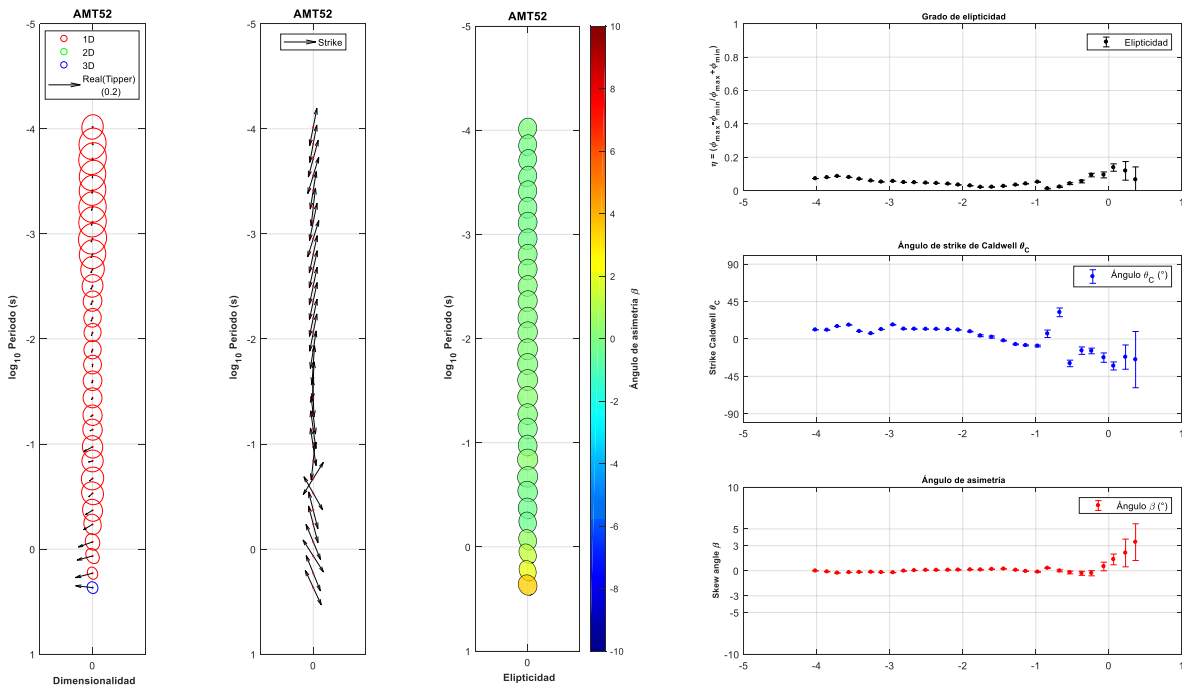


Figura 6.7. Análisis de las propiedades de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo AMT52.

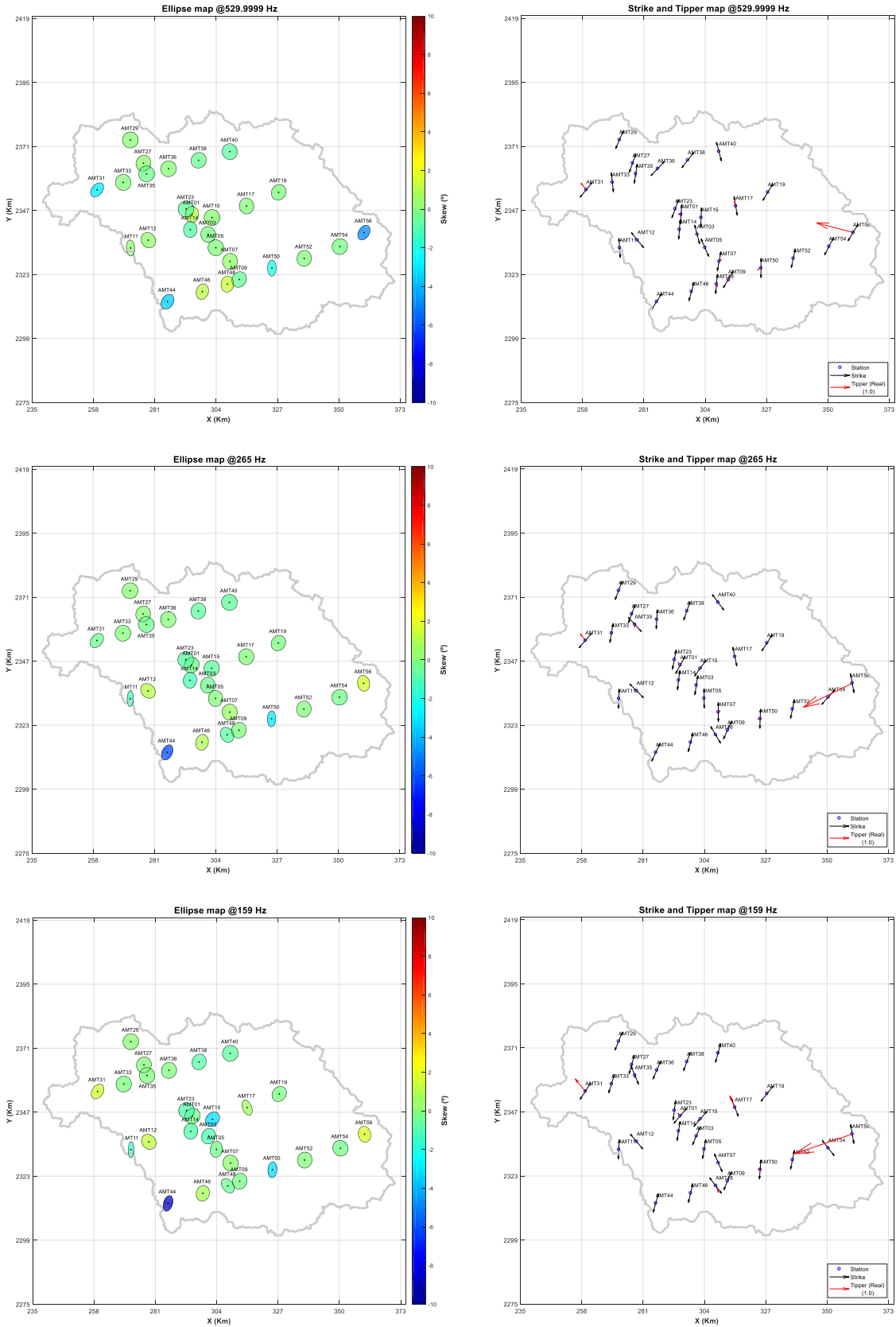


Figura 6.9. Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 530, 265 y 159 Hz

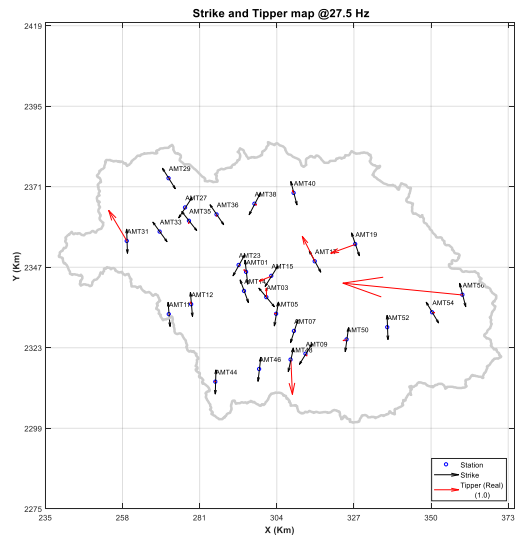
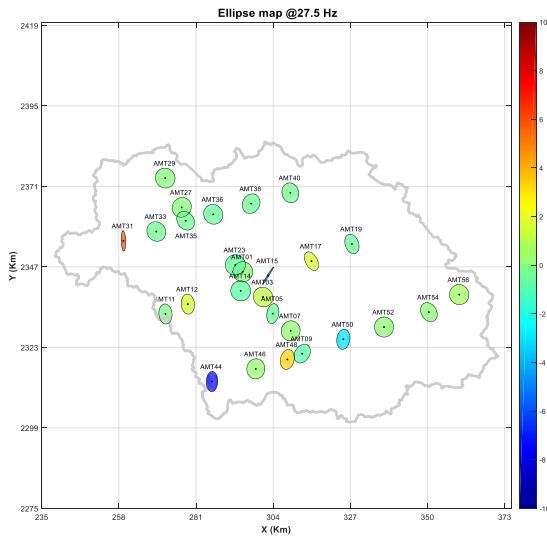
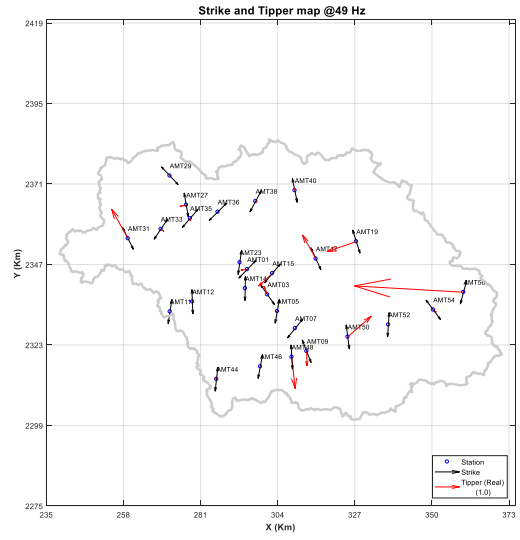
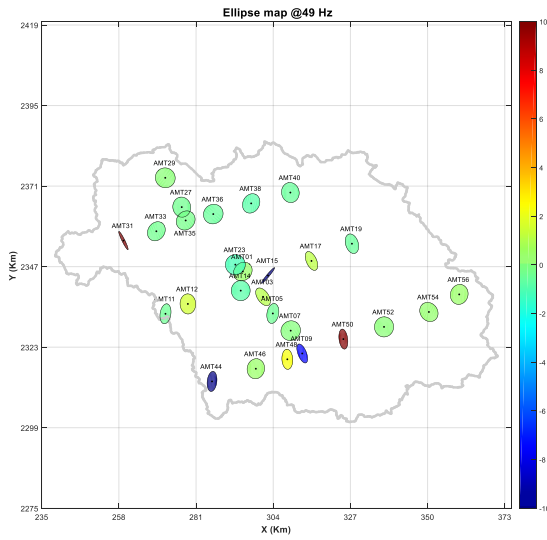
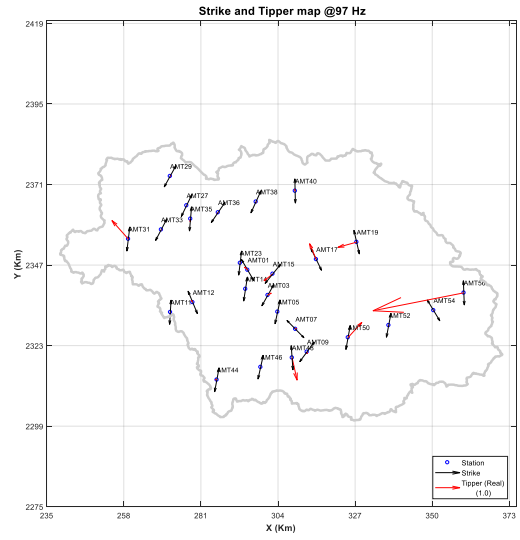
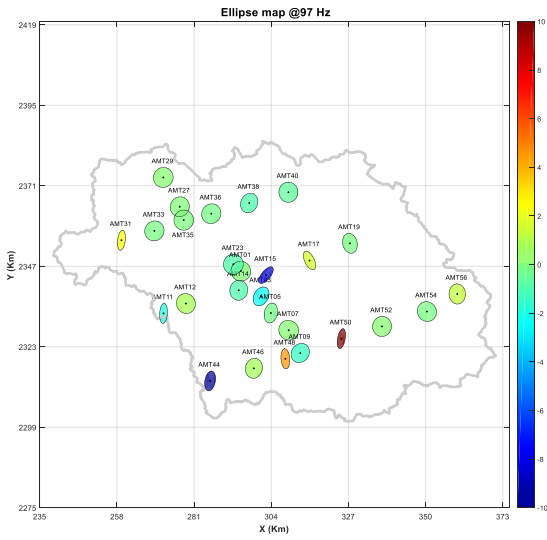


Figura 6.10. Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 97, 49 y 27 Hz

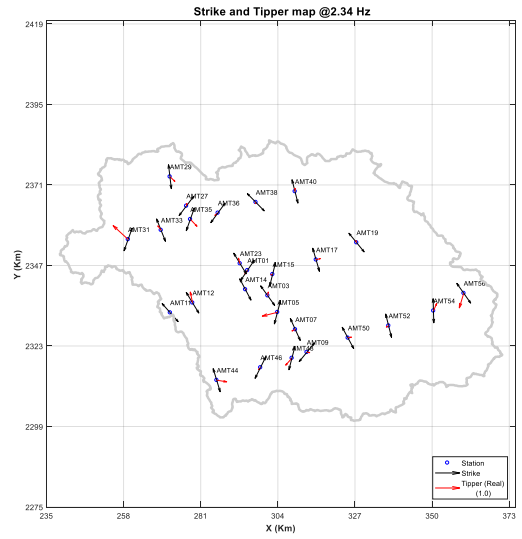
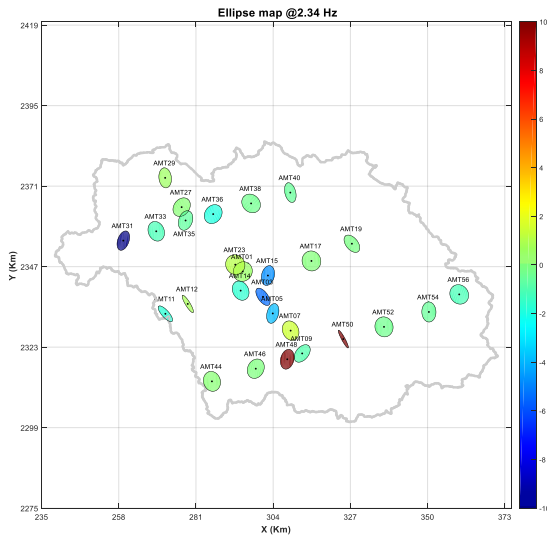
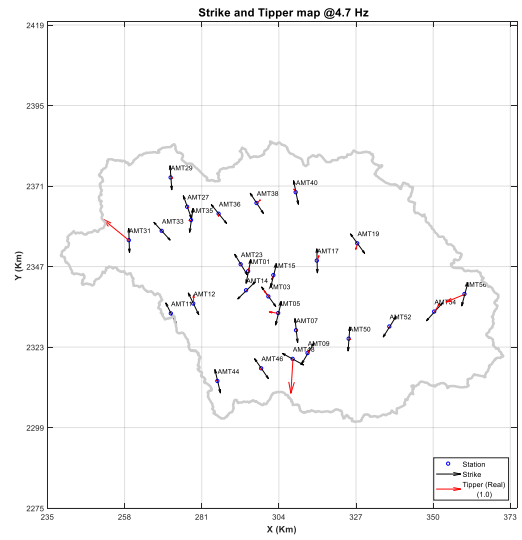
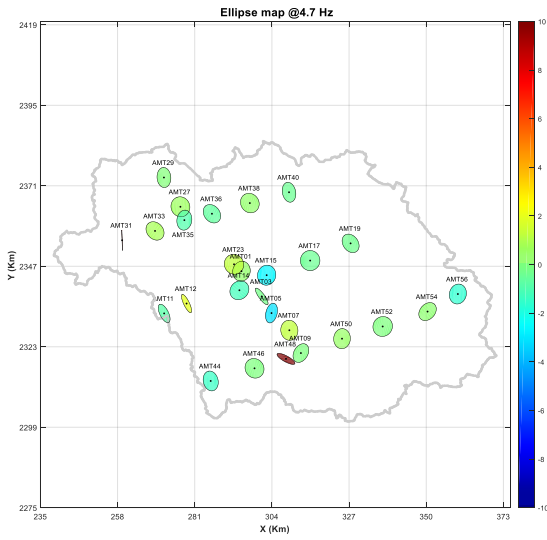
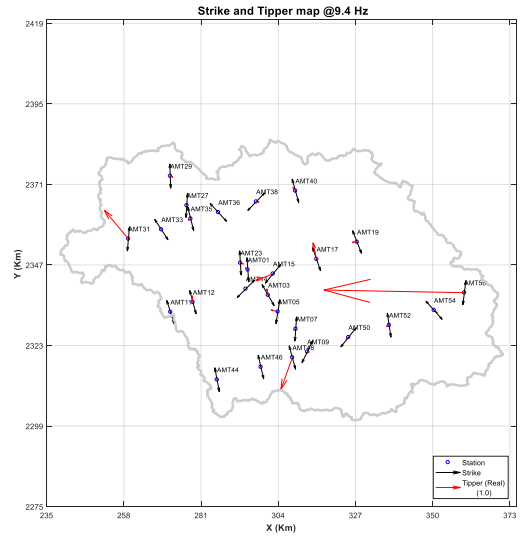
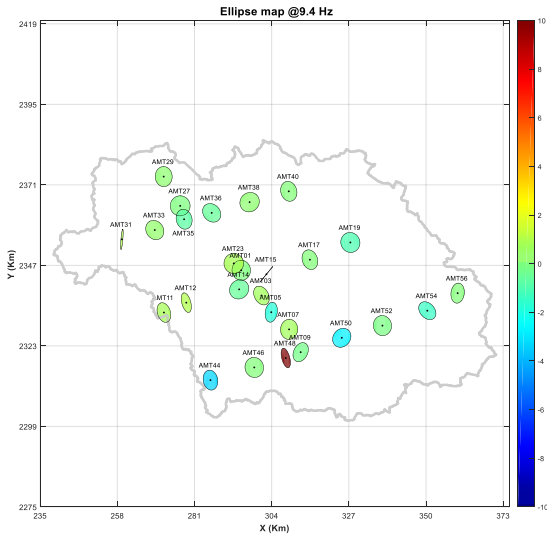


Figura 6.11. Elipses del tensor de fase, dirección de strike y parte real del tipper a 9, 4.5 y 2.5 Hz

6.3.2. Análisis de distorsión

El propósito de la descomposición de Groom y Bailey (1989) es el de separar las contribuciones regionales y locales de la respuesta magnetotelúrica, asumiendo que la estructura regional es por mucho 2D y que la estructura local produce sólo distorsión galvánica debido a la dispersión del campo eléctrico, por lo tanto, los efectos magnéticos de las cargas pueden ser despreciadas. Para el caso de un sistema de referencia arbitrario, el tensor de impedancias puede ser representado de la forma:

$$Z_m = R(\theta) C Z_{2D} R^T(\theta) \quad (6.17)$$

donde C es el tensor de distorsión. El tensor de distorsión C puede ser factorizado en términos de tres tensores y una cantidad escalar:

$$C = g T S A \quad (6.18)$$

donde g se conoce como la ganancia del sitio, T el tensor *twist*, S el tensor *shear* y A el tensor de la anisotropía del medio.

Estos parámetros son necesarios para representar la forma más general del tensor de distorsión. Groom y Bailey ilustran lo anterior mediante un escenario en el que la información se recabaría en el centro de un pantano de forma elíptica, cuya superficie es altamente conductiva y rodeado de un material aislante en una región moderadamente conductiva (Figura 6.12). La presencia del pantano produce que las corrientes sean “torcidas” a su *strike* local; esta rotación en las corrientes está contenido en el tensor del *twist*, T . El efecto del pantano también causa la división de las impedancias principales, generando diferentes factores de “estiramiento” relacionados con la distorsión, los cuales están contenidos en el tensor de anisotropía, A . El tensor de “cizallamiento”, o *shear* (S), desvía los ejes principales de modo que la ortogonalidad entre ellos se pierde (Simpson y Bahr, 2005). Por otra parte g actúa como un factor de escalamiento en el campo eléctrico.

La ecuación (6.17) representa un problema subdeterminado, pues contiene nueve incógnitas (el *strike* regional, las cuatro componentes del tensor de distorsión, y las dos componentes complejas del tensor de impedancia), mientras que el tensor de impedancia observado Z_m sólo contiene ocho parámetros conocidos. La manera que proponen Groom y Bailey para resolver este problema es integrar los valores de la anisotropía y la ganancia de sitio, debido a que estos parámetros no se pueden determinar por separado de Z_{2D} , de forma que:

$$Z'_{2D} = g A Z_{2D} \quad (6.19)$$

En conjunto, el tensor de anisotropía y la ganancia del sitio forman parte de los parámetros no determinables del tensor de distorsión. Al integrar ambos términos al tensor de impedancia, la forma de las curvas de resistividad aparente y fase no presentan cambio alguno. Sin embargo, los valores de resistividad se modificarán por factores de escalamiento desconocidos. Por lo tanto, el tensor de impedancia bajo el esquema de Groom y Bailey queda expresado como:

$$Z_m = R(\theta) T S Z'_{2D} R^T(\theta) \quad (6.20)$$

Groom y Bailey muestran que cuando el tensor de impedancia registrado Z_m , cumple con el modelo de descomposición, este tensor puede ser descrito únicamente por siete parámetros (*strike* regional, *twist*, *shear* y los cuatro parámetros contenidos en las 2 componentes complejas del tensor de impedancias escalado). Estos parámetros de la factorización son determinados mediante el ajuste de los siete parámetros a las componentes del tensor de impedancia Z_m , minimizando el error cuadrático χ^2 , entre los datos observados y los coeficientes de la descomposición.

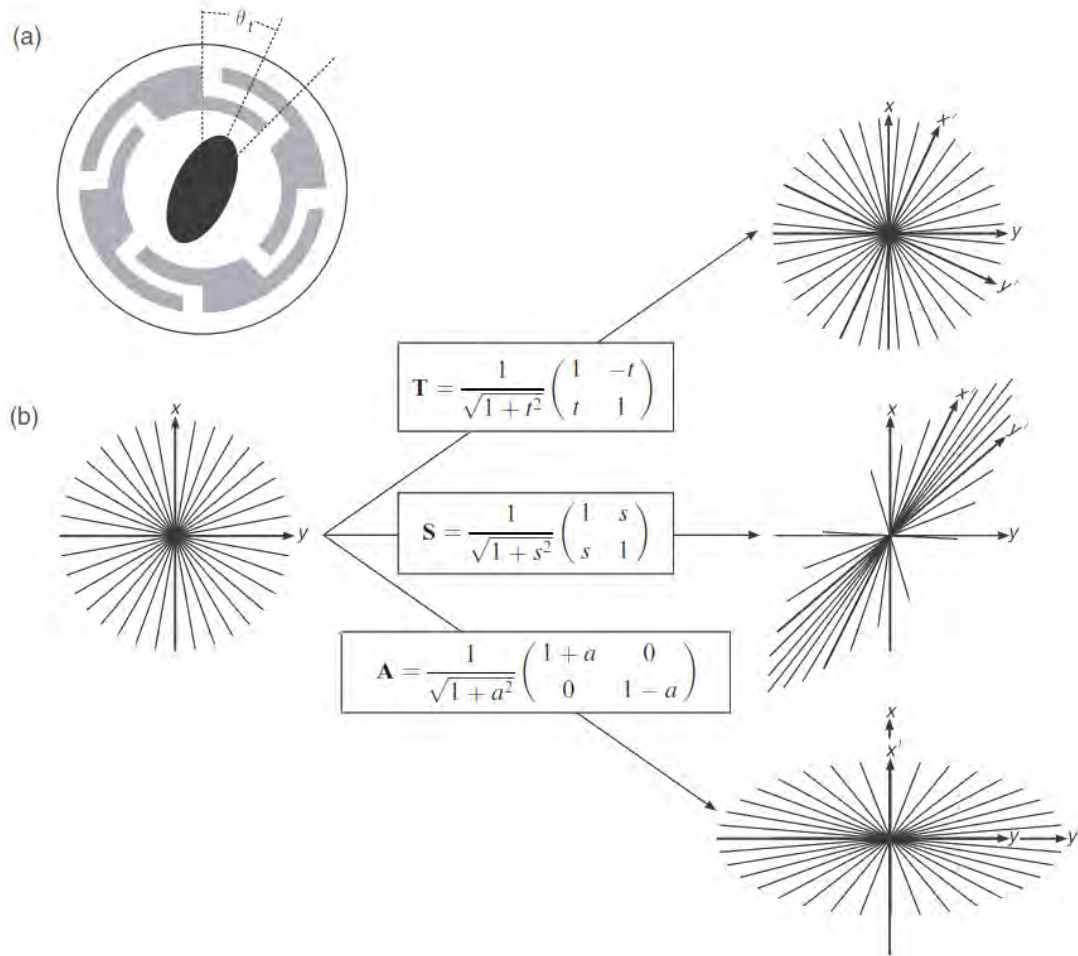


Figura 6.12. a) Escenario propuesto por Groom y Bailey, la elipse central (negro) corresponde con un pantano, rodeado de un material aislante (blanco) en un medio ligeramente conductivo (gris). b) Esquematización de los parámetros de distorsión telúrica (Simpson y Bahr, 2005)

En el análisis de Groom y Bailey, la estimación de los parámetros de distorsión y dirección del *strike* se realiza frecuencia por frecuencia y sitio por sitio. McNeice y Jones (2001), tomaron como punto de partida el análisis de Groom y Bailey (1989), realizando una extensión en la que se trata de buscar un mínimo global que resuelva de manera simultánea la dirección más apropiada del *strike* y los parámetros de distorsión *twist* y *shear* para todo el rango de frecuencias del sondeo o sólo para un ancho de banda, para uno o para múltiples sitios.

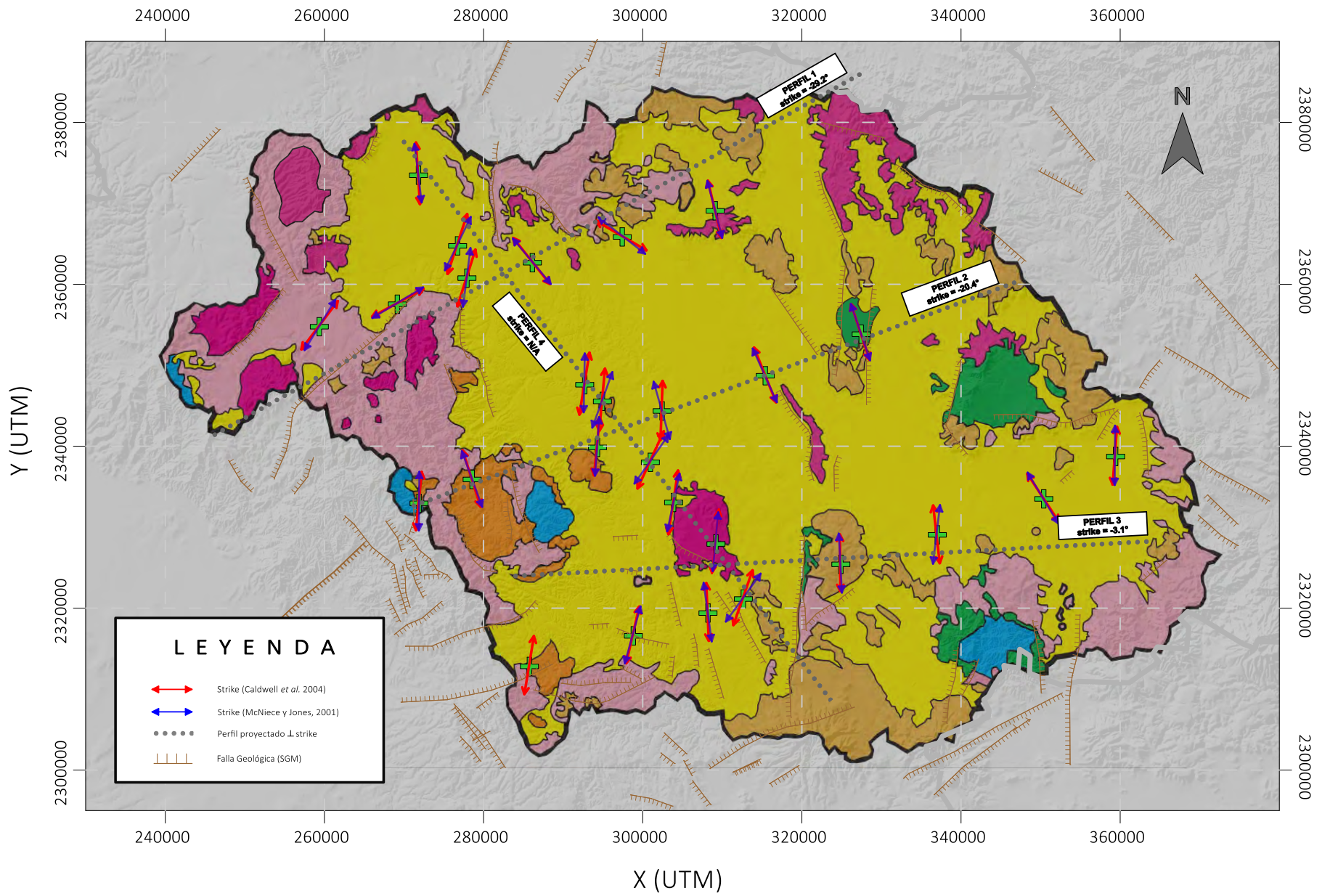


Figura 6.13. Dirección de strike mediante los criterios de Caldwell et al. (2004) y McNeice y Jones (2001)

El análisis del tensor de fase aplicado a la Cuenca de la Independencia indica que, en general, la dimensionalidad se podría aproximar a un medio 1D (Figura 6.15). Además, la componente real del vector de inducción (*tipper*) es muy pequeña para la mayoría de los sondeos (Figuras 6.8 – 6.11). Por otra parte, se observa que para frecuencias bajas (< 50 Hz) el comportamiento de algunas curvas y de las elipses del tensor de fase se aproximan hacia un medio 2D e incluso 3D (Figuras 6.8 – 6.11). Aunque la metodología del tensor de fase se aplica periodo a periodo, el ángulo del *strike* para cada sondeo fue determina por la dirección predominante (Figura 6.14).

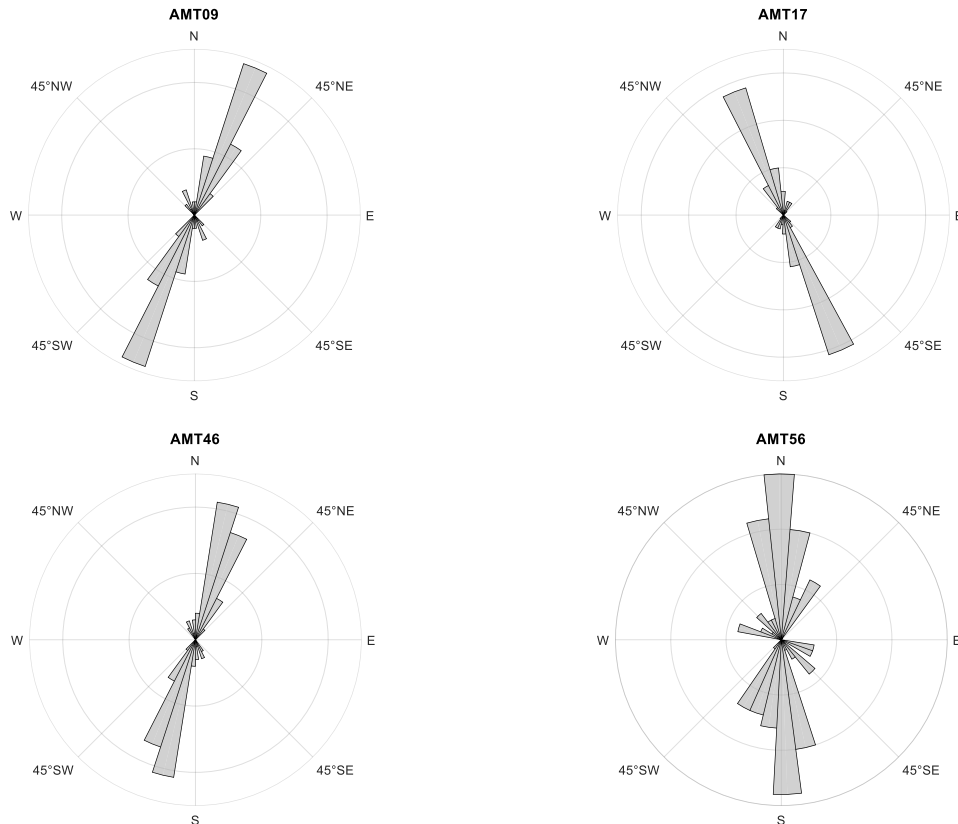


Figura 6.14. Histograma angular de la dirección de strike calculada mediante el tensor de fase

Aunque la descripción geométrica del tensor de fase se aproxima a la de una circunferencia, en la mayoría de los sondeos y a lo largo de todo el rango de frecuencias, se muestra una dirección del *strike* consistente y que es compatible con la dirección que muestran los sondeos cercanos. Por lo anterior, se decidió utilizar el código *STRIKE* desarrollado por McNeice y Jones (2001), con la intención de obtener la dirección preferencial del flujo electromagnético para cada sondeo y a su vez, para obtener el *strike* que mejor ajuste a todos los sondeos de cada perfil.

Dado que el fundamento principal de la descomposición propuesta por Groom y Bailey es la suposición de que los datos son 2D o 3D/2D, los sondeos y sus periodos determinados como 3D fueron removidos de cada estación MT sólo con la intención de mantener el supuesto de la

bidimensionalidad del medio. La eliminación de los datos 3D de las curvas de resistividad se realizaron con base en los resultados obtenidos por el análisis del tensor de fase, es decir, los valores con $|\beta| > 3^\circ$. Cabe mencionar que este procedimiento fue realizado antes de estimar el *strike* que ajuste estadísticamente mejor a todos los sondeos de cada perfil.

La dirección del *strike* fue calculada para todo el rango de frecuencias en cada sitio y posteriormente para todos los sitios de los Perfiles 1 – 4, dejando fuera los Perfiles 5 y 6 dado que no se cuenta con información de datos MT (Tabla 1). Tal como en el análisis de G-B, los parámetros óptimos de la descomposición, la dirección del *strike*, el *twist* y *shear*, se obtienen minimizando el error global χ^2 entre los datos teóricos y los observados. La tolerancia del *error floor* en las impedancias fue fijada entre 5 – 7.5% para la estimación del *strike* de todo un perfil. Si el error propio de los datos es menor al *error floor* establecido, el código *STRIKE* trabaja con este último error. Con esta tolerancia se satisface la prueba de chi cuadrado, con un desajuste χ^2 por debajo de los estimados para un intervalo de confianza del 95%.

Tabla 1. Estimación de la dirección de *strike* mediante el código desarrollado por McNeice y Jones.

PERFIL	Ángulo de <i>strike</i> (°)
Perfil 1	-29.2
Perfil 2	-20.4
Perfil 3	-3.1
Perfil 4	11.1 (1D)
Perfil 5	N/A
Perfil 6	N/A

La ambigüedad de los 90° en la estimación del *strike* óptimo para cada sondeo y cada perfil, tanto para la metodología del tensor de fase como para el método de McNeice y Jones, fue resuelta analizando los vectores de inducción y las estructuras geológicas. La Figura 6.13 muestra el análisis de la dirección del *strike* para cada sondeo MT, resultando que en la mayoría de los sondeos ambas metodologías, tensor de fase y código *STRIKE*, arrojan un resultado semejante en la dirección preferencial del flujo electromagnético y que se ajusta al patrón direccional de los rasgos estructurales y de las deformaciones que se presentan en la Cuenca de la Independencia. Asimismo, el análisis de distorsión muestra que los ángulos de los parámetros de distorsión, *twist* y *shear*, son muy pequeños, y su contribución a la distorsión de la respuesta magnetoteléfrica despreciable, por lo que los datos originales serán utilizados para realizar los procesos de inversión 2D.

6.4. Integración de la información

El fenómeno de la distorsión galvánica en los sondeos magnetotelérficos es un problema que siempre puede estar presente y con mayor seguridad para el caso de la CI, en el que existen heterogeneidades

cercanas a la superficie y que podrían presentar un contraste de valores de conductividad eléctrica respecto al medio circundante. Existen diversas técnicas para la identificación y la corrección de los efectos de estas heterogeneidades, como la estimación de promedios estadísticos de valores de conductividad eléctrica somera, estimación de tensores de distorsión, filtrado o modelos computacionales (Sternberg *et al.*, 1988; Jiracek, 1990). Otras técnicas de exploración como el transitorio electromagnético (Sternberg *et al.*, 1988; Pellerin y Hohmann, 1990; Meju, 1996) o el sondeo eléctrico vertical (Spitzer, 2001; Meju, 2005; Tripaldi *et al.*, 2010) han sido utilizados para la estimación de los valores de resistividad eléctrica para los primeros metros de profundidad, resolviendo parte del problema de la distorsión galvánica en los sondeos MT. Entonces, el objetivo de la corrección por *static shift* es el de suprimir los efectos de estos cuerpos superficiales en las curvas de resistividad. Las mediciones del campo eléctrico E son las responsables del fenómeno *static shift*, por lo que es natural recurrir a técnicas de exploración que sólo involucren la medición del campo magnético (Pellerin y Hohmann, 1990). Sin embargo, también es posible recurrir a los sondeos de resistividad de corriente directa para caracterizar los efectos de la distorsión galvánica (Spitzer, 2001).

Como se comentó anteriormente, para cada estación MT se implementó un sondeo eléctrico vertical o un transitorio electromagnético, con la intención de resolver el fenómeno del *static shift*, aunque, tanto SEV como TEM, también fueron adquiridos en puntos donde no se recolectó información MT. La integración de la información de datos eléctricos y electromagnéticos puede mejorar la robustez de la información, así como la resolución para la interpretación del modelo. Sin embargo, relacionar la información de estas tres técnicas no suele ser una cuestión trivial, debido a la naturaleza del método aplicado (Meju, 2005).

Se ha determinado de manera empírica que los datos de resistividad aparente obtenidos mediante sondeos transitorio electromagnéticos y sondeos eléctricos verticales pueden ser comparados mediante la relación (Meju, 2005):

$$t(s) = 0.5\pi\mu_0\sigma \left(\frac{AB}{2}\right)^2 \quad (6.21)$$

o su equivalente:

$$\frac{AB}{2} = 711.8 \sqrt{t\rho}$$

donde t es el tiempo transitorio dado en segundos, $AB/2$ la separación media entre electrodos de corriente y ρ la resistividad de un semiespacio homogéneo, la cual puede ser determinada después de la inversión de la curva de resistividad, por lo que es recomendable aproximar mediante el valor de resistividad aparente para un $AB/2$ correspondiente.

Para el caso entre TEM y AMT, Sternberg *et al.* (1988) de manera semianálítica y Meju (1995) de manera empírica, han establecido la relación entre ambas técnicas de exploración. Sternberg *et al.* (1988) compara el *skin depth* de ambos métodos. El *skin depth* para el caso del transitorio electromagnético se puede expresar como:

$$z = 1.28 \sqrt{\frac{t}{\sigma\mu}} \quad (6.22)$$

Igualando el *skin depth* del MT en el dominio de la frecuencia (Ec. 3.47) con el *skin depth* para los TEM en el dominio del tiempo (6.22), se llega a la expresión (Sternberg *et al.*, 1988):

$$t_{TEM} (ms) = \frac{194}{f_{MT} (Hz)}$$

o expresado en función del periodo MT:

$$T_{MT} = \frac{t_{TEM}(ms)}{194} \quad (6.23)$$

Por otra parte, Meju (1995, 1996) mediante el análisis de 140 sondeos TEM coincidentes con estaciones MT y su modelación numérica, sugiere que la relación entre las frecuencias MT y los tiempos transitorios del TEM sea de:

$$T_{MT} = 3.9 t_{TEM}(s)$$

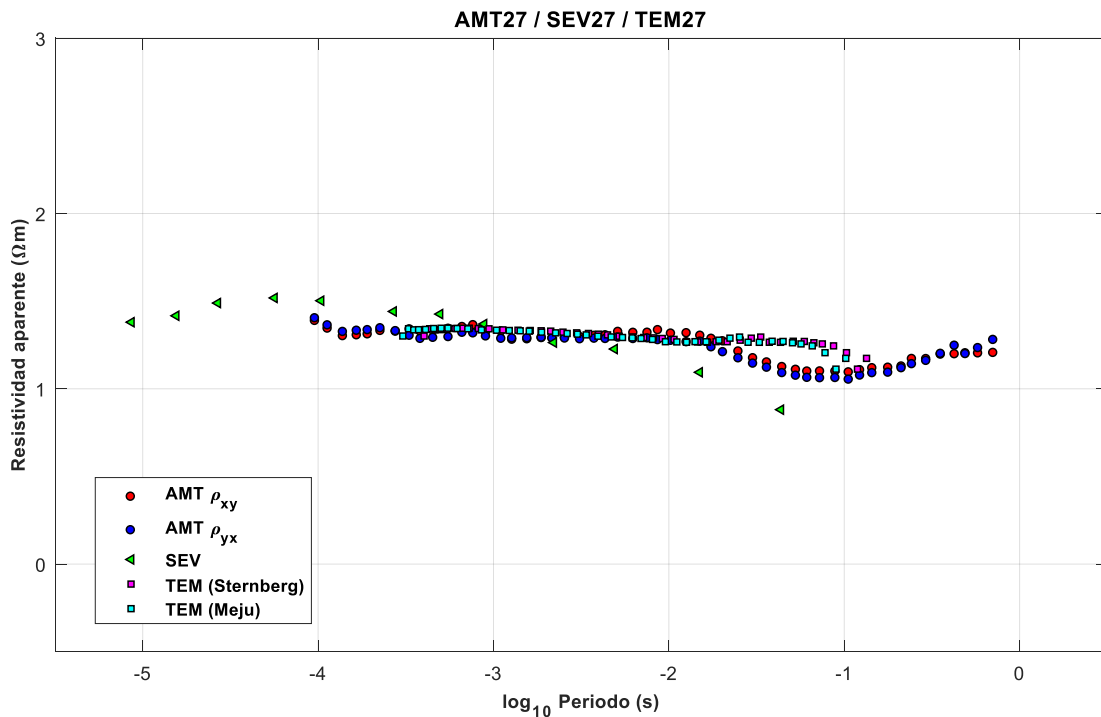


Figura 6.15. Integración de SEV27 y TEM27 en dominio de frecuencias

Finalmente, tomando la última expresión $T_{MT} \cong 4t_{TEM}$ y la relación de la expresión (6.21):

$$T_{MT} = \frac{2\pi\mu_0}{\rho_a} \left(\frac{AB}{2} \right)_{SEV}^2 \quad (6.24)$$

es posible obtener la relación entre la información de los sondeos eléctricos verticales y los datos magnetotélúricos (Meju, 2005). A partir de las expresiones (6.23) y (6.24), es posible calcular la pseudo-respuesta de un sondeo eléctrico vertical o un transitorio electromagnético en el dominio de las frecuencias para el método MT (Figura 6.15).

Una vez obtenidos los valores de resistividad aparente en función del periodo para las curvas de SEV y TEM, es necesario estimar el ángulo de fase para cada valor de ρ_a . A partir de la función de suavizamiento D^+ es posible realizar lo anterior, obteniendo una curva tanto de resistividad aparente como de fase. D^+ relaciona ambos parámetros para cada componente (ρ_{xy} o ρ_{yx}), arrojando como resultado un modelo de un medio unidimensional que ajuste mejor a los datos de cada sondeo. Se ha comprobado que este procedimiento es aceptable para medios 2D y para algunos casos cuando se trata de un medio 3D (Beamish y Travassos, 1992).

6.5. Inversión 2D

El algoritmo utilizado para la modelación 2D fue el desarrollado por Rodi y Mackie (2001), el cual trata de encontrar las soluciones regularizadas para el problema inverso en dos dimensiones, utilizando y adaptando el método de los Gradientes Conjugados No Lineales (*NCLG*), un método iterativo con el que se pretende minimizar una función objetivo, que ha sido implementado y fuertemente sugerido para la solución del problema inverso 2D (Fletcher y Reeves, 1959; Polak, 1971; Tarantola, 1987)

El problema inverso para este caso puede ser definido como:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad (6.25)$$

donde $\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T$ es el vector de datos, ya sea el logaritmo de los valores de resistividad o la fase de la resistividad aparente, ya sea para un modo en especial (TM o TE) y para cada valor de frecuencia angular ω . Por otra parte, $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T$ es el vector que contiene la información de los parámetros del modelo, \mathbf{e} es el vector del error estimado y F es la función que modela el problema directo.

El problema inverso puede ser resuelto siguiendo la filosofía de Tikhonov y Arsenin (1977), tomando la solución regularizada para el modelo, minimizando la función objetivo que se define como:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad (6.26)$$

donde λ es el parámetro de regularización, \mathbf{V} es una matriz que actuará como la varianza del vector del error \mathbf{e} . La segunda parte de la expresión (6.25) determinará la estabilidad funcional del espacio de modelos. \mathbf{L} será un operador de segundas derivadas.

El algoritmo de *NCLG* se implementa utilizando la variante de Polak-Ribiere (Polak, 1971), con la intención de minimizar la función objetivo Ψ . La secuencia del modelo para los gradientes conjugados

no lineales, es determinada por una serie de minimizaciones univariadas a lo largo de las direcciones de búsqueda, escogiendo un tamaño de paso α_ℓ para minimizar la función objetivo. Por lo tanto, para un \mathbf{m}_0 dado:

$$\begin{aligned}\Psi(\mathbf{m}_\ell + \alpha_\ell \mathbf{p}_\ell) &= \min_{\alpha} \Psi(\mathbf{m}_\ell + \alpha \mathbf{p}_\ell) \\ \mathbf{m}_{\ell+1} &= \mathbf{m}_\ell + \alpha_\ell \mathbf{p}_\ell; \quad \ell = 0, 1, 2, \dots\end{aligned}\tag{6.27}$$

La solución de la minimización univariada puede ser definida como *line search* para un α establecido. Las direcciones de búsqueda de la solución pueden ser obtenidas mediante la iteración de la forma:

$$\begin{aligned}\mathbf{p}_0 &= -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0 \\ \mathbf{p}_\ell &= -\mathbf{C}_\ell \mathbf{g}_\ell + \beta_\ell \mathbf{p}_{\ell-1}; \quad \ell = 1, 2, \dots\end{aligned}$$

que, de acuerdo con la técnica Polak-Ribiere:

$$\beta_\ell = \frac{\mathbf{g}_\ell^T \mathbf{C}_\ell (\mathbf{g}_\ell - \mathbf{g}_{\ell-1})}{\mathbf{g}_{\ell-1}^T \mathbf{C}_{\ell-1} \mathbf{g}_{\ell-1}}\tag{6.28}$$

El parámetro $-\mathbf{C}_\ell \mathbf{g}_\ell$ puede variar para cada iteración y juega un papel muy importante en la convergencia del algoritmo *NLCG*. Esta cantidad también puede ser definida como el paso en la dirección de descenso más pronunciada, minimizando las derivadas direccionales de Ψ evaluados en cada \mathbf{m}_ℓ .

La modelación 2D de los datos de resistividad eléctrica se llevó a cabo utilizando el algoritmo de los gradientes conjugados no lineales y la rutina del modelo suavizado, que forman parte de las herramientas del programa *WinGLink*. Este algoritmo está diseñado partiendo de una solución regularizada, minimizando una función objetivo (Tikhonov y Arsenin, 1977). Las curvas de la pseudo-respuesta en el dominio espectral para los sondeos TEM y SEV se integraron a la base de datos de los sondeos MT, por lo que fue posible utilizar toda la información resistividad para los diferentes métodos de exploración al momento de la inversión 2D.

Se debe tomar en cuenta que la metodología utilizada para la integración de la información de sondeos eléctricos y transitorios electromagnéticos e incluirlos al momento de la inversión bidimensional, sólo es válida para el caso en que la dimensionalidad geoelectrica del subsuelo es 1D, para cuando los sondeos TEM y/o SEV se encuentren en las cercanías de un sondeo MT-1D o para el caso en que la curva de resistividad del sondeo alternativo (TEM/SEV) sea coincidente con uno de los modos de polarización de las curvas MT.

La inversión 1D es suficiente para caracterizar las variaciones de resistividad, determinando de manera general la geometría de las anomalías someras. Sin embargo, este tipo de modelación no suele resolver variaciones abruptas a profundidad (Cumming y Mackie, 2010). La decisión de recurrir a la inversión 2D es que, con la dirección preferencial del flujo electromagnético estimado, los sondeos MT rotados a este ángulo y proyectados en un perfil perpendicular al *strike*, es posible ajustar ambos modos de polarización, con lo cual se resolvería el comportamiento 2D de las curvas de resistividad de los sondeos magnetotéluricos para periodos largos, además de poder establecer

una metodología en la que se integre toda la información que se encuentre disponible, ya sea la recopilada en durante la campaña de estudio o bien, datos que se hayan obtenido con anterioridad.

Como se mencionó anteriormente, el código *STRIKE* estima la dirección del flujo electromagnético y los valores de los parámetros de distorsión galvánica que mejor se ajusten a un sondeo o a todo un perfil, para un valor de tolerancia o *error floor* dado, aproximando los parámetros de Groom y Bailey mediante un método de mínimos cuadrados. Para el caso en que el medio es 1D, es posible obtener mediante este código diferentes valores para la dirección del *strike* con un error de estimación por debajo del establecido. Para el caso del Perfil 4, el ángulo de *strike* estimado es de 11.1° (Tabla 1). Sin embargo, al variar la ventana de búsqueda del *strike* óptimo para un *error floor* dado, se observó que distintos valores de este ángulo fueron aceptados como solución, estableciendo el comportamiento 1D para la mayoría de los sondeos del Perfil 4 (Figura 6.16d). La rotación de los sondeos al *strike* estimado daría como resultado la misma curva, aunque para fines de este trabajo, los sondeos del Perfil 4 fueron rotados al *strike*, pero proyectados sobre la dirección que describiría la posición de los sondeos para este perfil (Figura 6.13).

En la Figura 6.16 (a – d) se presentan los histogramas de frecuencia relativa de la dimensionalidad geoelectrica para cada perfil con sondeos magnetotelúricos y para todos los sondeos MT (Figura 6.16e). Se observa que la contribución de datos clasificados como 1D predomina en cada perfil, y de manera general respondiendo en más del 70% de la información como un medio unidimensional. Sin embargo, aunque el comportamiento 1D es predominante en la CI, existen zonas (e.g. Perfil 2) en que la modelación 2D es necesaria.

El algoritmo de inversión se aplica sobre una malla, la cual debe diseñarse de manera estratégica respecto a las dimensiones, garantizando mayor resolución en la parte somera e incrementando el espesor de los bloques a profundidad, teniendo en cuenta que un refinamiento excesivo de la malla y el exceso de iteraciones en el cálculo del modelo inverso, podrían crear artificios que ajusten al modelo de inversión. En caso de contar con información preliminar es posible generar un modelo de capas o estructuras con diferentes valores de resistividad eléctrica, pues esta configuración servirá como modelo inicial de la inversión.

La rutina de inversión se aplicó para ambos modos de polarización de manera simultánea y a sus fases, con una tolerancia para el *error floor* coincidente con los valores obtenidos por la estimación del *strike* bajo el análisis del código desarrollado por McNeice y Jones (2001), mientras que para los perfiles que carecen de información de sondeos MT se estableció una tolerancia del 5%. Inicialmente, el *tipper* había sido tomado en cuenta al momento de la inversión, sin embargo, se observó que no aportaba información adicional al modelo ni a la mejoría del ajuste debido a la baja calidad de los datos, por lo que se decidió excluirlo para la obtención de los modelos finales. Cabe mencionar, que la naturaleza cuasi 1D de los sondeos MT para la Cuenca de la Independencia presenta valores cercanos a cero para el caso de la magnitud del *tipper* (Figuras 6.8 – 6.11).

El algoritmo *NLCG* intenta minimizar tras cada iteración la función objetivo que para este caso se puede definir como la suma del desajuste de los datos normalizados y el suavizamiento del modelo (GEOSYSTEM, 2008) y se encuentra controlada por el parámetro de regularización *tau* (τ). A medida que el valor de *tau* incrementa, el modelo de resistividad se tornará más suavizado, por lo tanto, el ajuste entre los datos observados y los calculados será menor (Türkoğlu *et al.*, 2015). Por sí solo, el algoritmo de inversión no es capaz de determinar un valor de *tau* óptimo, por lo que el usuario es

responsable de realizar todas las pruebas pertinentes de manera que el τ elegido resulte en un modelo simplificado y con el menor error RMS posible (GEOSYSTEM, 2008).

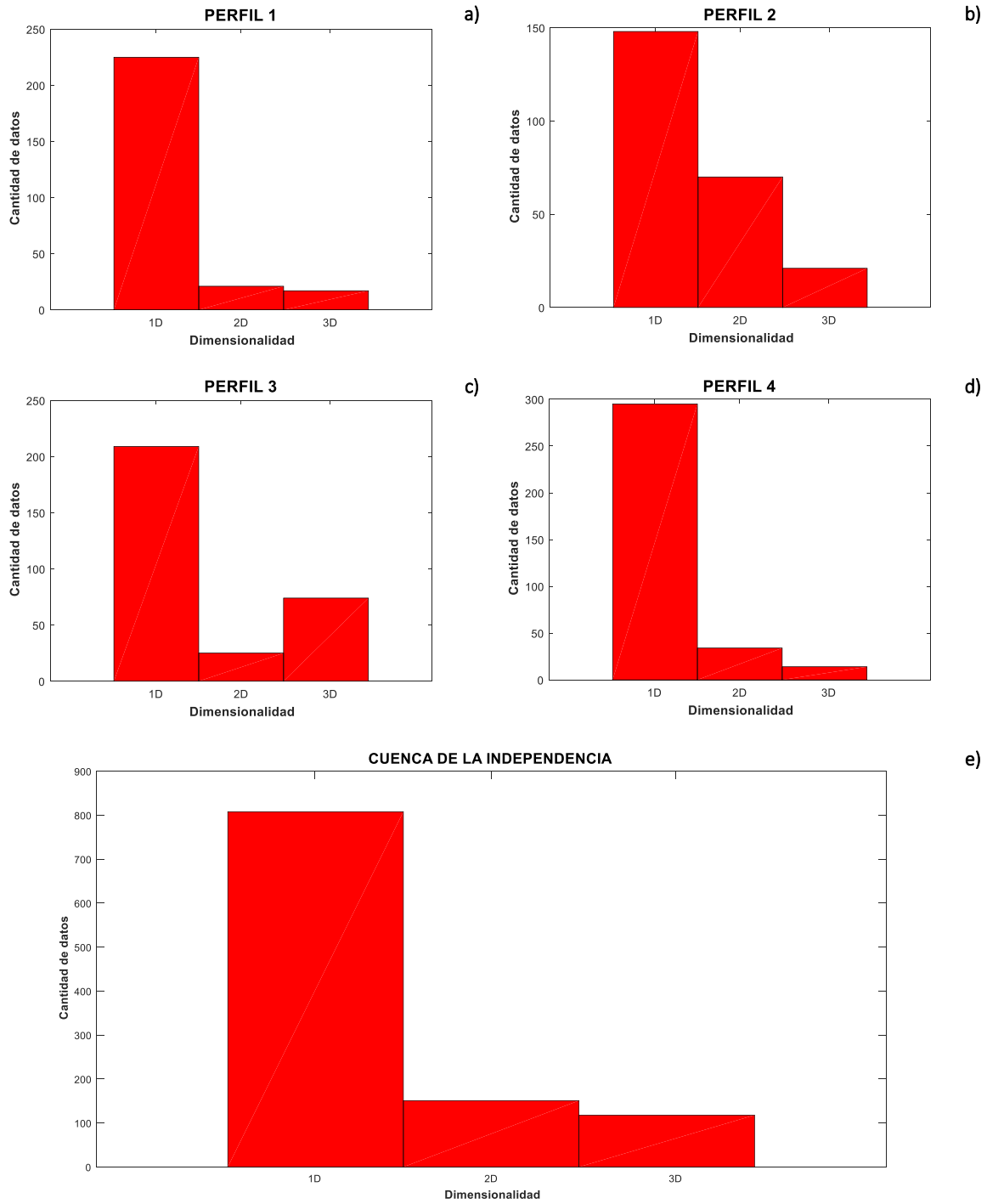


Figura 6.16. Histogramas de frecuencia relativa para los Perfiles 1 – 4 (a – d) y para toda la Cuenca de la Independencia (e).

La manera de conceptualizar lo anterior es mediante la representación gráfica de los datos de ajuste mediante una curva de tipo L, donde el punto de quiebre estaría dado en la esquina de la curva y que define el valor o valores óptimos del parámetro de regularización. Este valor de τ cumple con el compromiso del modelo más suave posible con un error de estimación aceptable (Türkoğlu *et al.*, 2015). Cada punto de las curvas L fue obtenido tras 75 iteraciones (Figura 6.17a – e), observando que posterior a la iteración número 50 el error cuadrático medio no disminuía significativamente (Figura 6.18).

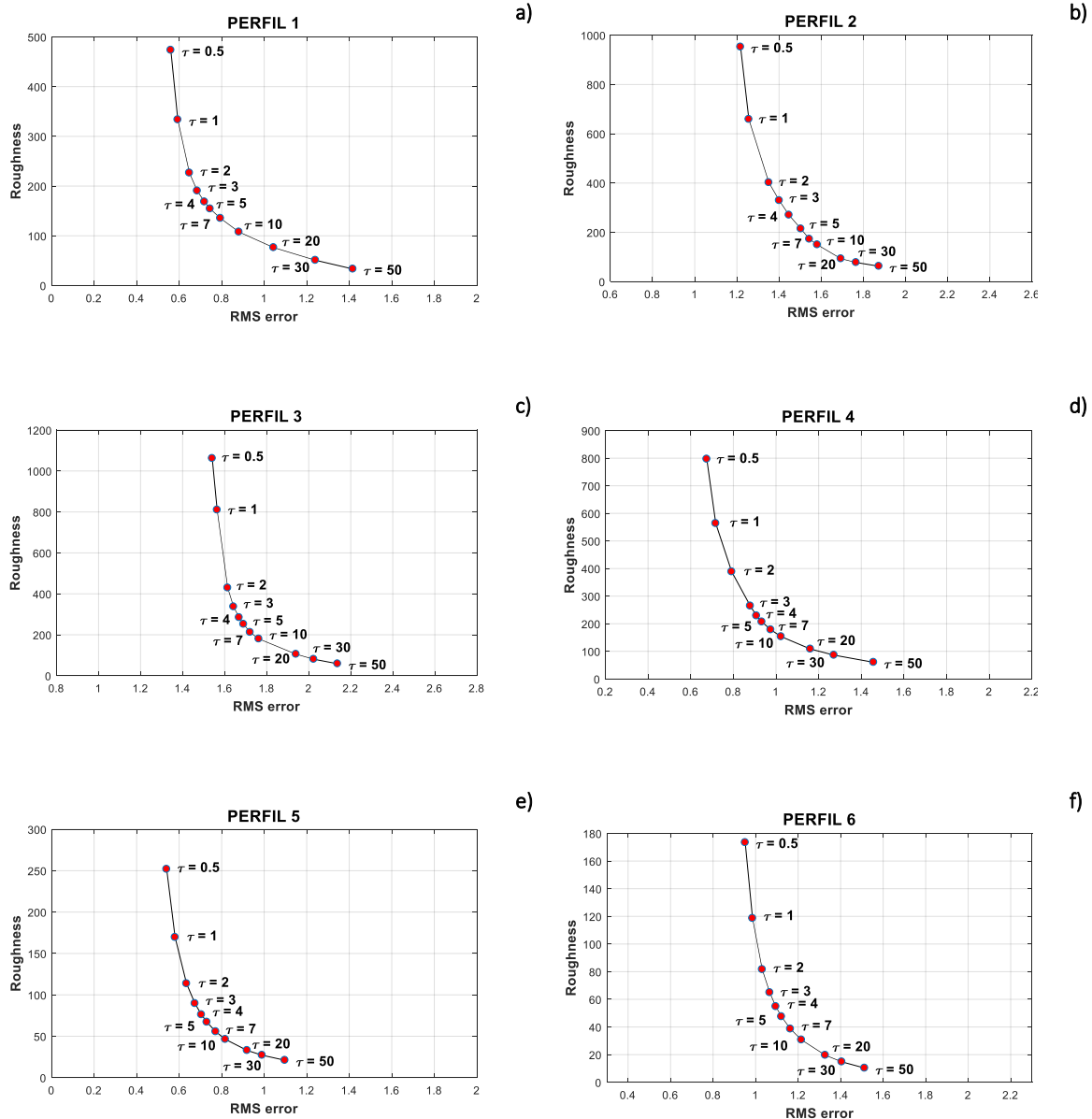


Figura 6.17. Curva L, compensación entre la rugosidad del modelo y su error RMS.

Tras realizar todas las rutinas de inversión y con el valor óptimo del parámetro de regularización para cada perfil (Tabla 2) se optó por seguir la metodología establecida por algunos autores (Pous *et al.*, 2011; Miensoyust *et al.*, 2011; Schmoldt *et al.* 2014; Türkoğlu *et al.*, 2015), invirtiendo inicialmente sólo las curvas de fase y disminuyendo paulatinamente la tolerancia del *error floor*, para posteriormente incluir cada modo de polarización y, de igual manera, disminuir gradualmente la tolerancia del desajuste, hasta llegar al valor de tolerancia con el cual se estimó la dirección preferencial de flujo electromagnético para cada perfil mediante el código *STRIKE*.

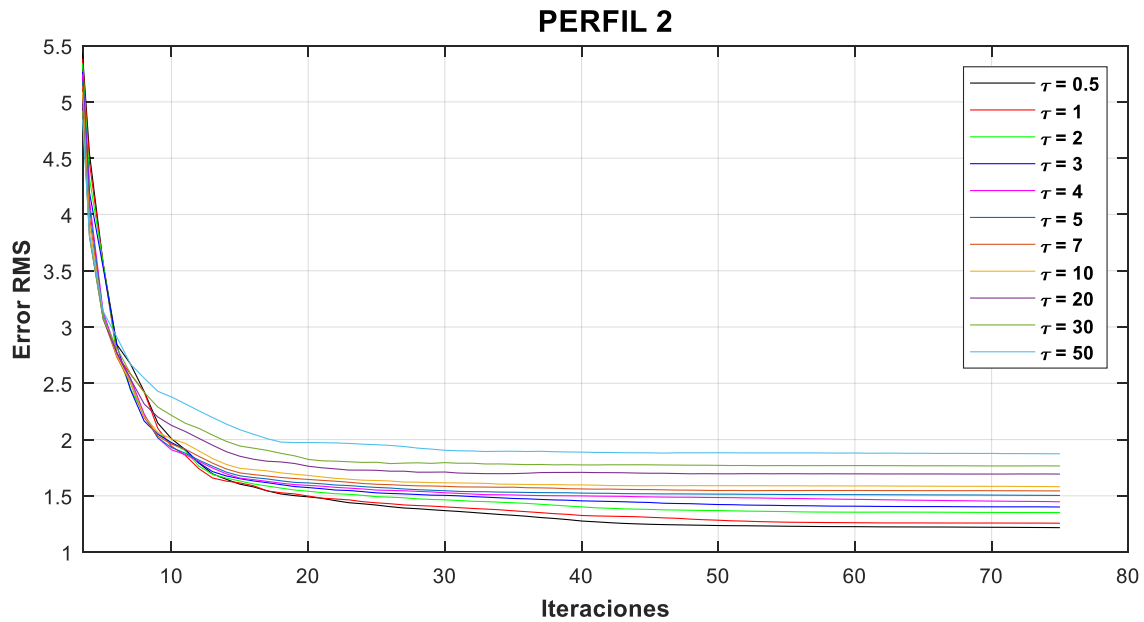


Figura 6.18. Error cuadrático medio vs. número de iteraciones para el Perfil 2

Tabla 2. Selección del parámetro de regularización tau (τ) óptimo.

PERFIL	Tau óptimo (τ)
Perfil 1	5
Perfil 2	5
Perfil 3	5
Perfil 4	5
Perfil 5	5
Perfil 6	7

Con esta metodología se garantiza la mejoría en el ajuste, obteniendo un modelo que representa a la mayoría de los datos. Como resultado para todas las inversiones realizadas en cada perfil se

obtuvieron modelos 2D de resistividad eléctrica que, de manera general, mostraban una forma semejante en las estructuras relevantes. Sin embargo, esta última metodología de inversión permitió obtener un valor aún menor en el error cuadrático medio (Tabla 3) que el obtenido durante las pruebas del τ óptimo.

Tabla 3. Error cuadrático medio para cada perfil después de 50 iteraciones.

PERFIL	Error RMS
Perfil 1	0.7185
Perfil 2	1.4118
Perfil 3	1.6453
Perfil 4	0.7978
Perfil 5	0.6719
Perfil 6	1.0814

Una forma de visualizar el grado de ajuste entre los datos observados y los calculados es mediante las pseudo-secciones de resistividad aparente y fase, las cuales muestran una comparativa gráfica entre los valores de campo y los obtenidos tras el proceso de inversión (Figura 6.19).

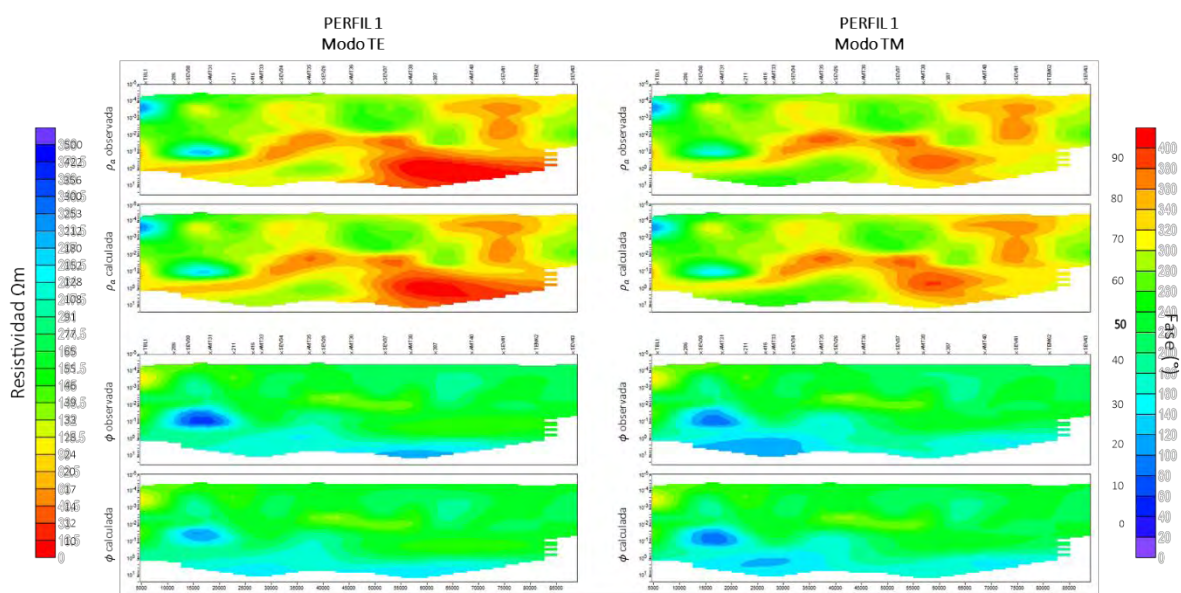


Figura 6.19. Comparación de las pseudo-secciones observadas y calculadas de resistividad aparente y fase. Modos TE y TM para el Perfil 1

6.6. Análisis de sensibilidad

La inversión de datos de los modelos de resistividad es un proceso que arroja un resultado no único, por lo tanto, es necesario entender y determinar hasta qué grado las estructuras en el modelo son resueltas por los datos geoelectricos. La respuesta magnetotelúrica es capaz de definir la conductancia de una capa, sin embargo, cuando la capa es demasiado delgada en comparación con la profundidad a la que se encuentra, la conductancia de la capa podría no estar del todo resuelta. Este caso de no unicidad, suele presentarse cuando existe un medio conductor a profundidad y cuando otro conductor se encuentra cercano a la superficie (Unsworth *et al.*, 2004; Türkoğlu *et al.*, 2015).

Cada de uno de los sondeos fueron analizados a partir de su profundidad de investigación obtenida mediante la inversión 1D mediante el algoritmo de *OCCAM*. Es de esperar que la información que ofrecen los sondeos SEV y TEM sea más somera en comparación a los sondeos AMT. Por tal motivo, es necesario establecer los alcances a profundidad de la información en los modelos. Otra manera de realizar el análisis de sensibilidad es mediante la superposición de bloques de resistividad contrastante a la zona de interés y evaluando la respuesta mediante el modelo directo del modelo de resistividad obtenido por la inversión 2D.

La profundidad para la cual el modelo ya no era sensible a los cambios mediante la adición de bloques de resistividad contrastante, se estableció una vez que la variación entre la curva de resistividad y de fase del modelo de inversión y las curvas calculadas mediante el modelado directo del modelo resultante era nulo. Esta profundidad fue delimitada para todos los perfiles de resistividad resultando en que los sondeos eléctricos verticales dejaban de ser sensibles a profundidades entre 300 – 450 m, mientras que los sondeos TEM entre los 500 – 700 m. El siguiente apartado contiene los resultados de la inversión obtenidos para los modelos de resistividad, sin embargo, es de notar que a las profundidades en que la inversión de los SEV y TEM dejaban de resolver el modelo, una zona de transparencia fue incluida para marcar el límite mencionado.

7. RESULTADOS

A continuación, se muestran los resultados de la comparación entre los algoritmos de inversión *OCCAM* y *NLCG*, las inversiones 2D de los seis perfiles de resistividad eléctrica y la interpretación de estos con base en las unidades geológicas, geología estructural y los contrastes de resistividad.

7.1. Inversión 1D vs. 2D

En la Figura 7.1 se muestran los modelos de resistividad obtenidos a partir de la interpolación de los modelos de inversión 1D y la inversión 2D, tanto para los sondeos AMT, como para la integración de toda la información, para el caso del Perfil 1.

Lo que se intenta demostrar es, si los resultados entre ambos métodos de inversión son similares cuando se intenta modelar un medio cuasi-1D a partir de un algoritmo de inversión 2D, y si la metodología propuesta en el apartado 6.4 es válida. Las primeras dos figuras (Figura 7.1a y 7.1b), inversión 1D de la curva de resistividad y fase promedio e inversión 2D de los modos TE y TM sólo para datos AMT, muestran similitudes en la distribución de las anomalías de resistividad. Describiendo de poniente a oriente: para ambos casos se muestra una unidad resistiva en la porción poniente del perfil debajo del sondeo AMT31, posteriormente una unidad de baja resistividad a partir del sondeo AMT33, disminuyendo su espesor para los sondeos AMT35 y AMT36, pero que aumenta su potencia hasta casi los 1,000 m.s.n.m. para los sondeos AMT38 y AMT40. Las últimas dos figuras (Figura 7.1c y 7.1d) muestran los modelos de resistividad para toda la información disponible del Perfil 1: mientras que la tercera figura muestra la interpolación de los modelos 1D de los sondeos SEV/TEM/AMT, la última figura muestra el modelo de inversión 2D de todas las curvas de resistividad en el dominio de los periodos MT. Para este caso, la similitud también es notable a lo largo de todo el perfil.

Por otra parte, la principal diferencia entre ambas metodologías de inversión es, que los valores de resistividad eléctrica son menores para el caso de la anomalía de baja resistividad en los modelos 2D (Figura 7.d) respecto a la obtenida en los modelos 1D (Figura 7.c). Además, en la inversión 2D se observan ciertas discontinuidades en la anomalía de baja resistividad que la inversión 1D no logra resolver, siendo esta una de las ventajas de la inversión 2D sobre la 1D. Finalmente, la presencia de una unidad resistiva ($> 150 \Omega\text{m}$) presente entre los sondeos AMT35 y AMT36. La causa que se atribuye a esta discrepancia es que el algoritmo *OCCAM* para la inversión 1D de la curva de resistividad promedio, genera un modelo más suavizado, en comparación con el algoritmo *NLCG* para la inversión 2D, que logra ajustar de manera más precisa ambos modos de polarización de las curvas de resistividad.

La integración de toda la información geoelectrica (Figura 7.d) demuestra que se logra agregar detalle en la porción superficial del modelo, reflejando algunas discontinuidades que bien podrían ser producto de elementos estructurales o heterogeneidades en los primeros metros, si se compara con el resultado obtenido sólo mediante la inversión de los sondeos AMT (Figura 7.a y 7.b). También, que el comportamiento 2D de las curvas en los sondeos AMT pueden ser resueltos mediante la inversión de *NLCG*, efecto que no se puede lograr con las curvas del invariante de la resistividad, siendo esta sólo una aproximación de los valores de resistividad al tomar el promedio geométrico de ambos modos de polarización.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

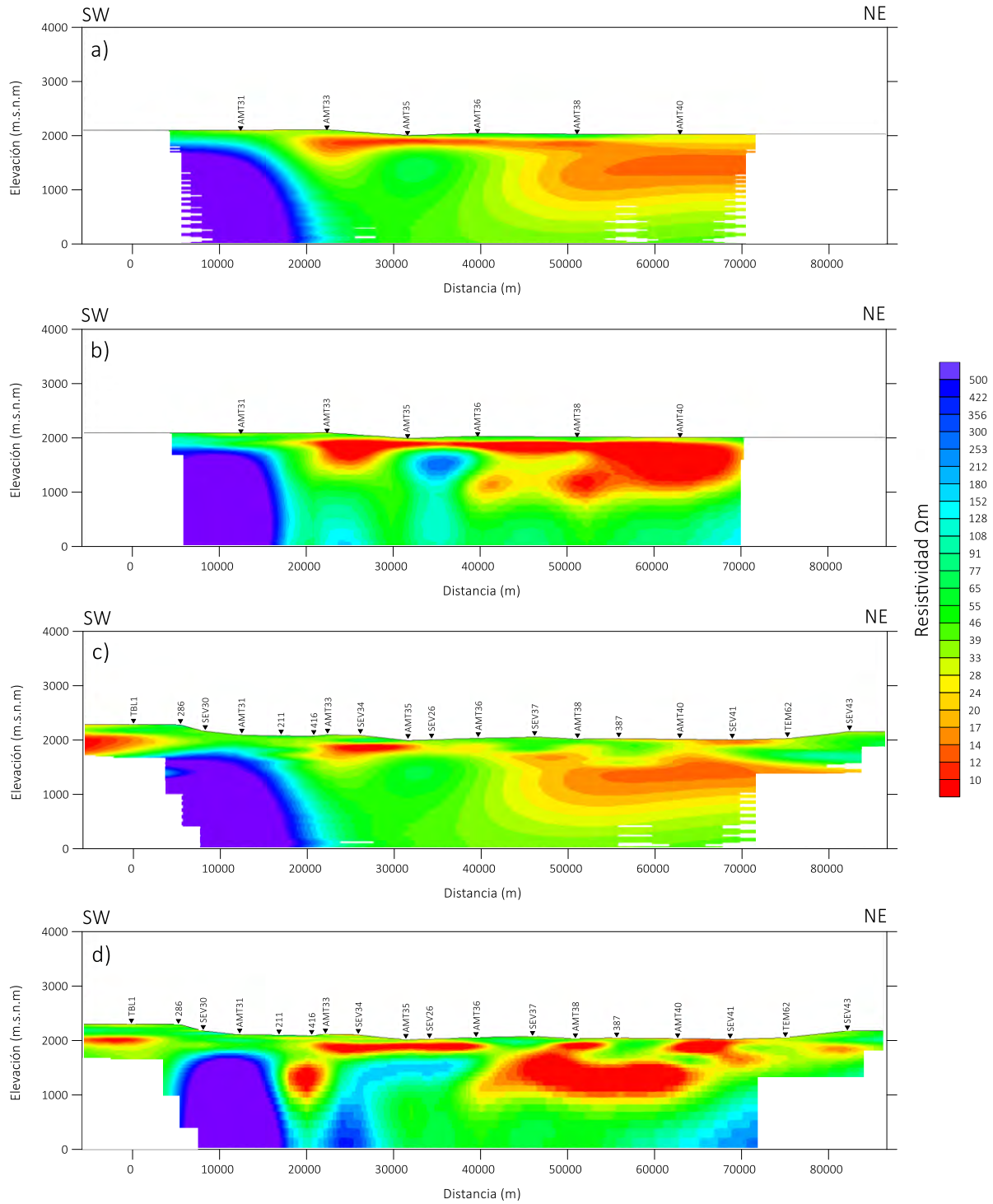


Figura 7.1. Modelo de resistividad para el Perfil 1.

- a) Interpolación de los modelos 1D de los datos AMT.
- b) Inversión 2D de los modos TE y TM sólo para datos MT.
- c) Interpolación de los modelos 1D para datos SEV/TEM/AMT.
- d) Inversión 2D para datos SEV/TEM/AMT en el dominio de la frecuencia MT.

7.2. Modelos 2D

A continuación se presentan los resultados obtenidos a partir de la inversión 2D de todos los datos de resistividad en el dominio de la frecuencia. Los sondeos AMT fueron rotados a la dirección estimada mediante el código *STRIKE* y fueron proyectados a lo largo de un perfil perpendicular a este ángulo (Tabla 1). La interpretación se realiza en función de los contrastes de valores de resistividad eléctrica y del conocimiento de la geología de la zona de estudio. Sobre cada perfil se han trazado las fallas reportadas en estudios previos y las presentes en las cartas geológicas realizadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM). Lamentablemente, no se cuenta con información de algún corte litológico profundo que pudiera calibrar el modelo, sin embargo, el buen ajuste obtenido a las curvas podría añadir veracidad a los perfiles de resistividad.

Mediante el análisis de sensibilidad a los sondeos realizados, se puede considerar fiable la información hasta los 500 m de profundidad para la mayoría de los sondeos, excepto para los magnetotelúricos, cuya profundidad de investigación supera 1 km.

7.2.1. Perfiles SW-NE

Se presentan los Perfiles 1, 2 y 3 (Figura 7.2), que cruzan en dirección SW hacia el NE la Cuenca de la Independencia. Sobre ellos se han proyectado las fallas reportadas por el Servicio Geológico Mexicano, con la intención de explicar ciertas discontinuidades en las anomalías de resistividad, en caso de que existan.

Se tiene conocimiento de que la geología de la Cuenca de la Independencia es constante en la mayoría de su extensión. Desde el punto de vista hidrogeológico, existen dos acuíferos principales: el más somero, el granular, constituido por depósitos lacustres y volcanosedimentarios y el acuífero fracturado, subyaciendo al primero, conformado por rocas volcánicas de composición riolítica e ignimbrítica, principalmente. El acuífero fracturado aflora principalmente en las zonas montañosas que delimitan la cuenca y en algunos conjuntos volcánicos que se extienden hacia su interior. Por otra parte, el acuífero granular cubre el acuífero volcánico fracturado en el interior de la cuenca, con espesores promedio de 150 m, aunque en algunas zonas asociadas a fosas tectónicas, alcanza espesores de 300 a 400 m (Ortega-Guerrero, 2009). Algunos modelos conceptuales de la Cuenca de la Independencia sugieren que las fracturas del acuífero riolítico comienzan a desaparecer cerca de los 1,000 m.s.n.m.

La descripción hidrogeológica de la cuenca sugiere que, para el caso de la periferia de la CI, valores de resistividad altos ($> 100 \Omega\text{m}$) pudieran representar a las rocas ígneas del acuífero fracturado, mientras que valores asociados al acuífero granular presentarían rasgos de una unidad conductiva.

Es posible apreciar en los tres perfiles que una unidad geoeléctrica con valores de resistividad menores a $20 \Omega\text{m}$ se extiende a lo largo de toda la extensión de la zona de estudio. El espesor de esta unidad en su mayoría no supera las 400 – 500 m, excepto en el rango entre los 55 y 65 km de cada perfil, donde estos valores se presentan más allá de los 1,000 m de profundidad. Esta respuesta corresponde con la descripción conceptual de la Cuenca de la Independencia, coincidiendo con las fosas tectónicas registradas en la zona del Graben Central. La continuidad de esta unidad geoeléctrica de baja resistividad se mantiene a lo largo de los perfiles, pues se tiene conocimiento que el

desplazamiento máximo de las fallas que cruzan los perfiles descritos por los sondeos no supera el espesor de las unidades hidrogeológicas, con lo que las anomalías representarían formas de bolsones interconectados.

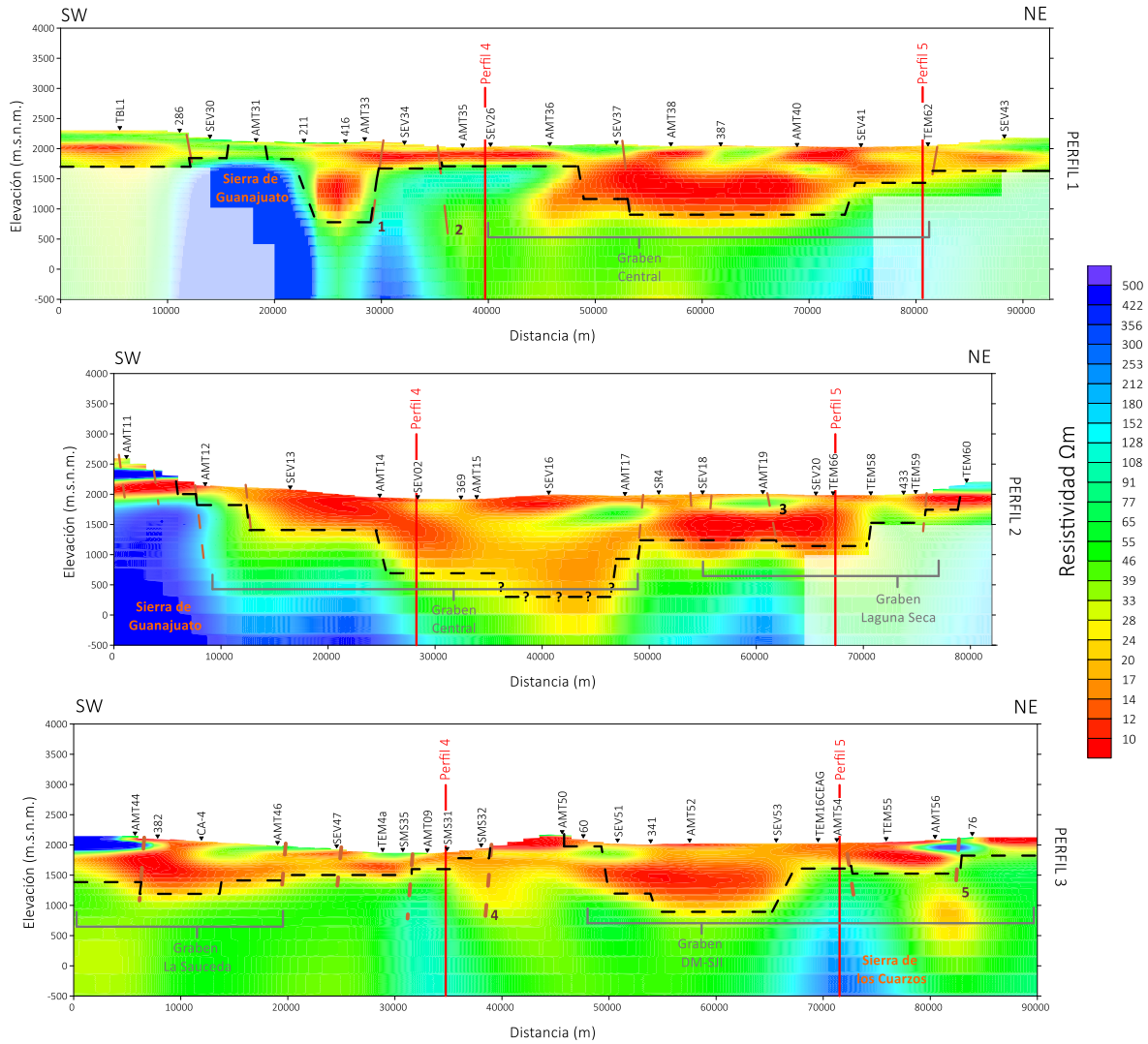


Figura 7.2. Perfiles 1, 2 y 3 (SW-NE)
 1) Falla San Felipe, 2) Falla La Quemada, 3) Falla Laguna Seca,
 4) Falla San Miguel de Allende, 5) Falla Palo Huérano.

Los valores de resistividad comienzan a incrementarse en función de la profundidad, lo que se podría correlacionar con la disminución en la cantidad de las fracturas en la unidad volcánica, por lo tanto, menor permeabilidad y menor capacidad de almacenamiento de fluidos. Algunos autores hacen referencia a que la misma unidad volcánica actúa como el basamento hidrogeológico del acuífero. Los altos resistivos se presentan en los extremos de los Perfiles 1 y 2, en donde los sondeos geofísicos se realizaron sobre la zona montañosa. Se puede observar también que existen ciertas

discontinuidades verticales en la unidad geoelectrica de baja resistividad. Se tienen registros que, en el acuífero granular, se presentan intercalaciones con lentes de material tobáceo y de extensión considerable, los cuales presentarían una permeabilidad menor a la del acuífero somero y, por lo tanto, un posible incremento en los valores de resistividad eléctrica.

Para la porción oriental del Perfil 3, se observa que la anomalía de baja resistividad se extiende hasta los 1,000 m.s.n.m., desde la falla de San Miguel de Allende hasta el final del perfil, en las inmediaciones de la cabecera municipal de Doctor Mora. La continuidad horizontal de esta unidad geoelectrica de baja resistividad, se muestra interrumpida parcialmente entre los sondeos SEV63 y TEM16_CEAG, en donde valores de resistividad mayores a los 100 Ω m se presentan más cerca de la superficie. Esta respuesta de la resistividad del subsuelo pudiera estar asociada a la Sierra los Cuarzos (Figura 7.3), la cual se muestra como límite del Graben El Refugio y el Graben San José Iturbide-Doctor-Mora, al Oeste y al Este de la Sierra de los Cuarzos, respectivamente.

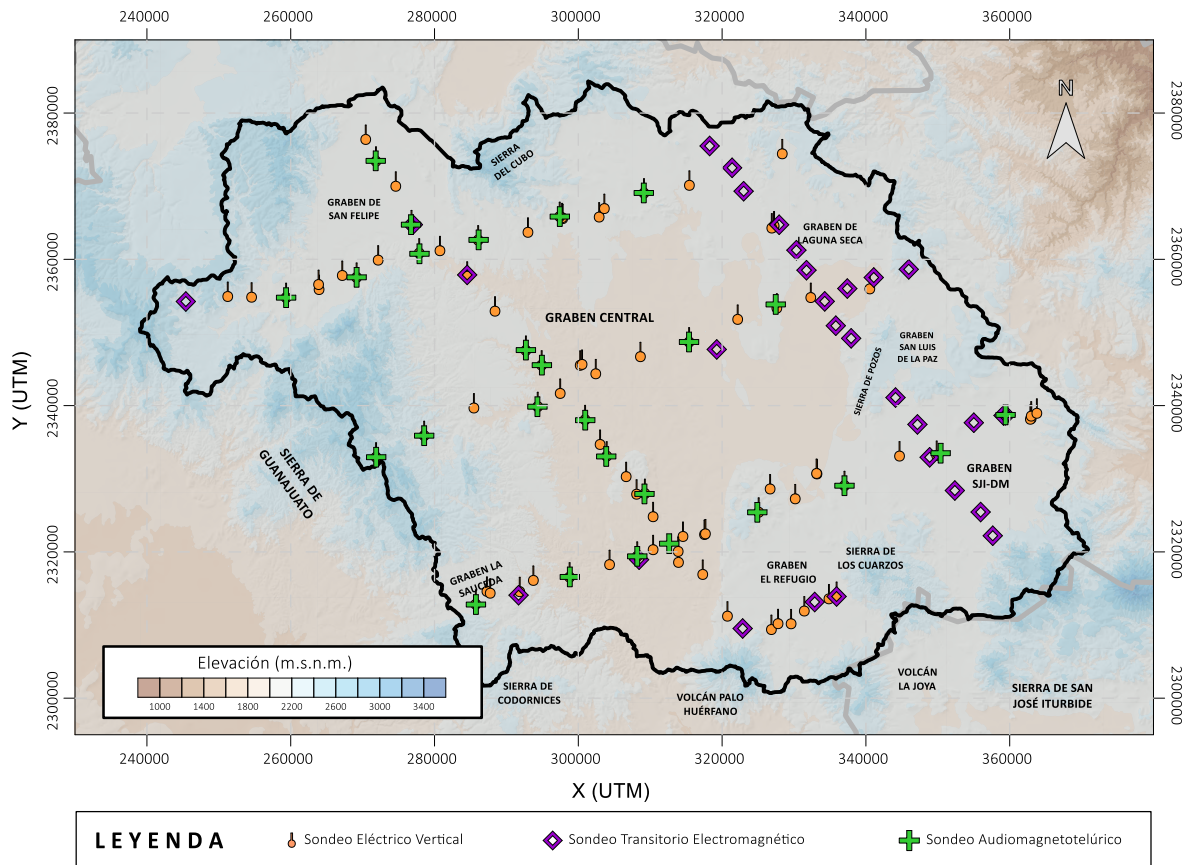


Figura 7.3. Ubicación de las principales elevaciones y depresiones en la Cuenca de la Independencia.

7.2.2. Perfiles NW-SE

El Perfil 4 (Figura 7.4) conforma el estudio en la porción poniente de la Cuenca de la Independencia, que cruza el área de interés en dirección NW-SE y de manera paralela a la Sierra de Guanajuato. De manera análoga a los primeros tres perfiles, se pueden observar contrastes en los valores de

resistividad eléctrica, donde la zona conductiva haría referencia a la zona saturada del acuífero granular y parte del acuífero fracturado. Para los primeros 15 km del perfil, entre el sondeo 145 y el sondeo AMT27, se observa que la anomalía de baja resistividad, la cual se podría relacionar con el acuífero somero, se presenta desde los 2,000 m.s.n.m. hasta los casi 1,600 m.s.n.m. Entre los 18 y 20 km del Perfil 4 se observa un decremento en el espesor de la unidad conductivos, lo que podría estar relacionado con el Graben de San Felipe, el cuál resultaría ser el bloque que cae, los depósitos granulares alcanzarían mayor profundidad y, aunque la Falla San Felipe o la Falla la Quinta no se presentan reportadas ni marcadas hasta las cercanías del sondeo AMT27, la discontinuidad lateral y la discrepancia en la posición a profundidad de esta unidad geoelectrónica indicaría que alguna de estas fallas podrían extenderse hacia el NW. Sin embargo, la naturaleza de la Falla San Felipe, donde el bloque caído dista al NW, sugiere que sea esta la que afecta la estructura del subsuelo. Después de los 20 km del Perfil 4, la zona conductiva se presenta a profundidades mayores y de espesor relativamente constante hasta el sondeo AMT03, a partir del cual la zona conductiva disminuye considerablemente su espesor. Entre los 30 y 45 km, se observa un incremento considerable en la unidad conductiva, el que podría estar relacionado con los depósitos terrígenos del Graben Central.

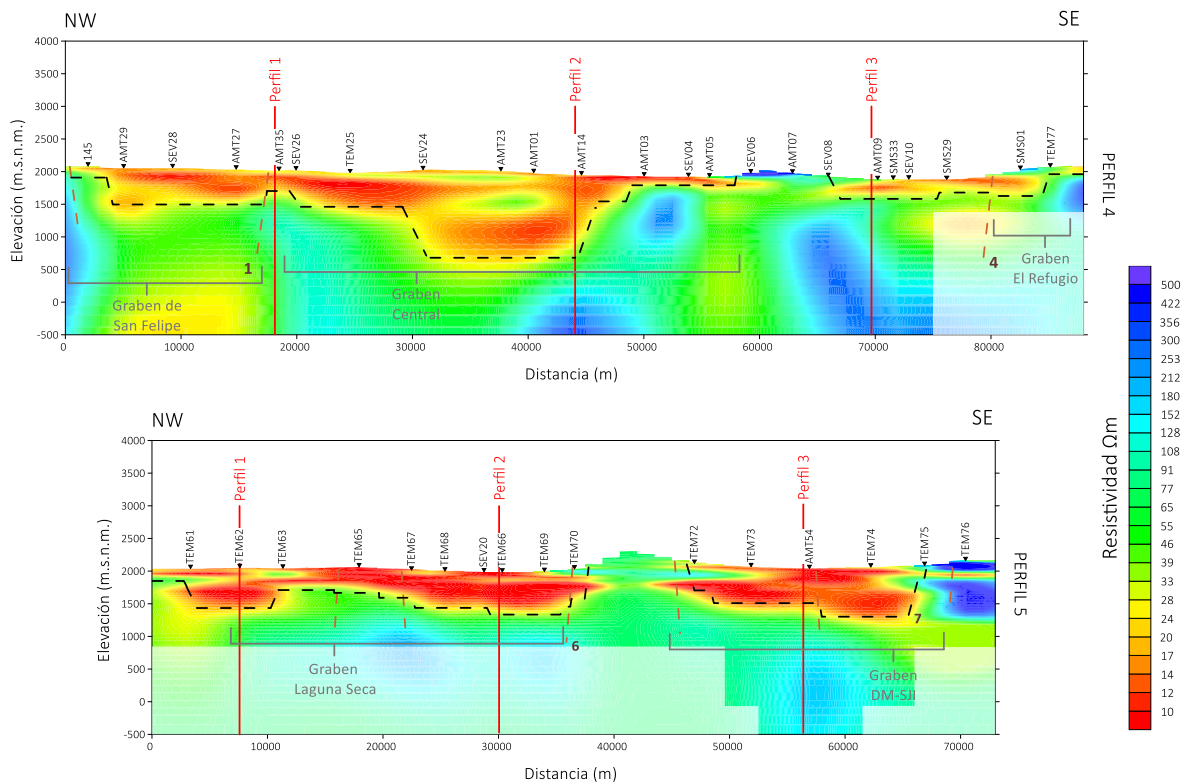


Figura 7.4. Perfiles 4 y 5 (NW-SE)
 1) Falla San Felipe, 3) Falla Laguna Salada,
 4) Falla San Miguel de Allende, 6) Falla Pozos, 7) Falla Querétaro Norte.

Entre el sondeo AMT05 y el SEV8, desde de la comunidad de Tequisquiapan hasta Atotonilco, la geología reporta un afloramiento importante de tobas riolíticas, el cual puede distinguirse entre los sondeos señalados como un alto resistivo, que se ve interrumpido ligeramente por una franja

conductiva, pero continuando con la zona resistiva a profundidad. A partir del sondeo AMT09 y hasta el final del Perfil 4, la unidad geoelectrica que se relacionaría con el acuífero granular se presenta cercana a la superficie, pero con un espesor menor respecto al descrito hacia la zona norte del perfil. Por debajo, una unidad de alta resistividad que se presenta cerca de los 1,200 m.s.n.m., excepto en dos zonas, en la porción central y hacia el sur del perfil.

El Perfil 5, se extiende desde la comunidad del Mezquital hasta la cabecera municipal de San José Iturbide y de manera paralela al Perfil 4, caracterizando la porción oriental de la Cuenca de la Independencia. La anomalía de baja resistividad asociada al acuífero granular, se extiende a lo largo de todo el perfil, con espesores que van desde los 200 hasta casi los 600 m en la zona que corresponde al Graben de Laguna Seca (SEV20 – TEM70). En la parte central del perfil (35 km – 42 km) se observa una discontinuidad lateral en la unidad geoelectrica conductiva, acotada hacia el NW por la Falla de Pozos y hacia el SE por la proyección de una falla sin nombre. La discontinuidad lateral y la respuesta geoelectrica de carácter resistivo en esta zona podría caracterizar la Sierra de Pozos. Entre los sondeos TEM61 y hasta el TEM68 la unidad geoelectrica conductiva se presenta gráficamente como “bolsones” que es la respuesta característica de una unidad que ha sido cortada por algún sistema de fallas. Se considera que el desplazamiento del bloque que cae respecto al que sube no va más allá de los 100 m, pues la continuidad lateral es notable. Otra discontinuidad lateral es notoria bajo el SEV20 y entre los sondeos TEM73 y AMT54, aunque ningún rasgo estructural ha sido reportado, por lo que se infiere que quizá se encuentre sepultado.

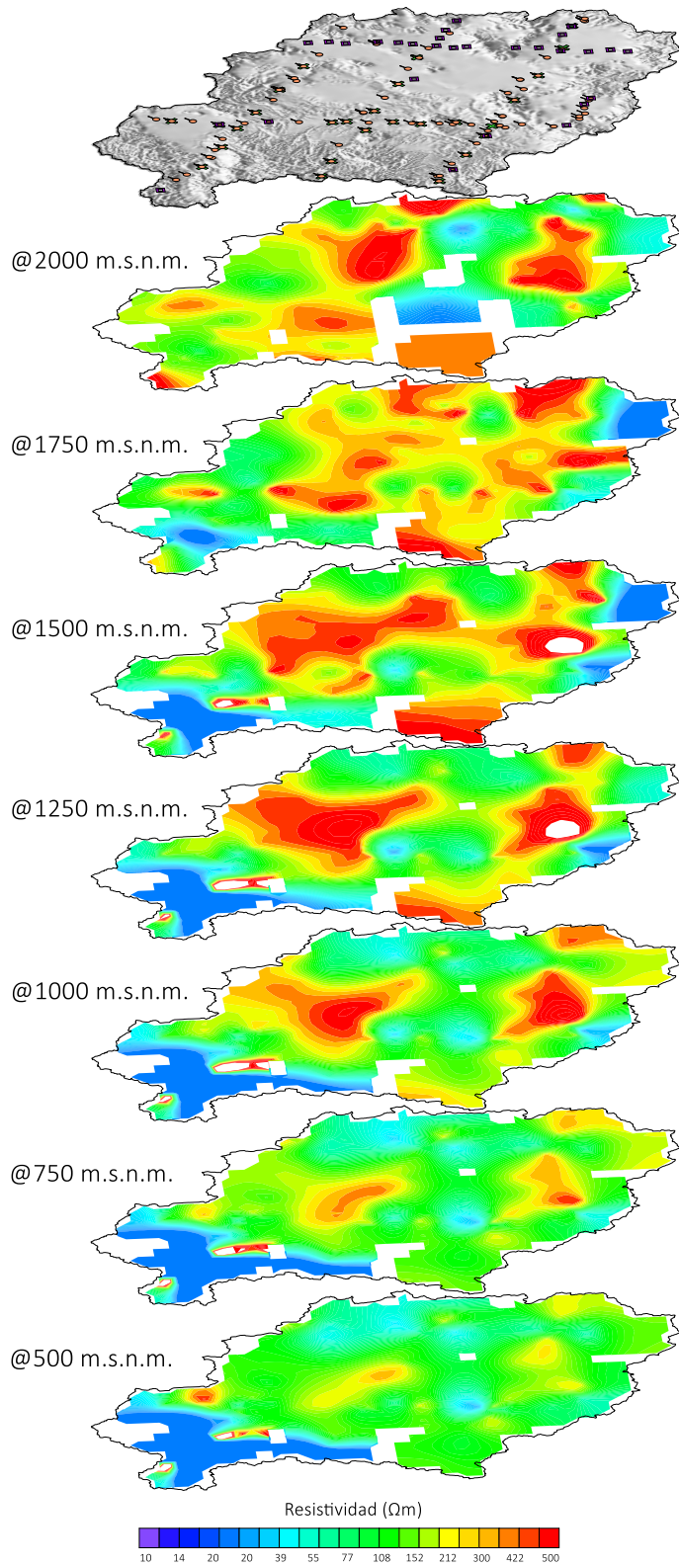
A mayor profundidad se muestra una transición a valores resistivos ($\sim 200 \Omega m$) a lo largo de todo el Perfil 5, del que pudiera pensarse que este ligero contraste pudiera ser producto del ajuste en la inversión, pues la profundidad de investigación máxima de este perfil es de 500 – 700 m para el caso de los transitorios electromagnéticos y de casi dos kilómetros para el caso del AMT54. Sin embargo, este último sondeo muestra a la unidad resistiva a una profundidad semejante a la que se observa en los sondeos TEM, con lo que se establece que la pseudo-respuesta en el dominio de las frecuencias de los sondeos transitorios electromagnéticos pudieran haber alcanzado tales profundidades y con lo que se delimita la transición de material saturado a menos saturado para el Perfil 5.

7.2.3. Mapas de resistividad eléctrica

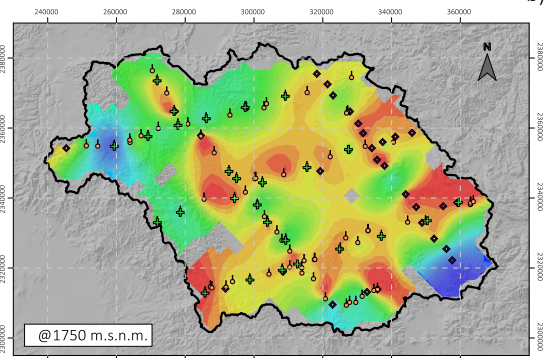
Otra manera de visualizar los resultados, es mediante la representación gráfica de los valores de resistividad eléctrica a determinados niveles de elevación, con el interés de observar la evolución en profundidad de la unidad de baja resistividad y las demás estructuras para toda la Cuenca de la Independencia (Figura 7.5a).

Es posible observar que la unidad conductiva se distribuye a lo largo de la CI a los 1,750 m.s.n.m. (Figura 7.5b), excepto en las zonas altas como la Sierra de Guanajuato y en las elevaciones como la Sierra de Pozos, Sierra de Cuarzos y en general para los bordes del área de estudio. A mayor profundidad, cerca de los 1,250 m.s.n.m., la unidad conductiva se aprecia ya de manera independiente en las zonas que conforman los grábenes de la Cuenca de la Independencia (Figura 7.5b): Graben de San Felipe al NW, Graben de la Saucedá al SW, Graben Doctor Mora-San José Iturbide al S-SW y el Graben Central que, como su nombre lo indica, se presenta en la porción media

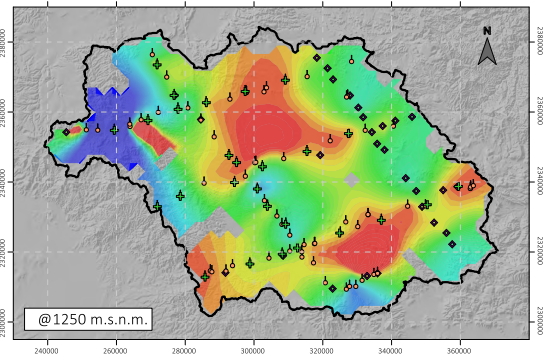
a)



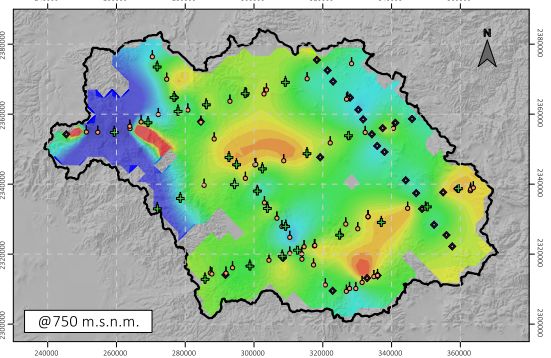
b)



c)



d)



e)

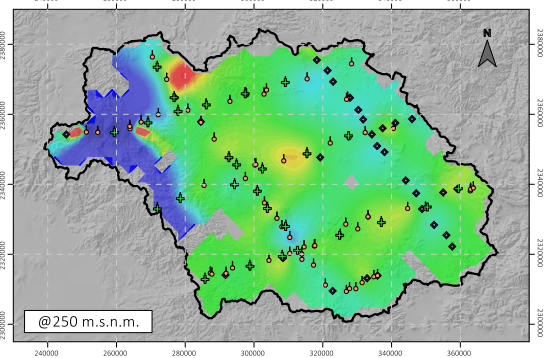


Figura 7.5. a) Mapas de resistividad eléctrica a diferentes profundidades: b) 1750, c) 1250, d) 750 y e) 250 m.s.n.m.

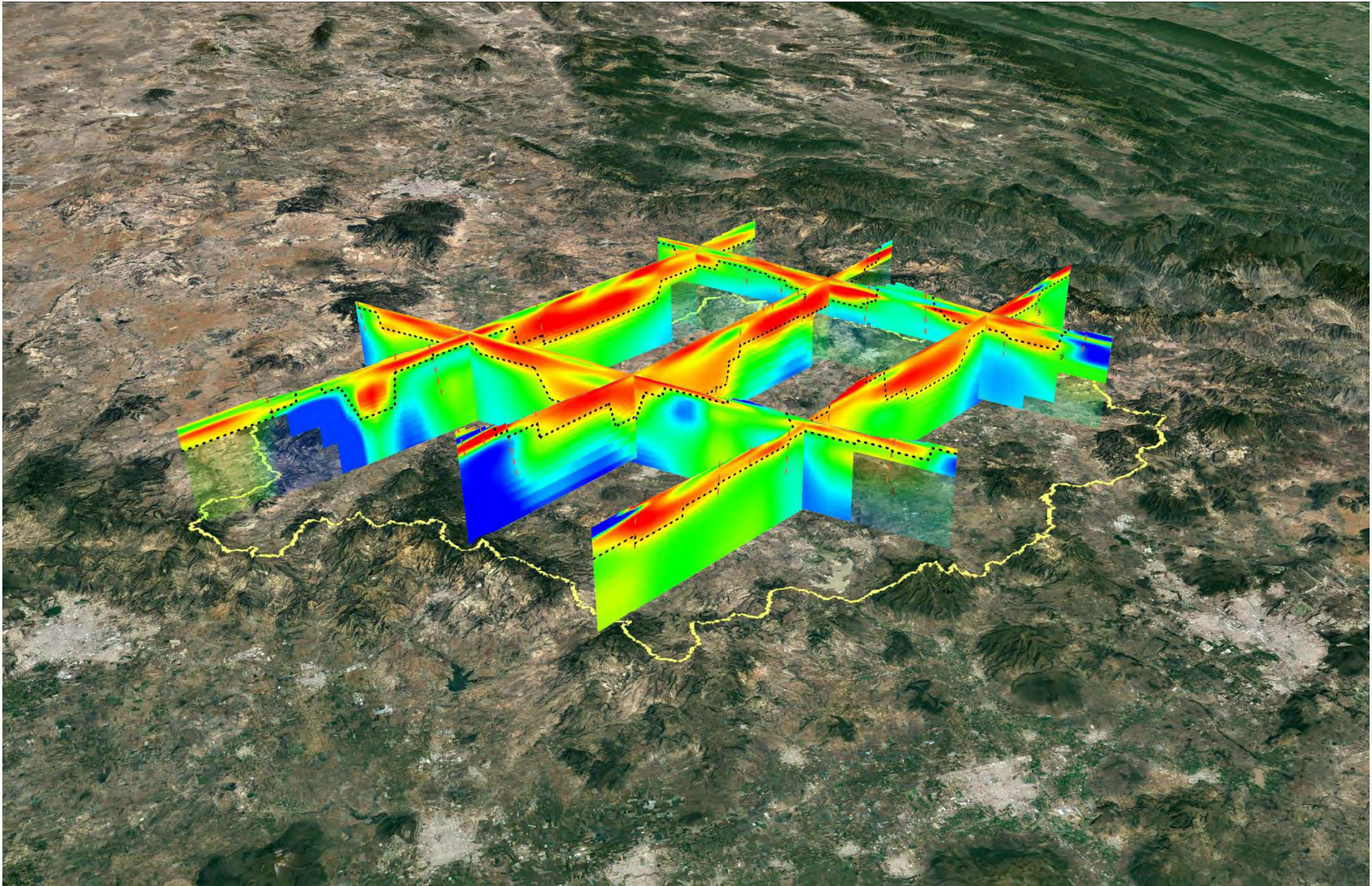


Figura 7.6. Representación pseudo-3D de los Perfiles 1 – 5 con la delimitación de la unidad conductiv de la Cuecna de la Independencia

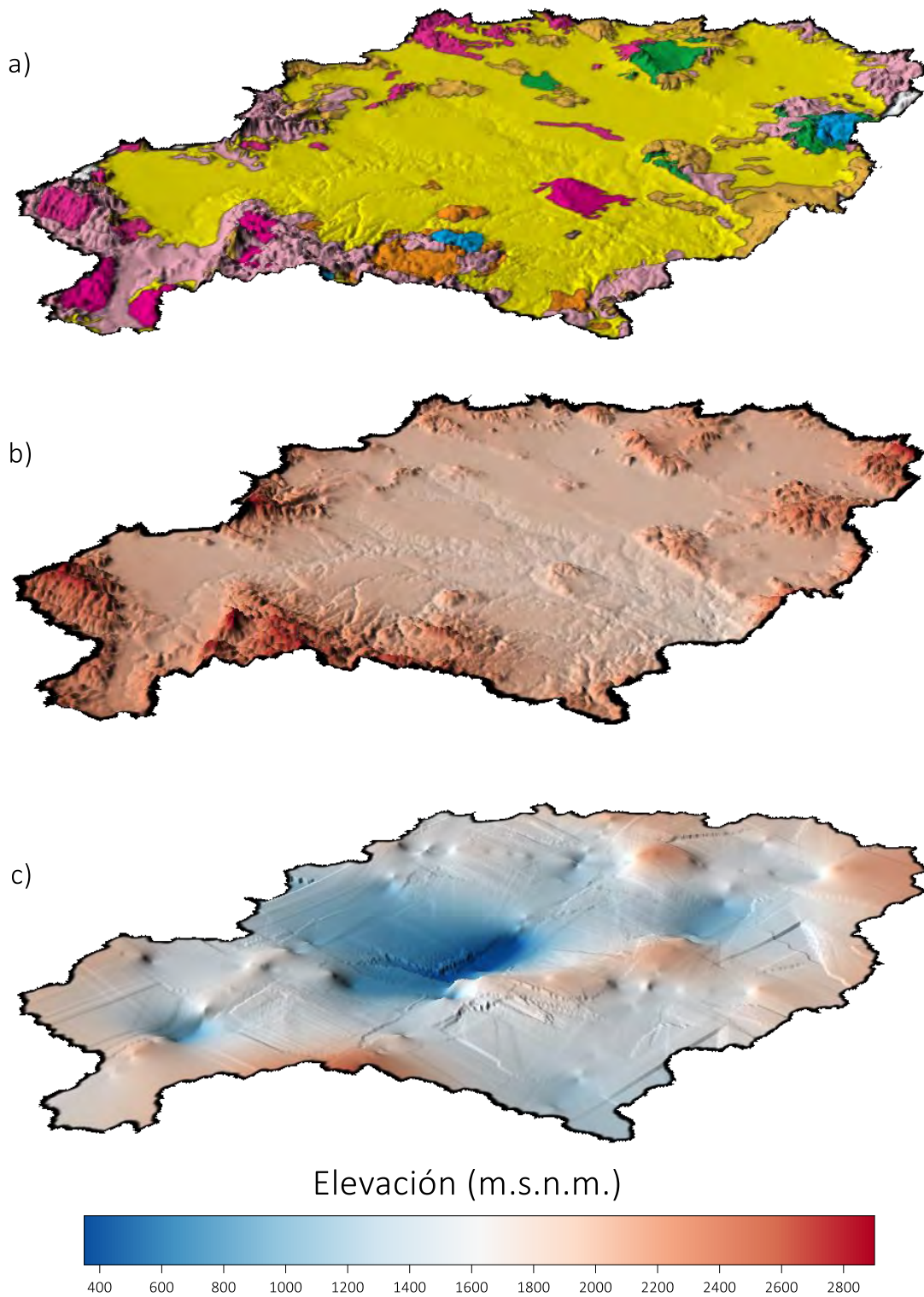


Figura 7.7. Superposición de la a) Geología, b) Topografía y c) Geometría de la base para la unidad de baja resistividad en la Cuenca de la Independencia.

de la Cuenca de la Independencia y cuya extensión en vista de planta es mayor respecto a los anteriores.

Para los 750 m.s.n.m. la anomalía conductiva aún se presenta, aunque en menor extensión y sólo para el Graben de San Felipe, el Graben Doctor Mora-San José Iturbide y el Graben Central. Para los 250 m.s.n.m. los bajos resistivos solo están marcados en una porción acotada para el Graben Central, aunque de manera muy tenue. Este material conductivo se encuentra en la porción central de la Cuenca de la Independencia, donde se presentarían los mayores espesores de sedimentos de casi 1,500 m. En este punto se interseca el Río Dolores que baja desde la Sierra de Guanajuato y el Río El Plan, cuyo curso proviene desde la Sierra del Cubo, con el Río La Laja y sus múltiples ramificaciones lo que, de manera inherente, representaría la zona de mayor aporte de agua y sedimentos al acuífero y que pudiera dar como resultado los espesores delimitados para esta unidad conductiva en la porción central.

Mediante ambos tipos de representaciones gráficas es posible delimitar de manera regional el límite de la unidad de baja resistividad dibujada en la Figura 7.6c, que resume el análisis anterior y donde se muestra la geometría que describiría una zona de contraste de resistividad eléctrica y que pudiera estar relacionada con la transición entre materiales saturados y menos saturados o bien, un cambio de litología.

7.2.4. Perfil 6

El Perfil 6 (Figura 7.8), el más corto en extensión y limitado en profundidad de investigación se realizó a lo largo del Graben del Refugio, el cuál ha sido llamado por CONAGUA como acuífero de San Miguel de Allende, que se encuentra acotado al Sur por los Volcanes de Palo Huérfano y La Joya, al noreste por la Sierra de los Cuarzos y al poniente por la Falla de San Miguel.

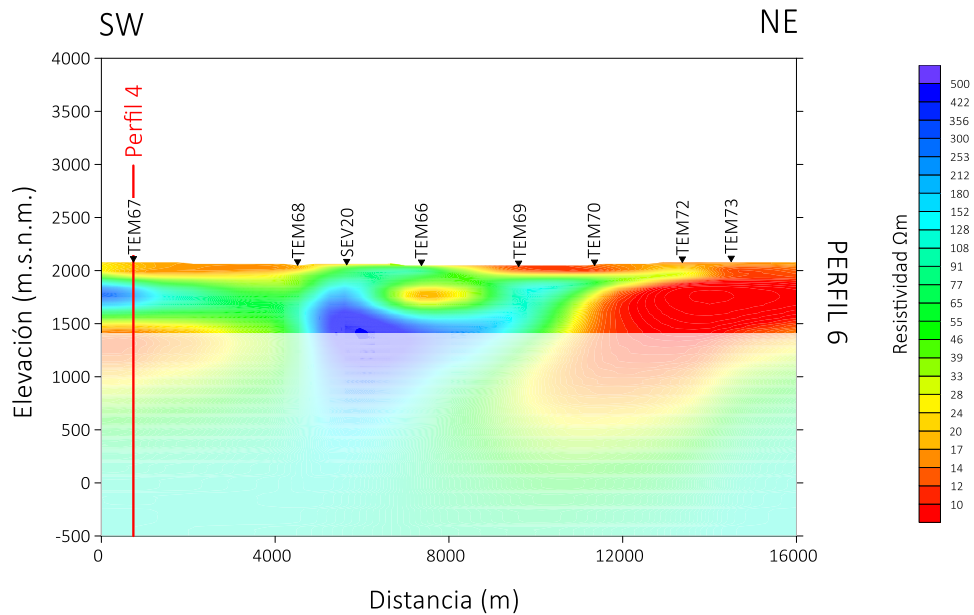


Figura 7.8 Modelo de resistividad 2D para el Perfil 6

El perfil muestra una zona resistiva al inicio del perfil que estaría relacionada con el Volcán Palo Huérfano. Una zona conductiva de espesor no mayor a 150 m se presenta a lo largo del perfil, excepto entre los 12 y 15 km, donde el espesor aumenta casi a los 350 m. Este resultado es de esperarse, pues se tiene registrado que para esa zona se presentan los mayores espesores de sedimentos. Debido a la profundidad de investigación de los sondeos eléctricos verticales y del transitorio electromagnético, la única información que se debería tomar en cuenta de este perfil se encontraría por encima de los 1,500 m.s.n.m., sin embargo, se representa de esta manera con la intención de ser comparable con los demás perfiles.

8. CONCLUSIONES

Los métodos de prospección geoelectrica han demostrado que son una herramienta útil durante los trabajos de caracterización hidrogeológica, generando modelos en los que pueden ser identificadas diferentes unidades geoelectricas en función de la distribución y contrastes de valores de resistividad eléctrica, los cuales están estrechamente ligados, entre otros factores, a la composición, la porosidad y la saturación de las rocas.

El análisis de la dimensionalidad geoelectrica mediante el tensor de fase para los datos MT, reflejó un comportamiento como el de un medio 1D o cuasi-1D, característico de cuencas hidrogeológicas con baja actividad tectónica en la zona superficial, al menos hasta los 50 Hz – 10 Hz. Para periodos más largos dentro del rango de medición AMT (> 0.1 s), la forma en las curvas de resistividad tiende a divergir, mostrando un comportamiento en la dimensionalidad geoelectrica como el de un medio 2D e incluso 3D. Además, esta metodología permite estimar la dirección preferencial de flujo electromagnético la cual, para la mayoría de los sondeos MT, coincide con los sistemas de fallamiento en la Cuenca de la Independencia.

La descomposición del tensor de impedancia mediante el código *STRIKE*, permitió obtener tanto la dirección de *strike* que estadísticamente se ajusta mejor a los sondeos de todo un perfil, como un análisis de la distorsión galvánica en los datos AMT. Aunque la dimensionalidad 1D es la que predomina, se decidió estimar el *strike* bajo el método de descomposición propuesto por Groom y Bailey para la parte profunda de la Cuenca de la Independencia, en la cual, las curvas de resistividad tendían a divergir. Para todos los perfiles con sondeos AMT fue posible obtener una dirección preferencial que mejor se ajustaba a los datos con un error de tolerancia menor al 7% para valores de resistividad y de 3.5% para valores de fase. Asimismo, el análisis de distorsión muestra que los ángulos de los parámetros de distorsión, *twist* y *shear*, son muy pequeños y su contribución a la distorsión de la respuesta magnetotelúrica despreciable, por lo que los datos originales fueron los utilizados para realizar los procesos de inversión 2D. Todos los sondeos AMT fueron rotados al ángulo de *strike* estimado y proyectados a un perfil perpendicular a esta dirección, excepto para el caso del Perfil 4, el cual pudo ser ajustado con diferentes valores de *strike* para una tolerancia establecida (7% en resistividad y 3.5% en fase), sugiriendo el comportamiento 1D de la mayoría de las estaciones, por lo que sólo fueron rotados al ángulo de mejor ajuste, pero proyectados sobre el perfil que describía la ubicación de los sondeos.

Aunado a lo anterior, la magnitud prácticamente nula de los vectores de inducción para la zona central de la Cuenca de la Independencia, reafirman la dimensionalidad 1D que el método del tensor de fase indicaba. Para los sondeos cercanos a lineamientos estructurales o a los bordes de la cuenca, los vectores de inducción muestran una perpendicularidad notoria ante la dirección de *strike* estimada.

El análisis del cálculo de la pseudo-respuesta en el dominio de la frecuencia para SEV y TEM del sitio 27 muestra que, bajo un criterio correcto en la integración de la información de resistividad, las respuestas de los 3 métodos pueden ser tomadas en cuenta para caracterizar, aunque a diferentes escalas de resolución y profundidad de investigación, el mismo punto de interés.

Mediante la comparación de los resultados obtenidos para el Perfil 1 se observa que la geometría de la unidad de baja de resistividad para los cuatro casos es similar. Sin embargo, las principales



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

diferencias recaen en que, para el caso de la inversión 2D, los valores de baja resistividad se muestran más contrastantes respecto al modelo obtenido mediante la interpolación de los modelos de inversión 1D. Lo anterior estaría relacionado con que el algoritmo *OCCAM* entrega un modelo de resistividad más suavizado si es comparado con *NLCG*. Además, la inversión 2D mostró ciertas discontinuidades laterales y algunas estructuras resistivas por debajo de la anomalía conductiva que la inversión 1D no pudo resolver. También se observa que la inversión 2D logra representar el comportamiento 1D de los sondeos MT, no así en sentido contrario, pues la inversión 1D toma como base la curva promedio de la resistividad, por lo que, para periodos largos, la inversión 1D no logra resolver del todo bien los datos 2D. Por lo tanto, de este punto se puede concluir que el algoritmo *NLCG* es capaz de obtener un modelo que se ajuste datos 1D o 2D, por lo que se vuelve posible el trabajar con uno o más métodos de resistividad alternativos a los sondeos MT, asegurando un mayor detalle en la estructura somera y un resultado más robusto al integrar una mayor cantidad de información geoelectrónica.

En la modelación de los Perfiles 1 – 6, se observa claramente un contraste de resistividad eléctrica: una unidad conductiva ($<20 \Omega\text{m}$) que se extiende a lo largo de todos los perfiles. Los estudios hidrogeológicos realizados con anterioridad han determinado que el acuífero granular cuenta con un espesor en la zona de transición entre la cuenca y las partes altas de entre 40 m y 60 m, mientras que, para la parte central y algunas fosas tectónicas, el relleno granular puede llegar a tener una potencia de 400 m. Sin embargo, no se ha entrado en detalle sobre el espesor permeable del acuífero ígneo fracturado, el cual pudiera llegar hasta los 1000 m.s.n.m., según los modelos de resistividad. Se tiene la hipótesis que el mismo paquete ígneo actúa como basamento hidrogeológico del acuífero profundo, soldando sus fracturas a profundidad. Por lo tanto, la disminución en la permeabilidad de las riolitas e ignimbritas. Los valores de resistividad mostrados para profundidades debajo de los 1,000 m.s.n.m. parecieran ser bajos para poder ser asociados a una roca ignimbrítica o riolítica como las que conforman el paquete ígneo del Paleógeno – Neógeno. Si bien es cierto que se esperaría un contraste aún mayor a profundidad, que pudiera delimitar con certeza el basamento, la ausencia de este contraste se puede atribuir a que los sondeos magnetoteléuricos podrían no caracterizar del todo bien más allá de los 500 m.s.n.m.

Existe la teoría de que ambos acuíferos, tanto el granular como el ígneo fracturado se encuentran comunicados entre sí. En los modelos de resistividad se observan zonas en donde existe una clara discontinuidad vertical de la unidad conductiva, las cuales estarían relacionadas a acumulaciones lenticulares de material tobáceo o arcilloso impermeable. Esto podría indicar que de manera local existe la diferenciación entre acuíferos, pero regionalmente existe la comunicación hidráulica entre ambas unidades hidrogeológicas.

Aunque la cantidad de sondeos disponibles para este proyecto pudiera parecer basta, la extensión del área de estudio es lo suficientemente grande como para requerir una mayor densidad de sondeos, pues algunas estructuras pudieran resultar pobremente estudiadas. Sin embargo, de manera regional y a grandes rasgos, es posible inferir la geometría de una unidad de baja resistividad a partir del contraste de valores de resistividad eléctrica y de su distribución a lo largo de los perfiles, además de la correlación con la información geológica disponible.

Los resultados obtenidos no logran definir del todo la transición entre el acuífero granular y acuífero fracturado, por lo que se pudiera confirmar la hipótesis de la conexión hidráulica entre ambas

unidades hidrogeológicas. Debido a la limitación en el rango de frecuencias para los sondeos AMT y los valores conductivos, no se logró alcanzar una profundidad en la que los valores de resistividad eléctrica pudieran correlacionarse con los de un basamento hidrogeológico, lo que indicaría que, en ciertas zonas, los materiales ígneos pudieran extenderse a profundidades más allá de los 500 m.s.n.m. Esto deja la puerta abierta a una ampliación del proyecto de investigación a la aplicación del método magnetotelúrico para periodos mayores a 1 s.

REFERENCIAS

- About, E., Saud, R., Asch, T., Aldamegh, K. y Mogren, S. (2014). *Water exploration using Magnetotelluric and gravity data analysis; Wadi Nisah, Riyadh, Saudi Arabia*. NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 3, 184 – 191.
- Alanis-Ruiz, E. (2002). *Evolución geológica de la Cuenca Independencia y sus alrededores, estado de Guanajuato, México*. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 88 pp.
- Aranda-Gómez, J. (1989). *Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central*. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 8, 1, 33 – 56.
- Aranda-Gómez, J. y McDowell, F. (1998). *Paleogene extension in the southern basin and range province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district*. International Geology Review, 40, 116 – 134.
- Aranda-Gómez, J., Henry, C. y Luhr, J. (2000). *Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 53, 1, 59 – 71.
- Arango, C., Marcuello, A., Ledo, J. y Queralt, P. (2009). *3D magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain)*. Journal of Applied Geophysics, 68, 479 – 488.
- Bahr, K. (1988). *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion*. Journal of Geophysics, 62, 119 – 127.
- Bahr, K. (1991). *Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 66, 24 – 38.
- Batte, A., Muwanga, A., Sigrist, P. y Owor, M. (2008). *Vertical electrical sounding as an exploration technique to improve on the certainty of groundwater yield in the fractured crystalline basement aquifers of eastern Uganda*. Hydrogeology Journal, 16, 1683 – 1693.
- Beamish, D. y Travassos, J. (1992). *The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation*. Journal of Applied Geophysics, 29, 1, 1 – 19.
- Berdichevsky, M. y Dmitriev, V. (1976). *Principles of Interpretation of Magnetotelluric Sounding Curves*. En: Adam, A. (ed.). *Geoelectric a Geothermal Studies*. KAPG Monograph, Akademiai Kiado, 165 – 221.
- Berdichevsky, M y Dmitriev, V. (2008). *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer, 563 pp.
- Bibby, H., Caldwell, G. y Brown, C. (2005). *Determinable and non-determinable parameters of the galvanic distortion in magnetotellurics*. Geophysical Journal International, 163, 915 – 930.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

- Binley, A. y Kemma, A. (2005) *DC Resistivity and Induced Polarization Methods*. En: Yoram, R. y Hubbard, S. (ed.). *Hydrogeophysics*. Springer, 523 pp.
- Booker, J. (2014). *The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review*. *Surveys in Geophysics*, 35, 7 – 40.
- Caldwell, G., Bibby, H. y Brown, C. (2004). *The magnetotelluric phase tensor*. *Geophysical Journal international*, 158, 457 – 469.
- Cagniard, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. *Geophysics*, 18, 605 – 635.
- CEASG (Comisión Estatal del Agua de Guanajuato) (1994). *Realización del Diagnóstico de la Problemática, el Establecimiento de los Postulados Básicos, la Realización de los Programas de Manejo de Cuencas, Uso Eficiente del Agua y la Integración del Plan Hidráulico de Guanajuato*. Comisión Estatal de Agua y Saneamiento de Guanajuato.
- Cerca-Martínez, L., Aguirre-Díaz, G. y López-Martínez, M. (2000). *The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato: A documented example of the transition from the Sierra Madre Oriental to the Mexican Volcanic Belt*. *International Geology Review*, 42, 131 – 151.
- Chave, A. y Weidelt, P. (2012). *The theoretical basis for electromagnetic induction*. En: Chave, A. y Jones, A. (ed.). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 19 – 49.
- Christiansen, A., Auken, E. y Sørensen, K. (2008). *The transient electromagnetic method*. En: Kirsch, R. (ed.). *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Springer, 179 – 226.
- CONAGUA (2011). *Estadísticas del agua en México, Edición 2011*. Comisión Nacional del Agua, Ciudad de México, México, 126 pp.
- CONAGUA (2015a). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Cuenca Alta del Río Laja (1108), Estado de Guanajuato*. Comisión Nacional del Agua, 29 pp.
- CONAGUA (2015b). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Laguna Seca (1104), Estado de Guanajuato*. Comisión Nacional del Agua, 31 pp.
- CONAGUA (2015c). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero San Miguel de Allende (1107), Estado de Guanajuato*. Comisión Nacional del Agua, 27 pp.
- CONAGUA (2015d). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Doctor Mora-San José Iturbide (1106), Estado de Guanajuato*. Comisión Nacional del Agua, 26 pp.
- CONAGUA (2016). *Estadísticas del agua en México, Edición 2016*. Comisión Nacional del Agua, Ciudad de México, México, 275 pp.
- Constable, S., Parker, R. y Constable, C., (1987). *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. *Geophysics*, 52, 3, 289 – 300 pp.

- Cumming, Q. y Mackie, R. (2010). *Resistivity Imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history*. En: *Proceedings World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia, 1 – 10.
- Descloitres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A. y Ritz, M. (2000). *Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands*. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 1, 1 – 18.
- Dey, A. y Morrison, H. (1979). *Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures*. *Geophysical Prospecting*, 27, 106 – 136.
- Echegoyen-Sánchez, Romero-Martínez, S. y Velázquez-Silva, S. (1970). *Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato*. Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 75, 35 pp.
- Edwards, J. (1955). *Studies of some early Tertiary red conglomerates of central México*. United States Geological Survey, Professional Paper 264-H, 153 – 183.
- Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F. (1998). *The Caltepec fault zone, southern Mexico: Devonian dextral shear interaction between the Precambrian Oaxacan and Paleozoic Acatlán basement complexes*. En: Ramos, V. y Keppie, J. (ed.). *Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Program and Abstracts*. The Geological Society of America, 277 pp.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Nuñez, G. (1999). *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*. *Geology*, 27, 303 – 306.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S. (2005). *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 3, 343 – 378.
- Fitterman, D. (1989). *Detectability levels for central induction transient soundings*. *Geophysics*, 54, 1, 127 – 129.
- Fitterman, D. y Stewart, M. (1986). *Transient electromagnetic sounding for groundwater*. *Geophysics*, 51, 4, 995 – 1005.
- Fletcher, R. y Reeves, C. (1959). *Function minimization by conjugate gradients*. *Computer Journal*, 7, 149 – 154.
- Flores, C., Romo, J. y Vega, M. (2013). *On the estimation of the maximum depth of investigation of transient electromagnetic soundings: the case of the Vizcaino transect, Mexico*. *Geofísica Internacional*, 52, 2, 159 – 172.
- French, R. (2002). *A discussion of geophysical techniques: Time-Domain Electromagnetic Exploration*. Northwest Geophysical Associates, Inc., Corvallis, Oregon, 1 – 6.
- Fries, C., Hibbard, C. y Dunckle, D. (1955). *Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, México*. *Smithsonian Miscellaneous Collection*, 123, 7, 25 pp.

- García, E. (1998). *Diagnóstico electromecánico de los sistemas de bombeo de agua subterránea en el estado de Guanajuato*. Memoria del Simposio Internacional de Aguas Subterráneas, León, Guanajuato, 160 – 167.
- GEOSYSTEM SRL (2008). *WinGLink® User's Guide, Release 2.20.02.01. A guide to using WinGLink®*. Milan, Italia, 473 pp.
- GF Instruments (2017). *Short guide for resistivity and induced polarization tomography*. GF Instruments, S.R.O., Purkyňova, Brno, República Checa, 58 pp.
- Groom, R. y Bailey, R. (1989). *Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in Presence of Local Three-Dimensional Galvanic Distortion*. Journal of Geophysical Research, 94, B2, 1913 – 1925.
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloitres, M. y Ritz, M. (1997). *Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal*. Journal of Applied Geophysics, 38, 77 – 96.
- Goldman, M. y Neubauer, F. (1994). *Groundwater exploration using integrated geophysical techniques*. Surveys in Geophysics, 15, 331 – 361.
- Gross, W. (1975). *New ore Discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico*. Economic Geology, 70, 1175 – 1189.
- Henry, C. y Aranda-Gómez, J. (1992). *The real southern Basin and Range: mid-to-late Cenozoic extension in Mexico*. Geology, 20, 701 – 704.
- Henry, C. y Aranda-Gómez, J. (2000). *Plate interactions control middle-late Miocene, Proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range*. Tectonophysics, 318, 1 – 25.
- Hubbard, S. y Rubin, Y. (2005). *Introduction to Hydrogeophysics*. En: Rubin, Y. y Hubbard, S. (ed.) *Hydrogeophysics*. Springer, Water Science and Technology Library, 50, 523 pp.
- INEGI (1998). *Estudio Hidrológico del Estado de Guanajuato*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Aguascalientes, 104 pp.
- Ingham, M. (1988). *The use of invariant impedances in magnetotelluric interpretation*. Research Note. Geophysical Journal, 92, 165 – 169.
- Jiracek, G. (1990). *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. Surveys in Geophysics, 11, 163 – 203.
- Jones, A. (2012). *Distortion of magnetotelluric method: its identification and removal*. En: Chave, A. y Jones, A. (ed.). *The Magnetotelluric Method. Theory and Practice*. Cambridge University Press, 603 pp.
- Keller, G. (1988). *Rock and Mineral Properties*. En: Nabighian, M. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Volume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists, 13 – 51.
- Keller, G. y Frischknecht, F. (1996). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, New York, 517 pp.

- Labarthe-Hernández, G. y Jiménez-López, L. (1994). *Geología de la porción sureste de la Sierra de San Miguelito, S. L. P.* Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico n. 120, 2 mapas, 34 pp.
- Labarthe-Hernández, G. y Tristán-González, M. (1978). *Cartografía geológica de la hoja de San Luis Potosí.* Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico 59, 41 pp.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M. y Aranda-Gómez, J. (1982). *Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí.* Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto técnico, 85, 208 pp.
- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F. y Simmons, S. (1988). *K-Ar age studies on the Fresnillo Silver District, Zacatecas, Mexico.* Economic Geology, 83, 1642 – 1646.
- Lapierre, H., Ortiz, E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. y Zimmermann, J.-L. (1992). *A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, Central Mexico.* Earth and Planetary Science Letters, 108, 61 – 77.
- Lara-Hernández, E. (1986). *Cartografía geológica del área NW de la Hoja Aldama F14-C53, escala 1:50,000, Guanajuato, México.* Universidad Autónoma de Baja California Sur, Facultad de Geología Marina, Tesis Profesional, 79 pp.
- Lindle, N., Chen, J., Kowalsky, M. y Hubbard, S. (2006). *Hydrogeophysical Parameter Estimation Approaches for Field Scale Characterization.* En: Vereecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A. y Titov, K (ed.). *Applied Hydrogeophysics.* Springer, NATO Science Series, 383 pp.
- Maillet, R. (1947). *The fundamental equations of electrical prospecting.* Geophysics, 4, 12, 529 – 556.
- Marcuello, A., Queralt, P. y Ledo, J. (2005). *Applications of dispersion relations to the geomagnetic transfer function.* Physics of the Earth and Planetary Interiors, 150, 85 – 91.
- Martí, A. (2005). *A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure.* Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Barcelona, España, 306 pp.
- Martí, A., Queralt, P. y Ledo, J. (2009). *WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor.* Computers and Geosciences, 35, 2295 – 2303.
- Martínez-Reyes, J. (1992). *Mapa Geológico de la Sierra de Guanajuato.* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cartas Geológicas y Mineras 8, 1 mapa escala 1:100,000, con texto explicativo al reverso.
- Maxwell, J. (1873). *A treatise on electricity and magnetism.* Clarendon Press Series, Volume 1, London, 506 pp.
- McDowell, F. y Cabaugh, S. (1979). *Igimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic history of western, Mexico.* Boulder, Colorado Geological Society of America, Special Paper, 180, 195 – 206.

- McDowell, F. y Keizer, R. (1977). *Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, México*. Geological Society of American Bulletin, 88, 1479 – 1487.
- McNeice, G. y Jones, A. (2001). *Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data*. Geophysics, 1, 158 – 173.
- McNeill, J. (1980). *EM37 Ground transient electromagnetic system: Calculated depth of exploration: Technical Note TN-10*. Mississauga, Ontario, 1 – 13.
- McNeill, J. (1994). *Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding: Technical Note TN-27*. Mississauga, Ontario, 1 – 15.
- Meju, M. (1995). *Simple effective resistivity-depth transformations for infield or real-time data processing*. Computers and Geosciences, 21, 8, 985 – 992.
- Meju, M. (1996). *Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: Some effective practical considerations*. Geophysics, 61, 1, 56 – 65 pp.
- Meju, M. (2002). *Environmental geophysics: Conceptual models, challenges, and the way forward*. The Leading Edge, 460 – 464.
- Meju, M. (2005). *Simple relative space-time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implications for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most-squares criterion*. Geophysical Prospecting, 53, 463 – 479 pp.
- Miensopust, M. (2010). *Multidimensional Magnetotellurics, a 2D case study and 3D approach to simultaneously invert for resistivity structure and distortion parameters*. Tesis de Doctorado, School of Cosmic Physics, Dublin Institute for Advanced Studies and Faculty of Sciences, National University of Ireland, 353 pp.
- Miensopust, M., Jones, A., Muller, M., García, X. y Evans, R. (2011). *Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment*. Journal of Geophysical Research, 116, 1 – 21.
- Monod, O., Lapierre, H., Chiosi, M., Martínez-Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E. y Zimmermann, J.-L. (1990). *Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la sequence volcano-plutonique de Guanajuato (crétacé inférieur)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 310, 2, 45 – 51.
- Nabighian, M. (1979). *Quasi-static transient response of a conducting half-space – An approximate representation*. Geophysics, 55, 10, 1700 – 1705.
- Nabighian, M. y Macnae, J. (1991). *Time domain electromagnetic prospecting methods*. En: Nabighian, M. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Volume 2, Applications Part A and Part B*. Society of Exploration Geophysicists, 427 – 520.
- Naidu, G. (2012). *Deep Crustal Structure of the Son-Narmanda-Tapti Lineament, Central India*. Springer, Tesis Doctoral, Universidad de Osmania, India, 147 pp.

- Navarro, I. (2005). *Análisis de estrategias de manejo integral del agua subterránea mediante modelación de flujo: Cuenca de la Independencia, Guanajuato, México*. Tesis doctoral, Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 222 pp.
- Nieto Samaniego, A. (1990). *Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato*. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 9, 2, 146 – 155.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S. y Labarthe-Hernández, G. (1997). *La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 1, 13 – 35.
- Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S., Labarthe-Hernández, G. y Rosas-Elguera, J. (1999). *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*. Geological Society of America Bulletin, 111, 3, 347 – 363.
- Nieto-Samaniego, A., Macías-Romo, C. y Alaniz-Álvarez, S. (1996). *Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 1, 117 – 122.
- Orellana, E. (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua 2ª edición*. Thomson Paraninfo, S.A., 580 pp.
- Orozco-Esquivel, T., Nieto-Samaniego, A. y Alaniz-Álvarez, S. (2002). *Origin of the rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 37 – 56.
- Ortega-Guerrero, M. (2000). *Proyecto para el manejo sustentable del agua subterránea en la Cuenca de la Independencia, municipios de San José de Iturbide, Dr. Mora, San Luis de la Paz y Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende y San Diego de la Unión, Gto.* 100 planos a color, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Ortega-Guerrero, M. (2001). *Estudio del acuífero del Río La Laja, municipios de Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende y San Felipe*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Reporte interno, mapas y texto.
- Ortega-Guerrero, M. (2009). *Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26, 1, 142 – 161.
- Ortega-Guerrero, M., Castellanos, J., Aguilar, R., Vázquez-Alarcón, A., Alaniz-Ruiz, E., Vargas, C. y Urrutia, F. (2002). *A Conceptual Model for Increases of Sodium, SAR, Alkalinity and pH at the Independence Aquifer in Guanajuato*. TERRA, 20, 2, 199 – 207.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. y Nieto-Samaniego, A. (1992). *Carta Geológica de la República Mexicana (1:2'000,000)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría

de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa y texto explicativo.

- Ortiz-Hernández, L., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O. y Calvet, P. (1990). *El arco intraoceánico (Cretácico Inferior) de Guanajuato – Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas*. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional de México, 9, 2, 126 – 145.
- Parkinson, W. (1962). *The influence of continents and oceans on geomagnetic variations*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 6, 441 – 449.
- Pellerin, L. y Hohmann, G. (1990). *Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts*. Geophysics, 55, 9, 1242 – 1250.
- Pérez-Venzor, J., Aranda-Gómez, J., McDowell, F. y Solorio-Munguía, J. (1996). *Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México*. Revista de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 13, 2, 174 – 183.
- Polak, E. (1971). *Computational methods in optimization: A unified approach*. Academic Press, New York.
- Ponce, B. y Clark, K. (1988). *The Zacatecas mining district: A Tertiary caldera complex associated with precious and base meta mineralization*. Economic Geology, 83, 1668 – 1682.
- Pous, J., Martínez, D., Heise, W., Monteiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Ibarra, P., Pedrera, A., Ruíz-Constán, A., Anahnah, F., Goncalves, R. y Mateus, A. (2011). *Constraints on the cristal structure of the internal Variscan Belt in SW Europe: A magnetotelluric transect along the easter part of Central Iberian Zone, Iberian Massif*. Journal of Geophysical Research, 116, 1 – 20.
- Rangin, C. (1978). *Sepultative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (México)*. En: Howell, D. y McDougall, K. (ed.). *Mesozoic Paleogeography of western United States: Pacific Section*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 85 – 106.
- Rodi, W. y Mackie, R. (2001). *Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion*. Geophysics, 66, 1, 174 – 187 pp.
- Rodi, W. y Mackie, R. (2012). *The inverse problem*. En: Chave, A. y Jones, A. (ed.). *The Magnetotelluric Method. Theory and Practice*. Cambridge University Press, 603 pp.
- Schmoldt, J., Jones, A., Rosell, O. (2014). *Structures and geometries of the Tajo Basin crust, Spain: Results of a magnetotelluric investigation compared to seismic and thermal models*. Tectonics, 33, 9, 1710 – 1737.
- Seidel, K. y Lange, G (2007). *Direct Current Resistivity Methods*. En: Knödel, K, Lange, G. y Voigt, H. (ed.). *Environmental Geology. Handbook of Field Methods and Case Studies*. Springer, 1357 pp.
- Simpson, F. y Bahr, K., (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 254 pp.

- Spies, B. (1989). *Depth of investigation in electromagnetic sounding methods*. Geophysics, 54, 7, 872 – 888.
- Spies, B. y Eggers, D. (1986). *The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods*. Geophysics, 51, 7, 1462 – 1471.
- Spies, B. y Frischknecht, F. (1991). *Electromagnetic sounding*. En: Nabighian, M. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists, 285 – 426.
- Spitzer, K. (2001). *Magnetotelluric static shift and direct current sensitivity*. Geophysical Journal International, 144, 289 – 299.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1970). *Estudio geohidrológico de la cuenca grande del Río Laja, Guanajuato*. Realizado por la empresa Hidrotec, S.A. para: Dirección General de Estudios de la Secretaría de Recursos Hidráulicos, México, D.F., 213 pp.
- SRH (Secretaría de Recursos Hidráulicos) (1972). *Estudio hidrogeológico de la cuenca grande del Río Laja, Guanajuato*. Hidrotec, S.A. para Secretaría de Recursos Hidráulicos, 276 pp.
- Sternberg, B., Washburne, J. y Pellerin, L. (1988). *Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings*. Geophysics, 53, 11, 1459 – 1468.
- Swift, C. (1967). *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States*. Tesis Doctoral, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier, 644 pp.
- Telford, W., Geldart, L. y Sheriff, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 744 pp.
- Tikhonov, A. (1950). *Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust*. Doklady Akademii Nauk, 73, 2, 295 – 297.
- Tikhonov A. y Arsenin, V. (1977). *Solution of ill-posed problems*. Winston and Sons, Washington, D.C.
- Tripaldi, S., Siniscalchi, A. y Spitzer, K. (2010). *A method to determine the magnetotelluric static shift from DC resistivity measurements in practice*. Geophysics, 75, 1, F23 – F32.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F. y Çağlar, I. (2015). *Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data*. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 241, 1 – 14.
- UNAM-CODER (2000). *Proyecto para el manejo sustentable del agua subterránea en la Cuenca de la Independencia, municipios de San José de Iturbide, Dr. Mora, San Luis de la Paz, San Diego de la Unión, San Felipe, Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende, Guanajuato*. Universidad Nacional Autónoma de México - Consejo para el Desarrollo Regional de Guanajuato, México, Distrito Federal, 107 pp.

- Unsworth, M. (2007). *T: Transfer functions*. En: Gubbins, D. y Herrero-Bervera, E. (ed.). *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, 940 – 969 pp.
- Unsworth, M., Wenbo, W., Jones, A., Li, S., Bedrosian, P., Booker, J., Sheng, J., Ming, D. y Handong, T. (2004). *Crustal and upper mantle structure of northern Tibet imaged with magnetotelluric data*. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02403, 1 – 18.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G. y López-Martínez, M. (1998). *El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato – Un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México y Sociedad Geológica Mexicana*, 15, 2 181 – 197.
- Velázquez, L. y Ordaz, A. (1992). *Provincias hidrogeológicas de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 52, 2, 15 – 33.
- Vozoff, K. (1972). *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. *Geophysics*, 37, 1, 98 – 141.
- Wait, J. (1951). *The magnetic dipole over the horizontally stratified earth*. *Canadian Journal of Physics*, 26, 6, 577 – 592.
- Wangsness, R. (2001). *Campos Electromagnéticos*. Editorial Limusa, México, 681 pp.
- Ward, S. y Hohmann, G. (1988). *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications*. En: Nabighian, M. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Volume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists, 130 – 311.
- Weaver, J., Agarwal, A. y Lilley, F. (2000). *Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants*. *Geophysical Journal International*, 142, 321 – 336.
- West, G. y Macnae, J. (1988). *Physics of the electromagnetic induction exploration method*. En: Nabighian, M. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Volume 2, Applications Part A and Part B*. Society of Exploration Geophysicists, 5 – 45.
- Wiese, H. (1962). *Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen (Strike direction of underground structures of electric resistivity, inferred from geomagnetic variations)*. *Pure and Applied Geophysics*, 52, 83–103.
- Zhdanov, M. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 43, 848 pp.