



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

“Caracterización estructural e hidrogeológica de la zona cárstica Joya de Luna, San Luis Potosí, mediante métodos electromagnéticos.”

TESIS

Que para optar por el grado de:

Maestra en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Ivonne Margarita Pinto Herrera

TUTORA:

Dra. Claudia Arango Galván (Instituto de Geofísica, UNAM)

COMITÉ TUTOR:

Dr. José Alfredo Ramos Leal (IPICYT)

Dr. Fernando Corbo Camargo (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Pierre Lacan (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. José Ramón Torres Hernández (UASLP)

Ciudad Universitaria, CD. MX., diciembre 2022.



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.

Dedicatorias

A mi hermano, Juan Armando Pinto Herrera

“Hubo en tierra de Uz un varón llamado Job; y era este hombre perfecto y recto, temeroso de Dios y apartado del mal”

Agradecimientos académicos

A la Dra. Claudia Arango Galván, por el apoyo constante durante la maestría y por su comprensión ante los momentos difíciles.

Al Dr. Pierre Lacan, por despertar curiosidad en mi sobre temas nuevos y por su apoyo emocional durante mi segundo semestre del posgrado.

Al Dr. José Alfredo Ramos Leal y Dr. José Ramón Torres Hernández, por sus claras observaciones y su apoyo en todo momento.

Al M. en C. David Ernesto Torres Gaytán por el apoyo en la toma de datos en el área de estudio y al M. en C. José Luis Salas Corrales por sus enseñanzas y técnicas en la interpretación de mis datos.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por las grandes enseñanzas e increíbles instalaciones y materiales.

Al CONACYT, por el programa de becas, el cual me permitió concluir esta etapa.

A todos mis compañeros de clases y profesores del posgrado, este proceso marcó un antes y un después de mi formación académica y personal.

Agradecimientos personales

A mis padres, quien a pesar de la distancia y las dificultades siempre me dieron aliento para seguir adelante. Mi admiración total a mi madre y todo mi corazón a mi padre.

A Mariano Samberino, por estar presente durante todo el proceso y motivarme a seguir en este mismo camino. Mi amor y dedicación a nuestra vida.

A mi pequeña hermana, Emilet, por ser mi ejemplo a seguir en todo momento. Tenerte a mi lado me motiva a seguir viviendo.

A mi Abuelita Rosa y a mi Tía Mili, porque son mis ejemplos de vida y lucha constante.

A mis amigos de toda la vida y a quienes encontré en este proceso: Ana Karen Gómez, Ivonne Martínez, Héctor Santibañez, Isabel Gallo, Julio Aggi, Gustavo Samberino, Rubén Hernández, Carolina Palazuelos y Leticia Alvarado.

A la Familia Pascasio López, por darme un hogar cuando decidí empezar este camino y no dejarme nunca sola.

Finalmente, a todos aquellos que fui encontrando en el camino y me dieron momentos de alegría.

Resumen

El estudio del comportamiento de los acuíferos abarca desde los límites del cuerpo de agua hasta las estructuras que se ven implicadas en el proceso hidrogeológico subsuperficial, tales como fallas, fracturas, pliegues, cabalgaduras, etc., por lo que es necesaria una caracterización completa que abarque (1) la información característica del relieve y (2) los datos a profundidad que complementen la investigación. La información del relieve nos da una idea acerca de las características hidrogeológicas de las cuencas de la zona mientras que los datos a profundidad complementarán la información a partir de las estructuras que se puedan ubicar.

Afortunadamente, desde hace algunas décadas los métodos para la búsqueda y preservación de cuerpos de agua han tenido gran impacto y actualmente existen un sinnúmero de metodologías que permiten la localización y caracterización completa de un sistema de agua subterránea. En el presente proyecto se muestra una metodología propuesta para caracterizar la zona Joya de Luna a partir de datos geomorfológicos; los cuales nos brindarán información acerca de la hidrogeología de la zona, y datos electromagnéticos en el dominio del tiempo; los cuales justificarán las estructuras geológicas ubicadas en la zona.

Para el estudio geomorfológico se utilizaron diversos parámetros obtenidos a partir de Sistemas de Información Geográfica y procesados mediante el programa QGis, obteniendo las características de la red de drenaje, lo cual permitió establecer una caracterización hidrogeológica de la zona.

El estudio geofísico se basó en la obtención de la resistividad aparente del subsuelo a partir de sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo. Se realizaron en total seis sondeos y se obtuvieron a partir de ellos un perfil con dirección NW-SE.

Para generar la sección de distribución de resistividades se utilizó una interpolación de inversiones 1D basada en el algoritmo Occam, el cual soluciona un modelo simple el cual contiene todas las propiedades esenciales de todos los modelos posibles que se ajustan a los datos de campo.

La metodología propuesta para la caracterización hidrogeológica ajusta los datos de la zona, y la metodología geofísica nos permitió establecer una caracterización geológica-regional de la zona cársica Joya de Luna. Los resultados obtenidos mediante el estudio de campo y los sondeos electromagnéticos permiten interpretar una estructura compleja donde se ensambla tectónicamente la secuencia calcárea de la Formación El Abra sobre la Formación Cárdenas

(lutitas y areniscas), favoreciendo este ensamble la unidad denominada Formación Guaxcamá, formada por yesos y anhidritas. Estos resultados apoyan que el flujo de agua subterránea está controlado por las estructuras, de manera preferente en dirección de los ejes de los anticlinales, los cuales a su vez favorecieron el desarrollo cárstico.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	11
I. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO	13
1.1 Ubicación y geología regional	13
1.2 Geología Local	16
1.2.1 Formación El Abra.....	16
1.2.2 Formación Cárdenas.....	17
1.2.3 Conglomerado Oligomítico	17
1.2.4 Aluvión	17
1.3 Geología Estructural	17
1.3.1 Estructuras tectónicas y cársticas	18
1.3.2 Fallas y fracturamiento	19
II. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA JOYA DE LUNA	21
2.1 Generalidades del análisis geomorfológico	21
2.2 Parámetros de forma	23
2.2.1 Área y perímetro.....	24
2.2.2 Longitud Axial (La) y Ancho Promedio (Ap)	24
2.2.3 Índice de Compacidad o Índice de Gravelius (K_c).....	24
2.2.4 Índice de Circularidad de Miller	25
2.2.5 Relación de Elongación.....	25
2.3 Parámetros de drenaje	25
2.3.1 Razón de bifurcación.....	25
2.3.2 Densidad de drenaje	25
2.4 Discusión de resultados geomorfológicos	26
2.4.1 Resultados de parámetros de forma.....	26
2.4.2 Parámetros de drenaje	28
2.5 Conclusiones y recomendaciones del análisis geomorfológico	30
III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	32
3.1 Generalidades de los métodos electromagnéticos	32
3.1.2 Relaciones Constitutivas	37
3.1.3 Constante de propagación y ecuación de onda electromagnética	38
3.1.4 Propiedades de propagación de la onda electromagnética	41
3.1.5 Tipos de corrientes.....	43
3.2 El Método Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo	46
3.2.1 Concepto de resistividad aparente en los sondeos TEM	48
3.2.2 Configuración en campo del TEM.....	49
3.2.3 Errores de medición y fuentes de ruido	50
IV. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS TEM	51
4.1 Primera correlación de curvas de campo y apilamiento	53

4.2	Segunda corrección de curvas de resistividad aparente.....	55
4.3	Inversión ID	57
4.4	Análisis de profundidad	59
V.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	60
5.1	Resultados y discusión del análisis de profundidad	60
5.2	Resultados y discusión de la X-Section.....	61
5.3	INTERPRETACIÓN DE DATOS TEM	64
5.4	Interpretación estratigráfica de la sección geoelectrica	67
VI.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	70

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I-1. Plataforma Valles-San Luis Potosí. (Tomado y modificado de Carrillo-Bravo, 1971).	13
Figura I-2. a) Mapa geológico-regional del área de estudio b) Columna geológica-regional asociada (Tomada y modificada de López-Doncel, 2008.	15
Figura I-3. a) Mapa Geológico-Local de la zona de estudio, b) Columna geológica-local (Tomada y modificada de López-Doncel, 2008 y Zapata-Zapata, 1979).	20
Figura II-1. Delimitación de la cuenca Joya de Luna.	22
Figura II-2. Ordenamiento de cauces y principales microcuencas de Joya de Luna.....	23
Figura III-1A. Clasificación de los métodos electromagnéticos.	32
Figura III-1B. Profundidad de investigación de métodos electromagnéticos.	33
Figura III-2. Valores de resistividad de los principales tipos de roca. Tomado y modificado de Orellana E., 1982.	33
Figura III-3. Principio básico de los métodos electromagnéticos. Tomado y modificado de Kearey, 2002.	34
Figura III-4. Comportamiento del campo eléctrico y magnético, tomado y modificado de Fitzpatrick, 2008.....	36
Figura III-5. Componentes del transitorio electromagnético en el dominio del tiempo y principio de inducción del método. Tomado y modificado de McNeil, 1994.	47
Figura III-6. Superior. Corriente del transmisor. Inferior, Voltaje de salida. tomado y modificado de Kearey, 2002.....	47
Figura III-7. Gráfica logarítmica del voltaje de salida vs el tiempo (Tomado y modificado de McNeil, 1994).....	48
Figura III-8. Configuraciones del sondeo TEM. Bobina simple (a). Bobina coincidente (b). Bobinas separadas (c). Bobina doble simple (d). Bobina doble coincidente (e). Tomado y modificado de Nabighian, 1991.	50
Figura IV-1. Ubicación en mapa de los sondeos Transitorios Electromagnéticos.	51
Figura IV-2. Secuencia de procesado y análisis de datos TEM.	52
Figura V-3 (a). Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM1. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.(b) Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM1. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.	54
Figura V-4 (a). Curvas de resistividad aparente sin corrección. (b) Curva de resistividad aparente con correcciones.	55
Figura V-5. Modelo de capas y ajuste de curva del sondeo TEM1.	58
Figura V-1. Sección interpolada 2D de los sondeos Transitorios Electromagnéticos.....	63
Figura VI-1. Modelo estratigráfico de Joya de Luna.	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de acuerdo al índice de compacidad (Carlos-Aranda, 1998)	24
Tabla 2. Clasificación de la red de drenaje de cuencas (Delgadillo y Páez, 2008)	26
Tabla 3. Clasificación propuesta para cuencas (km ²), Campos (1992)	26
Tabla 4. Resultados de índice de compacidad (K_c)	27
Tabla 5. Resultados Factor de Circularidad de Miller (R_c)	28
Tabla 6. Resultados de Relación de Elongación	28
Tabla 7. Número de cauces por microcuenca	29
Tabla 8. Resultados de la densidad de drenaje.....	29
Tabla 9. Razón de Bifurcación	30
Tabla 10. Resumen de ecuaciones de propagación de onda en diferentes medios.	45
Tabla 11. Coordenadas UTM de los sondeos TEM.....	52
Tabla 12. Estadígrafos de curvas de resistividad corregidas.....	56
Tabla 13. Resultados de profundidad máxima aproximada de los sondeos TEM.....	61
Tabla 15. Unidades inferidas de las zonas del anexo A-32	64

INTRODUCCIÓN

El agua representa el recurso más importante para la vida en el planeta, ya que es la clave para el funcionamiento de los ecosistemas naturales y su biodiversidad.

Se estima que la distribución del agua en la hidrosfera representa el 75% aproximado de la superficie total de la misma, de la cual el 95.5% se encuentra distribuida en mares y océanos, el 1.74% en glaciares y casquetes polares, el 0.0002% en los ríos, el 0.006% en la atmósfera y el 0.076% se ubica en las aguas subterráneas (Shiklomanow, 2001). De este modo, el agua dulce que puede ser extraída o empleada de manera económica y fácil por el hombre es la de los ríos, lagos y aguas subterráneas, representando el 0.07673% de la hidrosfera, volviendo al recurso limitante ante la demanda actual.

A pesar de que es evidente que el agua es un recurso limitado, es fácil olvidar que su búsqueda ha sido uno de los mayores retos para la humanidad. Sin embargo, desde hace algunas décadas los métodos para su búsqueda y preservación han tenido gran impacto y actualmente existen un sinnúmero de metodologías que permiten la localización y caracterización completa de un sistema de agua subterránea.

El comportamiento de los acuíferos abarca desde los límites del cuerpo de agua hasta las estructuras que se ven implicadas en el proceso hidrogeológico, tales como fallas, fracturas, pliegues, cabalgaduras, etc. Es decir, para una caracterización integral es necesario (1) información característica del relieve y (2) datos a profundidad que complementen la investigación subsuperficial.

La información característica del relieve nos dará una idea acerca de la hidrología de la zona, así como caracterizar las cuencas que se puedan delimitar. El comportamiento hidrológico de una zona está relacionado con las diferentes propiedades morfométricas de una cuenca y resultan muy importantes en la respuesta del caudal recibido, ya que pueden atenuar o intensificar las crecidas (Ibáñez, 2004). De este modo, es posible establecer una caracterización geomorfológica e hidrológica a partir del análisis de diferentes parámetros geomorfológicos propuestos principalmente por Horton (1945), Ven-Te Chow (1994), Nájera (1962), Schumm (1954), entre otros.

Para complementar la información superficial, los datos a profundidad nos darán una idea acerca del comportamiento del subsuelo. La geofísica aplicada nace de la necesidad de resolver problemas asociados a la detección de estructuras o cuerpos de interés en el subsuelo, y en

conjunto con otras disciplinas, los métodos de prospección geofísica han sido clave fundamental para la caracterización correcta de los sistemas de agua subterránea.

Los métodos electromagnéticos, comprendidos dentro de los métodos de prospección geofísica, basan su estudio en la búsqueda de cuerpos a partir de la medición de conductividad eléctrica del subsuelo, así como la detección de fallas, contactos, buzamientos de estratos y detección de cavidades que permiten caracterizar estructuralmente la zona.

La zona de estudio corresponde a una zona cárstica localizada en el municipio de Cerritos, San Luis Potosí, México; la mayor parte de la zona es perteneciente a la Formación El Abra, dentro de la cual se encuentran diferentes estructuras de origen cárstico que afectan la zona, tales como cavidades, fallas, dolinas, úvulas, entre otras. Posterior a la Formación El Abra se depositaron contemporáneamente dos formaciones importantes en la zona, la Formación Cárdenas y la Formación Soyatal, la primera consiste en una secuencia de areniscas de color rojizo con intercalaciones de limolita y lutita calcárea; la segunda formación corresponde a calizas con espesor variante e intercalaciones de marga y lutita calcárea.

Es posible detectar en ciertas zonas la presencia de esta última formación, sin embargo, existe la posibilidad de que también se encuentre a profundidad provocando alguna estructura en el subsuelo. De este modo, se requiere determinar la dinámica estructural de la zona estudiada mediante métodos geofísicos e información geológica disponible, con la finalidad de determinar si el funcionamiento hidrogeológico de la zona está relacionado a un sistema cárstico controlado o por una estructura tectónica.

Objetivo:

A partir de los datos obtenidos del subsuelo mediante métodos electromagnéticos, generar un modelo el cual sea consistente con la geología y la geomorfología de la zona para inferir características hidrogeológicas, así como las estructuras geológicas a profundidad involucradas en la dinámica del agua en el subsuelo.

I. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.1 Ubicación y geología regional

El área de estudio se encuentra ubicada en el estado de San Luis Potosí, en el municipio de Cerritos, dentro del sistema de coordenadas EPGS 32614 correspondiente a la zona horaria 14N.

Regionalmente abarca una pequeña porción de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) (Fig. I-1), nombrada por Carrillo-Bravo en 1971, la cual consiste en una unidad paleogeográfica de edad mesozoica constituida por los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Querétaro e Hidalgo, y cuya superficie abarca más de 48 000 km².

La PVSLP se encuentra muy próxima a la Cuenca Mesozoica del Centro y la constituyen un basamento de edad precámbrica y secuencias que van desde el Pérmico hasta el Triásico, las cuales se encuentran en su mayoría plegadas y falladas. A su vez, diferentes depósitos se asentaron en la PVSLP, teniéndose en cuenta un depósito de sedimentos marinos del Jurásico Superior y secciones de evaporitas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico. La PVSLP se encuentra ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, la cual presenta una extensa cordillera y cuyo relieve fue producido por la deformación de rocas principalmente de edad Mesozoica, que fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el noroeste, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide (Eguiluz et al., 2000).

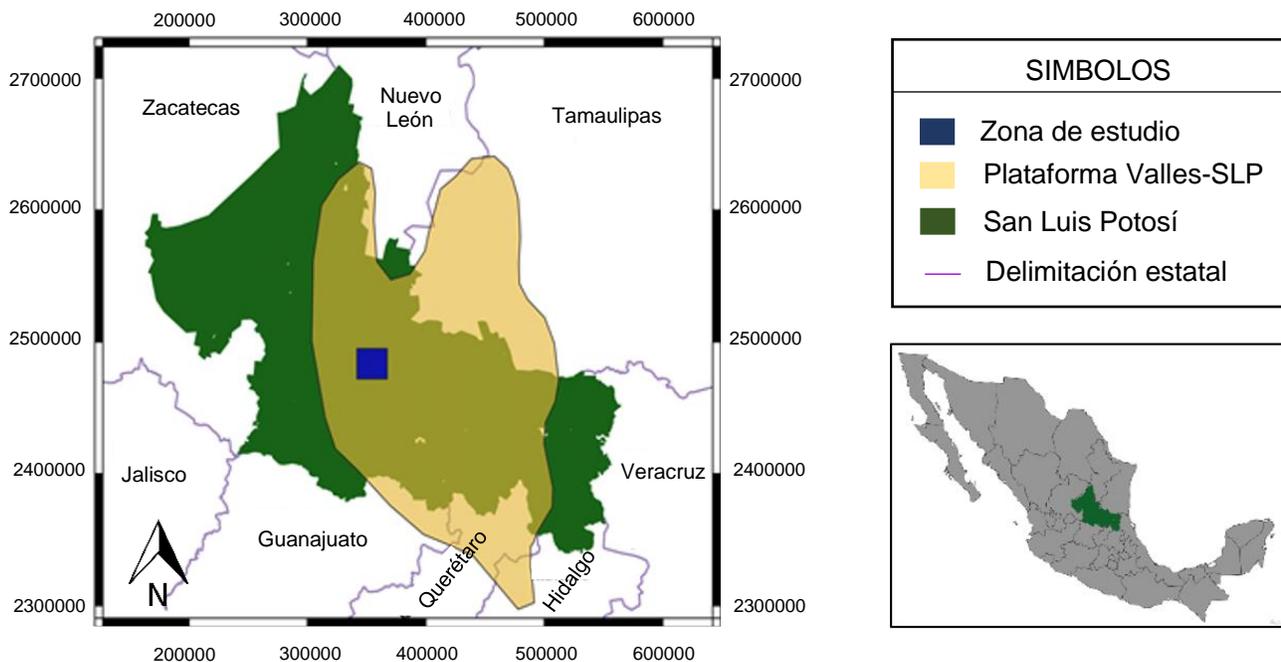


Figura I-1. Plataforma Valles-San Luis Potosí. (Tomado y modificado de Carrillo-Bravo, 1971).

En referencia a su geología regional, la zona de estudio se encuentra descrita en la Carta Geológica Peotillos (López-Doncel et al., 2008), la cual comprende un conjunto de formaciones que abarcan desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario (Fig. I-2). Dichas formaciones se encuentran diferenciadas por su litología y los diferentes eventos tectónicos que dieron lugar a los diferentes relieves de la zona.

La unidad más antigua corresponde a la Formación Guaxcamá (140 Ma). Nombrada por J. Martínez en 1965, dicha unidad consiste en una secuencia evaporítica, transgresiva del Neocomiano-Aptiano, caracterizada por capas medianas y gruesas de anhidrita, dolomía e intercalaciones de lutita delgada, en su mayoría bien estratificadas, de color gris claro a gris oscuro. Los afloramientos de la Formación Guaxcamá indican áreas sumamente plegadas; es comúnmente llamada “zona de yesos”.

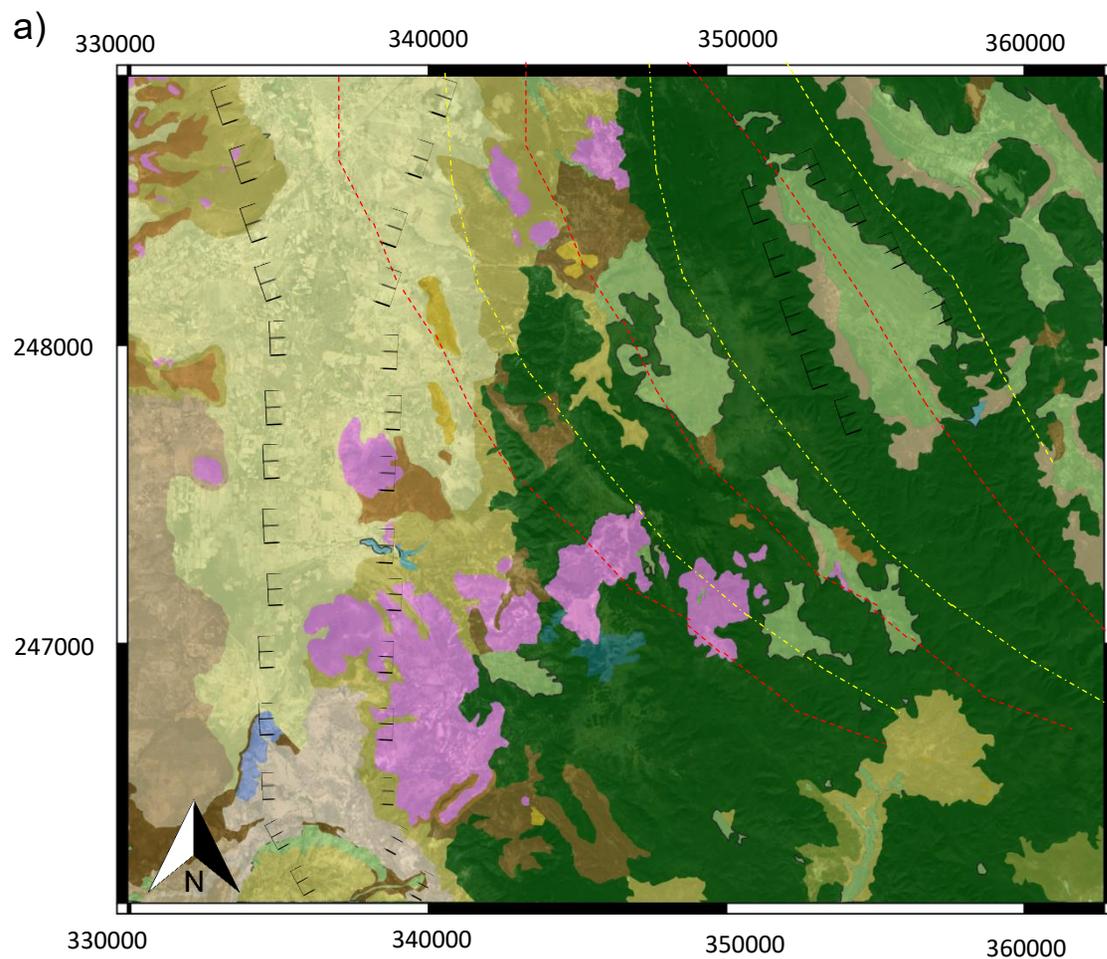
Posterior a la Formación Guaxcamá, se encuentra sobreyaciendo de manera concordante la Formación El Abra. Nombrada por Carrillo-Bravo en 1971, dicha formación consiste en una secuencia de caliza pura, de horizontes medianos a gruesos y masivos, en su mayoría carstificada y estratificada. Aflora mayormente en la porción central de la PVSLP (López-Doncel et al., 2008).

Sobreyaciendo de manera concordante y abrupta a la Formación El Abra, se encuentra la Formación Cárdenas, nombrada así por Imlay en 1944. La Formación Cárdenas consiste en una secuencia de capas delgadas y medianas de areniscas color ocre a café oscuro, en horizontes medianos a finos. Rítmicamente las capas arenosas gradúan de limolita hasta lutitas calcáreas. Dicha formación se depositó sobre la parte central de la PVSLP; los afloramientos más destacados de dicha formación se encuentran en los sinclinales situados en la subprovincia fisiográfica de Sierras Bajas de la Sierra Madre Oriental (Carrillo-Bravo, 1971).

Contemporánea a la Formación Cárdenas, afloran capas de calizas que varían de espesor en forma muy marcada con intercalaciones de capas medianas de margas y lutitas calcáreas, la cual se nombra como Formación Soyatal (López-Doncel et al., 2008).

Posterior a la Formación Soyatal, se depositaron una serie de sedimentos clásticos gruesos y finos de origen continental, nombrada Formación Cenicera, suprayaciendo discordantemente los depósitos continentales, se depositaron una serie de rocas volcánicas de tipo intrusivo y extrusivo, su distribución en la PVSLP es de pequeña dimensión y lo conforman principalmente derrames de basaltos y andesitas, las cuales presentan un color verdoso en forma de roca densa, la textura es de tipo porfídica, vesicular y bien compacta (Zapata et al., 1971).

MAPA GEOLÓGICO-REGIONAL



LEYENDA

CRETÁCICO	TERCIARIO	CUATERNARIO	
Yeso- Anhidrita	Conglomerado Policmítico	Piroclastos	Falla Normal
Caliza	-Grava	Basalto	Anticlinal
Lutita-Arenisca	Basalto-Andesita	Conglomerado Polimítico-Grava	Sinclinal
Conglomerado Oligomítico	Ignimbrita	Arena-Limo	

b)

Era	Periodo	Piso	Columna	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Aluvi3n	
			Arena-Limo	
		Pleistoceno	Piroclastos	
			Basalto	
			Conglomerad o Polimítico-Grava	
			Conglomerad o Oligomíctico-Grava	
	TERCIARIO	NEOGENO	Plioceno	
			Mioceno	
		PALEOGENO	Oligoceno	Ignimbrita
				Basalto-Andesita
Eoceno			Formación Cenicera	
Paleoceno				
MESOZOICO	CRETÁCICO	Maestrichtia no	Formación Cárdenas	
		Campaniano	Formación Soyatal	
		Santoniano		
		Coniciano		
		Turoniano		
		Cenomaniano		
		INFERIOR	Albiano	Formación El Abra
			Aptiano	
			Barremiano	Formación Guaxcamá

Zona UTM 14N

Datum: EPGS: 32614- WGS 84

Elaboró: Ivonne M. Pinto Herrera

Figura I-2. a) Mapa geológico-regional del área de estudio b) Columna geológica-regional asociada (Tomada y modificada de López-Doncel, 2008).

Suprayaciendo la secuencia volcánica, aflora de manera dispersa en la porción occidental, depósitos de ignimbritas de color rosa pálido, posterior a esta y durante principios del Pleistoceno se depositaron conglomerados oligomíctico y polimíctico, aunque en su mayoría, por su poca compactación, son gravas.

Durante el Pleistoceno también se depositaron materiales de relleno continental con sedimentos que incluyen desde arena hasta limo, arcilla y suelos residuales, y finalmente, durante el Holoceno, se depositaron sedimentos no consolidados de arenas y limos, principalmente a lo largo de arroyos y en zonas de depresiones.

1.2 Geología Local

De manera general, el área de estudio se encuentra dominada por un paquete de rocas correspondientes a la Formación El Abra (calizas con alto grado de carstificación), sin embargo, la zona cuenta con rocas que van desde el Cretácico Medio hasta el Pleistoceno; las diferentes unidades se encuentran diferenciadas por su litología y ambiente de depósito (Fig. I-3).

1.2.1 Formación El Abra

Formación correspondiente al Cretácico Superior, formada por depósitos pre-arrecifales y post-arrecifales que bordean la PVSLP; los depósitos pre-arrecifales corresponden a una mezcla de calizas de cuenca y rocas biocalcáreas, que fueron originadas por el flujo de corrientes submarinas de lodo, producidas por el desprendimiento y caída, dentro de sedimentos de la cuenca no consolidados (o parcialmente consolidados), de grandes segmentos de los crecimientos arrecifales que se hallaban en las márgenes de dicha plataforma (Carrillo-Bravo, 1971).

En referencia a los depósitos post-arrecifales de la Formación El Abra, estos fueron depositados en la parte interna de una plataforma, con aguas marinas claras, cálidas y de poca profundidad y retiradas de una fuente de material terrígeno. Las presencias de dolomías en la zona indican que estas fueron originadas, aparentemente, por la acción de aguas ricas en magnesio y sales, proveniente de salmueras; dichas aguas se infiltraron en los poros de las rocas, principalmente en las calcarenitas y rocas calizas, originando de este modo la dolomitización de la roca (Carrillo-Bravo, 1971).

Litológicamente, la Formación El Abra está formada por una secuencia de estratos de roca caliza, de espesor medio, grueso a masivo, de color gris claro a oscuro. En su mayoría se encuentra con un proceso avanzado de carstificación.

1.2.2 Formación Cárdenas

La Formación Cárdenas es una unidad con alto contenido fosilífero de aproximadamente 1050 m de espesor de rocas sedimentarias, en su mayoría clásticas finas; Carrillo-Bravo (1971) divide la Formación Cárdenas en tres miembros principales:

- a) Miembro inferior: de espesor aproximado de 180 m de capas alternantes de lutita, arenisca y bioespátita.
- b) Miembro medio: de espesor aproximado de 430 m, compuesto principalmente de lutita y limolita.
- c) Miembro superior: de espesor aproximado de 430 m, cubierta de limolita, arenisca y bioesparrudita.

La Formación Cárdenas es un depósito de tipo regresito y los sedimentos que la constituyen son de aguas poco profundas y de alta energía. Las condiciones para el desarrollo de ciertos organismos marinos fueron apropiadas.

1.2.3 Conglomerado Oligomítico

Depósitos que abarcan el Plioceno hasta el Pleistoceno; consisten en una secuencia de conglomerados que muestran diferentes grados de consolidación y granulometría (mal clasificados), así como acumulaciones de clastos subredondeados a subangulosos de diferentes tamaños, provenientes de la erosión de diferentes unidades que la rodean (Zapata et al., 1979).

1.2.4 Aluvión

Carrillo-Bravo (1971) define esta unidad como un depósito del Holoceno de rocas aluviales recientes, las cuales litológicamente está representada por rocas de tipo conglomerado, arenas, limos y arcillas de origen fluvial que se encuentran en el pie de algunas montañas o rellenando parte de algunos valles; también se han incluido dentro de este tipo de sedimentos al caliche y a los travertinos que con frecuencia sobreyacen algunos sedimentos marinos antiguos.

1.3 Geología Estructural

La PVSLP ha sido afectada por al menos dos eventos deformativos; el primero refiere a un evento de tipo compresivo, asociado a las deformaciones producidas por la Orogenia Laramide, y posteriormente, a un evento extensional ocasionando la formación de pilares y fosas tectónicas (López-Doncel et al., 2008).

Los plegamientos de la fase compresiva durante la Orogenia Laramide formaron anticlinales y sinclinales recumbentes con rumbo de eje en dirección general de N 30°W.

1.3.1 Estructuras tectónicas y cársticas

En el área de estudio se encuentran tres estructuras locales relacionadas a la Orogenia Laramide:

- (1) Anticlinorio La Víbora, ubicada en la porción Este de la zona de estudio y formada principalmente por rocas calizas,
- (2) Sinclinorio El Cabezón, el cual atraviesa en dirección noroeste a la zona de estudio, formada principalmente de arenas y limos, y
- (3) Anticlinorio El Cabezón, formada por rocas correspondientes a la Formación El Abra (calizas con alto grado de carstificación).

Las estructuras cársticas, en su mayoría, son producidas por la disolución del carbonato de calcio contenido en las rocas calizas, y debido a que existe una predominancia de esta roca en la zona de estudio, es de esperarse diferentes tipos de estructuras cársticas, tales como:

(1) Dolinas y úvulas

Se ubican diversas dolinas con distintos tamaños, en su mayoría alineadas a las partes bajas de los anticlinales. En la parte inferior del Anticlinal La Víbora, en la porción noroeste, se puede apreciar que las dolinas no se encuentran demasiado desarrolladas, aunque existe un número significativo en dicha zona. En contraste con la parte inferior del Anticlinal El Cabezón, las dolinas que se observan son en menor proporción en la del Anticlinal La Víbora, indicando que en dicha porción el proceso de carstificación es más acelerado.

(2) Polje

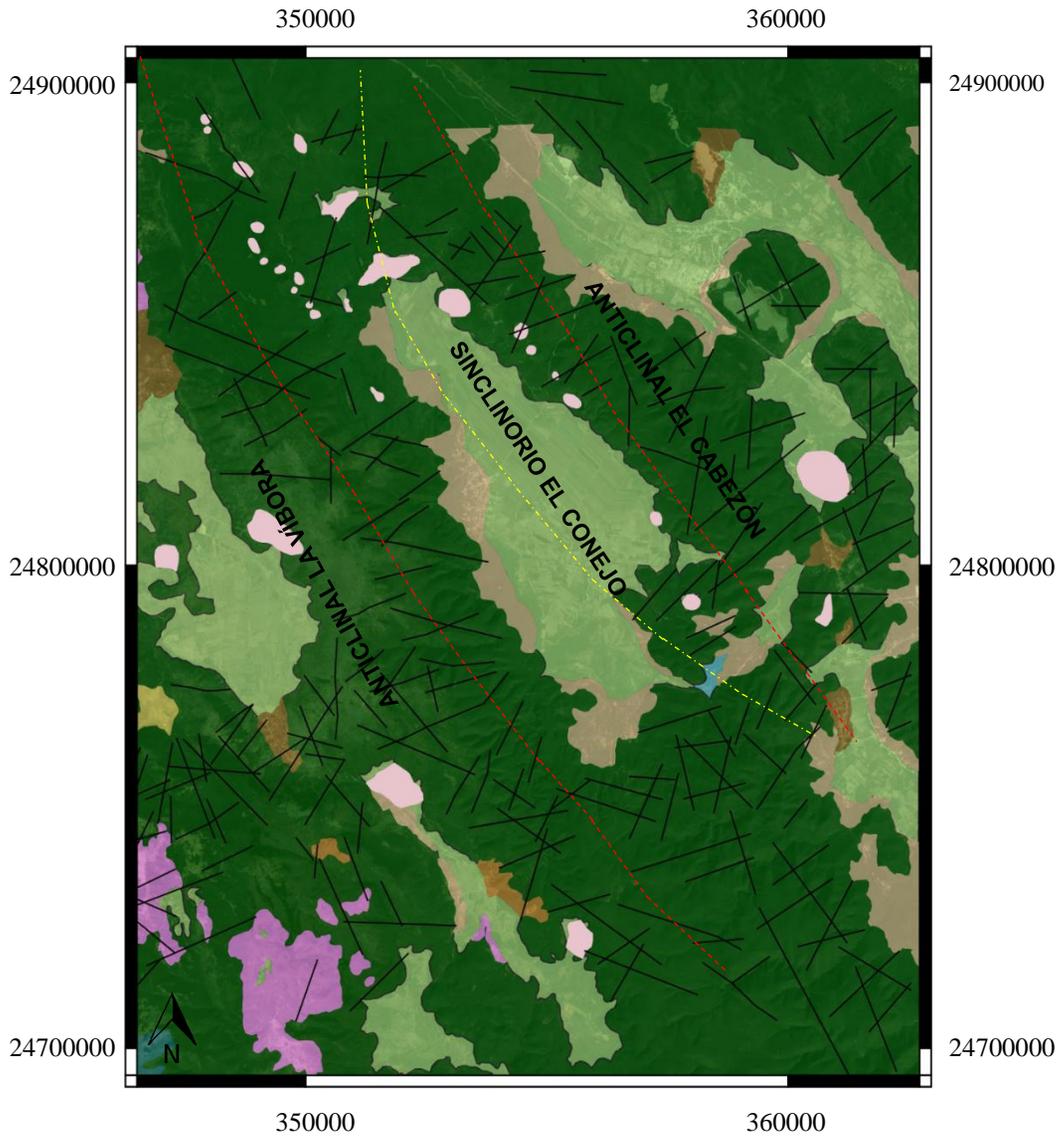
El polje Joya de Luna presenta una morfología alargada de fondo plano, el cual está cubierto de sedimentos provenientes del Holoceno, principalmente de arenas y limos. Se encuentra sobreyaciendo la formación El abra y es producto principalmente de tectonismo extensivo que ocasionó fallas normales y fracturas que incrementaron la permeabilidad, provocando la carstificación de manera acelerada de la roca caliza. Presenta un fondo plano, con laderas de hasta 30°.

1.3.2 Fallas y fracturamiento

En menor proporción, el área está afectada por una deformación de tipo dúctil, principalmente en las formaciones Guaxcamá y Cárdenas, debido a que su litología permite el desarrollo de un plegamiento intensivo, pero con poco fracturamiento.

El sistema de fallas predomina en la Formación El abra, la cual presenta un sistema de rocas calizas con mucho fracturamiento debido a eventos tectónicos y al proceso de carstificación.

MAPA GEOLÓGICO-LOCAL



Era	Periodo	Piso	Columna	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Aluvi3n	
			Arena-Limo	
		Pleistoceno	Conglomerado Oligom3ctico-Grava	
	TERCIARIO	NEOGENO	Plioceno	[Hatched Pattern]
			Mioceno	
		PALEOGENO	Oligoceno	Ignimbrita
			Eoceno	Formaci3n Cenicera
			Paleoceno	[Hatched Pattern]
			Maestrichtiano	Formaci3n C3rdenas
	Campaniano			
MESOZOICO	CRET3CICO	Santoniano	[Dark Green]	
		Coniciano		
		Turoniano		
		Cenomaniano		
		Albiano		Formaci3n El Abra
		Barremiano		
	INFERIOR	Aptiano		
		Barremiano		

LEYENDA

CRET3CICO	TERCIARIO	CUATERNARIO	Falla Normal	Dolina / 3vula
Yeso-Anhidrita	Conglomerado Policm3ctico-Grava	Conglomerado Policm3ctico-Grava	Anticlinal	Fractura
Lutita-Arenisca	Ignimbrita	Arena-Limo	Sinclinal	

Zona UTM 14N
 Datum: EPGS: 32614- WGS 84
 Elabor3: Ivonne M. Pinto Herrera

Figura I-3. a) Mapa Geol3gico-Local de la zona de estudio, b) Columna geol3gica-local (Tomada y modificada de L3pez-Doncel, 2008 y Zapata-Zapata, 1979).

II. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA JOYA DE LUNA

2.1 Generalidades del análisis geomorfológico

Las características que definen a una cuenca pueden ser vistas desde un análisis cuantitativo a partir de la medición de sus parámetros morfométricos, los cuales guardan una estrecha relación con distintos factores ambientales, geológicos y climáticos. El comportamiento del caudal y del drenaje en una zona está, entonces, relacionado con las diferentes propiedades morfométricas de una cuenca y resultan muy importantes en la respuesta al caudal recibido, ya que pueden atenuar o intensificar las crecidas (Ibáñez, 2004). De este modo, es posible establecer una caracterización geomorfológica e hidrológica a partir del análisis de dichos parámetros, los cuales fueron propuestos principalmente por Horton (1945), Schumm (1954), y Ven-Te Chow (1964), entre otros.

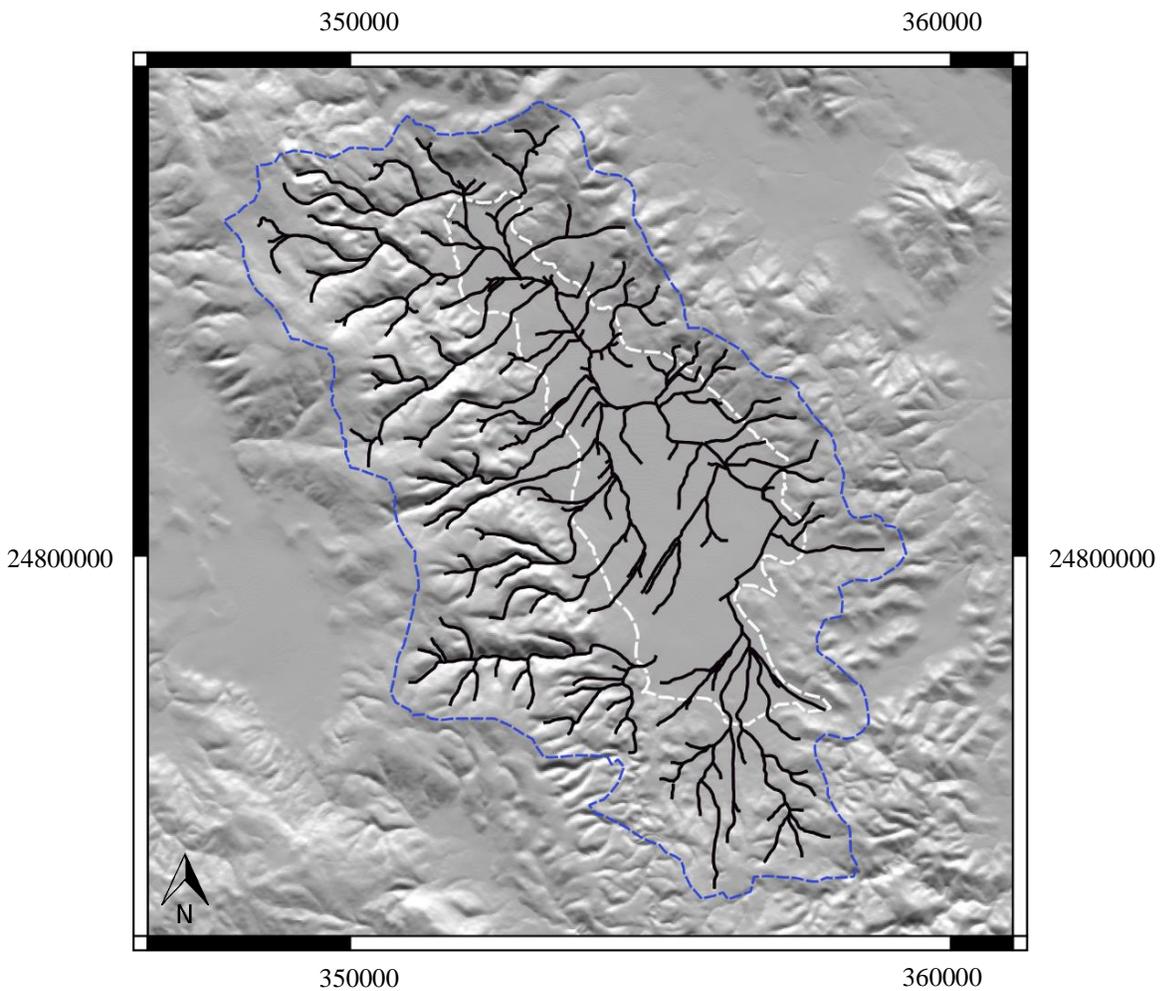
La cuenca Joya de Luna es una depresión formada por procesos de disolución de las rocas calcáreas de la formación El Abra. Geomorfológicamente se denomina “polje” a una depresión cerrada causada por tectonismo y disolución del carbonato de calcio de las rocas calizas; corresponde a unidades mayores que las dolinas y pueden formarse por la unión de varias de las mismas (Gutiérrez, 2008). Los poljes pueden ser drenados por un río, o lo que es más frecuente, estar divididos en varias cuencas hidrográficas; algunos pueden permanecer secos mientras que otros suelen sufrir inundaciones producto de las intensas precipitaciones. La inundación de los poljes se debe principalmente por escorrentía superficial, la cual a su vez está determinada por factores fisiográficos de la cuenca (tamaño, pendiente, forma, tipo de suelo, condiciones geológicas, etc.).

Debido a que en la zona predominan un paquete de rocas sedimentarias de tipo calcáreo propicias para el desarrollo cárstico, es de esperarse que las diferentes estructuras interactúen con la forma del drenaje que presenta la cuenca Joya de Luna y, por consecuencia, determina las características hidrológicas de la zona.

A partir de un análisis de las propiedades morfométricas de la cuenca y de su red de drenaje, es posible determinar cuáles cuencas presentan mayor riesgo de inundación debido a su morfología.

La cuenca principal se puede observar en las Figs. II-1 y II-2, la cual es denominada Joya de Luna, esta a su vez se encuentra dividida en cuatro microcuencas denominadas A, B, C y D. La cuenca en su totalidad presenta un área de 80.4 km².

El análisis de los parámetros morfométricos de la cuenca Joya de Luna se basó en el establecimiento y análisis de parámetros de forma y relativos a la red de drenaje, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) empleando el software QGIS. El material base fue cartografía topográfica, geológica, de uso de suelos, clima y vegetación, obtenida de la página del Instituto Mexicano de Estadística y Geografía (INEGI). Para la delimitación de la cuenca se requirió el uso de un Modelo de Elevación, proporcionado en la página del mismo instituto, el cual nos permitió establecer el orden de la red de drenaje y la delimitación de las microcuencas que forman en conjunto Joya de Luna (Fig. II-2).

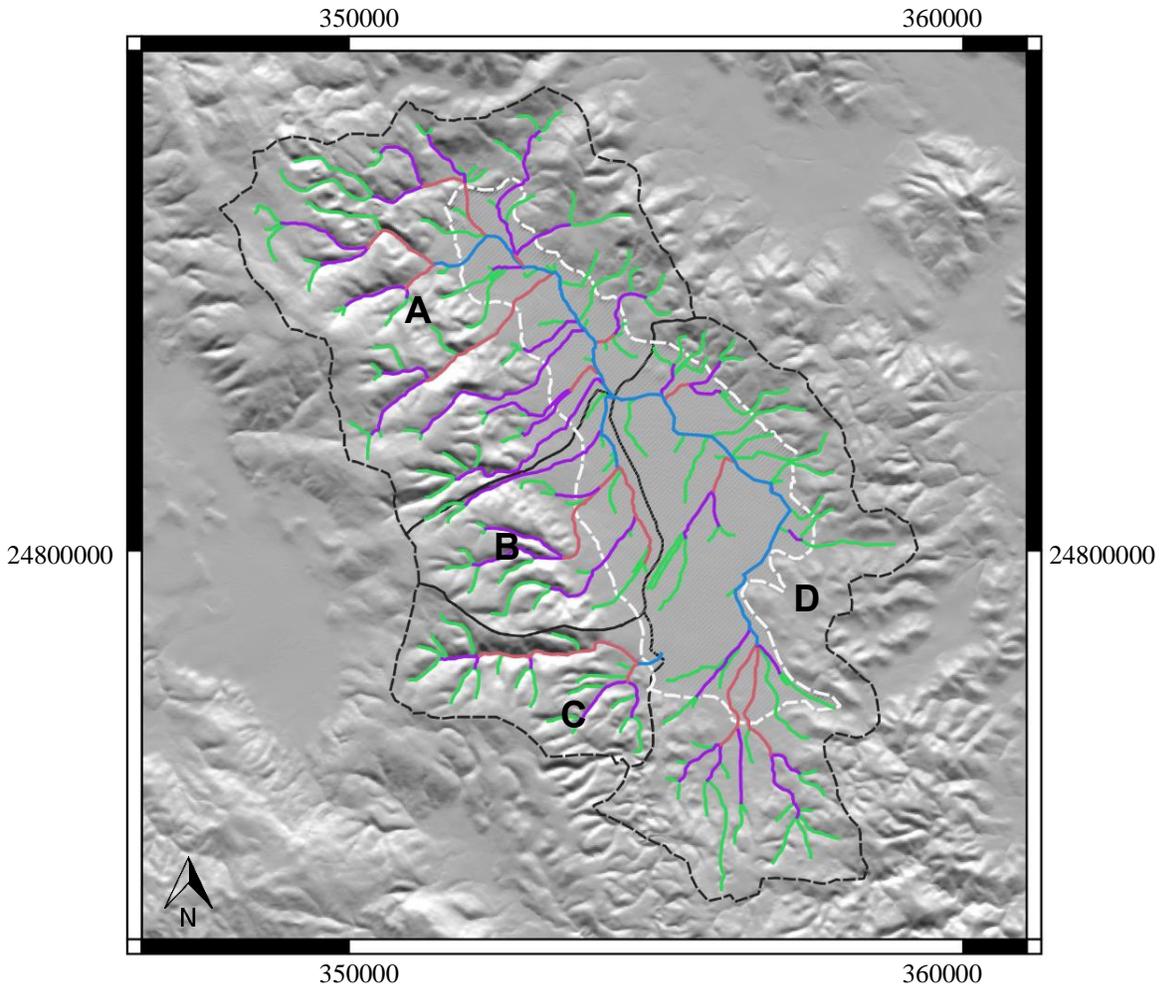


LEYENDA

- - - Parte aguas / Delimitación de la cuenca
- Red de drenaje
- Polje Joya de Luna

Zona UTM 14N
Datum: EPGS: 32614- WGS 84
Elaboró: Ivonne M. Pinto Herrera

Figura II-1. Delimitación de la cuenca Joya de Luna.



LEYENDA

- - - Delimitación de cuencas
-  Polje Joya de Luna
-  Orden 1  Orden 3
-  Orden 2  Orden 4

Zona UTM 14N
 Datum: EPGS: 32614- WGS 84
 Elaboró: Ivonne M. Pinto Herrera

Figura II-2. Ordenamiento de cauces y principales microcuencas de Joya de Luna.

2.2 Parámetros de forma

Los parámetros de forma estudiados nos permitirán establecer una geometría relativa de la cuenca, y a partir de esto, establecer las cuencas que presentan mayor riesgo de inundación debido a la forma de la cuenca.

2.2.1 Área y perímetro

El área de una cuenca (A) es la superficie total delimitada por la línea divisora de aguas, y es un elemento básico para el cálculo de otras características físicas.

De igual forma, el perímetro es considerado otro elemento básico y puede ser definido como la longitud de la línea divisora de aguas (P).

2.2.2 Longitud Axial (La) y Ancho Promedio (Ap)

La longitud axial (La) es la distancia entre la desembocadura y el punto más lejano de la cuenca (Gaspari et al., 2012); el ancho promedio (Ap) se define como la relación existente entre la superficie de la cuenca por su longitud axial.

2.2.3 Índice de Compacidad o Índice de Gravelius (Kc)

El índice de compacidad es un parámetro de forma adimensional, propuesto por Gravelius en 1914, el cual relaciona el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de igual área que el de la cuenca. Este parámetro puede describir la geometría relativa y está estrechamente relacionado con el tiempo de concentración del sistema hidrológico. Está definida mediante la ecuación II-1.

$$K_c = 0.282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{Ec. II-1}$$

Donde P es el perímetro de la cuenca y A es el área de la misma.

De acuerdo con la clasificación propuesta por Carlos-Aranda (1988) las cuencas pueden clasificarse a partir de su índice de compacidad en tres clases, observadas en la Tabla 1.

Clase	Nombre	Índice de compacidad
I	Casi redonda a oval-oblonga	1.0-1.25
II	Oval-redonda a oval-oblonga	1.25-1.50
III	Oval-oblonga-rectangular	1.5 a >2

2.2.4 Índice de Circularidad de Miller

Fue propuesto por Miller en 1953, se define como la relación del área de la cuenca y el área de un círculo con una circunferencia igual al perímetro de la cuenca, esto mediante la relación de la ecuación II-2.

$$R_c = \frac{4\pi A}{P^2} \quad \text{Ec. II-2}$$

2.2.5 Relación de Elongación

Schumm (1956) la propuso como el coeficiente adimensional entre el diámetro (D) de un círculo que tiene igual área (A) que la cuenca y la longitud de la misma.

$$R_e = 1.1284 \frac{\sqrt{A}}{La} \quad \text{Ec. II-3}$$

2.3 Parámetros de drenaje

Los parámetros relacionados a la red de drenaje estudiados en la zona son la razón de bifurcación y la densidad de drenaje. Ambos parámetros nos permiten determinar el desarrollo fluvial de la zona y las características que predominan en relación a sus cauces.

2.3.1 Razón de bifurcación

La razón de bifurcación (R_b) es la proporción que existe entre el número de segmentos de un orden (N_o) y el número de segmentos de orden inmediatamente superior (N_{os}). Los promedios R_b de estos valores parciales se pueden tomar como valor representativo de la cuenca, y es considerado característico del sistema y su torrencialidad (Campos y Adalbur, 2011). Su ecuación se muestra a continuación:

$$R_B = \frac{N_o}{N_{os}} \quad \text{Ec. II-4}$$

2.3.2 Densidad de drenaje

Está definida para cada cuenca como la relación entre la suma de las longitudes de todos los cursos de agua que drenan por la cuenca con respecto al área de la misma. Fue establecida por Horton en 1932; este parámetro cuantifica el grado de desarrollo de un sistema hidrográfico y permite conocer su complejidad. De acuerdo con Delgadillo y Paéz (2008) las clasificaciones de las redes de drenaje se proponen en la Tabla 2.

Rangos	Clases
<1	Baja
1-2	Moderada
2-3	Alta
>3	Muy alta

2.4 Discusión de resultados geomorfológicos

De acuerdo con la clasificación morfológica de redes de drenaje propuesta por Gregory y Walling (1973), todas las microcuencas que se encuentran dentro de la cuenca Joya de Luna presentan una red de drenaje de tipo dendrítica, las cuales unen sus cauces en la porción central del polje, delimitando así una cuenca de tipo endorreica o cerrada. Una cuenca endorreica puede ser definida como aquella en la cual sus cursos de agua no llegan a un río o al mar, sino que se encuentran encerradas sin ninguna desembocadura.

2.4.1 Resultados de parámetros de forma

Existen evidencias hidrológicas que han puesto en manifiesto la diferencia significativa entre una cuenca pequeña y una cuenca grande; en cuencas pequeñas, la cantidad y distribución del escurrimiento son influenciadas principalmente por las condiciones físicas del suelo y su cobertura (Campos, 1992), por lo contrario, para cuencas grandes el efecto en el almacenamiento del cauce llega a ser más pronunciado y habrá que darle más atención a la hidrología de la corriente principal.

Aunque existen muchas clasificaciones de acuerdo al tamaño de la cuenca, se propone la clasificación de Campos (1992), observada en la Tabla 3.

<25	Muy pequeña
25-50	Pequeña
250-500	Intermedia-Pequeña
500-2500	Intermedia-Grande
2500-5000	Grande
>5000	Muy grandes

Bajo este esquema, se puede observar que el área de la cuenca en conjunto presenta un volumen de 80.49 km² (Tabla 4) y que todas las microcuencas se encuentran en el rango de

“cuenca pequeña” de acuerdo a la clasificación propuesta; de acuerdo con Chow (1964) una cuenca pequeña puede ser definida como aquella que es sensible a las lluvias de alta intensidad y corta duración y en la cual predominan las características físicas del suelo la cubierta con respecto a las del cauce.

En cuanto a la forma de la cuenca, está afectará principalmente las características de descarga y la red de drenaje que está presenta, así como su respuesta para eventos de flujo máximo. Esto quiere decir que, en general, los escurrimientos de una cuenca de forma casi circular serán diferentes a los de otra estrecha y alargada de la misma área (Campos, 1992).

El índice de compacidad (K_c), mostrado en la Tabla 1, tendrá como límite inferior la unidad, indicando entonces que la cuenca es circular y conforme su valor crezca indicará una mayor distribución en su forma, es decir, se vuelve alargada o simétrica. Como consecuencia, en cuencas de distribución circular el tiempo de llegada de una crecida a la desembocadura es mayor que una cuenca de distribución regular (Ibisate, 2004). En la Tabla 4 se muestran los resultados del índice de compacidad para cada microcuenca; indicando que las cuencas A y B presentan una forma de clase I de acuerdo con la Tabla 1, mientras que las microcuencas C, D y Joya de Luna presentan una forma de clase II.

Tabla 4. Resultados de índice de compacidad (K_c)			
Cuenca	Área [km ²]	Perímetro [km]	K_c
A	32.89	24.8	1.21
B	9.58	13.04	1.18
C	7.8	13.31	1.34
D	30.2	28.79	1.47
Cuenca Total	80.47	45.45	1.42

Los valores del factor de circularidad de Miller oscilan entre 0 y 1, donde el máximo correspondería a una cuenca de forma completamente circular; a medida que el factor disminuye la cuenca va perdiendo esa “circularidad”. En el caso de la zona de estudio, Joya de Luna y todas las microcuencas poseen un valor de circularidad bajo, por lo que podrían ser clasificadas por cuencas poco regulares. Los índices de Miller en la Tabla 5 muestran que ninguna de las cuencas presenta circularidad buena, todas presentan valores inferiores a 0.5.

Cuenca	Área [m ²]	Perímetro [m]	R_c
A	32.89	24.8	0.33
B	9.58	13.04	0.35
C	7.8	13.31	0.27
D	30.2	28.79	0.22
Cuenca Total	80.47	45.45	0.24

El valor de la relación de elongación nos indica que tan alargada es una cuenca, valores inferiores a la unidad implicarían formas alargadas, cuanto menor sea R_e más alargada será la forma de la cuenca.

La razón de elongación atiende a la relación del área con el cauce principal que lo drena (Jardí, 1985). De acuerdo con la Tabla 6, se puede observar que todas las cuencas poseen valores inferiores a la unidad, la cuenca A y B pueden clasificarse como alargadas, mientras que las demás microcuencas presentan un valor aún más bajo, indicando cuencas más alargadas. Incluso las Figs. II-1 y II-2 nos muestra que la cuenca Joya de Luna presenta un alargamiento bastante notorio.

Cuenca	Área [m ²]	Longitud del cauce principal [m]	R_e
A	32899079	6969	0.92
B	9587972	4590	0.76
C	7808889	4885	0.64
D	30200892	10013	0.61
Cuenca Total	80496832	14614	0.69

2.4.2 Parámetros de drenaje

El ordenamiento de las redes de drenaje de la Fig. II-2 fue establecido a partir del método de Strahler, ya que es el más utilizado y sencillo de realizar. La Tabla 7 muestra el orden de cada una de las microcuencas que conforman Joya de Luna; cada una de las microcuencas presentan un drenaje de tipo dendrítico y en conjunto Joya de Luna forma una cuenca de tipo endorreica o cerrada.

Orden/Cuenca	A	B	C	D
1	68	24	18	50
2	18	5	4	13
3	6	2	2	4
4	1	1	1	1
Total	93	32	25	68

Cada una de las cuencas presenta un drenaje bastante desarrollado, con un alto número de cauces de orden uno. Todas las microcuencas presentan un orden de tipo 4, presentándose la cuenca A y la cuenca D como las cuencas con mayor cantidad de cauces (Tabla 7). En igualdad de condiciones en relación al área y sustrato, cuanto más alto es el orden de la cuenca, mayor es su grado de desarrollo fluvial (Horton, 1945).

De acuerdo con la clasificación de la densidad de red de drenaje propuesta en la Tabla 2, se determina que la cuenca D es la única que presenta una red de drenaje moderadamente desarrollada, mientras que las demás microcuencas presentan una red de drenaje altamente desarrollada (Tabla 8).

Cuenca	Longitud total de todas las corrientes de agua [km]	Área [km ²]	Densidad de drenaje
A	70.302	32.89	2.1
B	24.762	9.58	2.5
C	16.198	7.8	2
D	58.907	30.2	1.9
Cuenca Total	170.169	80.47	2.1

En referencia a la razón de bifurcación, los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 9 y se observa que todas las cuencas poseen una relación de bifurcación mayor a 3. Las altas relaciones de bifurcación indican áreas de fuertes pendientes con rápida concentración de escorrentías, pero con picos de crecidas poco importantes y los valores bajos suelen presentar los más altos riesgos de inundación por concentración brusca de la escorrentía (Senciales, 1999) y de acuerdo con la clasificación de Campos y Aldalur (2011), en cuencas naturales los valores cercanos a 2 revelan áreas de escaso relieve; los valores entre 3 y 5 corresponden a áreas de montaña sin demasiado control estructural; y los valores superiores a 5 indican fuerte

dependencia de la estructura. Siguiendo la misma clasificación se puede observar que todas las cuencas presentan valores de 3 a 5, indicando poco control estructural y mayor control litológico.

Tabla 9. Razón de Bifurcación					
Cuenca	Número de cursos por orden				
	Razón de bifurcación				
	Orden				Media
	1	2	3	4	
A	68	18	6	1	
	3.7	3			3.35
B	24	5	2	1	
	5.4	2.5			3.95
C	18	4	2	1	
	4.5	2			3.25
D	50	13	4	1	
	3.8	3.25			3.5
Joya de Luna	160	40	14	4	
	4.2	2.8	3.5		3.5

2.5 Conclusiones y recomendaciones del análisis geomorfológico

El polje que se encuentra en Joya de Luna es una depresión formada por eventos tectónicos en conjunto con la avanzada disolución del carbonato de calcio. Como resultado de la erosión de las estructuras que la rodean, se depositaron sedimentos de arena y limo en toda la porción del polje.

Las conclusiones que se llegan con el presente análisis geomorfológico son las siguientes:

- (1) Las microcuencas obtenidas con el programa QGis, y en conjunto con la cuenca Joya de Luna, presentan un área pequeña, indicando cuencas sensibles a las lluvias de alta intensidad y de corta duración, las cuales están relacionadas a aquellas en las que predominan las características físicas del suelo (permeabilidad, porosidad, litología, etc.).
- (2) Los índices de compacidad indican que las microcuencas A y B presentan una forma de clase I, es decir, casi redondas, mientras que las microcuencas C y D presentan una forma de clase II. Las cuencas que se encuentran en la clase II y III, con respecto a su forma, indican que pueden existir un incremento en la magnitud de las venidas al menos en las salidas y el escurrimiento pico de la crecida puede manifestarse de forma muy fuerte en el cauce principal; el índice de compacidad relacionado a la forma de clase I indican cuencas más susceptibles a la degradación, desde el punto de vista del drenaje, ya que el tiempo de concentración es menor (López-Pérez et al., 2015). Esto último

sugiere la relación que existe con las dolinas que se ubican en la zona de la microcuenca A.

- (3) El índice de Miller presenta valores muy bajos, indicando poca circularidad en las cuencas, este parámetro está influenciado principalmente por las características litológicas de la cuenca (Sangita & Nagarajan, 2010). En el caso de la cuenca Joya de Luna y todas sus microcuencas presentan una forma irregular, esto puede entenderse como consecuencia del tipo de material litológico que predomina en la zona, ya que las rocas en su mayoría presentan un alto grado de carstificación.
- (4) La relación de elongación indica que todas las cuencas presentan una forma alargada, con poca influencia estructural, ya que todos sus valores se encuentran inferiores a la unidad.
- (5) La red de drenaje en todos los casos es de orden 4 a partir de la clasificación de Strahler, y de acuerdo a Horton cuánto más alto es el orden de la cuenca mayor es su grado de desarrollo fluvial. En cuanto a los parámetros de la red de drenaje, se obtuvo una razón de bifurcación en todos los vasos mayor a 3 y menor a 5, por lo que de acuerdo con Senciales (1999) indican zonas de montaña sin demasiado control estructural sugiriendo que la red de drenaje en la zona de estudio se encuentra dominada principalmente por la carstificación de la roca que se encuentra encerrando al polje. A excepción de la microcuenca D, la cual presenta un drenaje moderadamente desarrollado, todas las microcuencas presentan un desarrollo alto en su drenaje, el cual puede estar relacionado con las dolinas y úvulas que se encuentran en la zona.
- (6) De acuerdo a los parámetros morfológicos obtenidos en la cuenca Joya de Luna y cada una de las microcuencas que la forman, presentan morfologías susceptibles a inundaciones o crecidas; además, se sugiere que la capacidad de respuesta ante precipitaciones extremas está altamente influenciada por las características del suelo. Los parámetros geomorfológicos, de igual forma, indican que la zona no se encuentra dominada estructuralmente, reafirmando el enunciado anterior.
- (7) Se sugieren estudios que complementen la información de la zona, proponiéndose un estudio geofísico de tipo electromagnético (TEM) para observar a profundidad las características que presenta la zona, ya que al tratarse de una zona cárstica es muy difícil establecer geomorfológicamente la capacidad que tiene la zona ante eventos hidrometeorológicos extremos.

III. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

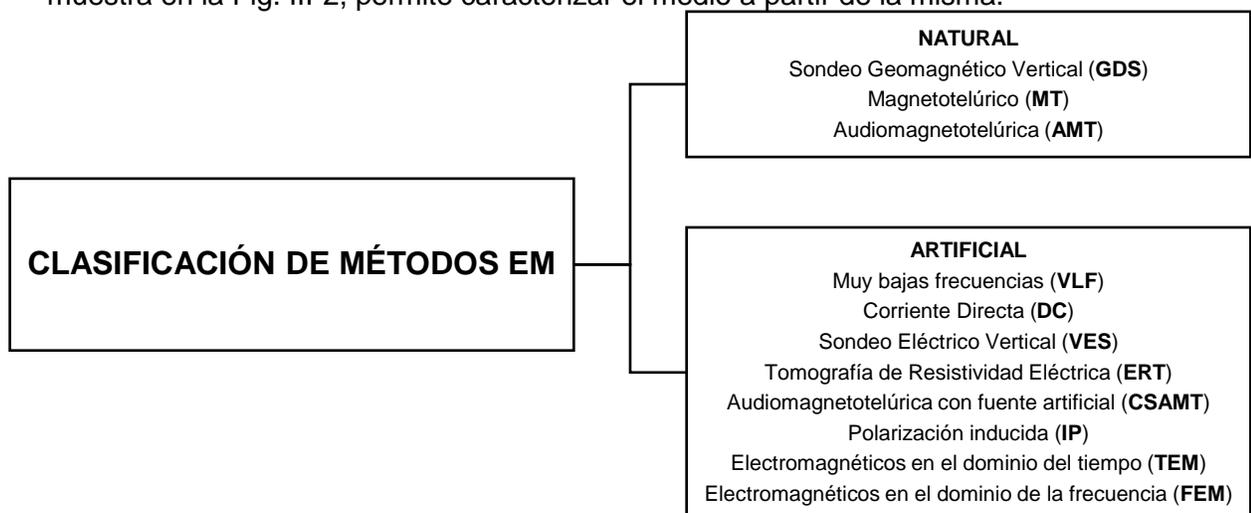
3.1 Generalidades de los métodos electromagnéticos

Desde hace algunas décadas, los métodos geofísicos han tenido gran relevancia en diferentes áreas de exploración debido a su amplia variedad de técnicas disponibles y a los distintos objetivos y alcances de las mismas. Estos métodos permiten estimar diferentes propiedades físicas del subsuelo con el fin de caracterizar la zona de estudio y correlacionar la información obtenida con el objetivo particular de cada estudio. De este modo, los métodos electromagnéticos son aquellas técnicas, de fuente natural o artificial, que permiten identificar las propiedades eléctricas y magnéticas que presenta el subsuelo.

Las técnicas electromagnéticas (EM) comenzaron a tomar relevancia en los años 20's, especialmente en los países de Canadá y Estados Unidos, regiones donde la detección de depósitos conductivos de metal se vio facilitada por su gran contraste con la roca encajonante, generalmente resistiva. Posterior a esto se comenzó la prospección aérea electromagnética (Telford, 1990).

Los métodos electromagnéticos incluyen una amplia variedad de técnicas, arreglos de campo, aplicaciones y procedimientos de interpretación (Nagibhian, 1987), lo cual lo vuelve un poco confuso, para fines prácticos los métodos electromagnéticos pueden ser clasificados con base en su fuente: controlada y natural (Fig. III-1A). Debido a su amplia profundidad de estudio, los métodos EM han sido utilizados para un sinnúmero de aplicaciones, incluyendo prospección petrolera y búsqueda de agua (Fig. III-1B).

La medición a partir de cualquier método electromagnético radica en la sensibilidad de estos para detectar las propiedades eléctricas del subsuelo, especialmente la conductividad eléctrica (o su inverso, la resistividad) está al presentar un amplio rango de variación en el subsuelo, como se muestra en la Fig. III-2, permite caracterizar el medio a partir de la misma.



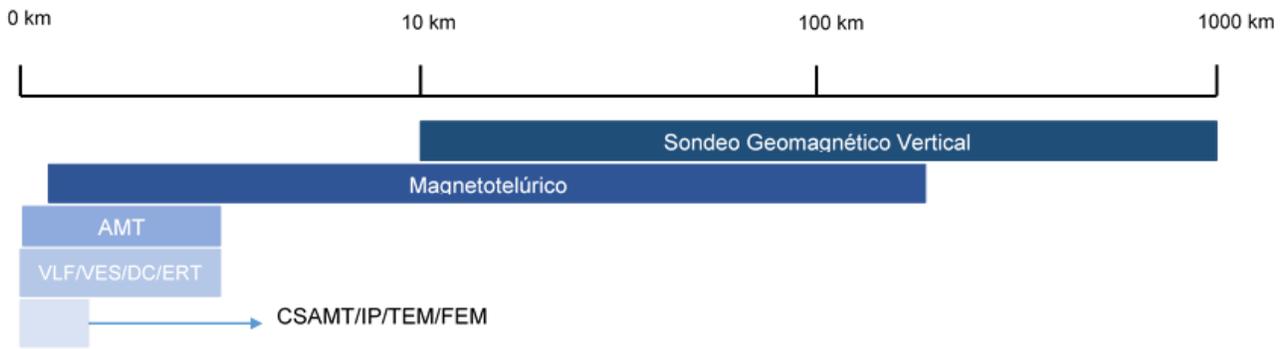


Figura III-1B. Profundidad de investigación de métodos electromagnéticos.

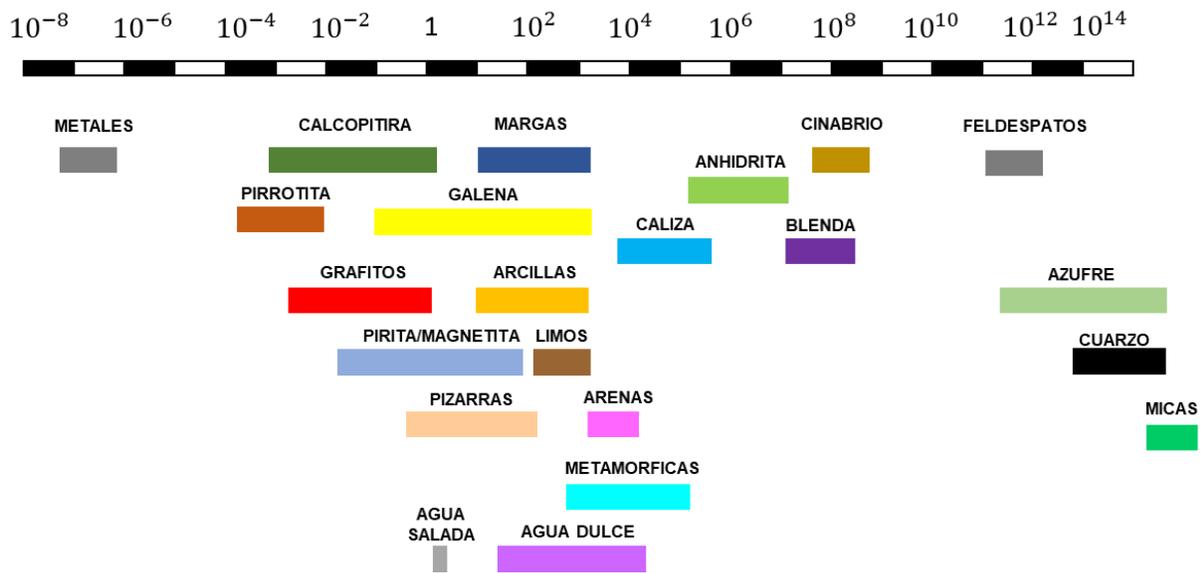


Figura III-2. Valores de resistividad de los principales tipos de roca. Tomado y modificado de Orellana E., 1982.

Los métodos EM basan su principio en la propagación de campos electromagnéticos a través del subsuelo a partir del principio de la bobina de inducción: se induce un campo electromagnético primario que viaja desde la bobina del transmisor a la bobina del receptor, atravesando los diferentes materiales y estructuras del subsuelo. Para el caso de un subsuelo homogéneo no existiría diferencia entre los campos medidos, sin embargo, ante la presencia de un cuerpo conductor, el componente magnético del campo electromagnético que penetra en el subsuelo induce corrientes alternas o corrientes Eddy, que fluyen por el conductor. Estas corrientes generan su propio campo electromagnético, un campo electromagnético secundario que viaja al receptor, de modo que la respuesta medida será diferente tanto en fase como en amplitud. Estas diferencias entre los campos electromagnéticos transmitidos y recibidos revelan la presencia del conductor y proporcionan información sobre su geometría y sus propiedades eléctricas (Kearey, 2002).

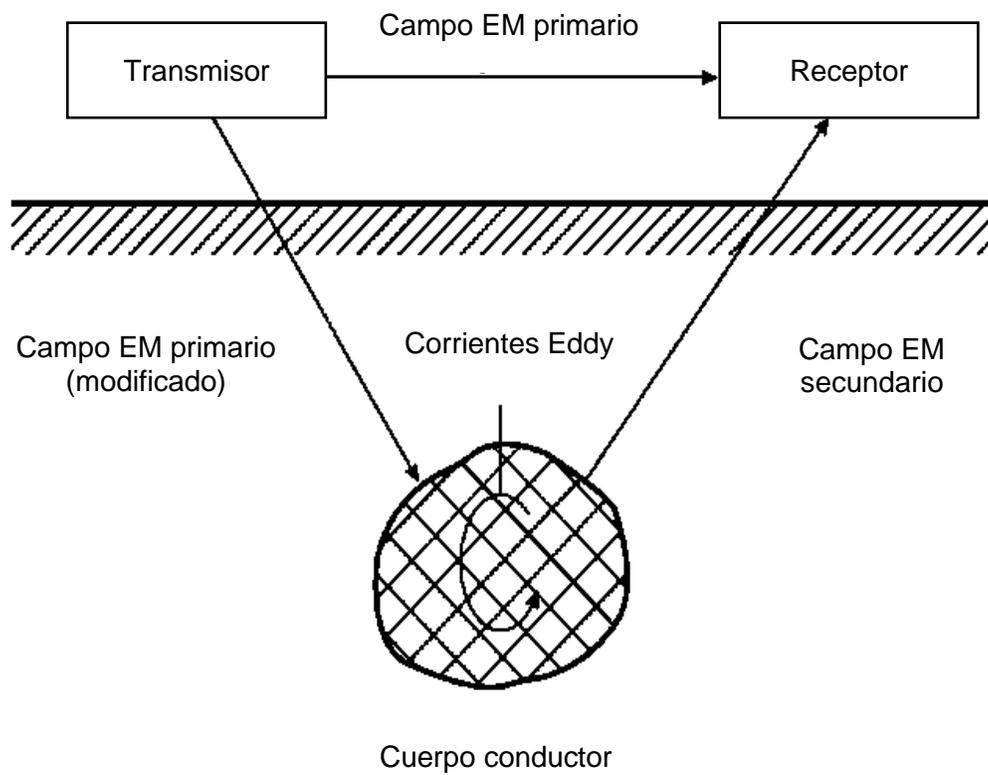


Figura III-3. Principio básico de los métodos electromagnéticos. Tomado y modificado de Kearey, 2002.

3.1.1 Las ecuaciones de Maxwell

La teoría electromagnética es el resultado de décadas de estudio en campo y laboratorio, que han dado como producto final un conjunto de ecuaciones que permiten hoy en día la comprensión de los campos eléctricos y magnéticos de forma conjunta y separada. Esto último fue posible gracias a la resolución de ecuaciones propuestas por James Clerk Maxwell durante el siglo XVII, fue tal su éxito que incluso Einstein describió su trabajo como el “más profundo y fructífero que la física ha experimentado desde Newton”.

La forma original y completa de las ecuaciones de Maxwell está representada por 20 expresiones matemáticas, de las cuales ocho mencionan el campo electromagnético, incluyendo el vector magnético potencial y los doce restantes relacionadas con el campo magnético escalar, la masa magnética y la conductividad magnética (Huray, 2010). Sin embargo, dichas ecuaciones se reducen a cuatro expresiones matemáticas, derivadas de las leyes de Faraday, Ampere y Gauss, las cuales relacionan entre sí el campo electromagnético con sus respectivas variables temporales y espaciales. Las ecuaciones de Maxwell en su forma diferencial se muestran a continuación:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ec. III-1}$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ec. III-2}$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad \text{Ec. III-3}$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ec. III-4}$$

Donde:

\vec{H}	Campo magnético [A/m].
\vec{J}	Densidad de corriente [A/m ²].
\vec{D}	Vector de desplazamiento [C/m ²].
\vec{E}	Campo eléctrico [V/m].
\vec{B}	Densidad de flujo magnético [Wb/m ²].
ρ	Densidad de carga [C/m ²].

La Ec. III-1, también conocida como Ley de Ampere-Maxwell, relaciona el rotacional del campo magnético con la densidad de corriente eléctrica y la variación temporal del vector de desplazamiento. Visto de otro modo, la ecuación simplifica la idea de que los campos magnéticos pueden ser generados por flujos eléctricos, y físicamente representan dos tipos de corrientes: una que fluye libremente, nombrada corriente galvánica; y otra que depende del tiempo denominada corriente de desplazamiento. Esta última corriente fue nombrada por Maxwell, y fue fundamental para poder concluir que un campo eléctrico variable en el tiempo puede dar lugar a un campo magnético (Beléndez, 2008).

La segunda ley, denominada Ley de Inducción de Faraday (Ec. III-2), describe cómo un campo magnético variante en el tiempo genera un campo eléctrico cerrado, si el cambio es positivo el campo eléctrico se orienta en sentido horario, si el campo es negativo, el campo eléctrico se orienta en sentido antihorario. La Fig. III-4 muestra el comportamiento de dicha ecuación.

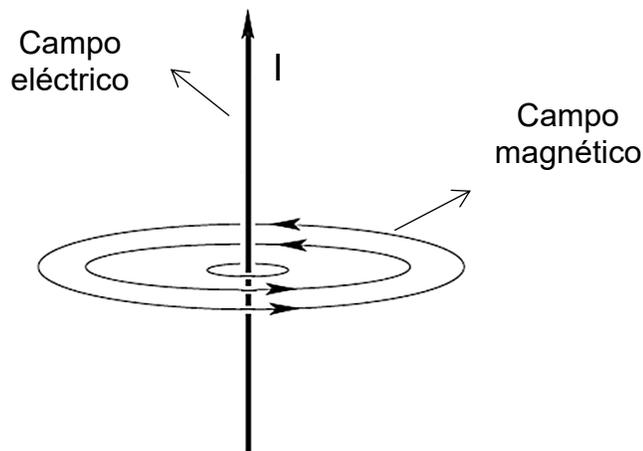


Figura III-4. Comportamiento del campo eléctrico y magnético, tomado y modificado de Fitzpatrick, 2008.

La tercera ecuación es nombrada Ley de Gauss para el campo eléctrico (Ec. III-3), establece que la divergencia del campo eléctrico es igual a la densidad de carga que encierra un volumen. Si la divergencia del campo es cero, se podría afirmar que no hay ninguna carga encerrada o que la suma de todas ellas es cero.

La última ecuación en La lista corresponde a la Ley de Gauss para el campo magnético (Ec. III-4), en este caso, la divergencia de un campo vectorial igual a cero indica que en cualquier superficie que encierre un volumen, la cantidad de flujo entrante es igual a la cantidad de flujo saliente, a grandes rasgos, explica la inexistencia de monopolos magnéticos indicando que son imposibles los campos magnéticos independientes.

3.1.2 Relaciones Constitutivas

Las ecuaciones que describen la mecánica del medio continuo se pueden clasificar en dos grupos (Linero & Garzón, 2010), el primer grupo corresponde a aquellas ecuaciones aplicables a todos los materiales que describen las leyes universales de la física, como la conservación de la masa y la conservación de la energía; las ecuaciones del segundo grupo son conocidas como ecuaciones constitutivas o relaciones constitutivas y describen el comportamiento de los materiales en diferentes condiciones de ingeniería y física.

De este modo, las relaciones constitutivas que establecen dependencia de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas particulares del entorno se expresan matemáticamente como:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \text{Ec. III-5}$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad \text{Ec. III-5}$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad \text{Ec. III-7}$$

Donde:

σ Conductividad eléctrica [S/m].

ε Permitividad magnética [A/m].

μ Permeabilidad magnética [Tm/A].

La Ec. III-5 es conocida como la Ley de Ohm; y dado que la intensidad del campo eléctrico y la densidad de corriente son vectores, la cuantificación de la conductividad está dada por el tensor:

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad \text{Ec. III-8}$$

En la mayoría de los métodos electromagnéticos se asume un medio isotrópico, en el cual las propiedades físicas no dependen de la dirección en la que son medidas, por lo tanto, el tensor de conductividad dada en la Ec. III-8 queda de la forma:

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad \text{Ec. III-9}$$

A partir de la segunda relación constitutiva, representada matemáticamente en la Ec. III-6, Maxwell reconoció la existencia de una ecuación que relaciona el campo eléctrico con el desplazamiento, en el varío el valor de la permeabilidad magnética está dado por:

$$\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} F/m \quad \text{Ec. III-10}$$

De este modo la conductividad, la permeabilidad y la permitividad magnética corresponden a las propiedades del medio, las cuales pueden estar relacionadas con los campos electromagnéticos. En cualquiera de las propiedades se considera un medio homogéneo e isótropo.

3.1.3 Constante de propagación y ecuación de onda electromagnética

Como se mencionó anteriormente, las relaciones constitutivas nos permiten relacionar los campos electromagnéticos con las propiedades eléctricas y magnéticas del medio, de este modo, se busca que las ecuaciones de Maxwell incluyan dichas propiedades, con la finalidad de poder caracterizar el medio a partir de sus propiedades.

Para la Ec. III-2 de las Leyes de Maxwell, se sustituye la relación constitutiva de la Ec. III-7, quedando del modo:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad \text{Ec. III-11}$$

Aplicando el rotacional en ambos lados:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = -\mu \frac{\partial (\nabla \times \vec{H})}{\partial t} \quad \text{Ec. III-12}$$

El rotacional del campo magnético será reemplazado por la primera ecuación de Maxwell (Ec. III-1), la cual a su vez estará representada con las relaciones constitutivas de la Ec. III-5 y Ec. III-6. Quedando de la forma:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \frac{\varepsilon \partial \vec{E}}{\partial t} \quad \text{Ec. III-13}$$

Sustituyendo la Ec. III-13 en la Ec. III-12:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \text{Ec. III-14}$$

De acuerdo con la propiedad:

$$\nabla X (\nabla X A) = -\nabla^2 A + \nabla(\nabla \cdot A) \quad \text{Ec. III-15}$$

La Ec. III-14 quedará expresada matemáticamente mediante la expresión de la Ec. III-16:

$$-\nabla^2 \vec{E} + \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) = -\mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \text{Ec. III-16}$$

Debido a que no existe acumulación de cargas, la divergencia del campo eléctrico pasa a ser un término nulo, por lo que la ecuación se vuelve a reducir al siguiente término:

$$-\nabla^2 \vec{E} = -\mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad \text{Ec. III-17}$$

Dado que se asume que el campo electromagnético varía temporalmente, dicha dependencia se describe como la representación armónica de los campos magnéticos y eléctricos mediante las siguientes expresiones:

$$\vec{E} = E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-18}$$

$$\vec{H} = H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-19}$$

Al sustituir la Ec. III-18 en la Ec. III-17, la ecuación quedará expresada mediante el término de la Ec. III-20.

$$-\nabla^2 \vec{E} = -\mu\sigma \frac{\partial}{\partial t} E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2}{\partial t^2} E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-20}$$

Derivando por primera y segunda vez, respectivamente, la Ec. III-20 queda de la forma:

$$-\nabla^2 \vec{E} = i\omega\mu\sigma E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} + \omega^2 \mu\varepsilon E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-21}$$

Dividiendo todo por la Ec. III-18, la Ec. III-21 queda expresada matemáticamente como:

$$\nabla^2 E + i\omega\mu\sigma E + \mu\varepsilon\omega^2 E = 0 \quad \text{Ec. III-22}$$

El resultado de este procedimiento nos permite agrupar las propiedades eléctricas y magnéticas de las rocas y la frecuencia, el término puede tratarse como un único parámetro que caracteriza la interacción del campo electromagnético con el medio (Nagibhian, 1987). De este modo:

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma + \mu\varepsilon\omega^2 \quad \text{Ec. III-23}$$

Por lo tanto, la Ec. III-22 es un análogo de la expresión:

$$\nabla^2 E + \gamma^2 E = 0 \quad \text{Ec. III-24}$$

La Ec. III-23 es conocida como constante de propagación, y depende de las propiedades eléctricas y magnéticas del medio; la Ec. III-24 es la ecuación de onda para el campo eléctrico.

Del mismo modo para el campo magnético, para la Ec. III-1 de las Leyes de Maxwell, se sustituye la relación constitutiva de la Ec. III-6 y Ec. III-7, quedando de la siguiente forma:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad \text{Ec. III-25}$$

Aplicando el rotacional en ambos lados:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial (\nabla \times \vec{E})}{\partial t} \quad \text{Ec. III-26}$$

Por la propiedad descrita en la Ec. III-15:

$$-\nabla^2 \vec{H} + \nabla (\nabla \cdot \vec{H}) = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial (\nabla \times \vec{E})}{\partial t} \quad \text{Ec. III-27}$$

Debido a que no existe acumulación de cargas magnéticas, la Ec. III-27 queda de la forma:

$$-\nabla^2 \vec{H} = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \varepsilon \frac{\partial (\nabla \times \vec{E})}{\partial t} \quad \text{Ec. III-28}$$

Recordando la Ec. III-2 de las Leyes de Maxwell, se sustituye en la Ec. III-28 quedando de la forma:

$$-\nabla^2 \vec{H} = \sigma \left(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) \quad \text{Ec. III-29}$$

Aplicando la relación constitutiva de la Ec. III-7, se obtiene que:

$$-\nabla^2 \vec{H} = -\mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right) \quad \text{Ec. III-30}$$

Expresamos la Ec. III-28 en términos del campo magnético armónico (Ec. III-19):

$$-\nabla^2 \vec{H} = -\mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-31}$$

Derivando respectivamente:

$$-\nabla^2 \vec{H} = i\omega \mu \sigma H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} + \omega^2 \mu \varepsilon H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-32}$$

Dividiendo todo por la Ec. III-19, la Ec. III-31 queda expresada matemáticamente como:

$$\nabla^2 H + i\omega \mu \sigma H + \mu \varepsilon \omega^2 H = 0 \quad \text{Ec. III-33}$$

Nuevamente, aparece el término descrito en la Ec. III-23, por lo que la ecuación del campo magnético quedará expresada como:

$$\nabla^2 H + \gamma^2 H = 0 \quad \text{Ec. III-34}$$

3.1.4 Propiedades de propagación de la onda electromagnética

Como se observa en la Ec. III-23, la constante de propagación de onda EM consta de dos partes, una imaginaria y una real. Visto de otro modo:

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma + \mu\varepsilon\omega^2 \quad \rightarrow \quad \gamma^2 = \alpha + \beta i \quad \text{Ec. III-35}$$

Donde:

α Constante de fase.

β Constante de amplitud.

Para la solución de la Ec. III-35, se sustituyen los valores en la ecuación general, de este modo, la solución para la constante de fase y amplitud queda de la forma:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} [\sqrt{\sigma^2 + \varepsilon^2\omega^2}] + \varepsilon\omega} \quad \text{Ec. III-36}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} [\sqrt{\sigma^2 + \varepsilon^2\omega^2}] - \varepsilon\omega} \quad \text{Ec. III-37}$$

Debido al concepto de onda plana, en donde la onda incide directamente en el plano en dirección Z, las ecuaciones del campo eléctrico y magnético de las Ec. III-24 y Ec. III-34 respectivamente, quedarán expresadas únicamente en dirección Z, por lo que las ecuaciones quedan de la forma:

$$\frac{\partial^2 E_z}{\partial z^2} + \gamma^2 E = 0 \quad \text{Ec. III-38}$$

$$\frac{\partial^2 H_z}{\partial z^2} + \gamma^2 H = 0 \quad \text{Ec. III-39}$$

La solución genérica de estas ecuaciones está dada por las siguientes expresiones (Nagibhian, 1987):

$$\vec{E} = E_0 e^{i\gamma z} e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-40}$$

$$\vec{H} = H_0 e^{i\gamma z} e^{-i(\omega t - \varphi)} \quad \text{Ec. III-41}$$

Distribuyendo la parte real y la imaginaria, respectivamente, la Ec. III-40 y Ec. III-41 quedan de la forma:

$$\vec{E} = E_0 e^{-\beta z} e^{i(\alpha z - \omega t + \varphi)} \quad \text{Ec. III-42}$$

$$\vec{H} = H_0 e^{-\beta z} e^{i(\alpha z - \omega t + \varphi)} \quad \text{Ec. III-43}$$

Velocidad de onda

La velocidad de onda electromagnética estará dada por el despeje de la variable z de la parte imaginaria de la expresión del campo eléctrico o magnético:

$$z = \frac{\omega t - \varphi}{\alpha} \quad \text{Ec. III-44}$$

Teniendo en cuenta que la derivada de la posición con respecto al tiempo nos da como resultado la velocidad de un objetivo, se tiene entonces que la velocidad de la onda EM estará dada por:

$$v = \frac{\omega}{\alpha} \quad \text{Ec. III-45}$$

Profundidad nominal o skin depth

Los campos electromagnéticos son considerados ondas planas que atraviesan en el medio, la profundidad a la cual esa onda se atenúa a un factor de $1/e$ es conocida como penetración nominal o skin depth (Vozoff, 1972). Para obtener dicha expresión matemática, se divide la parte real de la Ec. III-43 entre la misma con un aumento en su profundidad:

$$\frac{H e^{-\beta z}}{H e^{-\beta(z+\delta)}} = 0$$

$$\frac{1}{e^{-\beta\delta}} = 0$$

$$e = e^{\beta\delta}$$

$$\beta\delta = 1$$

$$\delta = \frac{1}{\beta} \quad \text{Ec. III-46}$$

La profundidad nominal y la velocidad de onda tendrán diferentes expresiones matemáticas de acuerdo al medio en la que esta se encuentre.

3.1.5 Tipos de corrientes

Cualquier medio del subsuelo puede ser caracterizado mediante las ecuaciones de propagación de onda, sin embargo, cada medio posee diferentes características, las cuales pueden ser descritas a partir del tipo de corriente que presentan.

Dos corrientes son identificadas en la primera Ley de Maxwell (Ec. III-1); una corriente de conducción, identificada mediante el primer término y la cual fluye libremente, y una corriente de desplazamiento, la cual depende del tiempo y corresponde al segundo término de la ecuación. De este modo, la suma de ambas corrientes a como total la intensidad de corriente tota, descrita en la Ec. III-47.

$$|J_C| + |J_D| = I_T \quad \text{Ec. III-47}$$

Visto de otro modo, a partir de la Ec. III-23 la corriente de conducción estará dada por el término imaginario; mientras que la corriente de desplazamiento está dada por la parte real de la ecuación.

Dependiendo de las características del medio, predominarán una corriente sobre la otra, por lo tanto:

Si $|J_C| \gg |J_D|$, quiere decir que las corrientes de conducción son mucho mayores a las corrientes de desplazamiento, por lo que se trataría de un *medio conductor*. Esta caracterizado por el medio estacionario.

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma \quad \text{Ec. III-48}$$

O bien,

$$= (1 + i) \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$$

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad \text{Ec. III-49}$$

Recordando que la velocidad de onda electromagnética está en función de alfa (Ec. III-45), para un medio estacionario resulta del siguiente modo:

$$v = \frac{\omega}{\sqrt{\frac{i\omega\mu\sigma}{2}}} = \sqrt{\frac{2\pi}{\mu\sigma}} \quad \text{Ec. III-50}$$

La penetración nominal, o skin depth, para un medio estacionario está dada a partir del siguiente término:

$$\delta = \frac{1}{\beta} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad \text{Ec. III-51}$$

Si $|J_C| \ll |J_D|$, quiere decir que las corrientes de desplazamiento son mucho mayores a las corrientes de conducción, por lo que se trataría de un medio dieléctrico o aislante, caracterizado por el modelo ondulatorio. El modelo ondulatorio está caracterizado por el vacío, donde no existen acumulaciones de carga y no se generan nuevos frentes de onda.

Para un medio estacionario se elimina la parte imaginaria de la constante de propagación de onda, por lo que el término se reduce a:

$$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma \quad \text{Ec. III-52}$$

Debido a la ausencia de la parte imaginaria de la Ec. III-23 el término alfa quedará definido mediante el siguiente término:

$$\alpha = \omega\sqrt{\varepsilon\mu} \quad \text{Ec. III-53}$$

El término beta quedará anulado en dicha ecuación.

Por lo tanto, la velocidad de la onda electromagnética en el vacío quedará definida mediante:

$$v = \frac{\omega}{\omega\sqrt{\varepsilon\mu}} = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}} \quad \text{Ec. III-54}$$

Dado los valores de la Ec. III-10 y conociendo el valor de la permeabilidad magnética en el vacío dado por:

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{H/m} \quad \text{Ec. III-55}$$

Se deduce que la velocidad de una onda electromagnética en el vacío es una aproximación al siguiente valor:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}} \approx 3 \times 10^8 \text{m/s} \quad \text{Ec. III-56}$$

Dado que el término beta no se encuentra presente en la constante de propagación de onda que caracteriza el modelo ondulatorio, la penetración nominal se definirá como la unidad entre cero, por lo que tenderá a infinito; esto último sugiere que la onda electromagnética es un medio ondulatorio nunca se atenúa y la onda mantiene su amplitud.

Existe un tercer caso en el que ambas corrientes presentan valores semejantes, $|J_c| \approx |J_D|$, este último caso se le denomina medio intermedio. El modelo intermedio está caracterizado por ambas partes de la constante de propagación de la onda (real e imaginaria), ninguno de los términos puede ser descartado. Por lo que, realizando un conjunto de operaciones matemáticas, se llega al resultado de alfa y beta para un modelo intermedio, dado por las siguientes expresiones:

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \quad \text{Ec. III-57}$$

$$\beta = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad \text{Ec. III-58}$$

La velocidad de onda electromagnética para un modelo intermedio está dada por la expresión:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad \text{Ec. III-59}$$

La penetración nominal del medio está descrita por la expresión:

$$\delta = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}} \quad \text{Ec. III-60}$$

La Tabla 10 muestra un resumen de las ecuaciones características de cada medio:

Tabla 10. Resumen de ecuaciones de propagación de onda en diferentes medios.		
Constante de propagación de onda EM	Velocidad de onda EM	Penetración nominal de la onda EM
$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2$ $\alpha = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}$ $\beta = 0$	$v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}} \approx 3 \times 10^8 m/s$	$\delta = \frac{1}{0} = \infty$
$\gamma^2 = i\omega\mu\sigma$ $\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$	$v = \sqrt{\frac{2\pi}{\mu\sigma}}$	$\delta = \frac{1}{\beta} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$
$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2 + i\omega\mu\sigma$ $\alpha = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}$ $\beta = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$	$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}}$	$\delta = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}$

Para poder detectar con mayor facilidad el medio en el que nos encontramos se puede hacer uso de la tangente de pérdida, la cual está definida en función de la frecuencia y la conductividad (Ec. III-61).

$$\tan \theta = \frac{\sigma}{\omega} \quad \text{Ec. III-61}$$

De este modo, si el valor calculado resulta mayor a la unidad se trata de un medio dieléctrico, si es menor a la unidad se trata de un medio conductor y si es igual a uno representa un medio intermedio.

3.2 El Método Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo

Los métodos geofísicos para la búsqueda y caracterización de sistemas de agua más populares son los de prospección de corriente directa, por su facilidad y bajo costo; sin embargo, la investigación para la búsqueda de agua subterránea hoy en día no solo recae en encontrar un cuerpo conductor, sino que es necesario entender la hidrogeología de la zona, tanto superficialmente como a profundidad. Esto último es necesario ya que la comprensión de los sistemas de flujos (acuíferos) permite una mejor explotación y aprovechamiento de este, así como determinar las posibles estructuras que interfieran en su funcionamiento.

Debido a las limitantes en profundidad y sensibilidad de los métodos eléctricos de corriente directa, los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM) han sido clave fundamental para la caracterización de los sistemas de flujo, ya que permiten llegar a mayor profundidad sin perder tan pronto sus sensibilidades ante los cuerpos en el subsuelo. Los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo son el fruto del desarrollo de los métodos en el dominio de la frecuencia, su popularidad comenzó a partir de 1973; ha sido de amplio uso ya que su sensibilidad a los pequeños cambios es mayor que los métodos en frecuencia o de corriente directa (Telford, 1990).

De manera general, la técnica TEM consiste en un receptor, un transmisor y una bobina transmisora (Fig. III-5). Como se observa en la Fig. III-5 una corriente es aplicada a una bobina transmisora (generalmente una espira de cobre en forma cuadrada o rectangular) durante un lapso de tiempo variable generando un campo electromagnético primario (líneas azules), posteriormente se interrumpe la corriente y por consecuencia, el campo primario; al interrumpirse abruptamente la corriente no se disipa inmediatamente, sino que interactúa con los diferentes materiales y estructuras que se encuentran en el subsuelo, generando de este modo campos

electromagnéticos secundarios (líneas rojas), o corrientes Eddy, de este modo, el método transitorio electromagnético en el dominio del tiempo caracteriza el medio a partir de un principio físico fundamental: la Ley de Faraday (Fitterman, 1986), ya que dichos campos secundarios inducen otros campos secundarios a diferente profundidad.

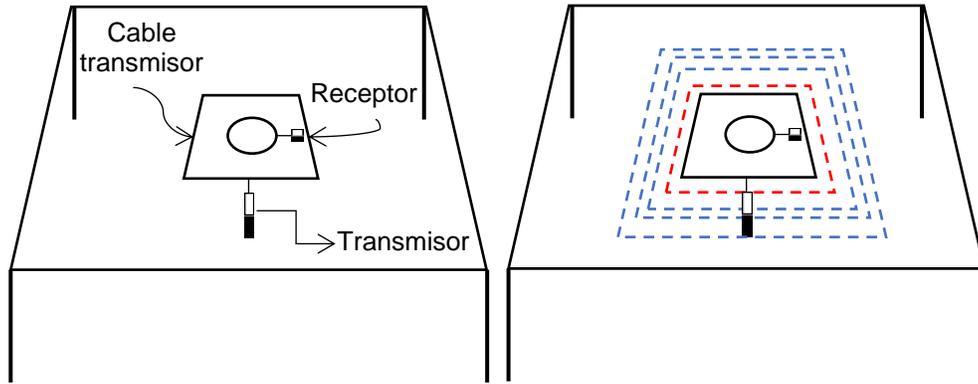
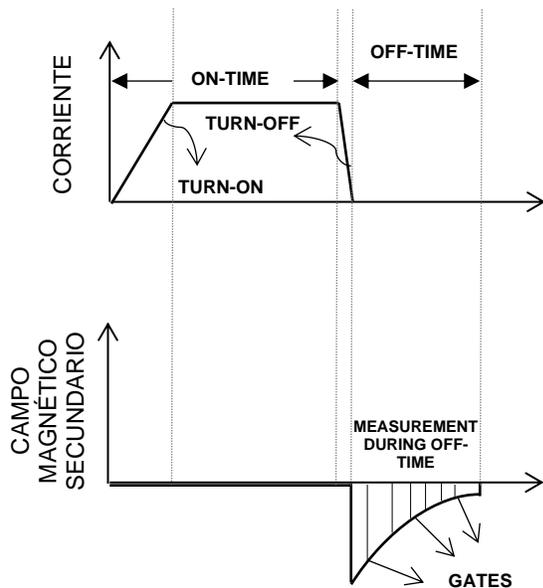


Figura III-5. Componentes del transitorio electromagnético en el dominio del tiempo y principio de inducción del método. Tomado y modificado de McNeil, 1994.

La Fig. III-6 muestra un voltaje obtenido por el receptor, medido en un período completo del flujo en el cable transmisor, se puede observar claramente las etapas de inyección de corriente y la interrupción abrupta de la misma.



Para las técnicas TEM las mediciones importantes se toman en cuenta sólo en las etapas tempranas (los primeros segundos), por lo que para sondeos donde no es necesario medir las características de las etapas tardías, significa que las mediciones podrán ser realizadas en pocos segundos; esto último ofrece otra gran ventaja al método, ya que es posible realizar muchas mediciones en un mismo punto para posteriormente apilarlas y de este modo mejorar la relación señal-ruido (McNeil, 1994).

Figura III-6. Superior. Corriente del transmisor. Inferior, Voltaje de salida. tomado y modificado de Kearey, 2002.

3.2.1 Concepto de resistividad aparente en los sondeos TEM

La respuesta del voltaje medida en el receptor puede ser graficada en función log-log (Fig. III-7), lo cual permite observar la presencia de tres etapas (McNeil, 1994):

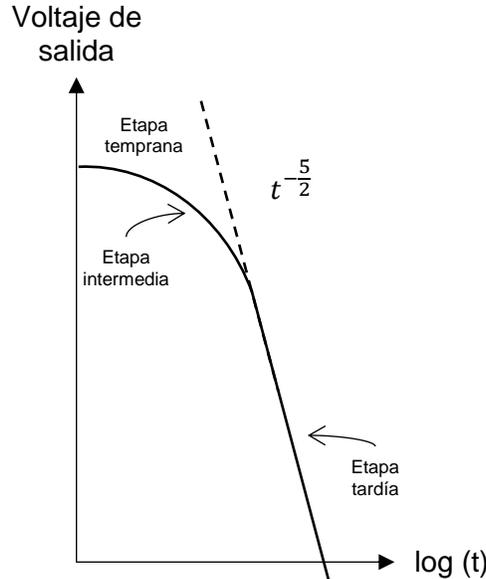


Figura III-7. Gráfica logarítmica del voltaje de salida vs el tiempo (Tomado y modificado de McNeil, 1994).

- (a) Etapa temprana, donde la respuesta es relativamente constante con el tiempo.
- (b) Etapa intermedia, donde la respuesta varía con respecto al tiempo.
- (c) Etapa tardía, donde la respuesta es una línea casi vertical.

Las respuestas en las primeras dos etapas representan una complejidad matemática elevada, sin embargo, durante la etapa tardía las matemáticas se simplifican significativamente, por lo que el voltaje de salida puede ser visto en función del tiempo y la conductividad a partir de la expresión de la Ec. III-62 (McNeil, 1994):

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad \text{Ec. III-62}$$

Donde:

k_1	Constante.
M	Producto de la corriente (Amps) por el área (m^2).
σ	Conductividad.
t	Tiempo
$e(t)$	Voltaje de salida.

Para el caso convencional de los métodos de resistividad, el voltaje varía linealmente con la resistividad del terreno, para el caso de los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo este voltaje varía a partir de la expresión $\sigma^{3/2}$, lo cual lo vuelve más sensible a las pequeñas variaciones en la conductividad del terreno.

Para conocer la resistividad del terreno se invierte la expresión de la Ec. III-62 (ya que la resistividad es el inverso de la conductividad $\rho=1/\sigma$):

$$\rho_a(t) = \frac{k_2 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}} \quad \text{Ec. III-63}$$

3.2.2 Configuración en campo del TEM

Todas las configuraciones en campo de los sondeos TEM presentan un factor en común: una bobina ya sea rectangular o cuadrada (Fig. III-8). Nabighian (1991) clasifica las configuraciones en campo dependiendo del arreglo de la bobina del transmisor y el receptor, los arreglos más comunes de los TEM son los siguientes:

(a) Bobina simple.

En esta configuración el transmisor y el receptor se encuentran en el mismo bucle (también es conocido como single-loop o one-loop). El bucle puede ser cuadrado o rectangular con lados de 5 hasta 200 m (Fig. III-8a).

(b) Bobina coincidente (transmisor y receptor).

Este arreglo presenta la misma geometría y respuesta que la bobina simple, excepto que la bobina receptora y transmisora se encuentran separadas de manera coincidentes (Fig. III-8b). La configuración de la bobina central es una variante de la bobina coincidente.

(c) Bobinas separadas.

En esta configuración la bobina receptora y la bobina transmisora se encuentran separadas por una cierta distancia (Fig. III-8c).

(d) Bobina doble.

Esta configuración utiliza dos configuraciones adyacentes de bobina simple (Fig. III-7d) o bobina coincidente (Fig. III-8e) en forma paralela. Este tipo de configuraciones es efectivo para la detección de conductores verticales.

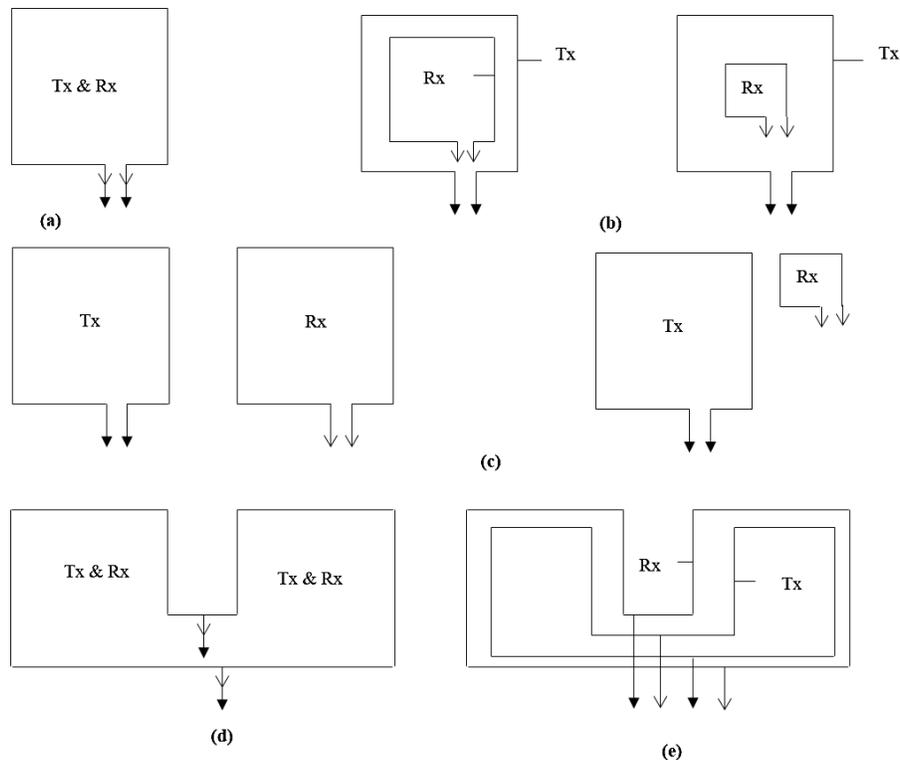


Figura III-8. Configuraciones del sondeo TEM. Bobina simple (a). Bobina coincidente (b). Bobinas separadas (c). Bobina doble simple (d). Bobina doble coincidente (e). Tomado y modificado de Nabighian, 1991.

3.2.3 Errores de medición y fuentes de ruido

Nabighian (1991) identifica tres tipos de errores comunes en los sondeos TEM:

1) Errores geométricos.

Los errores geométricos corresponden a aquellos relacionados a las desviaciones o desplazamiento inapropiado entre la bobina receptora y la bobina transmisora.

2) Errores antropogénicos

Corresponden a todos los efectos antropogénicos, los cuales incluyen líneas telefónicas, pipas subterráneas, tuberías, entre otros.

3) Ruido electromagnético.

Existen diferentes fuentes de ruido electromagnético que afectan directamente un sondeo transitorio electromagnético. Las señales geomagnéticas provenientes de la ionosfera pueden ser detectadas con una frecuencia por debajo de 1 Hz, sin embargo, el ruido más común está relacionado a frecuencias de 50 a 60 Hz, relacionado a líneas de alta tensión.

IV. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS TEM

Se realizaron en total seis sondeos TEM con sus correspondientes curvas de ruido (Fig. IV-1) en la porción sureste de la zona de estudio, las coordenadas se encuentran descritas en la Tabla 11. Se muestreó con una bobina de configuración coincidente y con lados de 150 x 150 m.

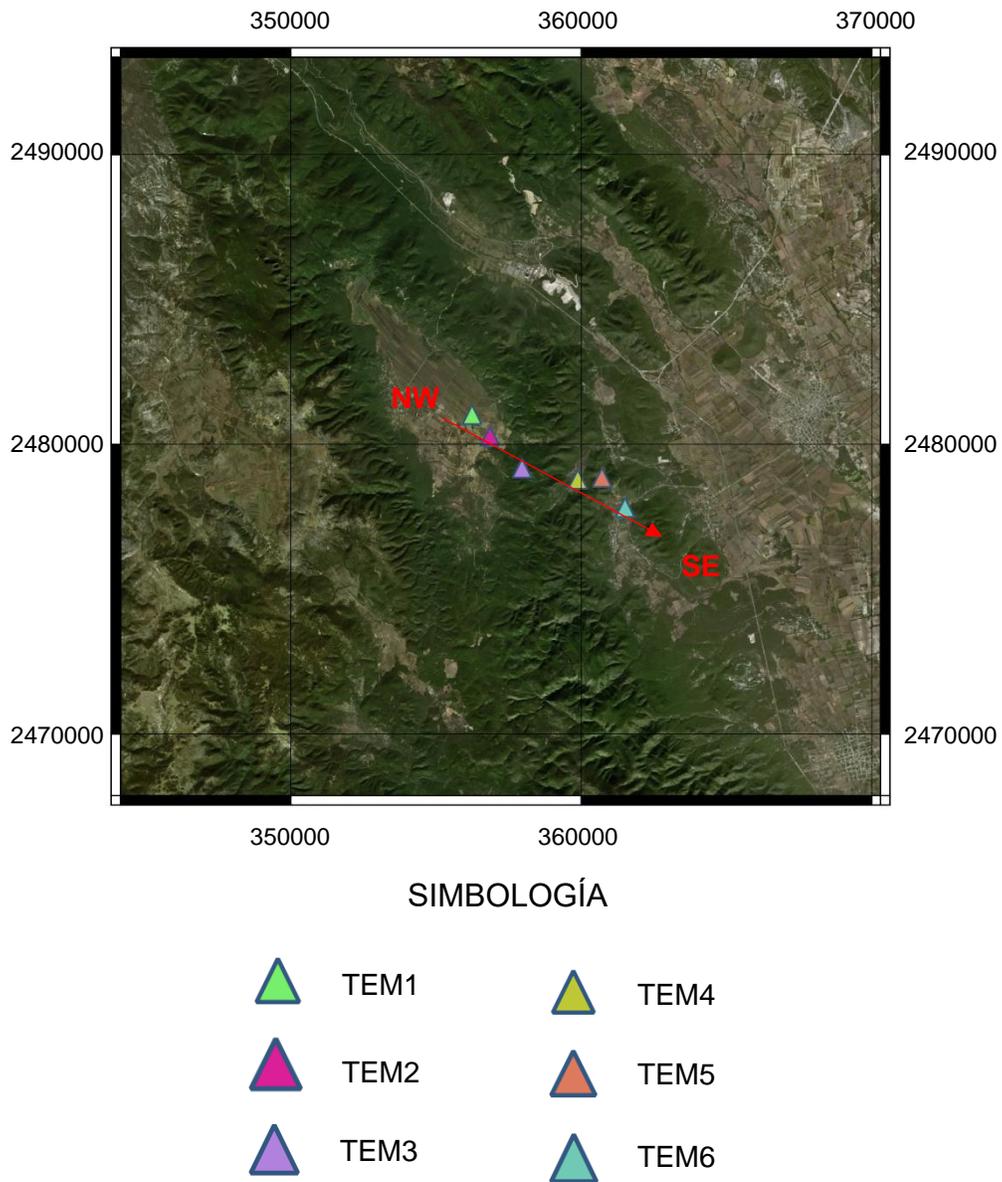


Figura IV-1. Ubicación en mapa de los sondeos Transitorios Electromagnéticos.

Las coordenadas de los sondeos se encuentran descritas en la Tabla 11.

Para el procesado de datos geofísicos se utilizó el programa WingLink, el cual es un software que permite el procesado, inversión y modelado de distintos datos geofísicos. Como primer paso para el procesado de datos, se realizó una secuencia de análisis con un total de cuatro etapas que nos permitieron obtener como producto final un mapa de resistividades que nos permitirá, posteriormente, interpretar los datos obtenidos en el subsuelo (Fig. IV-2).

Tabla 11. Coordenadas UTM de los sondeos TEM		
Sitio	Este	Norte
TEM1	356241.81	2481022.31
TEM2	356858.03	2480278.48
TEM3	357963.56	2479173.97
TEM4	359882.31	2478789.8
TEM5	360715.00	2478855
TEM6	361508.03	2477816.83

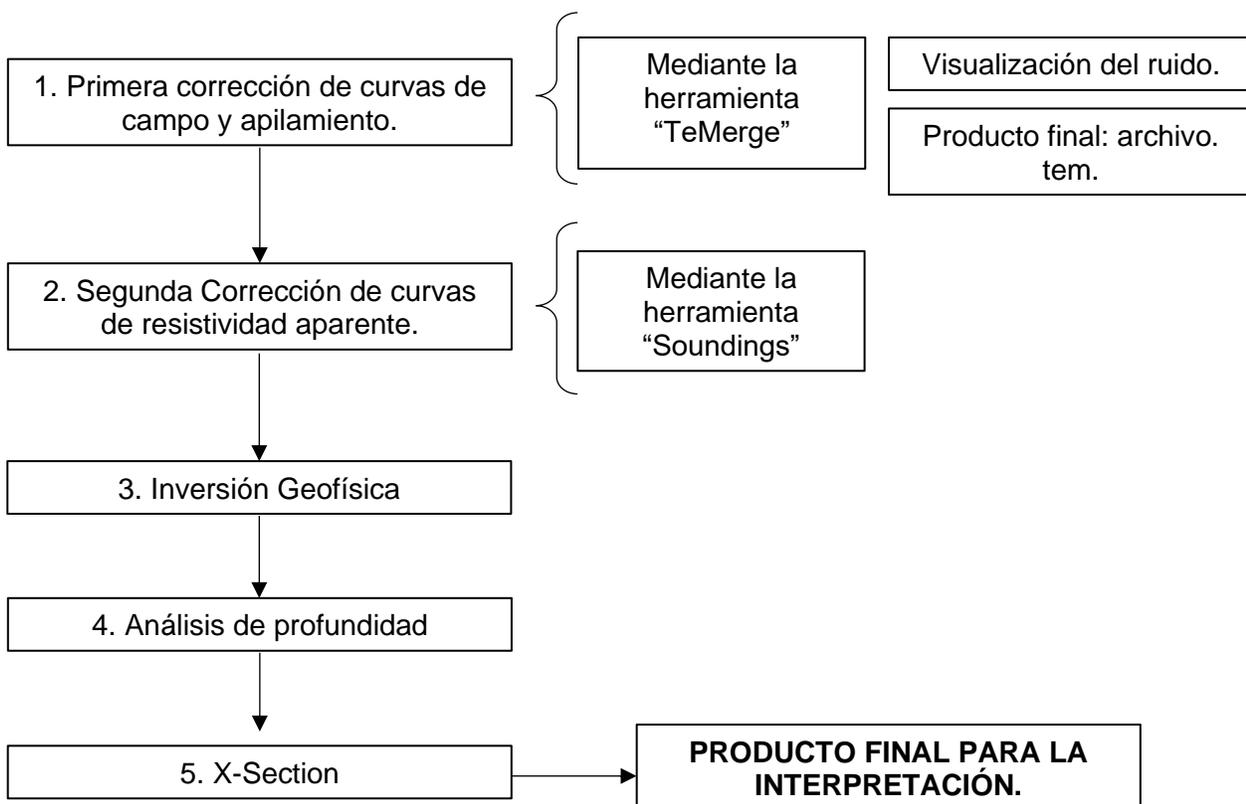


Figura IV-2. Secuencia de procesado y análisis de datos TEM.

4.1 Primera correlación de curvas de campo y apilamiento

Mediante la herramienta TeMerge proporcionada por el programa WingLink se visualizaron las curvas obtenidas en campo junto con la curva de ruido para poder realizar una primera corrección de las curvas, el análisis para dicha corrección se basó en lo siguiente:

- Eliminar puntos que interfirieren o interactúan con la curva del ruido.
- Eliminar puntos muy altos o muy bajos (datos que no sigan la tendencia).
- Al tratarse del voltaje decayendo conforme el tiempo, se procura que los puntos de las curvas sigan dicho patrón.
- Todas las curvas deberán seguir un patrón similar, para posteriormente poder apilarlas o promediarlas. De este modo el producto final es un archivo .tem.

Debido a la facilidad y rapidez del método es posible realizar varias mediciones en un mismo sitio, por lo que cada curva deberá seguir un mismo patrón, y aunque no sean exactamente igual, deberán seguir la tendencia. La curva del ruido nos permite identificar la señal que se pierde junto con este, donde la relación señal-ruido no es buena.

En la Figura V-3 (a) se puede observar el sondeo TEM1, el cual no contiene ninguna corrección, las curvas azules indican el sondeo así como el ruido, la curva color rojo muestra el promedio de las curvas azules. Después de realizar los puntos antes mencionados, para el sondeo TEM1, se observa ahora en la Figura V-3 (b) una curva promediada con un decaimiento propio del método.

Las Figs. A-1 a A-5, ubicadas en la sección de Anexos, muestran los sondeos restantes, con curvas sin ninguna correlación y con el ruido de referencia, las Figs. A-6 a A-11 muestran las curvas corregidas respectivamente (sin promediar el ruido).

Posterior a la edición de curvas se guardó en formato .TEM para poder ser manipulado con WingLink.

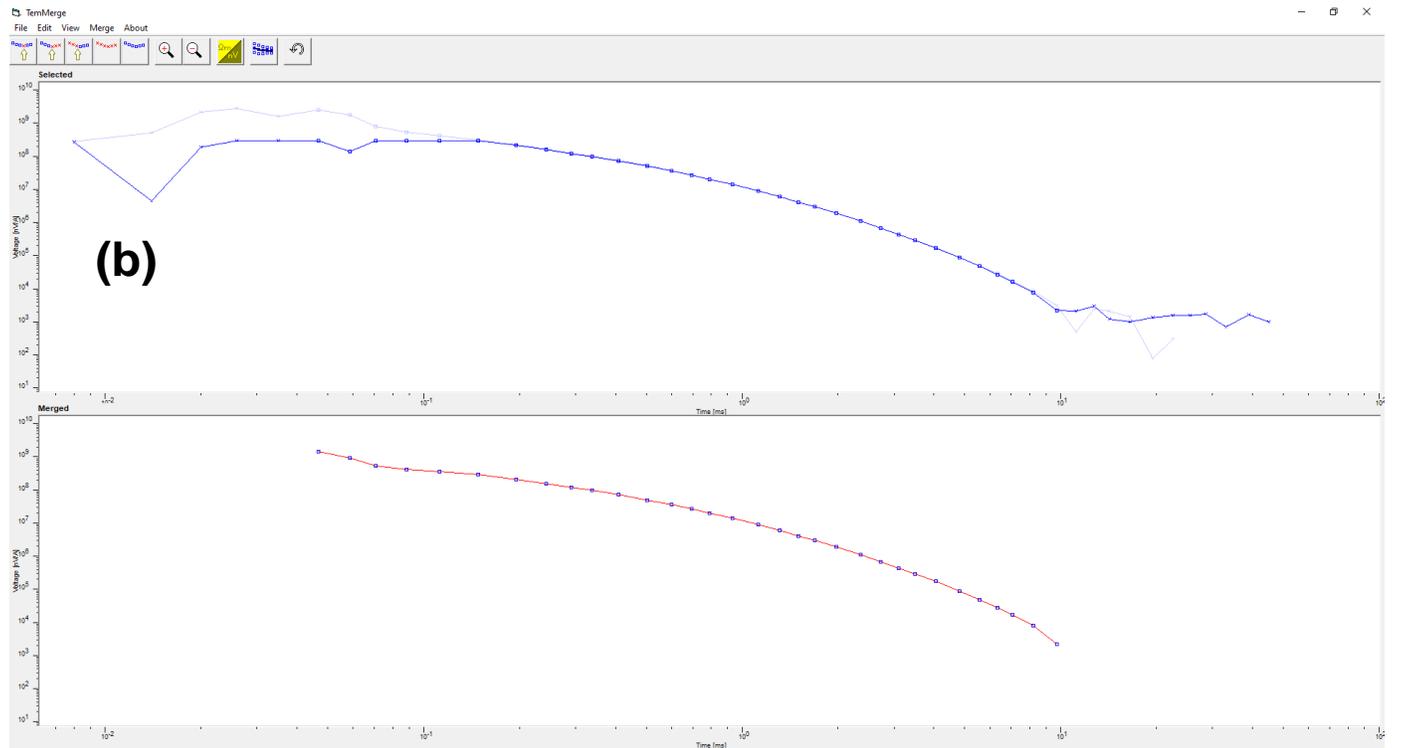
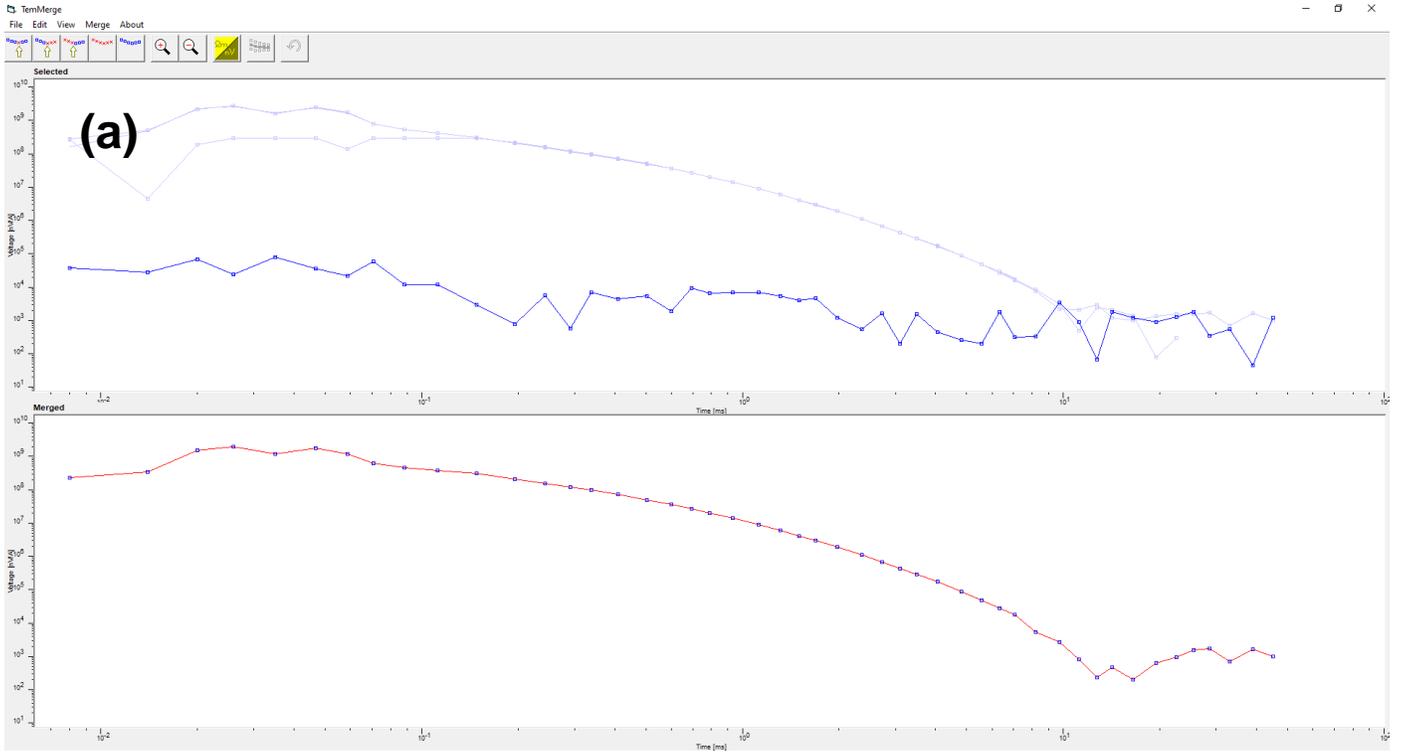


Figura V-3 (a). Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM1. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules. (b) Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM1. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.

4.2 Segunda corrección de curvas de resistividad aparente

Con la herramienta Soundings, proporcionada en el programa WingLink, se procedió a corregir las curvas de resistividad aparente. Se tiene que tener en cuenta la misma metodología propuesta para la primera corrección de las curvas. Se quitaron los puntos incongruentes y se procuró que la curva tuviera cierto suavizado, en la Fig V-4(a) se puede observar el sondeo TEM1 sin corregir, mientras que en la Fig. V-4(b) se tiene el mismo sondeo con las correcciones en la curva. Se eliminaron, en la mayoría de los sondeos, los primeros datos de resistividad, los cuales se mostraban muy altos.

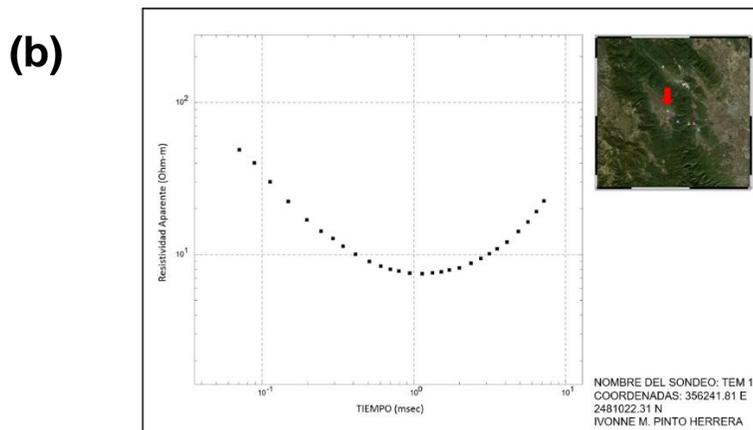
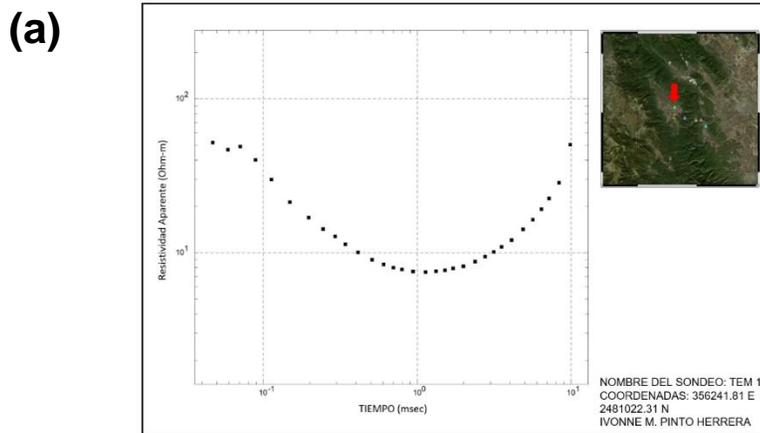


Figura V-4 (a). Curvas de resistividad aparente sin corrección. (b) Curva de resistividad aparente con correcciones.

Las Figs. A-12 a A-17, de la sección de Anexos, muestran las curvas de todos los sondeos sin ninguna corrección, las Figs. A-18 a A-23 muestran las curvas de resistividad aparente con la corrección realizada.

Con la finalidad de observar la similitud estadística de los datos de resistividad corregidos, se calcularon los principales estadígrafos (moda, mediana, rango, varianza, etc.). La Tabla 12 muestra los datos obtenidos para cada sondeo.

Tabla 12. Estadígrafos de curvas de resistividad corregidas.						
Parámetro/Sondeo	TEM1	TEM2	TEM3	TEM4	TEM5	TEM6
n	26	24	14	15	18	18
Mínimo	7.50	32.22	34.17	32.92	69.27	19.81
1er Cuartil	8.05	39.79	41.92	36.17	73.89	21.87
Mediana	10.10	63.59	52.51	44.75	84.69	39.18
Media	12.30	69.33	71.21	66.10	100.53	68.05
3er Cuartil	14.24	96.32	75.97	73.98	109.33	106.09
Máximo	29.92	132.35	223.43	171.64	231.35	192.66
Rango	22.42	100.13	189.26	138.72	162.05	172.85
Rango Intercuartil	6.19	56.53	34.07	37.81	35.45	84.23
Varianza	32.55	965.86	2706.46	1719.91	1806.70	3266.21
Desviación estándar	5.71	31.08	52.02	41.47	42.51	57.14
coeficiente de variación	0.46	0.45	0.73	0.66	0.42	0.84

En relación al promedio de la resistividad en cada sondeo, se puede apreciar una similitud entre los sondeos TEM2, TEM3 y TEM6, ya que estos presentan un promedio entre 69 y 72 omh-m; el sondeo que presentó mayor diferencia en la media con respecto a las demás fue el sondeo TEM1, el cual presentó en promedio resistividades bajas, incluso fue el sondeo con el menor valor de la resistividad obtenido.

De acuerdo con la Tabla 12, los estadígrafos indican datos poco normales, con medias y medianas muy diferentes y con coeficientes de variación alejados de la unidad.

4.3 Inversión ID

La teoría de inversión, de manera general, consiste en un conjunto de técnicas matemáticas que reducen los datos con la finalidad de encontrar información útil que explique el mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones (Menke, 1989). De este modo, el modelado inverso en geofísica nos permite obtener un modelo de tierra que mejor ajuste a los datos calculados, por lo tanto, a partir de los valores de resistividad aparente se realizará una inversión para conocer la distribución de la resistividad en el subsuelo de la zona.

De acuerdo con García-Pardo (2009), la existencia de la solución al modelo inverso está directamente relacionada con la formulación matemática. Aunque desde el punto de vista físico debe existir una sola solución, desde el punto de vista matemático podría no existir ningún modelo numérico o existir una cantidad infinita de soluciones al problema.

La búsqueda de soluciones simples está fundada en la frase descrita por William de Occam, el cual cita “es vano hacer con lo más lo que se puede hacer con menos”, lo que se ha convertido en un principio fundamental de la ciencia moderna, las hipótesis no deben ser necesariamente complicadas ni numerosas (Constable et al., 1986). De este modo, con la finalidad de evitar ambigüedades en el modelado inverso, se recomienda el uso de un modelo lo más simple y suavizado posible con la finalidad de reducir la sobre interpretación de los datos. Aunque existan modelos complejos que expliquen los datos, se debe tener en cuenta las características del medio ya que la motivación básica para buscar modelos suavizados y simples es que no deseamos información o características en el modelo que no coincidan con los datos observados.

De este modo, para el modelo suavizado, la aplicación del algoritmo Occam soluciona un modelo simple el cual contiene las propiedades esenciales de todos los modelos posibles que se ajustan a los datos del campo (Constable et al., 1989).

Existe un gran número de modelos que podrían coincidir con los datos observados, algunos de estos podrían ser muy complejos, sin embargo, cuando se intenta lograr un mejor ajuste entre pequeñas porciones de la curva observada y calculada, la complejidad del modelo obtenido aumenta y los resultados no suelen ser confiables. De este modo, es preferible que la cantidad de capas modeladas no excedan la capacidad que tiene el medio real para explicar los datos (Delgadillo-Rodríguez et al., 2001). Para lograr suprimir la complejidad de los datos en perfiles continuos se emplea el uso de la definición de la rugosidad, inversa de la suavidad, la cual está definida como la integral cuadrada de la primera o la segunda derivada con respecto a la profundidad:

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz \quad \text{Ec. IV-1}$$

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2m}{dz^2} \right)^2 dz \quad \text{Ec. IV-2}$$

Donde $m(z)$ es la resistividad, Z es la profundidad y R_1 y R_2 son las funciones de rugosidad.

De este modo, la estrategia es encontrar un modelo que minimice la rugosidad calculada (Delgadillo-Rodríguez et al., 2001).

Mediante la herramienta "Soundings" proporcionada por el programa WingLink se procederá a realizar la inversión 1D de los datos obtenidos en cada sondeo. Es importante tener en cuenta que los parámetros de inversión y modelado deben ser escogidos con mucha precaución, ya que de ello depende que los datos reflejen de manera correcta lo que sucede en el subsuelo.

De manera general, los pasos para realizar el modelado inverso en el programa WingLink se enlistan a continuación:

- (1) Selección de las curvas previamente editadas.
- (2) Calcular el modelo de inversión suavizado.
- (3) Obtener un modelo de capas suavizadas con los datos observados.
- (4) Ajustar las curvas.

La Fig. V-5 muestra el resultado del modelo de capas para el sondeo TEM 1, en los anexos las Fig. A-24 a A-28 detallan el modelo de capas para los demás sondeos.

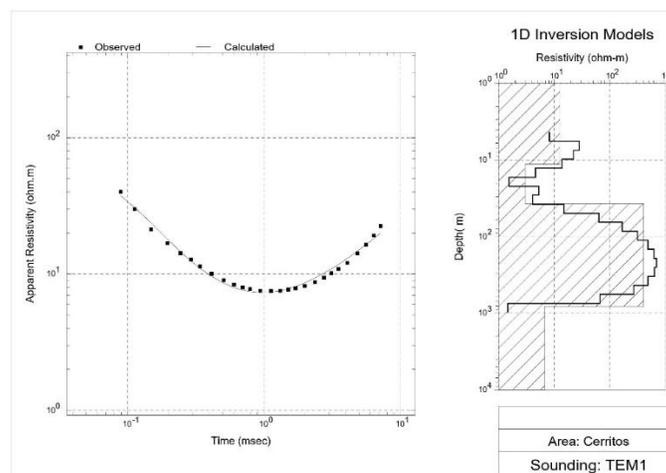


Figura V-5. Modelo de capas y ajuste de curva del sondeo TEM1.

Debido a que algunos sondeos no presentaban curvas definidas, el modelado 1D tomó en cuenta la similitud de los estadígrafos para lograr modelos consistentes entre ellos.

Se puede observar que el sondeo TEM3 y TEM6 muestran un bajo ajuste en las curvas, esto debido a que el método intrínsecamente es sensible a los cambios pequeños en la conductividad del sondeo, y dado que dichos sondeos presentan cambios abruptos no es posible ajustar las curvas de manera correcta. A pesar de ello, los sondeos en la X-Section de la Fig. A-30 de los anexos indican buena correlación entre ellos, por lo que se procuró que dichos sondeos tuvieran coherencia en la sección.

4.4 Análisis de profundidad

De acuerdo con diversos autores (Fitterman, 1989; Spies, 1989; McNeill, 1994) existen diversas metodologías para determinar la profundidad de investigación de los métodos transitorios electromagnéticos.

McNeill (1994) menciona que una de las ventajas principales que ofrece el método transitorio, es que la profundidad de penetración de exploración es aproximadamente igual a la longitud del lado de la bobina transmisora, aunque para profundidades someras (por debajo de 40 m) es suficiente con una configuración de 5 a 10 m.

Sin embargo, autores como Fitterman (1989) y Spies (1989) indican que la profundidad de investigación de los métodos TEM está relacionada con otros parámetros como la intensidad de corriente inyectada o el nivel del ruido de la zona. De acuerdo con la fórmula propuesta por Spies (Ec. IV-3) para tiempos tardíos la profundidad de investigación está dada por:

$$D_{max} \approx 0.55 \left(\frac{IA_t \rho}{\beta} \right)^{0.2} \quad \text{Ec. IV-3}$$

De este modo, para estimar la profundidad de investigación es necesario conocer tres parámetros:

1. La intensidad de corriente inyectada en la bobina (I).
2. El área total de la bobina (A_t).
3. La resistividad promedio del sondeo (ρ).
4. El nivel del ruido en la zona (β).

De este modo, es obvio que la profundidad de investigación no depende únicamente de la configuración de la bobina, sino que también está influenciada por las condiciones geológicas de la zona (conductividad o resistividad promedio) así como parámetros ambientales (ruido).

Aunque existen muchos valores para el nivel del ruido, se considera un nivel de ruido máximo nominal de 5×10^{-10} V/m². Sin embargo, cada sondeo adquirido en la zona presenta su respectiva curva de ruido, por lo que se procederá a utilizar los datos de la zona tomando en cuenta, de igual forma, el ruido máximo que se puede presentar en los sondeos.

En la Tabla 13 muestra los resultados obtenidos para cada sondeo.

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Resultados y discusión del análisis de profundidad

Como se menciona en la sección 4.4, el análisis de profundidad nos permite determinar la profundidad máxima (aproximada) a la cual un sondeo electromagnético en el dominio del tiempo puede alcanzar. Se tomará en cuenta la resistividad promedio de cada sondeo, sin embargo, también se considerarán las características geológicas de la zona para obtener valores coherentes.

El sondeo TEM1 y TEM2 se encuentran ubicados en la parte sureste del polje, recordando que la litología del mismo presenta principalmente arenas y limos, por lo que en la zona dominan resistividades de 10 a 100 Ω -m en promedio. Para el caso del sondeo TEM1 la resistividad promedio indica una presencia más marcada de resistividades bajas, mientras que en el sondeo TEM2 las resistividades comienzan a aumentar debido a la presencia de la roca caliza.

Conforme los sondeos se acercan a la zona de la Formación El Abra (Ver Fig. I-2) las resistividades van en aumento, debido a que el área se encuentra dominada por la roca caliza, las resistividades no son iguales, pero sí son similares, ya que la unidad se encuentra con diferentes grados de carstificación, lo cual se relaciona directamente con las resistividades que se encuentran en la zona.

El nivel de ruido varía de sondeo a sondeo, la mayoría cae dentro del rango máximo mencionado en la sección 4.4, sin embargo, el sondeo TEM1 presenta valores un poco más elevados a lo normal, esto puede deberse a la presencia de arenas y limos sueltos en la zona.

Los resultados obtenidos mediante la fórmula de Spies (1989) descrita en la Ec. IV-3 se muestran en la Tabla 13.

Tabla 13. Resultados de profundidad máxima aproximada de los sondeos TEM.					
Sondeo	Resistividad promedio [Ohm-m]	Área de la bobina [m ²]	Intensidad [A]	Nivel de ruido promedio [V/m ²]	Profundidad máxima [m]
TEM1	18.32	22500	6.6	6.8x10 ⁻¹⁰	725.45
TEM2	87.46	22500	6.3	1.19x10 ⁻⁸	554.43
TEM3	124.47	22500	6.6	1.37x10 ⁻⁸	583.35
TEM4	102.52	22500	6.3	5.0x10 ⁻⁸	1079.04
TEM5	128.01	22500	6.9	3.90x10 ⁻⁸	1205.54
TEM6	106.42	22500	6.7	5.0x10 ⁻⁸	1100.59

5.2 Resultados y discusión de la X-Section

La sección final de los resultados geofísicos se puede observar en la Fig. V-1. La distancia máxima del perfil abarca aproximadamente 7.5 km de distancia, integrada por 6 sondeos tomados en la zona de estudio. El perfil tiene una orientación Noroeste-Suroeste, la profundidad máxima varía entre sondeos (Ver Sección 5.1), siendo la profundidad máxima de 1205 [m] dada por el sondeo TEM5.

Con un espesor aproximado de 200-250 [m] se encuentra en la parte central, y cubriendo la mayor extensión en la sección, un cuerpo de resistividades altas (U1), con valores de resistividad entre 500 hasta 3500 Ω -m, se puede observar que el espesor varía a lo largo de la sección NW a SO, teniendo un espesor menor cerca del sondeo TEM3 con un espesor aproximado de 120 [m].

En la parte superior de la Unidad resistiva 3, se encuentran dos unidades intermedias (U2 y U3) que abarcan resistividades desde 5 hasta 180 Ω -m. Se encuentra en la parte somera de la sección y ambas presentan un espesor similar, aunque variante.

La unidad U2 presenta un espesor aproximado de 110 [m] cerca del sondeo TEM1, adelgazando su espesor hacia el sondeo TEM2 y TEM3.

La unidad U3 presenta un espesor aproximado de 110 [m] cerca del sondeo TEM5, sin embargo, cerca del sondeo TEM4 y TEM6 los espesores decrecen hasta aproximadamente 50-60 [m]. La unidad U2 y U3 sobreyacen el cuerpo resistivo descrito en la U1.

El cuerpo resistivo marcado debajo del sondeo TEM1, en la esquina inferior izquierda, presenta resistividades bajas entre 2 y 8 Ω -m, se encuentra a una distancia aproximada de 200 [m] por

debajo de la unidad resistiva descrita como la U1. Esta unidad se descarta completamente de la interpretación debido a la limitación de la profundidad del sondeo.

Por debajo del cuerpo resistivo de la unidad U1 se identifican tres unidades conductivas denominadas U4-A, U4-B y U4-C.

En referencia a la unidad U4-B, esta se encuentra ubicada entre los sondeos TEM3 y TEM4, con resistividades aproximadas entre 2 y 10 Ω -m, a una distancia aproximada entre 110-130 [m] por debajo de la unidad resistiva descrita como la U1.

La U4-C, ubicada debajo del sondeo TEM6, de igual forma que las anteriores, posee resistividades bajas con valores entre 2 y 6 Ω -m, se encuentra por debajo del cuerpo resistivo U1 a una distancia aproximada de 100 [m], de espesor variable con un máximo de 150 [m].

Las profundidades calculadas para cada sondeo indican que es posible detectar los dos cuerpos conductivos descritos anteriormente.

La unidad que encierra los cuerpos conductivos es denominada U4-A, abarca desde el sondeo TEM1 hasta el sondeo TEM6, con resistividades intermedias de 16 a 64 Ω -m, con espesores variables debido a la presencia de los cuerpos conductivos que se encuentran dentro de dicha unidad.

La Tabla 14 muestra las unidades geoelectricas detectadas a partir de los sondeos TEM y los resultados obtenidos mediante la inversión, así como el espesor aproximado de cada una de ellas.

Tabla 14. Unidades geoelectrica y espesores inferidos de la sección.		
Unidad	Resistividad aproximada	Espesor Aproximado [m]
U1	500-4000	200-250
U2	5-80	100-200
U3	5-80	50-230
U4	A	2-10
	B	2-8
	C	2-8
		>500
		50-200
		<150

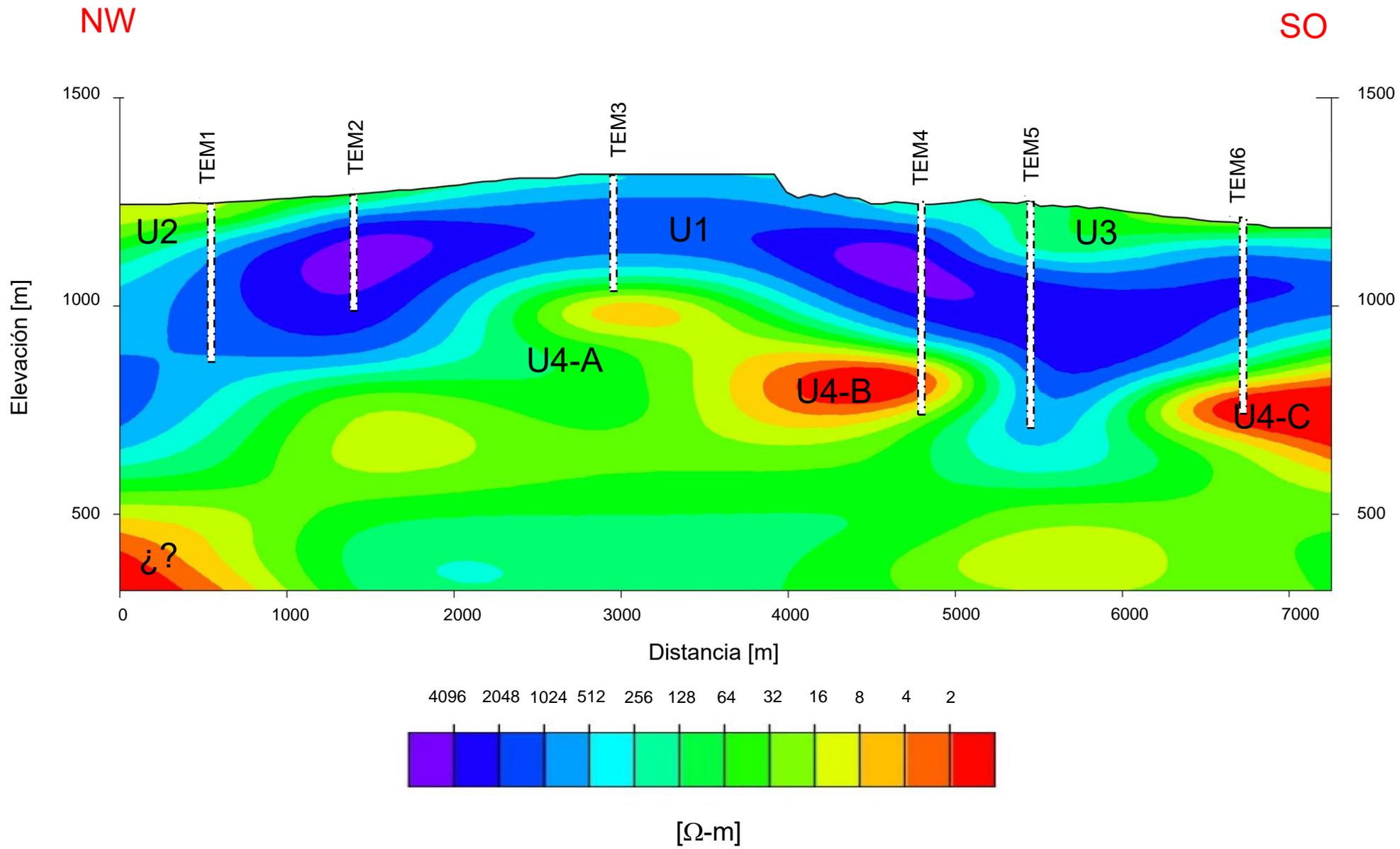


Figura V-1. Sección interpolada de unidades Geoeléctricas 2D de los sondeos Transitorios Electromagnéticos.

5.3 INTERPRETACIÓN DE DATOS TEM

Con base en las unidades geoelectricas deducidas a partir de la X-Section ubicada en la Fig. V-1 y a partir de la información geológica de la zona se logró correlacionar dichas unidades con materiales geológicos presentes en la zona.

Con la finalidad de describir a detalle la sección se describen las unidades en diferentes zonas para dar detalle de los posibles materiales geológicos a lo largo de las secciones.

La Fig. VI-1, indica las zonas que fueron correlacionadas con la litología de la zona y con previa información geológica del sitio, así como la profundidad máxima de cada sondeo. De igual forma, en la Tabla 15 se relacionan las figuras con su posible inferencia geológica. Es importante recalcar que las resistividades pueden variar de acuerdo a distintos factores geológicos como la porosidad, saturación, permeabilidad, etc.

Tabla 15. Zonas interpretadas a partir del sondeo TEM.				
Zona	Espesor del estrato [m]		Litología inferida	Resistividad promedio [Ω -m]
1	1-A	~200-25	Unidad con resistividades bajas asociadas a la litología de la Formación Cárdenas y/o relleno sedimentario.	32-256
	1-B	~100-200	Unidad con altas resistividades relacionadas a la Formación El Abra, la cual consiste en unidades de calizas con alto grado de carstificación y plegamientos.	512-4096
2	2-A	~250	Unidad relacionada a la Formación el Abra.	512-4096
	2-B	~950	Unidad con resistividades bajas asociadas a la Formación Guaxcamá.	32-256
3	3-A	~140	Unidad con resistividades bajas asociadas a la Formación Cárdenas y/o relleno sedimentario.	32-256
	3-B	~340	Unidad correspondiente a la Formación El Abra.	512-4096
	3-C	~750	Unidad con resistividades bajas-intermedias relacionadas a la Formación Guaxcamá.	64-512
4	4-A	~100	Unidad con resistividades bajas asociadas a la litología de la Formación Cárdenas y/o relleno sedimentario.	32-256
	4-B	~300	Unidad correspondiente a la Formación El Abra.	512-4096
	4-C	~850	Unidad con resistividades bajas-intermedias relacionadas a la Formación Guaxcamá.	64-128

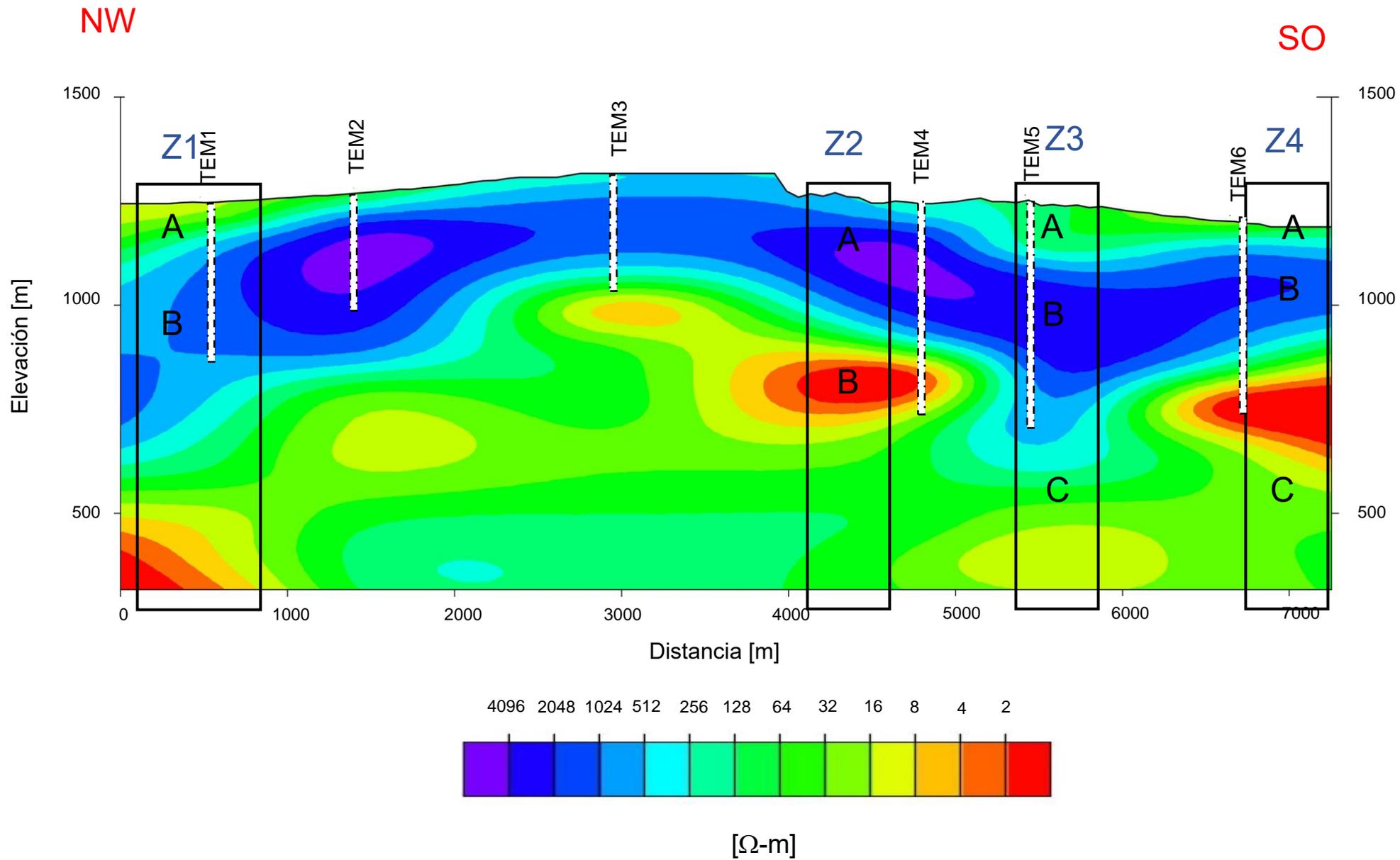


Figura V-2. Interpretación de zonas geológicas de acuerdo a las unidades geoelectricas.

Zona 1

El cuerpo mejor delimitado es la U1, descrita como la Zona 1-B de la Figura V-2. Dicho cuerpo resistivo está altamente relacionado con las rocas calizas de la Formación El Abra, ya que existe evidencia en campo de la misma, y de acuerdo con las características geofísicas de las rocas (Ver Fig. III-2), la correlación física-geológica resulta evidente. Esta litología inferida corresponde a la U1 descrita en la Tabla 14, la Zona 1-B se encuentra interpretada en la Tabla 15.

De acuerdo con la columna geológica de la zona (Ver Fig. I-2), posterior a la Formación El Abra se depositó una unidad de rocas sedimentarias clásticas finas, en su mayoría lutita y arenisca calcárea, correspondiente a la Formación Cárdenas. La sección muestra una unidad de resistividades intermedias suprayaciendo la unidad resistiva, con espesor variante y degradándose hacia el sondeo TEM3. Para la Zona 1, descrita en la Figura V-2, las resistividades de la zona respaldan la litología inferida en la Zona 1-A, ya que los valores corresponden al rango descrito en la Fig. III-2 relacionada a la Unidad 2 descrita en la Tabla 14.

El mapa geológico-regional ubica, por debajo de la Formación El Abra a la Formación Guaxcamá, correspondiente a una zona de yeso, con áreas sumamente plegadas y bien estratificadas; la Zona 1-C delimitada como una zona de resistividades intermedias justifican dicha Formación.

Zona 2

Conforme los sondeos se acercan al SE, la litología de la Formación Cárdenas comienza a desaparecer, teniendo como unidad superior a la Formación El Abra, constituida de roca caliza con diferentes grados de carstificación. Dicha Formación se encuentra aflorando en el área y se encuentra descrita en la Tabla 15 como la Zona 2-A, dicha zona describe la U1, anteriormente descrita en la Tabla 14.

Por debajo de la Formación El Abra de la Zona 2-A, se encuentra inferida la Formación Guaxcamá delimitada con la Zona 2-B, con resistividades intermedias justificando la zona de yeso de la misma descrita como la U4 y 4B en la Fig. V-1.

Dada la información de la estratigrafía del área de estudio, la Formación Guaxcamá se encuentra definida por una zona de yesos altamente fracturada y plegada lo cual permite la infiltración y disolución de las sales, disolviendo el yeso y alterando los valores de resistividad debido a la saturación de la zona.

Zona 3 y Zona 4

Tanto la Zona 3 y la Zona 4 muestran mucha similitud en referencia a su litología y propiedades geofísicas.

La unidad intermedia que suprayace el cuerpo resistivo delimitado en la Zona 3-B y 4-B, corresponde, nuevamente, a la Formación Cárdenas, que vuelve a aparecer con un espesor muy similar al de la Zona 1-A y con resistividades muy parecidas.

La Formación El Abra sigue continua hasta esta zona, tanto en espesor como en resistividad y se describe como la Zona 3-B y 4-B de la Tabla 15.

Nuevamente, en la parte inferior a la Formación el Abra, las resistividades bajas-intermedias corresponderían a la litología de la Formación Guaxcamá, justificando la Zona 3-C y 4-C en la sección.

5.4 Interpretación estratigráfica de la sección geoelectrica

A partir de la información inferida en la sección anterior se realizaron dos modelos estratigráficos de la zona, observados en la Fig. VI-1.

Ambos modelos reflejan la existencia de una cabalgadura, producida por el movimiento relativo de la roca caliza que conforma la Formación El Abra; de igual modo, la presencia del relleno sedimentario en ambos modelos es un punto destacable y notorio, ya que en campo este relleno es evidente en la parte NW de la sección.

Modelo A)

Los primeros tres sondeos, los cuales se encuentran dentro del polje, reflejan resistividades intermedias en la parte somera de la sección, estas resistividades se encuentran relacionadas, entonces, al relleno sedimentario del mismo.

El relleno sedimentario corresponde a edades recientes, y es producto de la erosión de las unidades que rodean al polje, está compuesto principalmente de arenas y gravas. Este relleno comprende aproximadamente los primeros 100 [m] de espesor en los primeros sondeos.

Debido a que la zona del polje presenta inundaciones durante épocas de lluvia, es de esperarse que debajo de este relleno se encuentre un material impermeable, por lo que se infiere que debajo del relleno sedimentario se encuentre, en pequeña porción, parte de la Formación Cárdenas; la F. Cárdenas posee resistividades intermedias y está comprendido principalmente por lutitas y areniscas.

Otra justificación de la Formación Cárdenas en la porción NW de la sección es que dentro del polje Joya de Luna se encuentra un acuífero colgado; por lo que la presencia de un material impermeable debajo del relleno sedimentario es coherente.

La Formación Cárdenas aparece en ambos extremos de la sección, teniendo una pequeña ausencia entre los sondeos TEM3 y TEM4; en dicha porción aflora la Formación El Abra.

Debajo de la Formación Cárdenas se encuentra delimitada la Formación El Abra, con resistividades altas relacionadas a calizas de la zona; se puede observar un espesor constante de aproximadamente 500 [m] a lo largo de toda la sección; sin embargo, a partir del sondeo TEM3 la Formación El Abra comienza a cabalgar hacia el SE, sobre la Formación Cárdenas, formando de esta manera una cabalgadura con una falla inversa identificada en el modelo estratigráfico.

Por debajo de la Formación El Abra, se encuentran resistividades intermedias, indicando la existencia en la sección de la Formación Guaxcamá; esta zona se encuentra constituida por yesos y anhidritas, su espesor varía a lo largo de la sección.

Modelo B)

Con respecto al modelo B); este se encuentra descrito de la misma manera que el modelo A) para los primeros 1000 [m].

Existe evidencia geológica que indica que la Formación El Abra puede llegar a medir hasta 2000 [m] de espesor en diversas áreas (Carrillo-Bravo, 1971) y debido a esto es posible que la Formación El abra se encuentre con un espesor mayor, pero con diferencias en el contenido de agua.

Para la Formación El Abra 1, esta indicaría una zona de calizas con circulación de aguas bicarbonatadas; por lo que las resistividades altas en la zona se justifican.

Para la Formación El Abra 2, recordando que está se encuentra próxima a la Formación Guaxcamá y debido al fracturamiento de la roca caliza, dicha formación se encuentra saturada de aguas sulfatadas producto del yeso y la anhidrita de la Formación Guaxcamá; por lo que la respuesta geofísica sería diferente a la de la Formación El Abra 1 debido al tipo de agua la cual produce una reducción en la resistividad de la roca.

Por debajo de la Formación El Abra, aproximadamente a 1000 [m] de la sección, se encuentra la Formación Guaxcamá.

A partir del análisis de profundidad, se determina que la Formación Guaxcamá también puede estar presente en la zona del Modelo B).

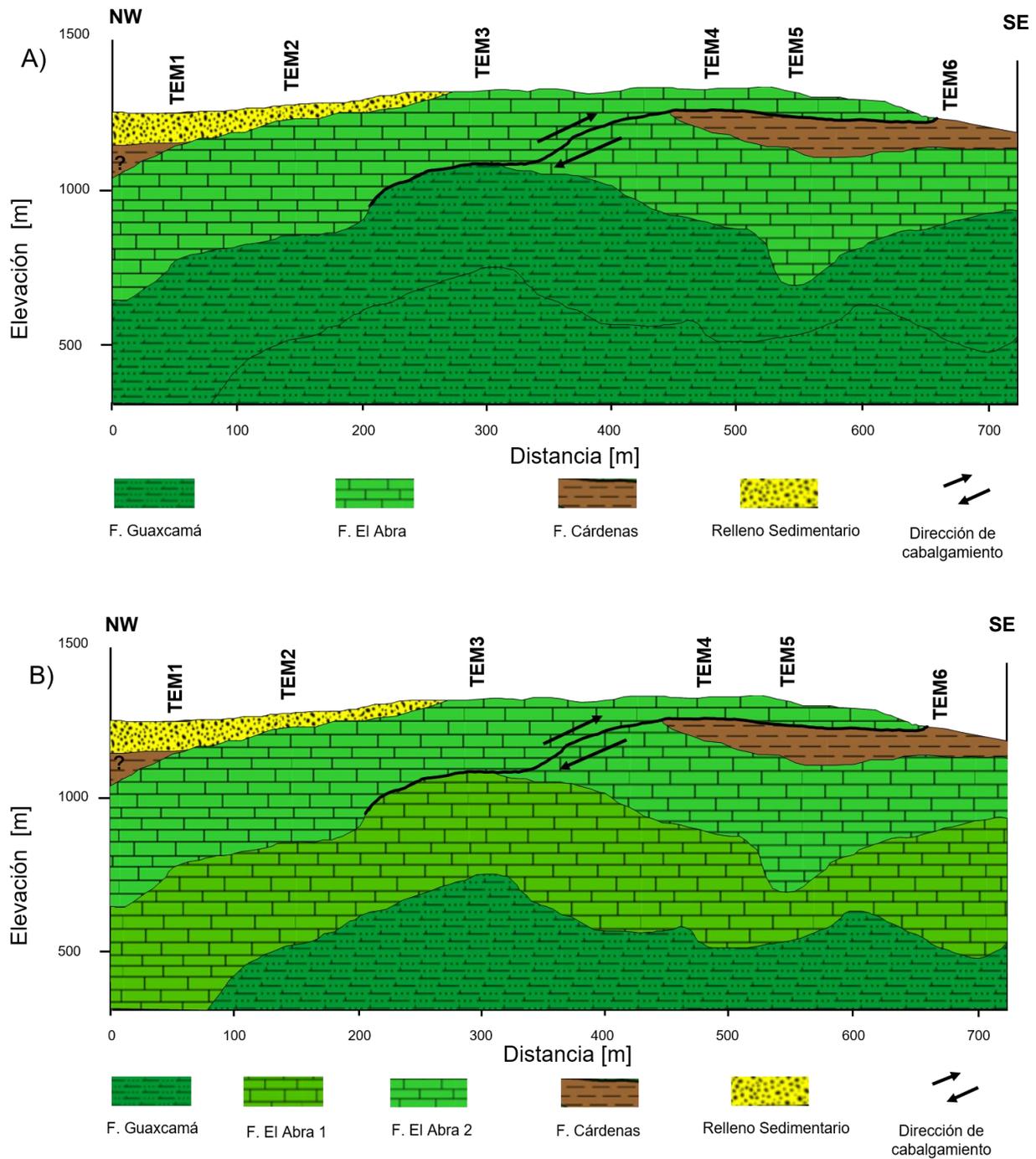


Figura VI-1. Modelo estratigráfico de Joya de Luna.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir del presente estudio fue posible determinar las características geológicas, hidrológicas y estructurales de la zona de estudio.

En referencia al análisis geomorfológico, este permitió inferir las propiedades hidrogeológicas para establecer propiedades de la cuenca de la zona a partir de índices morfométricos y el estudio de las redes de drenaje de la misma. Dichos parámetros indicaron que todas las cuencas que se encuentran en Joya de Luna presentan morfologías susceptibles a inundaciones o crecidas; además, se sugiere que la capacidad de respuesta a precipitaciones extremas está altamente influenciada por las características del suelo.

El modelo estratigráfico, tanto el A como el B, bosquejan la presencia de un relleno sedimentario en la parte NW del Polje Joya de Luna, por debajo de esta se encuentra una formación impermeable denominada Formación Cárdenas; debido a esta configuración el análisis geomorfológico se justifica y se determina que en la zona sí existe una fuerte influencia del material sedimentario que rellena el polje en relación a las inundaciones que este presenta frecuentemente.

El modelo geofísico permitió correlacionar diferentes unidades geológicas presentes en la zona con la intención de elaborar un modelo estratigráfico que permitiera explicar las características a profundidad de las estructuras que interfieren en la dinámica de la zona.

Los altos niveles de resistividad quedan relacionados con la Formación El Abra; las resistividades intermedias se encuentran relacionadas principalmente a la Formación Guaxcamá; mientras que las resistividades bajas se encuentran relacionadas a la Formación Cárdenas.

A pesar de que los modelos propuestos presentan diferencias en relación a la Formación El Abra y la Formación Guaxcamá, se concluye que ambos modelos reflejan la estructura que interfiere directamente en la zona: la cabalgadura de la Formación El Abra sobre la Formación Cárdenas.

Finalmente, se proponen estudios más detallados de la zona con la intención de determinar la diferencia geofísica entre las Formaciones El Abra con aguas sulfatadas y la Formación Guaxcamá.

VII. ANEXOS

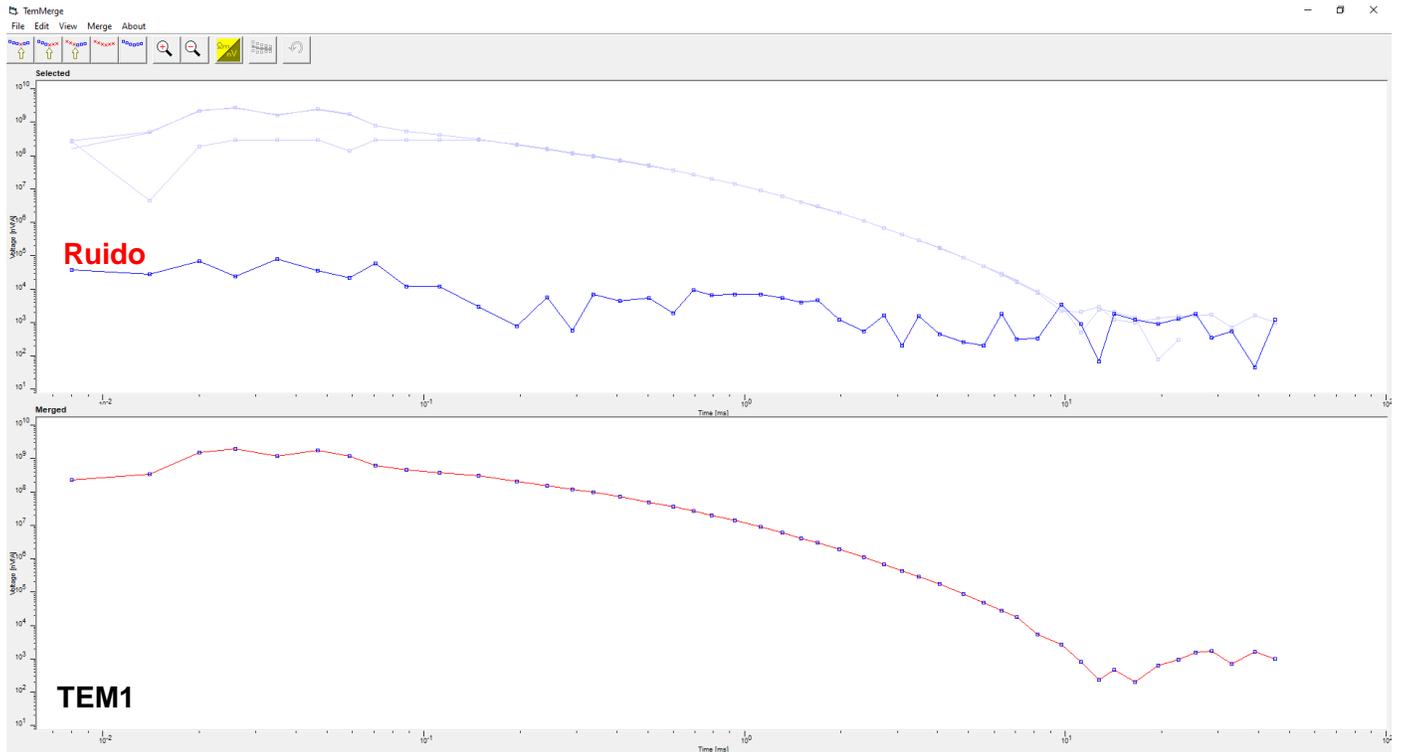


Figura A-1. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM1. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.

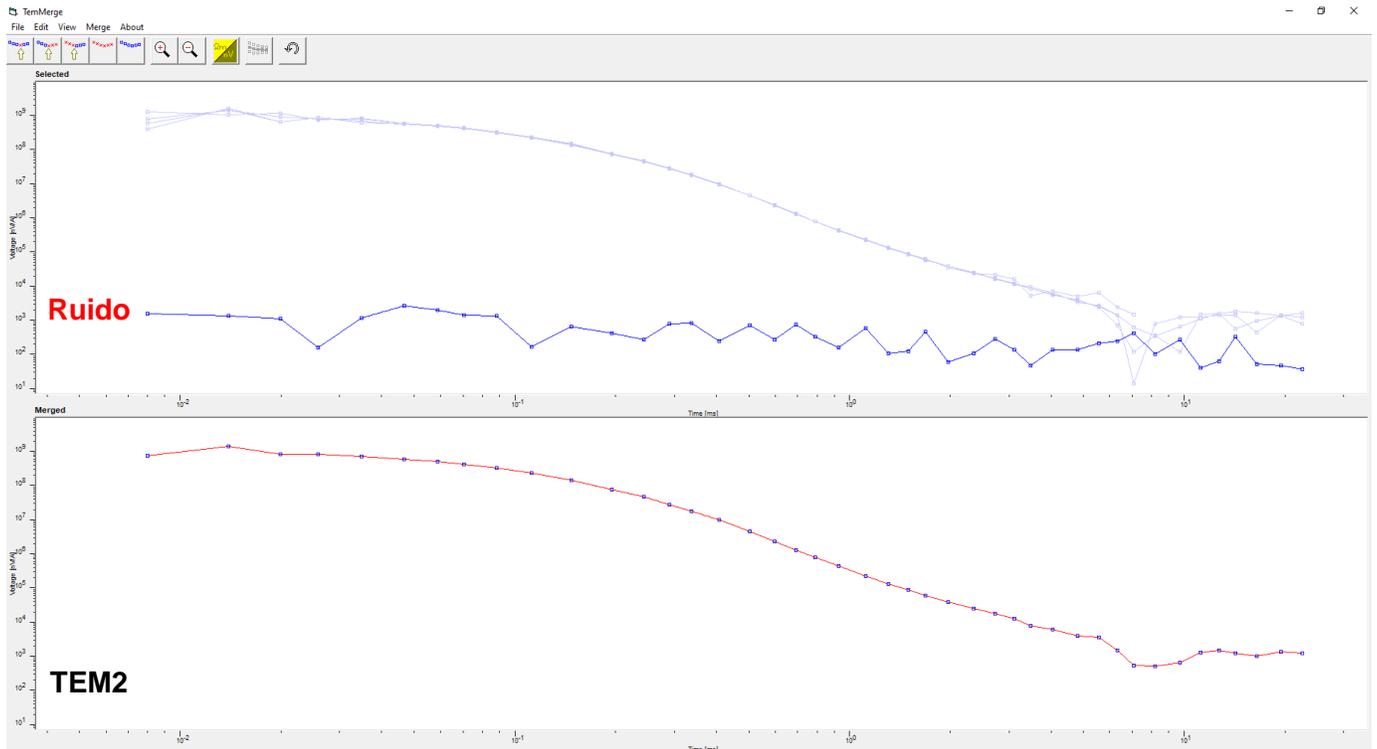


Figura A-2. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM2. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.

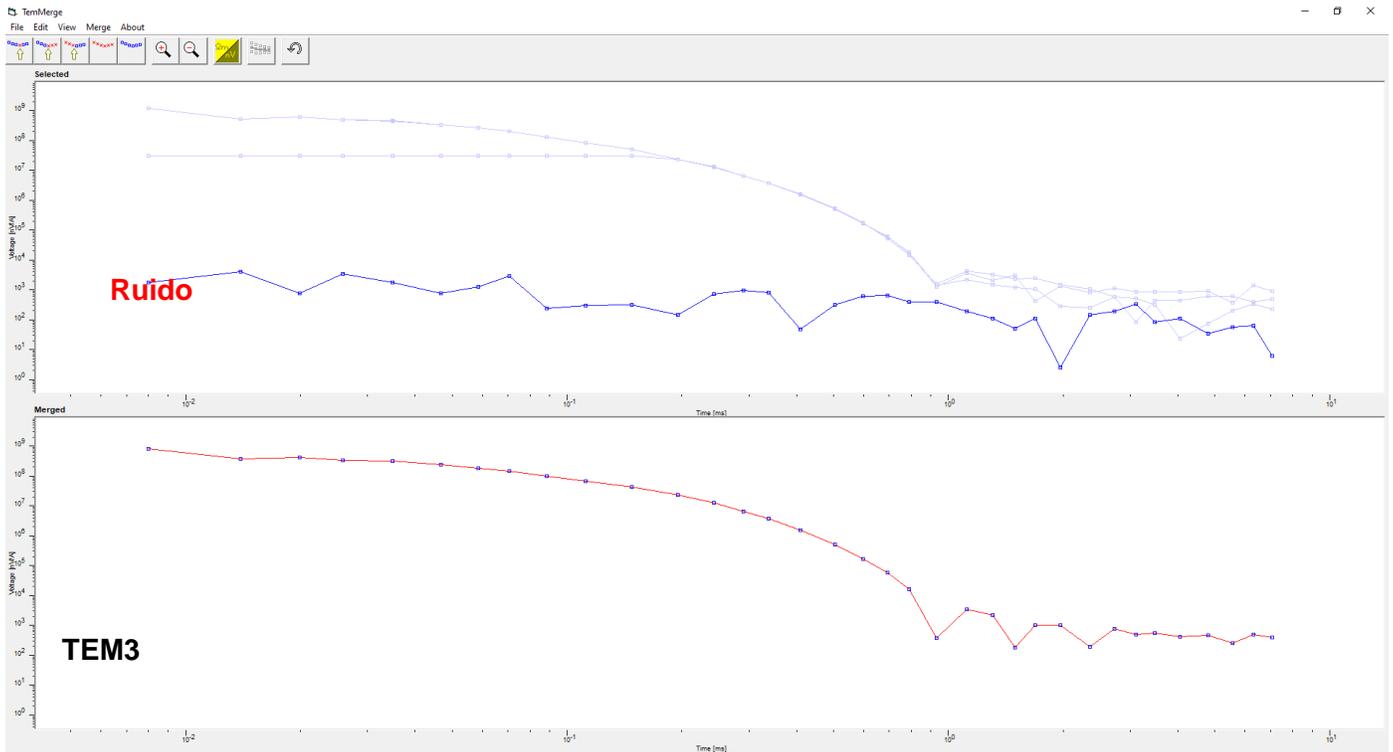


Figura A-3. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM3. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.

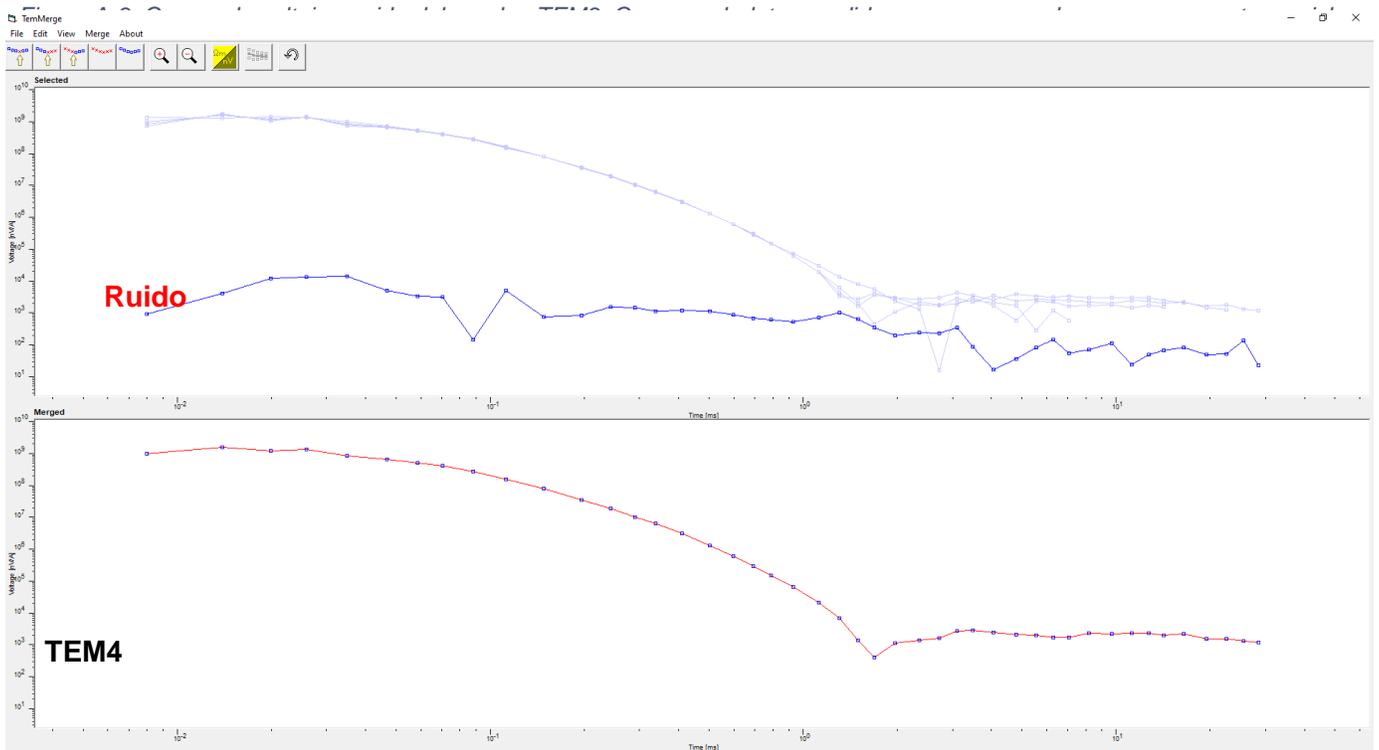


Figura A-4. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM4. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.

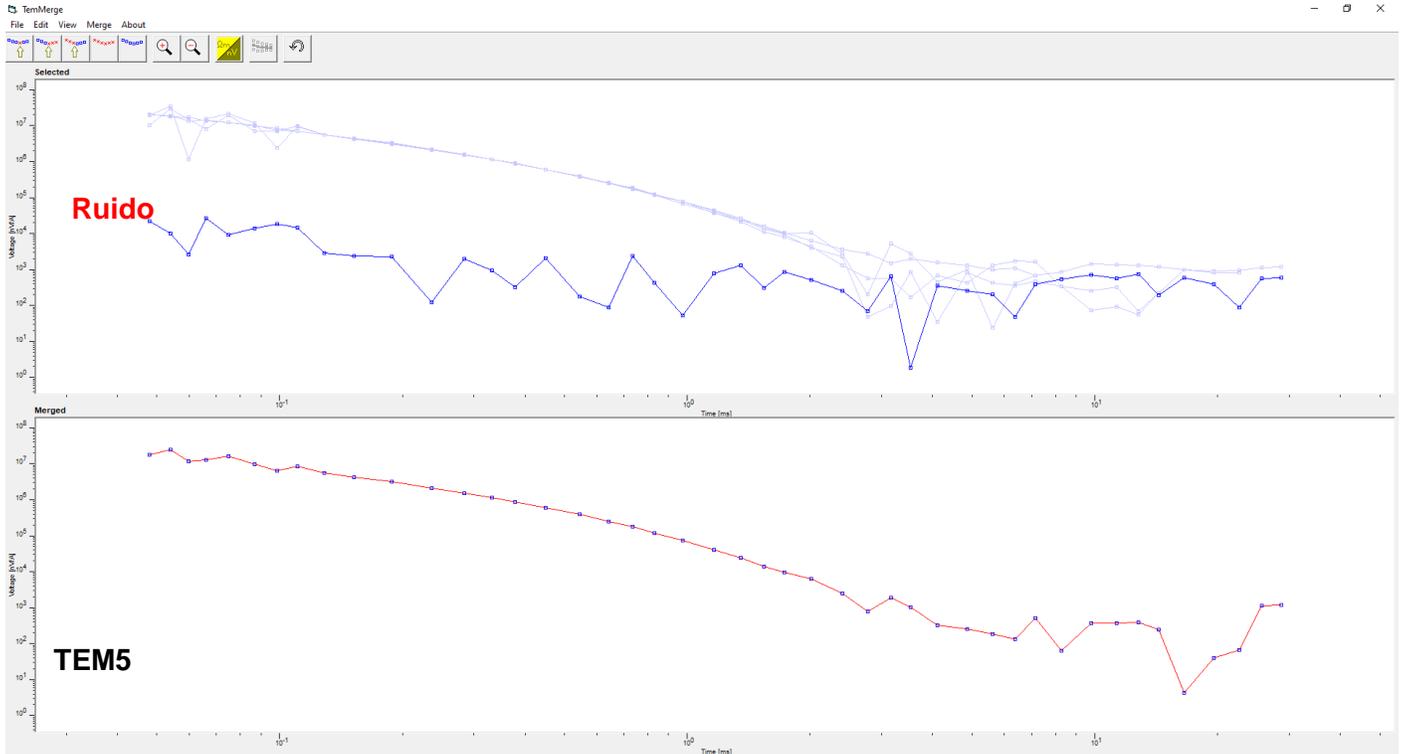


Figura A-5. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM5. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.

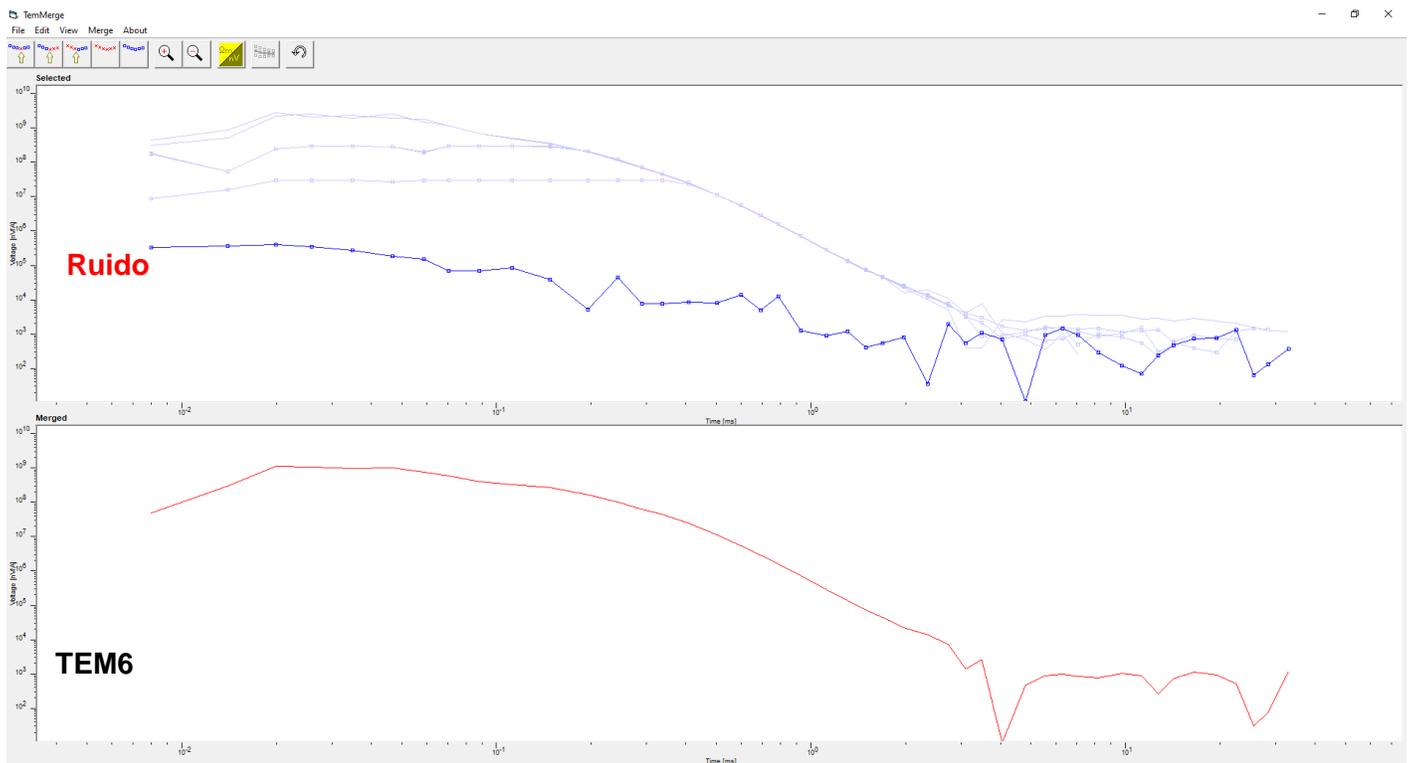
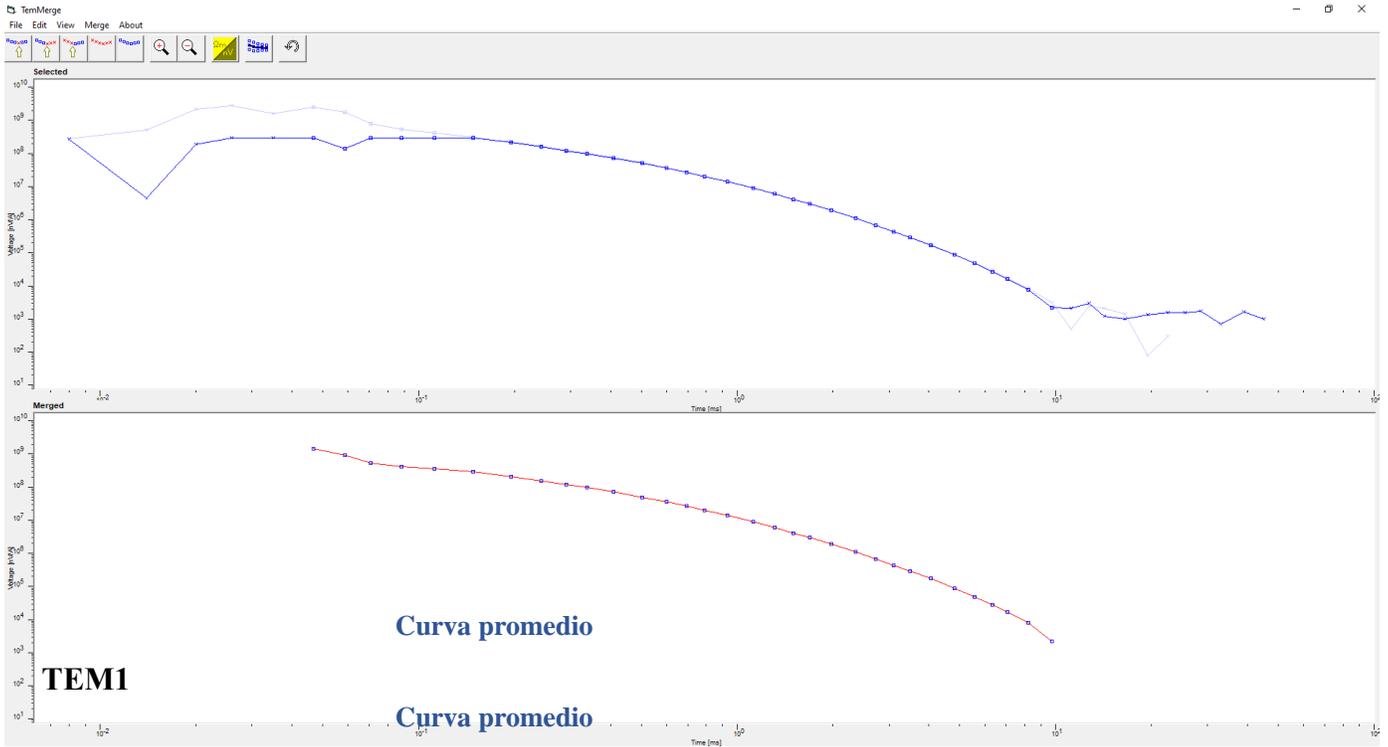
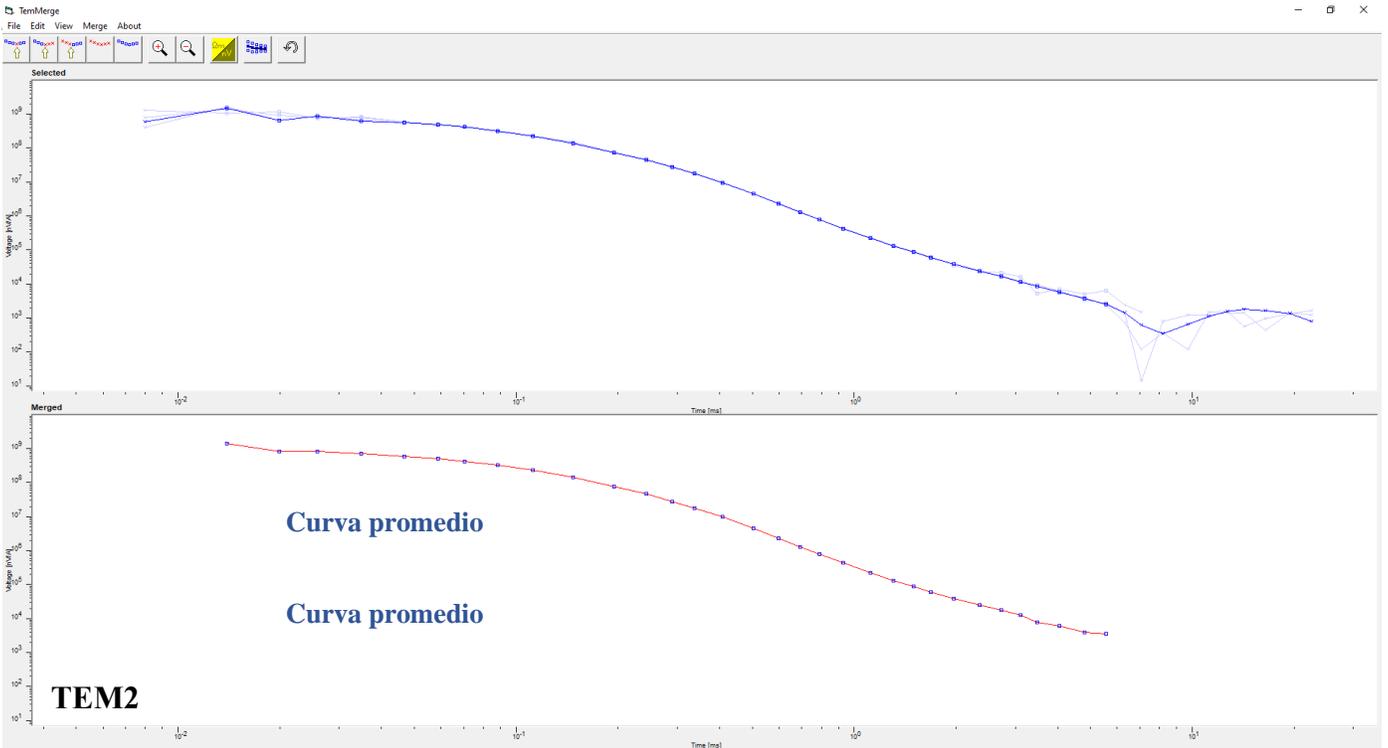


Figura A-6. Curvas de voltaje y ruido del sondeo TEM6. Curva azul: datos medidos en campo, cada curva representa un ciclo; curva roja: promedio de las curvas azules.



TEM1

Figura A-7. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM1. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.



TEM2

Figura A-8. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM2. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.

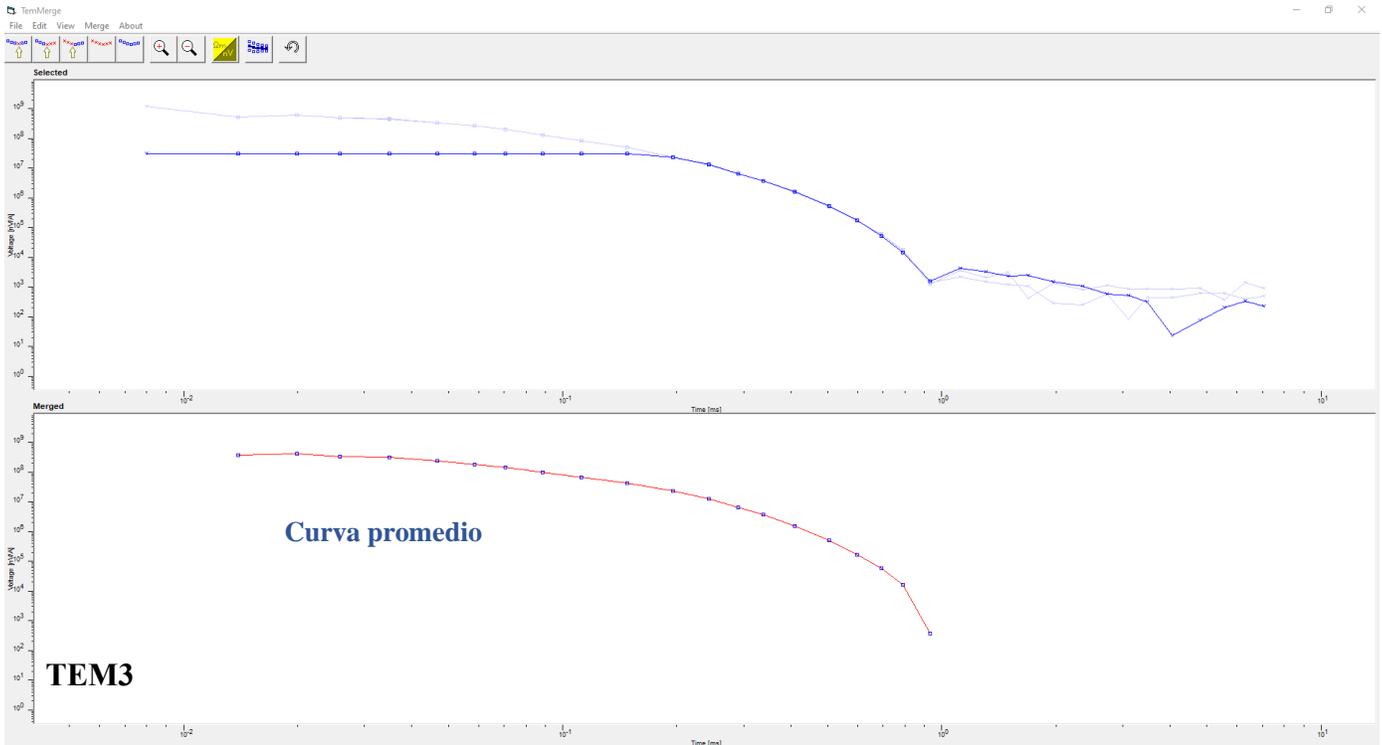
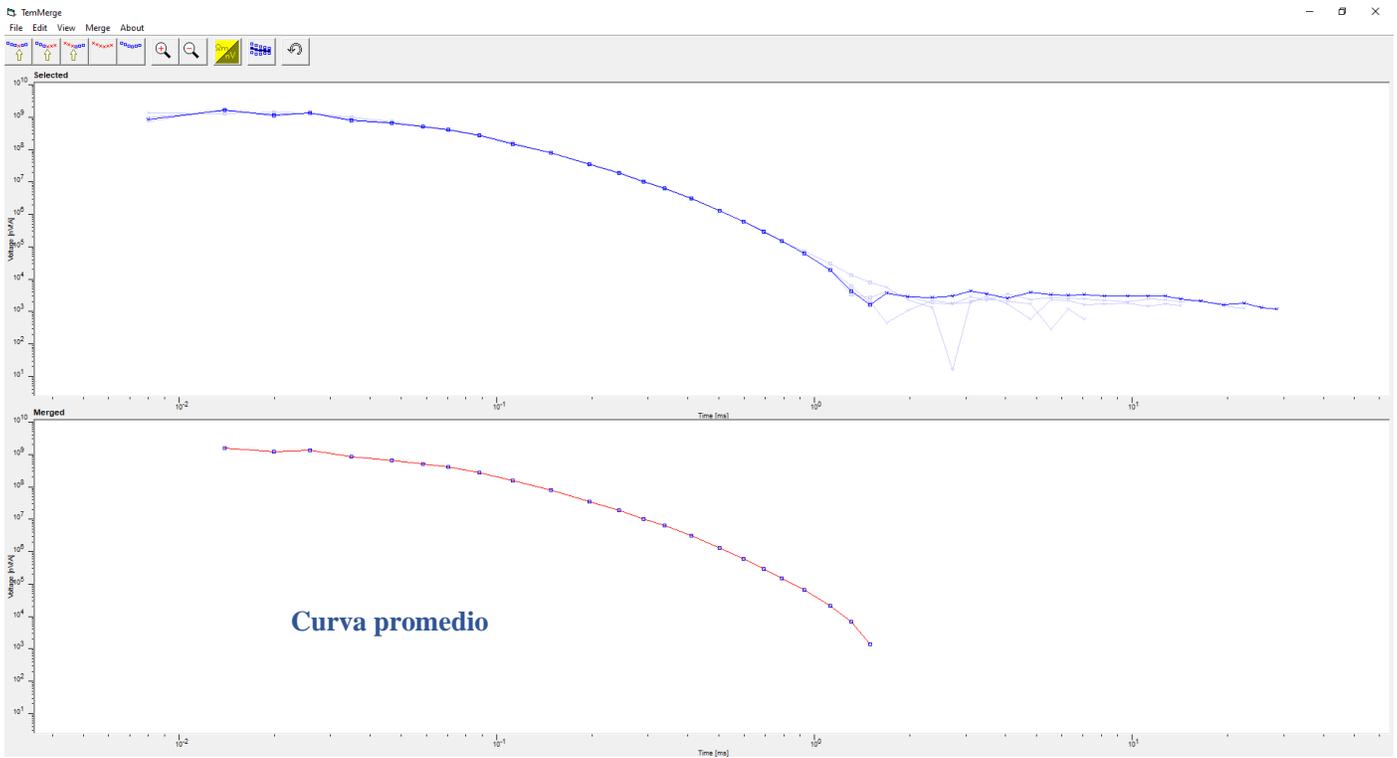


Figura A-9. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM3. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.



TEM4

Figura A-10. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM4. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.

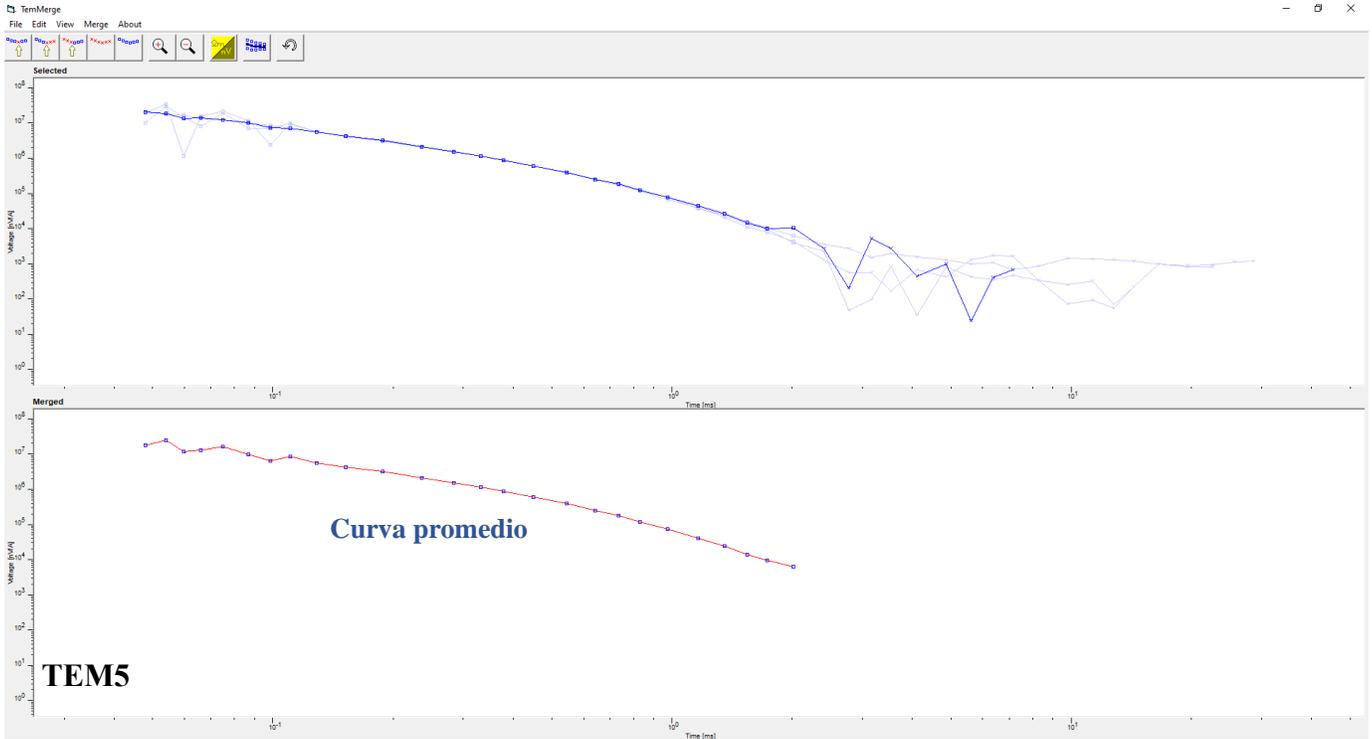


Figura A-11. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM5. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.

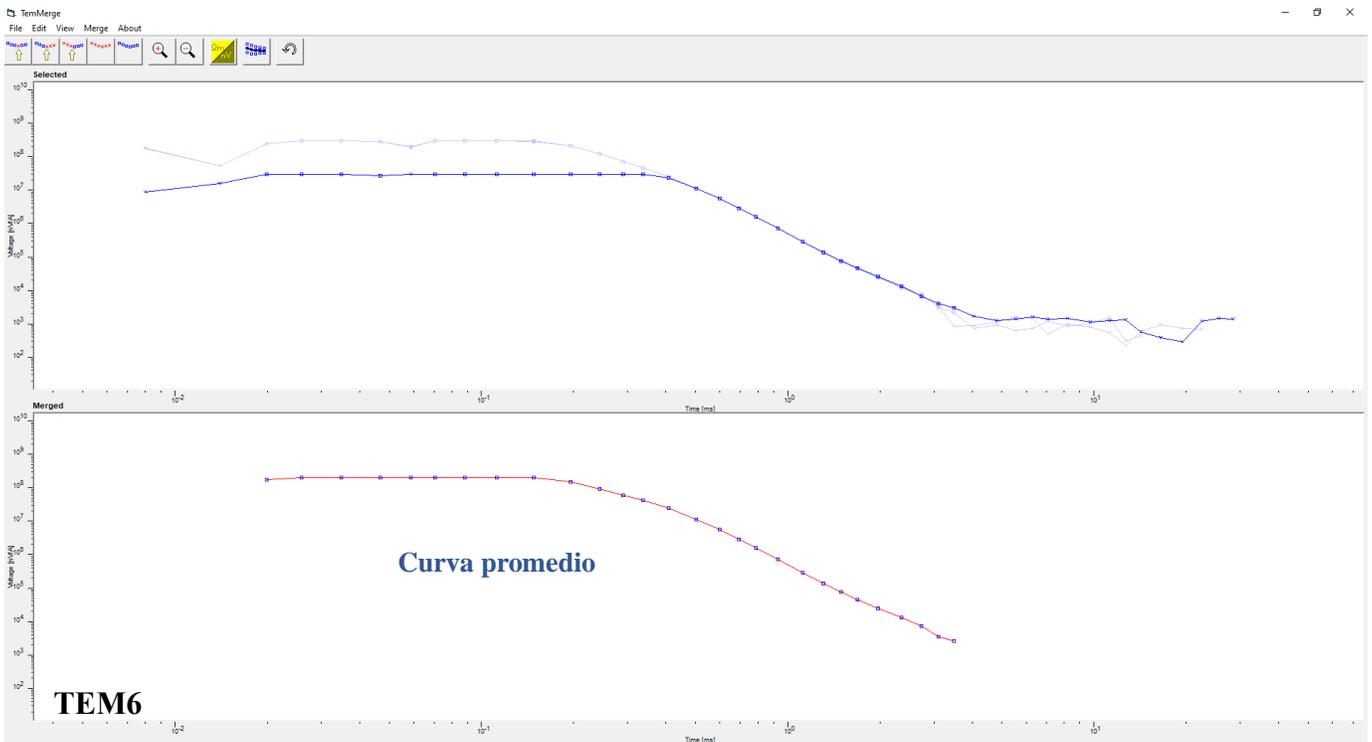


Figura A-12. Curvas de voltajes corregidas del sondeo TEM6. La curva roja indica el promedio de las curvas azules corregidas.

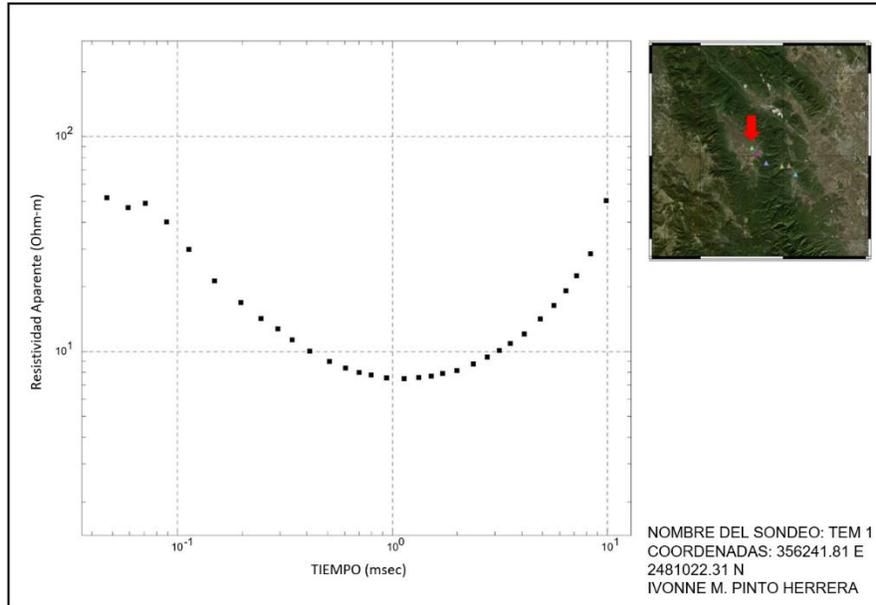


Figura A-13. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 1 sin correcciones.

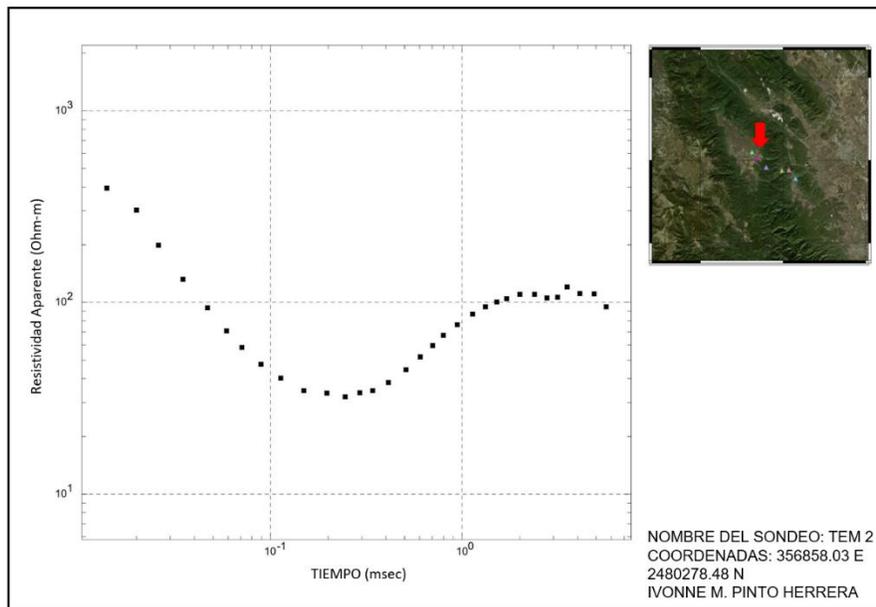


Figura A-14. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 2 sin correcciones.

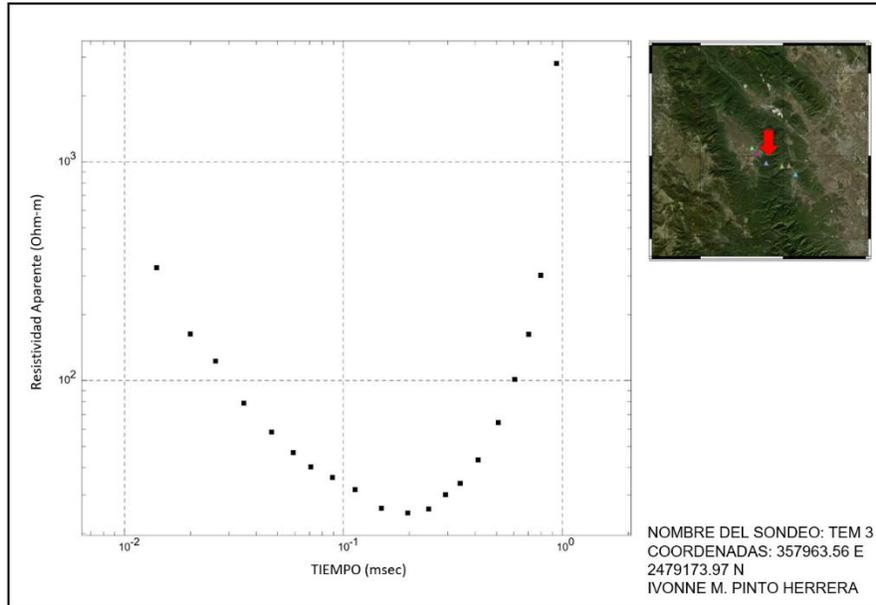


Figura A-15. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 3 sin correcciones.

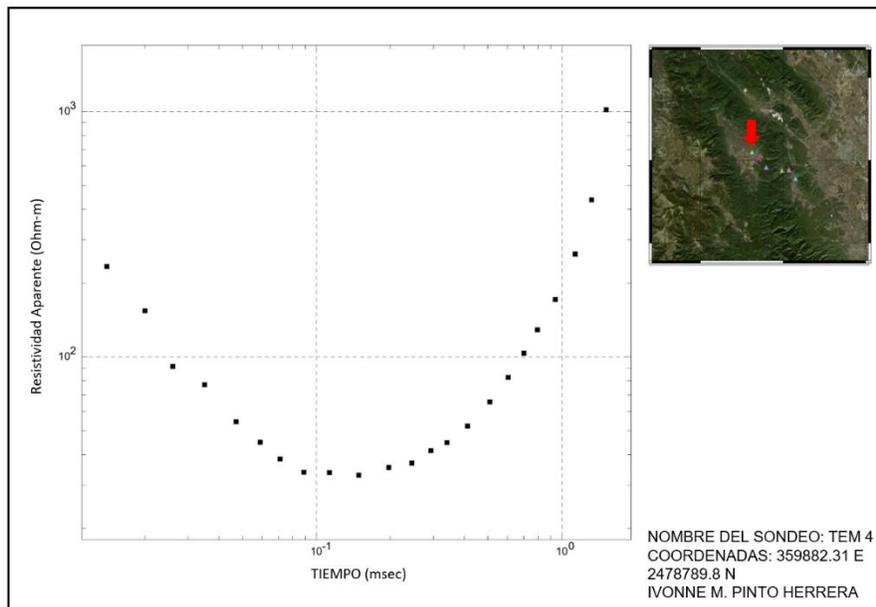


Figura A-16. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 4 sin correcciones.

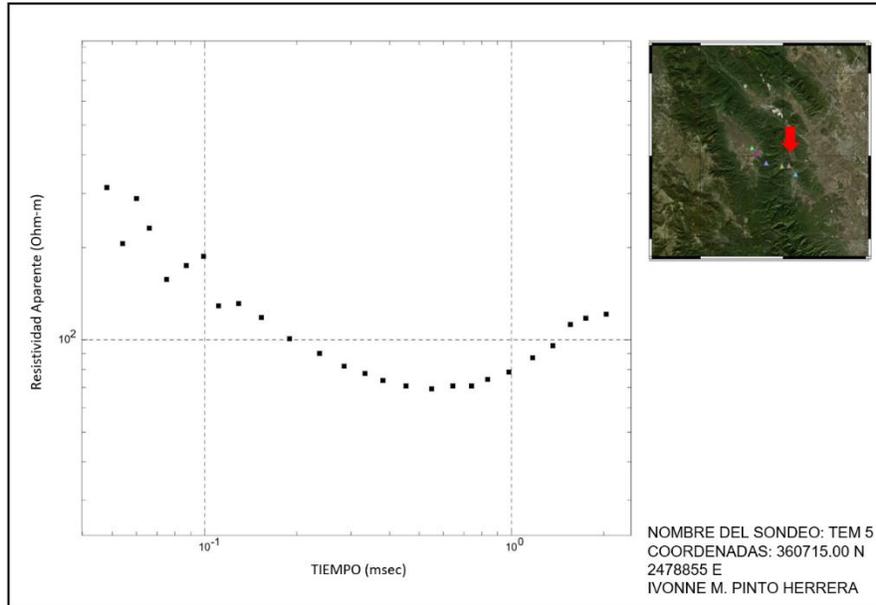


Figura A-17. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 5 sin correcciones.

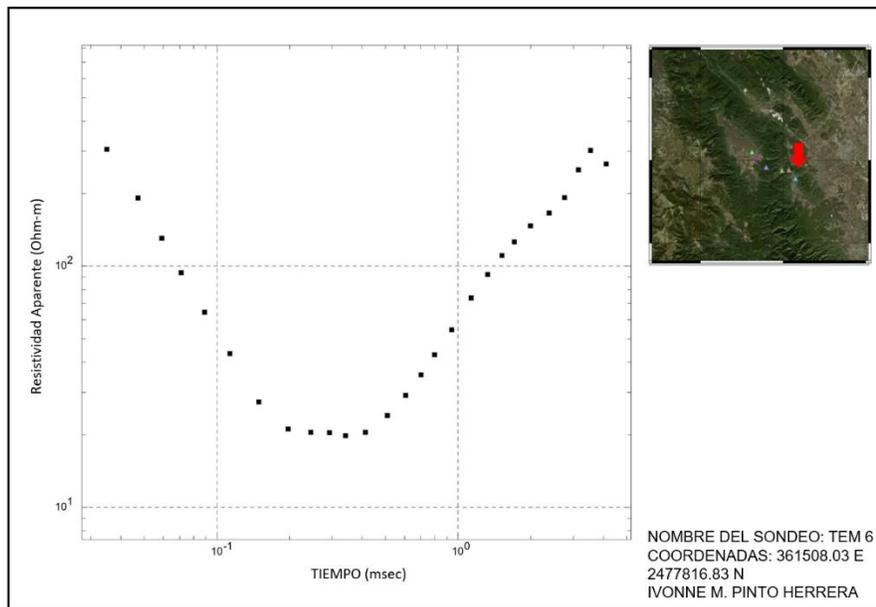


Figura A-18. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 6 sin correcciones.

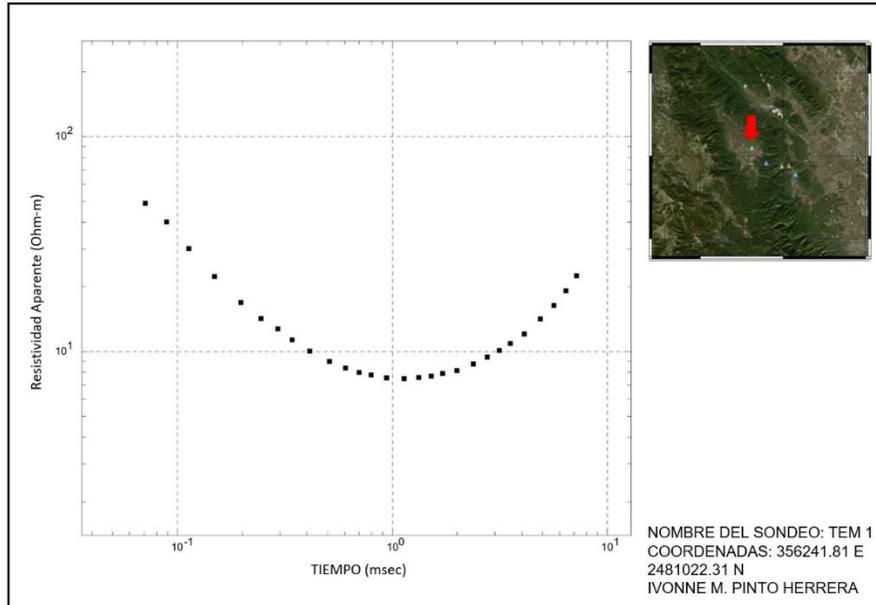


Figura A-19. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 1 con correcciones.

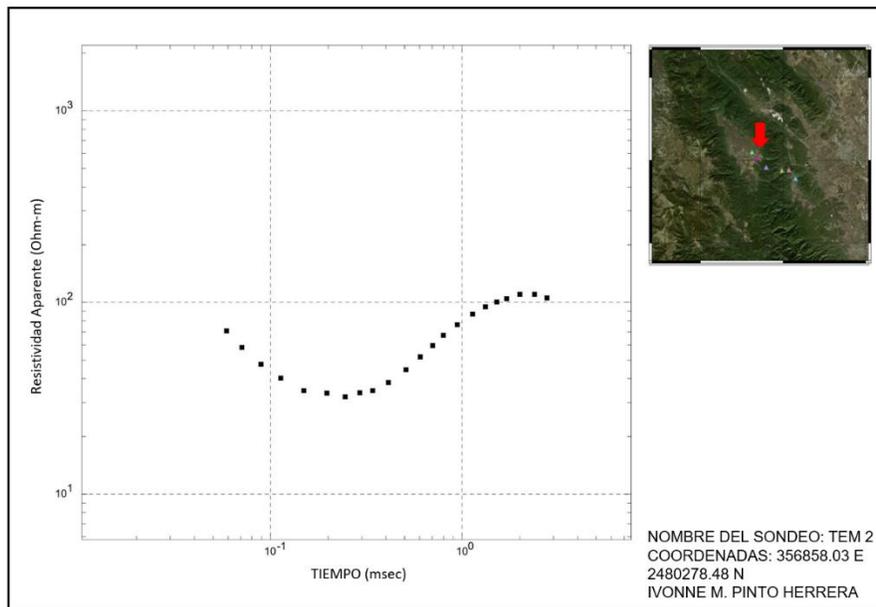


Figura A-20. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 2 con correcciones.

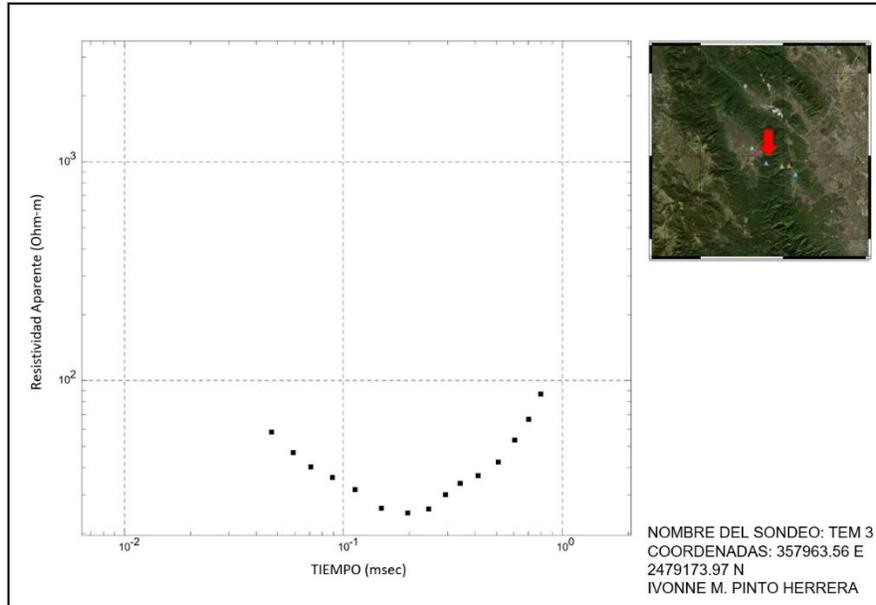


Figura A-21. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 3 con correcciones.

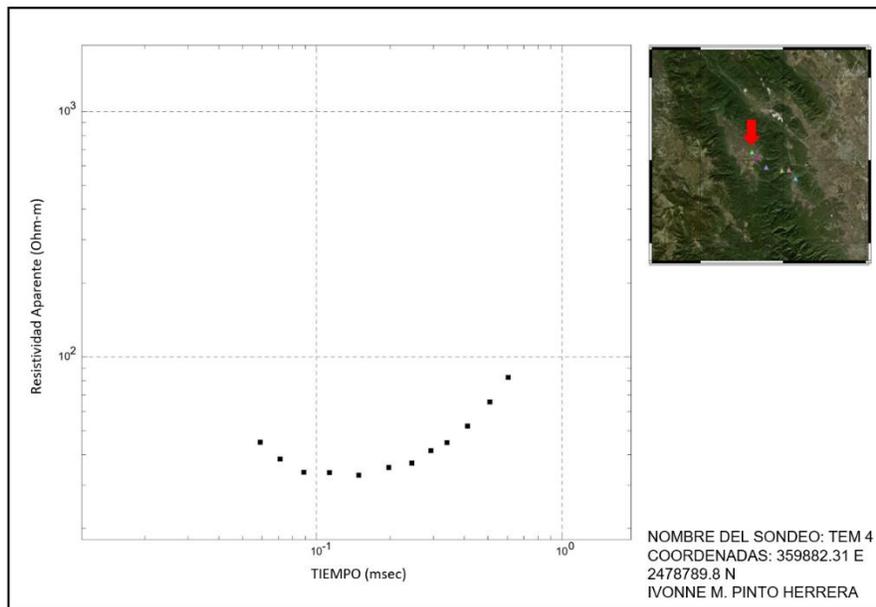


Figura A-22. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 4 con correcciones.

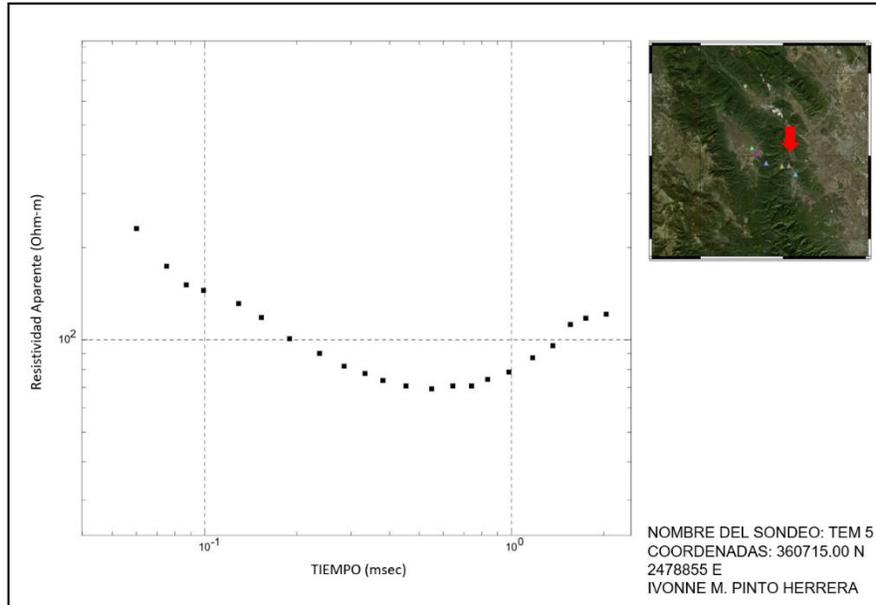


Figura A-23. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 5 con correcciones.

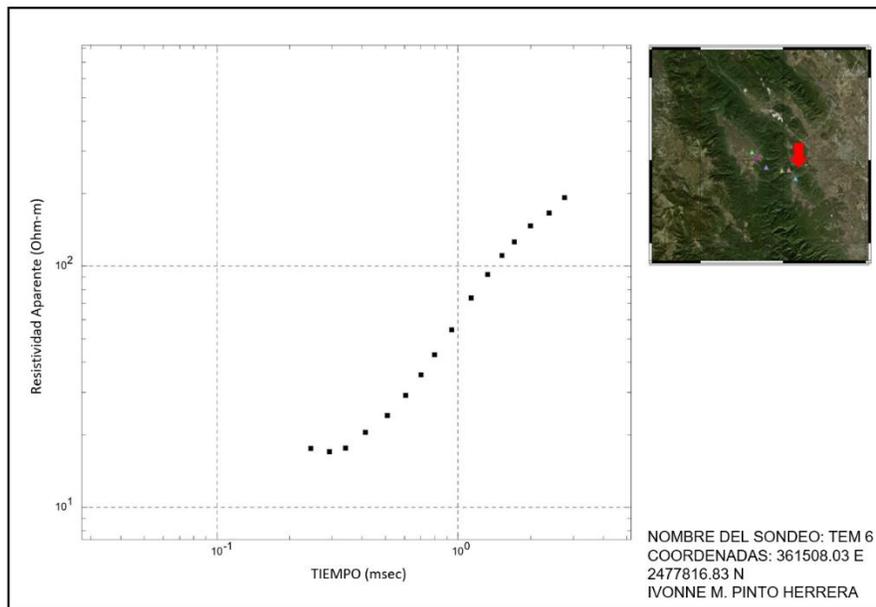


Figura A-24. Curva de resistividad aparente del sondeo TEM 6 con correcciones.

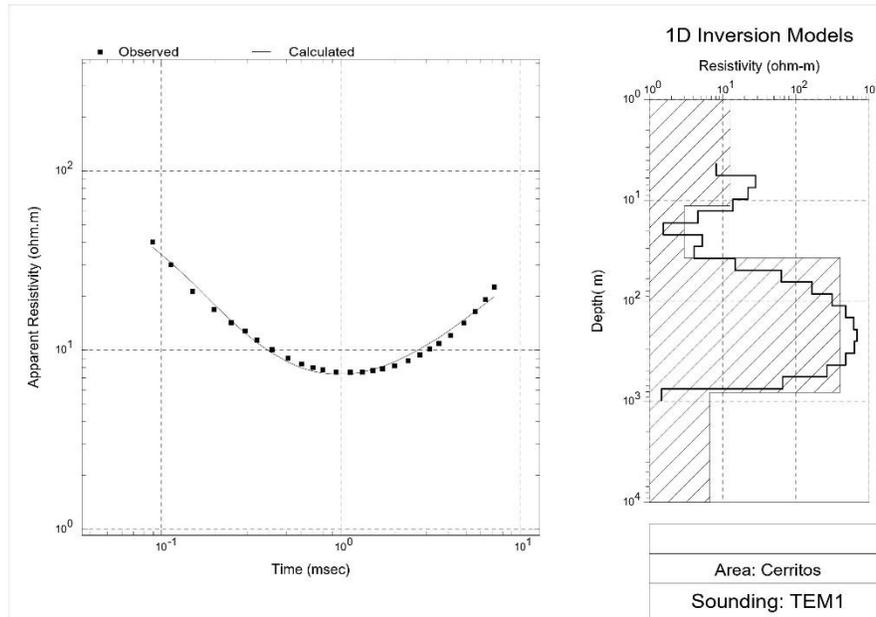


Figura A-25. Modelo de capas del sondeo TEM1.

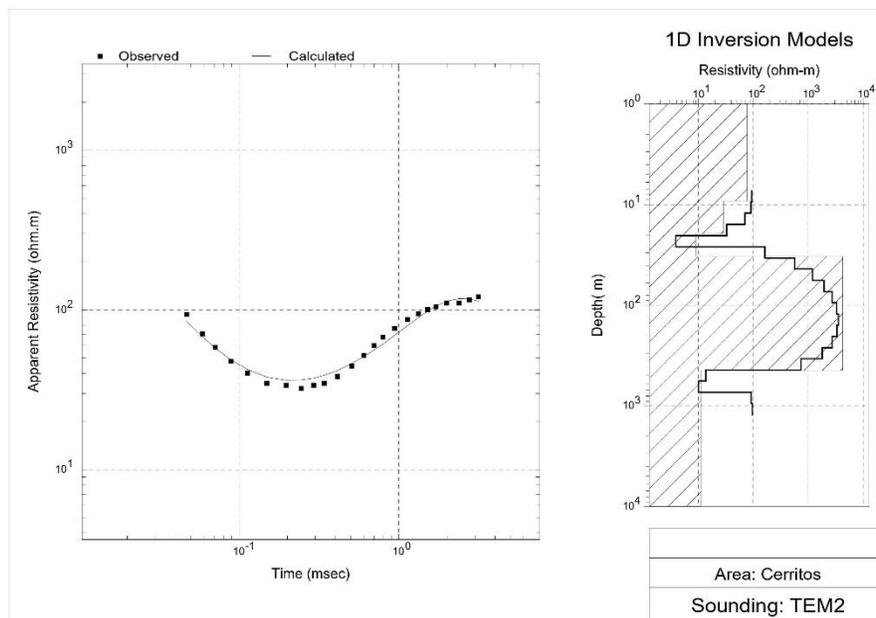


Figura A-26. Modelo de capas del sondeo TEM2.

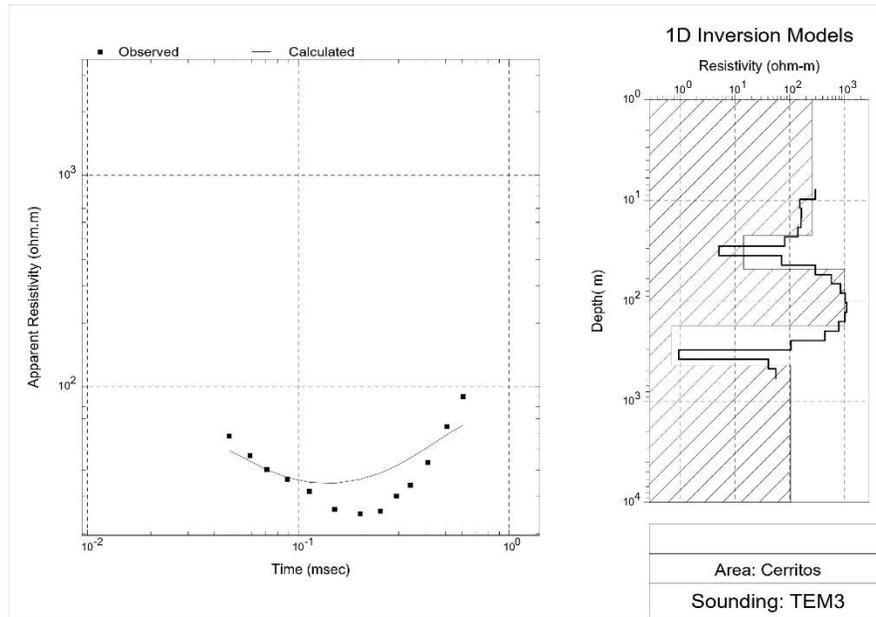


Figura A-27. Modelo de capas del sondeo TEM3.

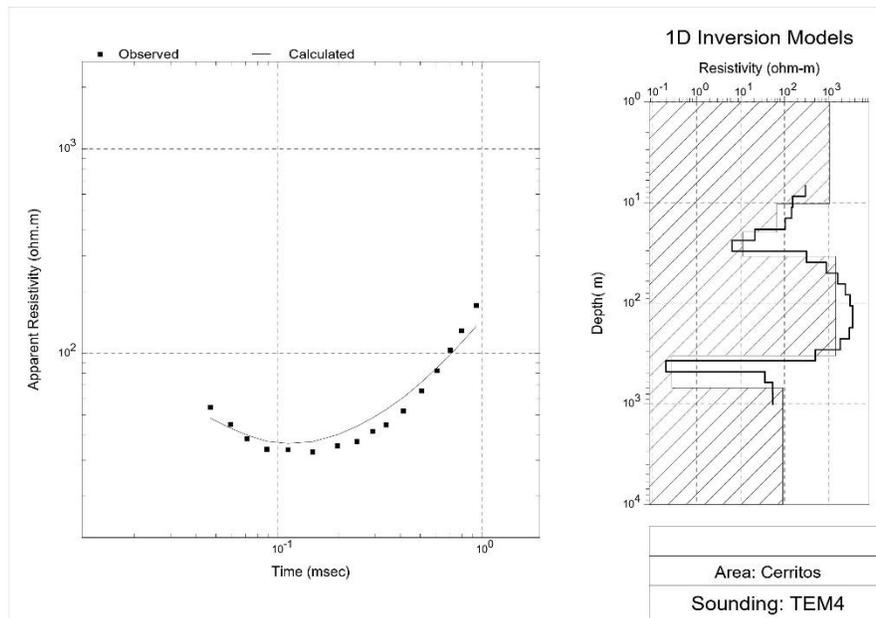


Figura A-28. Modelo de capas del sondeo TEM4.

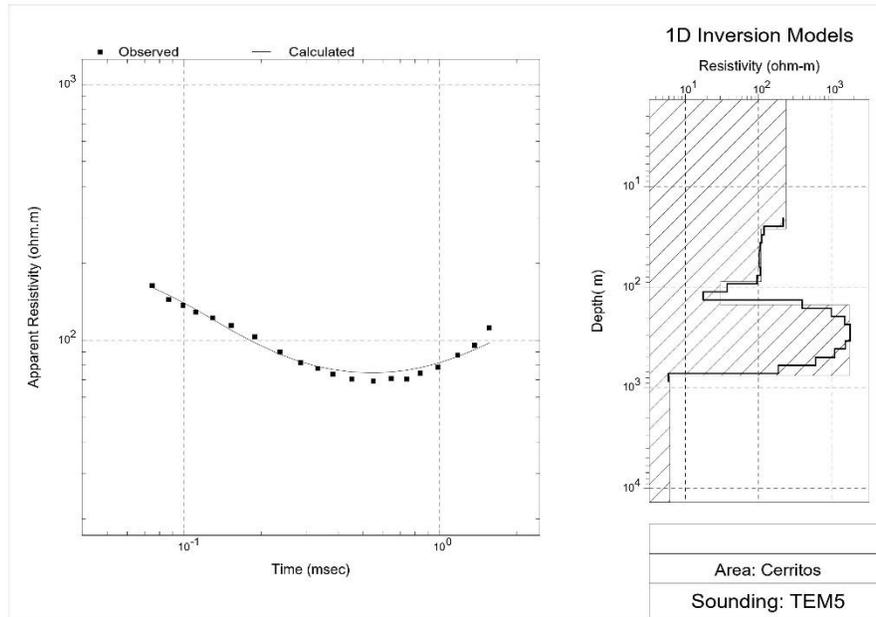


Figura A-29. Modelo de capas del sondeo TEM5.

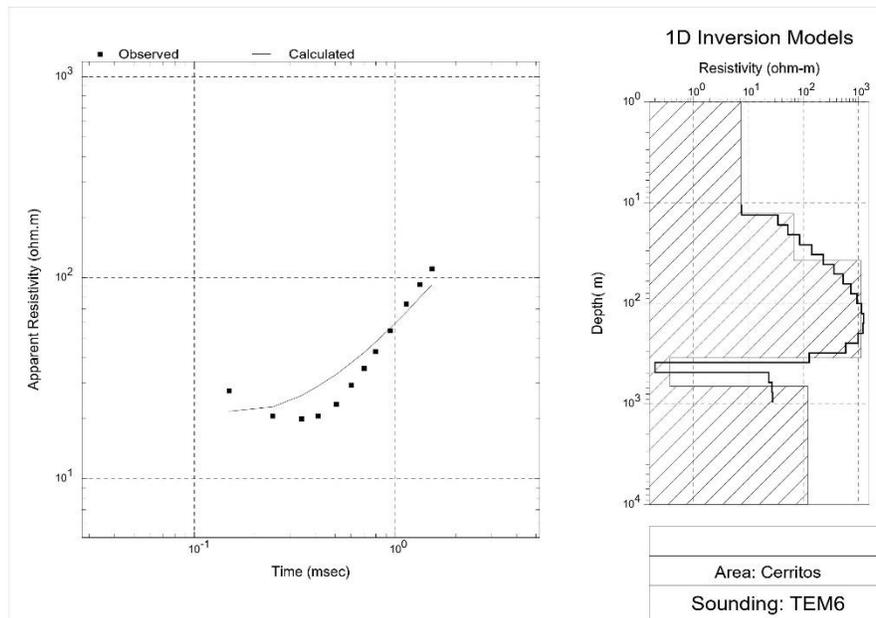


Figura A-30. Modelo de capas del sondeo TEM6.

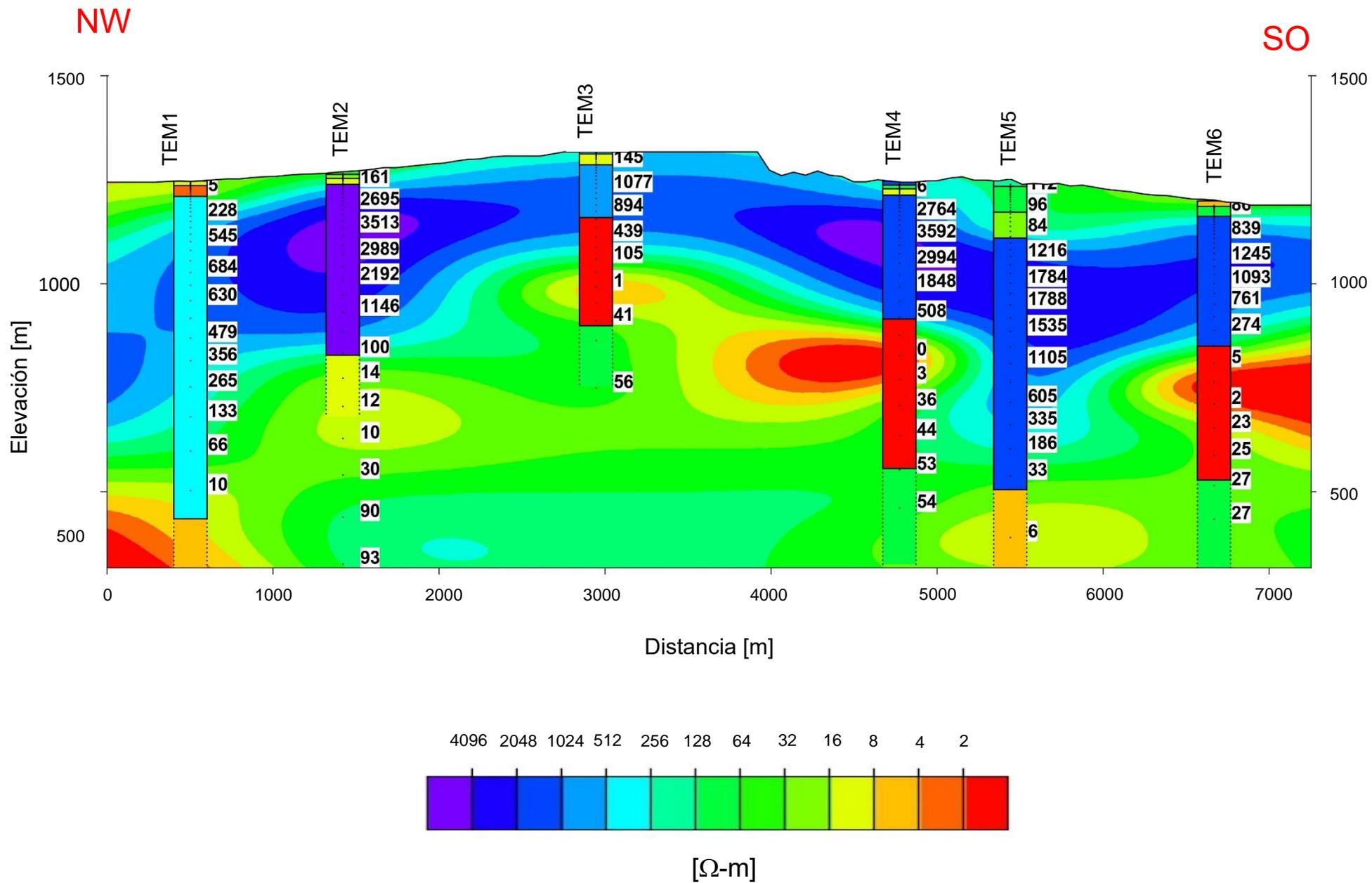


Figura A-31. Sección interpolada 2D de los sondeos interpolados con profundidad.

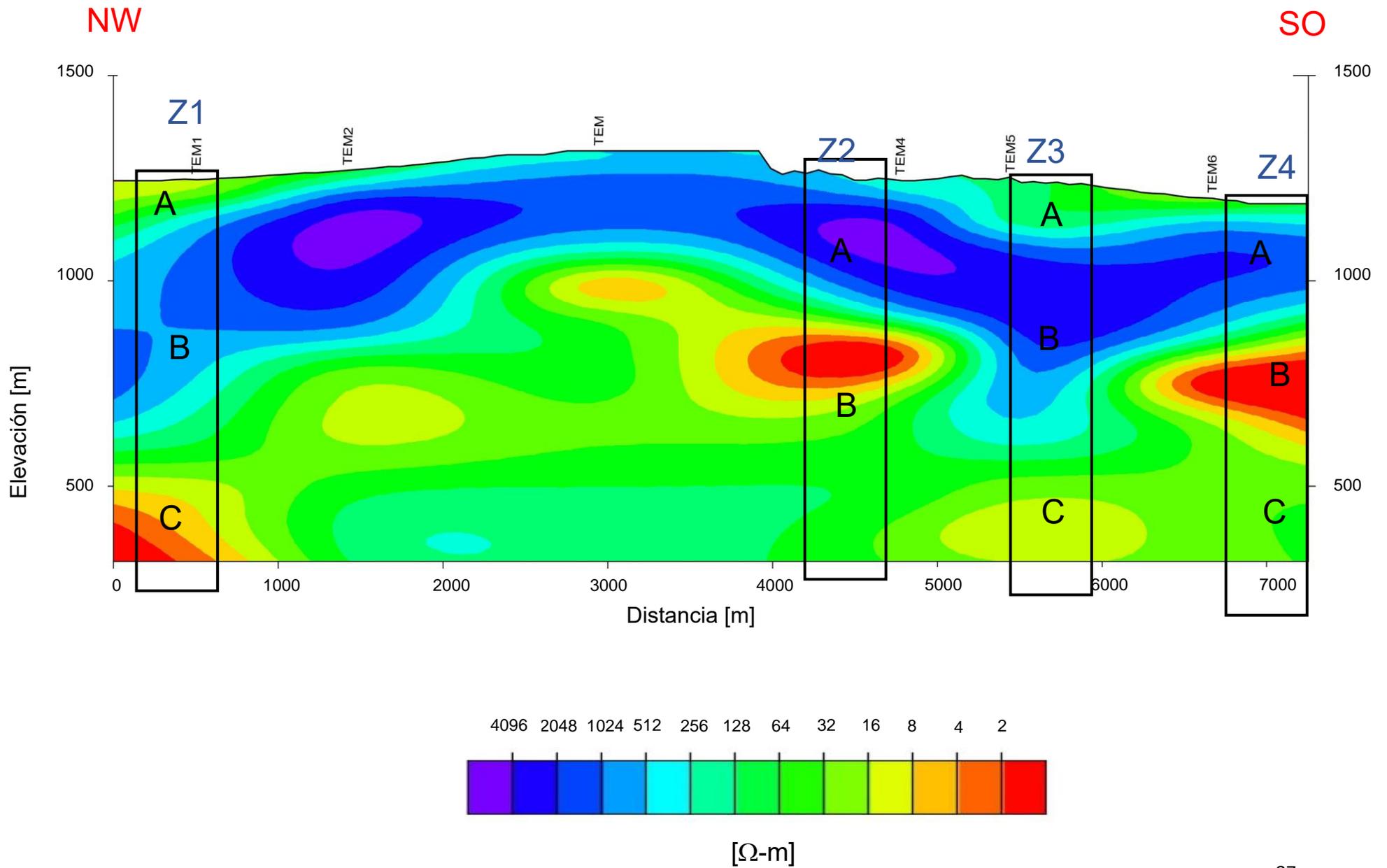


Figura A-32. Sección interpolada 2D de los sondeos interpolados con profundidad y zonas para la interpretación.

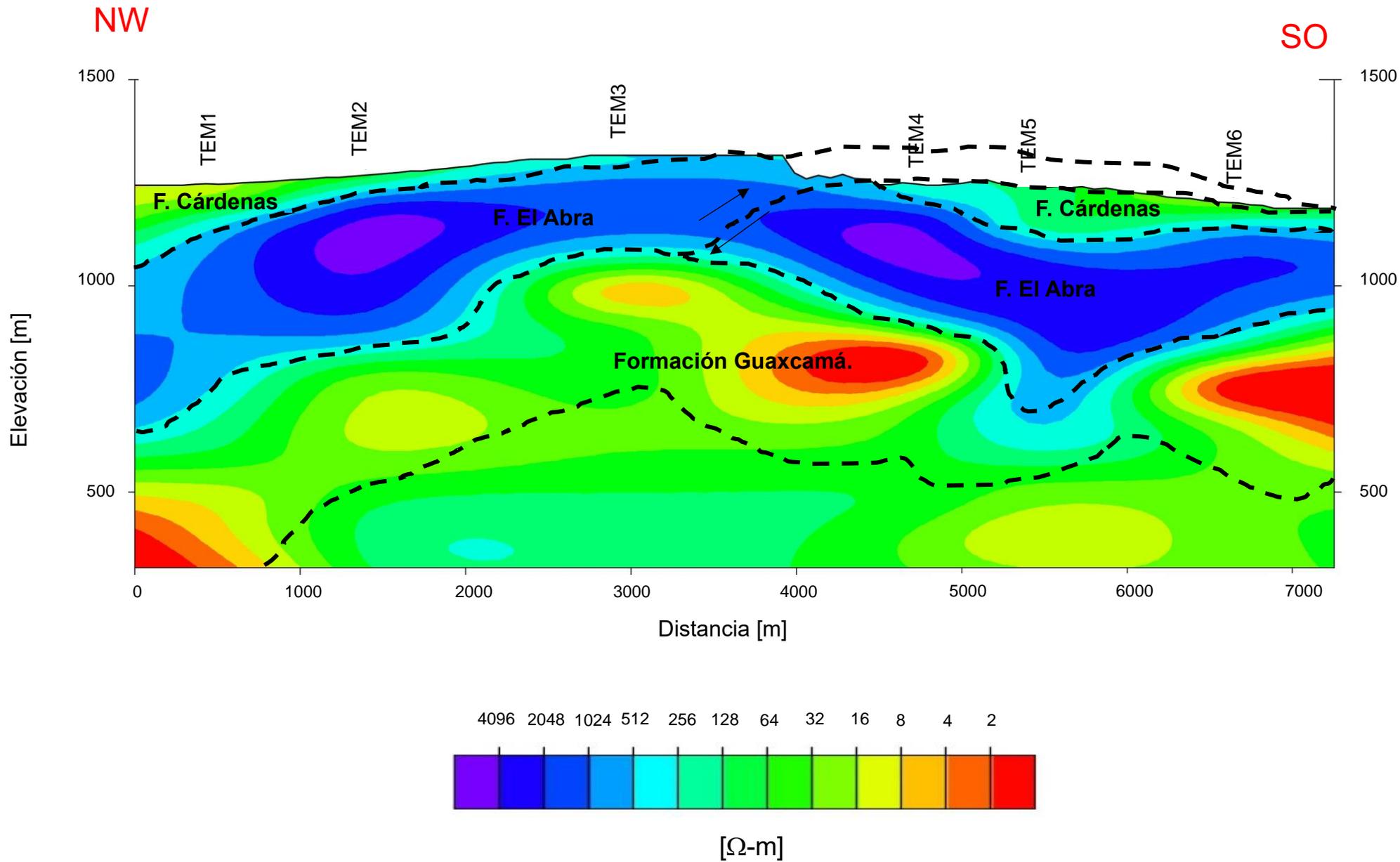


Figura A-33. Interpretación estratigráfica de la sección geofísica.

BIBLIOGRAFÍA

Beléndez, Augusto, 2008. La unificación de luz, electricidad y magnetismo: la "síntesis electromagnética" de Maxwell. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, 30(2), 2601.1-2601.20. <https://doi.org/10.1590/S1806-11172008000200012>

Campos-Aranda, 1998. *Procesos del Ciclo Hidrológico*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería. Tercera Ed.

Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23 (1-6).

Chow, VT, Maidment, DR & Mays, L. 1994. *Hidrología Aplicada*. Ediciones McGraw-Hill, Colombia: 583 p.

Constable, S.C., Parker, K.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3): 289-300 pp.

Delgadillo, A. & Páez, G., 2008. Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo. En C. Ferrer & M. Duarte (Eds.). (2008). *Plan de desarrollo urbano del Municipio Antonio Pinto Salinas, bajo el enfoque de gestión del riesgo. Caracterización del riesgo de la cuenca del valle Mocoties*. Mérida: FUNDAPRIS.

Delgado-Rodríguez, O., Campos-Enríquez, O., Urrutia-Fucugauchi, J., y Arzate., J., 2001. Occam and Bostick 1-D inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub Impact Crater, Yucatán, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 40, Num. 4, pp. 271-283.

Fitterman, D. & Stewart, M., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, Vol. 51., No. 4. P. 995-1005.

Fitzpatrick, R., 2008. *Maxwell equation's and the Principles of Electromagnetism*. Infinity Science Press.

Gaspari, J., Rodríguez, A., Senisterra, G., Denegri, G., 2012. Caracterización morfométrica de la cuenca alta de Río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. *Revista científica del comité del Medio Ambiente del Grupo Montevideo*.

Menke, W., 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Vol. 45. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Oregón.

Gregory, K.J. and Walling, D.E., 1973. Drainage Basin. Form and Process: A Geomorphological Approach. Edward Arnold, London.

Horton, R. E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America. (56), 275 - 370.

Paul G. Huray, "Foundations of Maxwell's Equations," in *Maxwell's Equations*, IEEE, 2010, pp.1-22, doi: 10.1002/9780470549919.ch1.

Ibisate, A., 2004. Análisis morfométrico de la Cuenca y de su red de drenaje del Río Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas. Boletín de la A. G. E. N ° 38, págs. 311-329.

In Chow, V.T. (Ed.): Handbook of applied hydrology. 4-39/4-76.

Jardí, M., 1985. Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. Revista de Geografía, nº XIX, pp. 41-68.

Linero, D., Garzón, A., 2010. Elementos en la mecánica del medio continuo para cuerpos sólidos. Universidad de Bogotá, Bogotá.

López-Doncel R., Soto-Araiza R., Dircio-Castro D., 2008. Cartografía geológica de la hoja Peotillos, Escala 1:50 000. Pachuca Hidalgo, editadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

McNeill, J.D., 1994. Principal and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding: Technical Note TN-27. GEONICS LIMITED. Ontario, Canada, 15 p.

Nabighian, M., 1987. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Theory. Society of Exploration Geophysicist. Vol. 1.

Nichols, J., 2004. Sedimentation and base level in an endorheic basin: the early Miocene of the Ebro Basin, Spain. Boletín Geológico y Minero, España.

Patton, P. & Baker, V., 1978. Morphometry and Floods in Small Drainage Basins Subject to Diverse Hydrogeomorphic Controls. Water Resources Research. Vol. 12. No. 5.

Schumm, S., 1959. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Pearth Amboy, New Jersey. Boletín de la Sociedad Geológica de América. No. 67, pp. 597-646.

Sensiales, J., 1999: Redes fluviales. Metodología de Análisis. Estudios y Ensayos, 34. Universidad de Málaga, 337 pp.18

Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks.

Telford, M., 1990. Applied Geophysics. 2da Edición.

Orellana, E., 1982. Prospección Geoeléctrica en corriente continua. 2da Edición. Thomson Parainfo, S. A., 580 pp.

Zapata-Zapata J., Pérez-Venzor, J., 1979. Cartografía Geológica Hoja Peotillos, S. L. P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, No. 63.