



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTUDIO DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SOMERA
USANDO LOS MÉTODOS DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA
DE REFRACCIÓN Y ELECTROMAGNÉTICO DE INDUCCIÓN**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERA GEOFÍSICA

PRESENTA:

YESENIA CRUZ JIMÉNEZ

DIRECTOR DE TESIS: DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN

DRA. ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F., MAYO, 2013.

A mi Madre y Hermanas

Por ser símbolo de fortaleza, lucha y tenacidad. Porque en el arduo camino que nos tocó andar jamás nos dimos por vencidas.

AGRADECIMIENTOS

ACADÉMICOS

Gracias a la Dra. Alejandra Arciniega por haberme apoyado desde el servicio social, por las enseñanzas brindadas y por ser siempre paciente y amable conmigo, por los datos proporcionados para la realización de esta tesis.

Gracias a la Dra. Claudia Arango por ser paciente conmigo y ayudarme siempre con mis dudas, por confiar en mí y compartir experiencias más allá del ámbito escolar, por haber accedido a fungir como mi directora de tesis y por ser una de las mejores profesoras que me dio clase durante mi estancia en la facultad de Ingeniería. Sin su apoyo hubiera sido más difícil culminar este trabajo.

Agradezco a los chicos de la clase de métodos geofísicos y geodésicos aplicados, de la maestría en exploración, posgrado en ciencias de la tierra del Instituto de geofísica ya que ellos fueron los encargados de adquirir los datos en campo.

Gracias al Instituto de Geofísica por haberme brindado una beca por el servicio social, que fue de gran ayuda para mí.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM <<INL06111>> <<Estudio y modelación de la fuente sísmica asociada a vulcanismo >>. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Gracias a mis sinodales en orden alfabético: Dr. Jorge Aguirre González, Dra. Claudia Arango Galván, Ing. Alejandro García Serrano, M. C. Juan Esteban Hernández y Dr. Andrés Tejero, por haber revisado este trabajo.

Gracias a la Facultad de Ingeniería y a la Universidad Autónoma de México por haberme brindado un sinfín de experiencias y conocimiento.

PERSONALES

A mi Madre por todo el apoyo que me brindó en la realización de este sueño. Gracias por los consejos, por los buenos y malos momentos que tuvimos y que de alguna forma marcaron mi vida para convertirme en una mejor persona. Por todo el amor que me diste a pesar de la distancia y por los instantes de felicidad que compartimos.

A mis dos hermanas porque sin ustedes la vida hubiera sido más difícil. Gracias Martha porque has sido el mejor ejemplo a seguir, por enseñarme que la Geofísica existía lo cual modificó totalmente mi destino, por toda la orientación que me has dado a lo largo de mi vida. Gracias Sandra por ser cómplice de muchas travesuras, por pasar buenos y malos tiempos conmigo y porque aparte de ser mí hermana eres mi mejor amiga.

A mi Padre porque a pesar de las circunstancias, los libros y documentales que me diste ayudaron a ampliar mi visión del mundo y sobre todo por el apoyo económico, porque sin eso no hubiera podido terminar este sueño.

A mi Tía Imelda por haberme recibido siempre en su casa y tratarme como uno más de sus hijos y a mis primos por todas sus atenciones.

Agradezco al programa Universitario México Nación Multicultural por haberme apoyado económica y moralmente durante mi estancia en la Universidad, porque me dieron la oportunidad de conocer a muchos indígenas como yo intentando cumplir un sueño y sé que lo lograrán.

A Sergio (Taxi) por estar siempre conmigo y apoyarme en todo, porque hiciste que los días grises tomaran color, por hacerme reír y enseñarme que siempre hay que tener una sonrisa para el mundo, por haber compartido momentos y viajes inolvidables. Espero la vida te sonría y te tenga grandes sorpresas.

A Sansón porque más que mi amigo es un hermano para mí, sin él las clases hubieran sido muy aburridas, por haber sido mi compañero de estudio, por despejar tantas dudas, por todas las experiencias vividas en campo así como los viajes que realizamos con todos los amigos, porque nunca me abandonó aunque estuviera de bipolar. Ojalá nuestra amistad perdure para siempre.

A Vences y Hugo, por haber compartido conmigo muchos momentos inolvidables y divertidos, porque con cada uno viví diferentes etapas en mi desarrollo universitario y aprendí nuevas cosas, por la motivación que me brindaron en mi estancia en la universidad así como en los últimos meses durante la realización de esta tesis.

Gracias a Mayra por haberme apoyado durante mis primeros años en la universidad, por haberme permitido vivir con ella y por todo su apoyo académico. También agradezco a Betsy que me brindó su apoyo cuando inicié este sueño; sin ustedes hubiera sido más difícil acoplarme a la universidad.

A Monserrat por el apoyo que me brindó durante la realización de esta tesis, por todos los consejos y la motivación que me dio y por los buenos momentos que pasamos en las aulas y fuera de éstas

Gracias a mis compañeros de generación, con los que compartí prácticas, clases y muchas actividades más que de alguna manera marcaron mi paso por la universidad.

ÍNDICE

	PÁGINA
RESUMEN	V
INTRODUCCIÓN	VI
OBJETIVOS	VIII
OBJETIVO GENERAL	viii
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	viii
1 ANTECEDENTES	1
1.1 MARCO GEOLÓGICO	1
1.1.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	2
1.1.2 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	4
1.2 MARCO ARQUEOLÓGICO	7
2 MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA	9
2.1 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA	9
2.2 MÉTODOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS	14
2.2.1 MÉTODO DE TIEMPO DE DURACIÓN (TIME-TERM METHOD)	14
2.2.2 MÉTODO RECÍPROCO GENERALIZADO (GRM)	15
2.3 TOMOGRAFÍA DE REFRACCIÓN SÍSMICA	15
2.4 ADQUISICIÓN DE DATOS	17
2.4.1 SOFTWARE SEISIMAGER/2D	22
2.4.2 PROCESAMIENTO	23
3 PROSPECCIÓN ELECTROMAGNÉTICA	25
3.1 ECUACIONES DE MAXWELL	25
3.1.1 LEY DE GAUSS	25
3.1.2 LEY DE INDUCCIÓN DE FARADAY	26
3.1.3 LEY DE AMPERE-MAXWELL	26
3.1.4 ECUACIONES DE MAXWELL EN UN MEDIO HOMOGENEO	27
3.2 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS	28
3.2.1 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA	28

3.2.2	PERMITIVIDAD ELÉCTRICA.....	28
3.2.3	PERMEABILIDAD MAGNÉTICA	29
3.3	FUNDAMENTOS DE LA PROSPECCIÓN ELECTROMAGNÉTICA.....	30
3.3.1	MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA.....	30
3.3.2	NÚMERO DE INDUCCIÓN	30
3.3.3	AUTOINDUCTANCIA E INDUCTANCIA MUTUA.....	31
3.3.4	IMPEDANCIA MUTUA.....	32
3.3.5	INDUCCIÓN DE CORRIENTE EN EL SUBSUELO	33
3.3.6	PARÁMETRO DE RESPUESTA	34
3.3.7	TIPOS DE ARREGLOS.....	36
3.4	MÉTODO DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA	37
3.5	ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.....	39
3.5.1	EQUIPO.....	39
3.5.2	ADQUISICIÓN DE DATOS EN CAMPO	40
3.5.3	PROCESAMIENTO.....	42
4	RESULTADOS.....	43
4.1	RESULTADOS DEL MÉTODO SÍSMICO.....	43
4.2	RESULTADOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO	51
5	DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES	53
	BIBLIOGRAFÍA	58

ÍNDICE DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura 1.1. Localización de la Universidad Autónoma Chapingo (UACH) (Google Earth, 2013).	1
Figura 1.2 Localización del campo experimental, donde se realizó el estudio (Google Earth, 2013).	2
Figura 1.3 Lagos del Valle de México en el siglo XVI (CONAGUA, 2013).	3
Figura 1.4 Columna geológica del Pozo Texcoco-1 (Pérez Cruz, 1988).	5
Figura 1.5 Mapa geológico de la zona (INEGI, 2013).	6
Figura 1.6 Resto de un tlotel en la comunidad de Huexotla, Texcoco (Parsons, 1971).	7
Figura 1.7 Cráneo de un mamut, exhibido en el museo de la comunidad de Tocuila (Foto tomada por García-Díaz, 2011).....	8
Figura 2.1 Una onda P incidente generará una onda P y SV transmitida y reflejada (Stein, 2003).	10
Figura 2.2 Ley de Snell para el caso de un ángulo crítico o refracción crítica. Dónde i representa el ángulo crítico de incidencia de la onda P, V_1 la velocidad del medio 1, V_2 la velocidad del medio 2 (Lankston, 1988).....	11
Figura 2.3 a) Construcción de las curvas tiempo distancia, a partir del tiempo de llegada de la onda P a la superficie. b) Modelo de dos medios, donde se muestra el trayecto de la onda P (Sheriff, 1991).	12
Figura 2.4 Modelo de velocidad-profundidad para la tomografía. El modelo está compuesto por celdas de igual tamaño de velocidad constante; sin embargo estas velocidades son desconocidas (Belfer y Landa, 1996).	16
Figura 2.5 Ejemplo de un arreglo en campo (American Society for Testing and Materials, 2011).	18
Figura 2.6 Adquisición de los datos (Foto tomada por Novo-Obrador, 2012).	20
Figura 2.7 Área de estudio (línea amarilla) y perfiles sísmicos realizados (líneas azules). Los puntos rojos indican la colocación de la primera fuente, mientras los verdes indican la fuente final para cada línea sísmica (Google Earth, 2013).	21
Figura 2.8 Traza sísmica del primer perfil, analizado con Pickwin. Las líneas verdes corresponden a los primeros arribos ya elegidos, mientras la línea rosa representa a los primeros arribos de la última traza.....	23
Figura 2.9 Curvas tiempo distancia, correspondiente al primer perfil utilizando como fuente Martillo. Los puntos en rojo corresponden a la primera capa, los verdes a la segunda y los azules a la tercera capa.	24
Figura 3.1 Circuito simple de un sistema electromagnético (West y Macnae, 1992).	33
Figura 3.2 Respuesta electromagnética de una corriente inducida debido a un campo magnético variable (McCracken <i>et al.</i> , 1986).....	35
Figura 3.3 Tipos de arreglos utilizados en el método de inducción electromagnética (Fitterman y Labson, 2005).....	36
Figura 3.4 Adquisición de los datos por medio del equipo CMD-4 en la zona de estudio (Foto tomada por Vergara-Huerta, 2012).	41
Figura 3.5 Localización de los perfiles realizados con el conductivímetro (puntos verdes).	42
Figura 4.1 Sección sísmica del perfil I, utilizando como fuente marro.	44
Figura 4.2 Sección sísmica del perfil I, utilizando como fuente dinamita.....	44
Figura 4.3 Sección sísmica del perfil II.....	45
Figura 4.4 Sección sísmica del perfil III.....	46
Figura 4.5 Sección sísmica del perfil IV.	47
Figura 4.6 Sección sísmica del perfil V.	48
Figura 4.7 Sección sísmica del perfil VI, utilizando como fuente marro.	49
Figura 4.8 Sección sísmica del perfil VI, utilizando como fuente dinamita.	49
Figura 4.9 Mapa de resistividades aparentes.....	51

Figura 4.10 Mapa de la componente en fase.	52
Figura 5.1 Correlación entre resultados sísmicos y electromagnéticos. Los modelos de velocidades II (b) y III (c) muestran flechas rojas que indican los límites del patrón geométrico que se aprecia en el mapa de resistividades (a).....	53
Figura 5.2 Modelo IV (a) y modelo V (b) presentan las flechas de color rojo que indican el límite del patrón geométrico que se observa en el mapa de resistividades de la figura 5.1 a.	54

RESUMEN

Los métodos geofísicos aplicados en proyectos arqueológicos han cobrado popularidad durante los últimos años principalmente por la ventaja que esto representa, ya que facilitan la investigación y localización del objetivo arqueológico. En México existen diversos trabajos donde se ha puesto en práctica lo anterior. Para fortalecer los resultados obtenidos generalmente se utilizan simultáneamente dos métodos o más.

El presente trabajo muestra los resultados obtenidos a partir de un estudio geofísico realizado en los terrenos de experimentación de la Universidad Autónoma Chapingo, localizada en el municipio de Texcoco en el estado de México. Dicho estudio se efectuó debido a que durante la colocación de un sistema de riego, se encontraron diversos objetos cerámicos que confirmaron la presencia de grupos prehispánicos en la zona.

El estudio geofísico consistió en la aplicación de los métodos electromagnético de inducción y de tomografía de refracción sísmica. El primer método constó de la realización de perfiles a lo largo del terreno, con un muestreo cada 0.5 segundos. El segundo se compuso de 6 perfiles, dos de los cuales se repitieron para probar con diferentes tipos de fuente.

Los datos obtenidos con el método electromagnético de inducción (EMI) se analizaron por medio de la construcción de un mapa de resistividades y un mapa de la componente en fase, creados a partir de la aplicación de un método de interpolación.

Los datos adquiridos en los 6 perfiles sísmicos se procesaron aplicando el método de tomografía de refracción sísmica usando el paquete Seisimager. Con el módulo Pickwin se eligieron los primeros arribos para posteriormente construir los modelos de velocidades con el módulo Plotrefa, en este módulo se encuentra el método de inversión de tomografía sísmica y se eligió principalmente por las ventajas que presenta.

El mapa de resistividades y el mapa de componente en fase obtenidas a partir de los datos electromagnéticos muestran un patrón geométrico muy acentuado que al correlacionarse con los modelos de velocidades sísmicos arrojan con mayor claridad la distribución y posición de los límites de la anomalía de conductividad eléctrica. Lo anterior confirma la importancia de integrar diferentes métodos con el fin de obtener mejores resultados que darán como consecuencia una mejor interpretación y conclusión.

INTRODUCCIÓN

Desde la aparición de los primeros seres humanos en la tierra y hasta la actual época, los seres humanos se han caracterizado por dejar huellas de su estancia o existencia en aquellos sitios donde se han establecido. Las actividades que se realizaban así como las interrelaciones que existían en las sociedades antiguas son esenciales para conocer la historia de la humanidad.

La búsqueda de la historia humana ha propiciado que diariamente se investiguen técnicas para facilitar su hallazgo. Si bien se sabe que muchas de las aportaciones y creaciones hechas por el hombre se van perdiendo con el paso del tiempo, existen otras que permanecen sin ser descubiertas durante decenas, cientos o miles de años. Éstas últimas forman parte del conjunto de herramientas que brindarán información acerca de la existencia de los antiguos habitantes y de las características de las sociedades donde convivían.

El área que apoya significativamente esta búsqueda es la arqueología, ciencia que se encarga de explicar la historia y desarrollo de las sociedades a través del tiempo, así como la influencia del hombre en su entorno (Manzanilla y Barba, 2000). Sin embargo, el tiempo de estudio de ésta es mucho y el proceso para obtener los resultados es lento.

Anteriormente el arqueólogo buscaba la zona donde suponía podrían haber sepultados restos o vestigios, lo cual no siempre era seguro. La excavación era tardada ya que se tenía que cuidar de no dañar el hallazgo, además de desconocer la ubicación precisa del sitio de interés (Argote-Espino, 2002).

Manzanilla (2011) propone realizar una prospección geofísica y geoquímica en el sitio arqueológico para obtener un diagnóstico previo, además de analizar la topografía y hacer un reconocimiento de la superficie. Todo esto ayudará a los arqueólogos a elegir el sitio donde realizarán la excavación.

Con el fin de mejorar el proceso de exploración se han desarrollado nuevas técnicas, las cuales se han fusionado con diversas ciencias que en principio tenían diferentes objetivos para obtener un solo fin, hallar áreas de interés arqueológico a través del uso de la prospección geofísica.

La prospección geofísica es una de las ramas de la geofísica que se enfoca al área de exploración, apoyándose en la identificación de las propiedades físicas que presentan los diferentes materiales que se encuentran en el subsuelo y basándose en su caracterización a partir de fundamentos físicos conocidos. Por ejemplo la densidad de un cuerpo y su relación directa con la gravedad.

Algunos autores han nombrado a esta nueva ciencia arqueogeofísica o prospección arqueológica (Batayneh, 2010) cuyo objetivo es la identificación no destructiva de sitios arqueológicos enterrados. Su origen data de la década de los cuarenta en el continente Europeo después de la segunda guerra mundial y con el paso del tiempo se ha extendido a países como Canadá y Estados Unidos. En Latinoamérica países como Brasil y México han sido empleadores de esta técnica y han conseguido buenos resultados.

El uso de la geofísica ha facilitado la ubicación de zonas arqueológicas; sin embargo existen muchas limitantes para el uso de éstas, principalmente el costo que representan, el tiempo para la obtención de datos, la difícil adquisición de equipo para realizar las mediciones, el tiempo requerido para el procesamiento de los datos obtenidos en campo y el más importante, los problemas antropogénicos que se presentan con mayor regularidad. Sobre todo para los métodos electromagnéticos que son muy sensibles al ruido provocado por el hombre y su entorno.

Sin embargo la popularidad de la arqueogeofísica ha cobrado fuerza entre las principales entidades encargadas del estudio de zonas arqueológicas así como de su valoración. Existen innumerables casos de estudio donde se ha utilizado esta nueva ciencia con el fin de descubrir o comprobar la existencia de sitios relevantes.

Los métodos eléctricos (Osela *et al.*, 2003; Vignoli *et al.*, 2012), magnéticos (Witten *et al.*, 2003) y GPR (Ground Penetrating Radar) (Rodrigues *et al.*, 2009) han sido los más utilizados debido a su éxito en la identificación de estructuras de interés arqueológico. Recientemente se han comenzado a emplear métodos electromagnéticos (Frohlich y Lancaster 1986; Dalan, 1991; Tabbagh, 1986), de auto-potencial, radiométricos, micro-gravimétricos y sísmicos (Karastathis *et al.*, 2001; Polymenakos y Papamarinopoulos, 2005).

Con la intención de obtener mejores resultados se han realizado estudios que involucran la adquisición de datos por medio de diferentes métodos geofísicos en el mismo sitio (Ponce *et al.*, 2004; Barba *et al.*, 2008; Arciniega-Ceballos *et al.*, 2009). La principal ventaja de este procedimiento es la integración de los resultados que lleva a una mejor interpretación de los datos.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Determinar a partir de la aplicación del método de refracción sísmica y del método de inducción electromagnética los estratos y sus espesores así como la posible existencia de estructuras arqueológicas en el área de estudio Granja San Martín ubicada en los terrenos de la Universidad Autónoma Chapingo

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar el método de tomografía de refracción sísmica e identificar los estratos subyacentes en la zona de estudio y en su caso determinar estructuras de interés arqueológico.
- Aplicar el método de inducción electromagnética e identificar las anomalías de conductividad eléctrica en la zona de estudio y en su caso determinar estructuras de interés arqueológico.
- Integrar ambas metodologías para refinar la estratigrafía y la geometría de las posibles estructuras halladas.

1 ANTECEDENTES

1.1 MARCO GEOLÓGICO

La Universidad Autónoma Chapingo (UACH) se encuentra ubicada geográficamente en las coordenadas UTM 14 Q 511631 m al este y 2155259 m al norte, a una altitud aproximadamente de 2200 msnm en el municipio de Texcoco, a escasos kilómetros de la ciudad de Texcoco de Mora en el Estado de México. Esta zona se localiza en los márgenes del ex-lago de Texcoco, que forma parte de la cuenca de México (Figura 1.1).

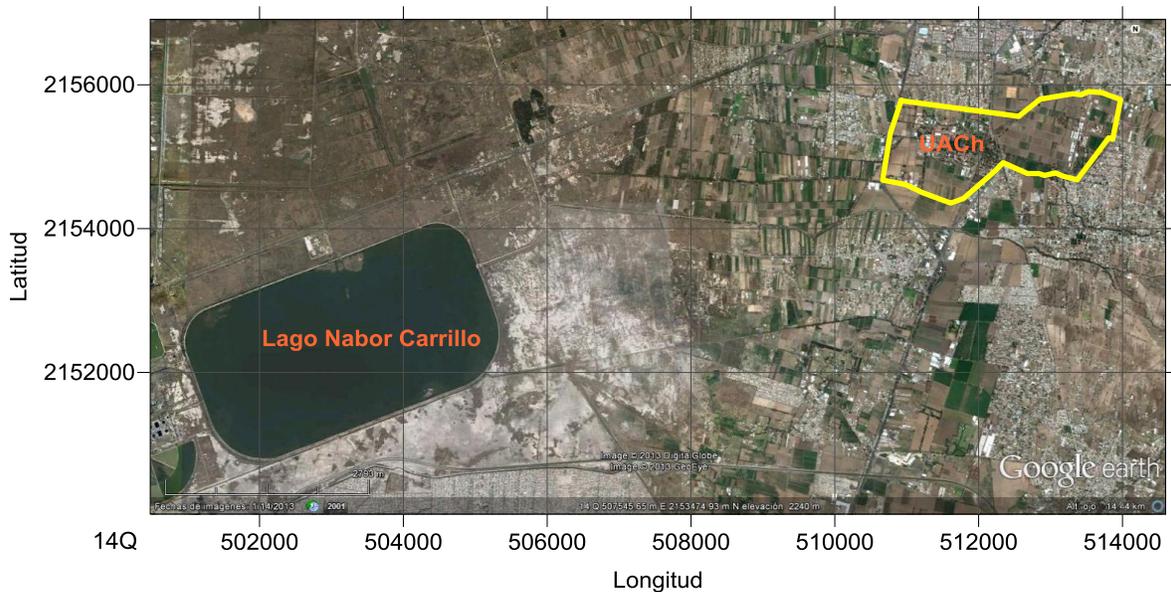


Figura 1.1. Localización de la Universidad Autónoma Chapingo (UACH) (Google Earth, 2013).

La zona de estudio forma parte de los campos experimentales de la Universidad Autónoma Chapingo utilizado para realizar investigaciones de ámbito agrícola, por lo que está conformado por materia orgánica. El terreno es plano, sin surcos y vegetación considerable, el área que abarca es de aproximadamente 6960 m².

En la figura 1.2 se puede apreciar la delimitación de la región de estudio y se puede observar que esta limita hacia el norte y oeste por carreteras, al sur y este limita con campos de cultivo, los límites adyacentes a la carretera están protegidos con una valla metálica.



Figura 1.2 Localización del campo experimental, donde se realizó el estudio (Google Earth, 2013).

1.1.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La cuenca de México pertenece a la provincia geológica conocida como Eje Neovolcánico Transmexicano o Eje Volcánico Transversal la cual atraviesa gran parte de territorio Mexicano, formado por varios volcanes extintos así como volcanes en continúa actividad, como el volcán Popocatépetl.

Diversos estudios realizados anteriormente (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), demuestran que el conjunto de rocas más antiguas que se pueden encontrar en esta región son calizas, depositadas en un ambiente marino que datan del Cretácico y se encuentran a una profundidad aproximada de 2000 m, éstas forman el basamento y están conformadas por las Formaciones Morelos, Cuautla y Mexcala.

Durante el Holoceno, hace 0.78-0.79 millones de años aproximadamente, se desarrollaron diversos eventos volcánicos que dieron como resultado el origen de la Formación Chichinautzin, esto conllevó a que se cerrara la cuenca y actualmente sea una cuenca endorreica. Este evento provocó que los sedimentos volcánicos fueran transportados a las zonas más bajas, ocasionando la formación de enormes valles y debido a las escorrentías se formaron diversos lagos someros entre los que destaca el lago de Texcoco por la alta salinidad que presenta y su extensión. La acumulación de grandes espesores de aluvión se debió al fallamiento normal del cuaternario que favoreció cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Debido a la alta actividad volcánica que experimentó esta zona durante el cuaternario se formaron diversas sierras, con las cuales actualmente limita la cuenca de México. Hacia el sur limita con las Sierras Chichinautzin y Ajusco, hacia el norte con las Sierras de Pachuca y Tepetzotlán y los cerros de Xalpa y Sincoque. Por el oriente con la Sierra Nevada y hacia el occidente y suroccidente con la Sierra de las Cruces (Encino de la Vega, 1992).

Fisiográficamente la cuenca está constituida por partes altas: cerros, laderas y lomeríos y las partes bajas conformadas por el valle y las depresiones lacustres, dando como resultado que la cuenca de México esté constituida por 11 subcuencas: Xochimilco, Cuautitlán, Texcoco, Teotihuacán, Techac, Churubusco, Pachuca, Apan, Chalco, Tecomulco y la Ciudad de México (Figura 1.3). De la O-Carreño (1954) definió 5 subprovincias: Pachuca, Apan, Zumpango, Texcoco y Xochimilco-Chalco.



Figura 1.3 Lagos del Valle de México en el siglo XVI (CONAGUA, 2013).

Durante el Maestrichtiano-Eoceno temprano, las rocas pertenecientes al Cretácico se vieron afectadas por los esfuerzos que produjeron la orogenia Laramide, provocando que dichas rocas se plegaran. La zona también ha estado afectada por diversas fallas normales que han originado que se creen sistemas de graben y horst (Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

1.1.2 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

La subcuenca de Texcoco es una planicie cubierta por arcillas lacustres de espesores variables que cubren aluviales del Cuaternario, está limitada por las Formaciones Tláloc, Iztaccihuatl y Popocatepetl, siendo la más joven esta última. La primera está compuesta por coladas lávicas de composición andesítica, descansa sobre rocas volcánicas del Mioceno. La segunda sobreyace a la Formación Tláloc y subyace a la Formación Popocatepetl, su composición varía de andesita basáltica a dacítica (Morales *et al.*, 1989).

La subcuenca de Texcoco está rodeada por los volcanes Chimalhuacán, Chiconautla, Cerro Gordo, las cuales datan del Cuaternario, éstas están cortadas por fallas normales (Morales *et al.*, 1989).

En el lago de Texcoco se depositaron materiales finos que dieron lugar a estratos de arcillas, limos, arenas con interestratificaciones de tobas de grano fino y lapílicas de gran capacidad de compresión de más de 2500 m de espesor. En la parte más somera del lago se pueden observar sistemas de fracturas provocadas por la erosión.

Morales *et al.* (1989) describen la secuencia encontrada en el pozo Texcoco (Figura 1.4) a una profundidad de 2045-2065 m se pueden encontrar arcillas, margas y conglomerados cálcareos, los siguientes 1500 m están formados por productos volcánicos como tobas y brechas. En los últimos 500 m se hallan arcillas, limos y arenas, las cuales se reducen cerca de los límites del lago, provocando que hacia el este se encuentre roca impermeable a 150 m, hacia el suroeste a 400 m, hacia el oeste a 250 m, mientras hacia el sur sólo se halle a escasos 50 m, esto debido a los basaltos y tobas del cerro de Chimalhuacán.

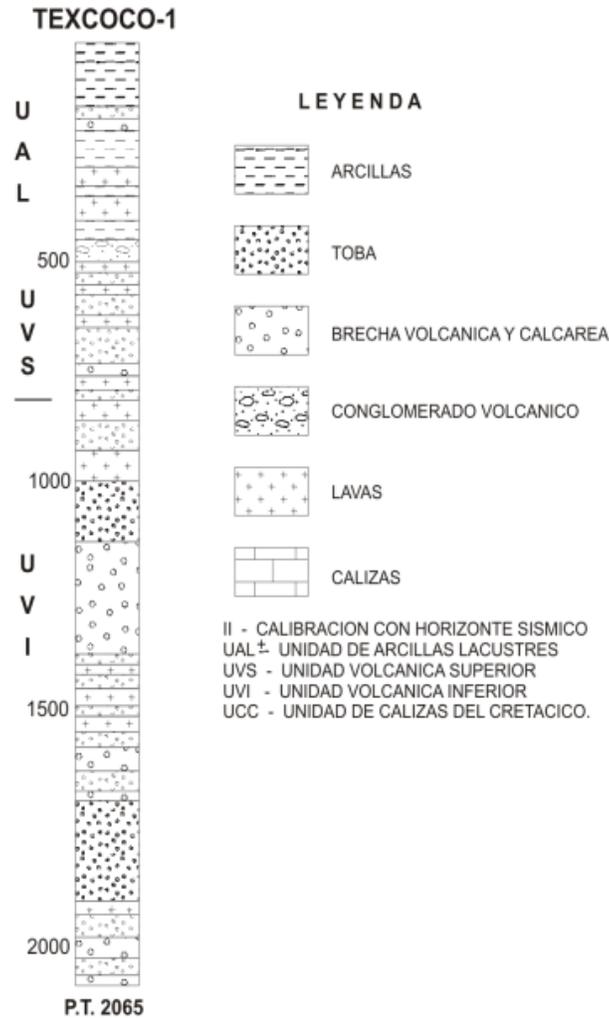


Figura 1.4 Columna geológica del Pozo Texcoco-1 (Pérez Cruz, 1988).

De acuerdo a una descripción realizada por Pérez Cruz (1988) los primeros 30 m del pozo Texcoco-1 están conformados por arcillas lacustres, de 30 m a 520 m por depósitos arcillo-arenosos.

La Universidad Autónoma Chapingo se encuentra en el margen oriental del lago de Texcoco. De acuerdo a la carta geológica (De la Teja Segura *et al.*, 1997), esta zona se encuentra entre los límites de un aluvión y un lahar de composición andesítica proveniente del volcán Popocatepetl, también conocido como Formación Tlayecac (Figura 1.5).

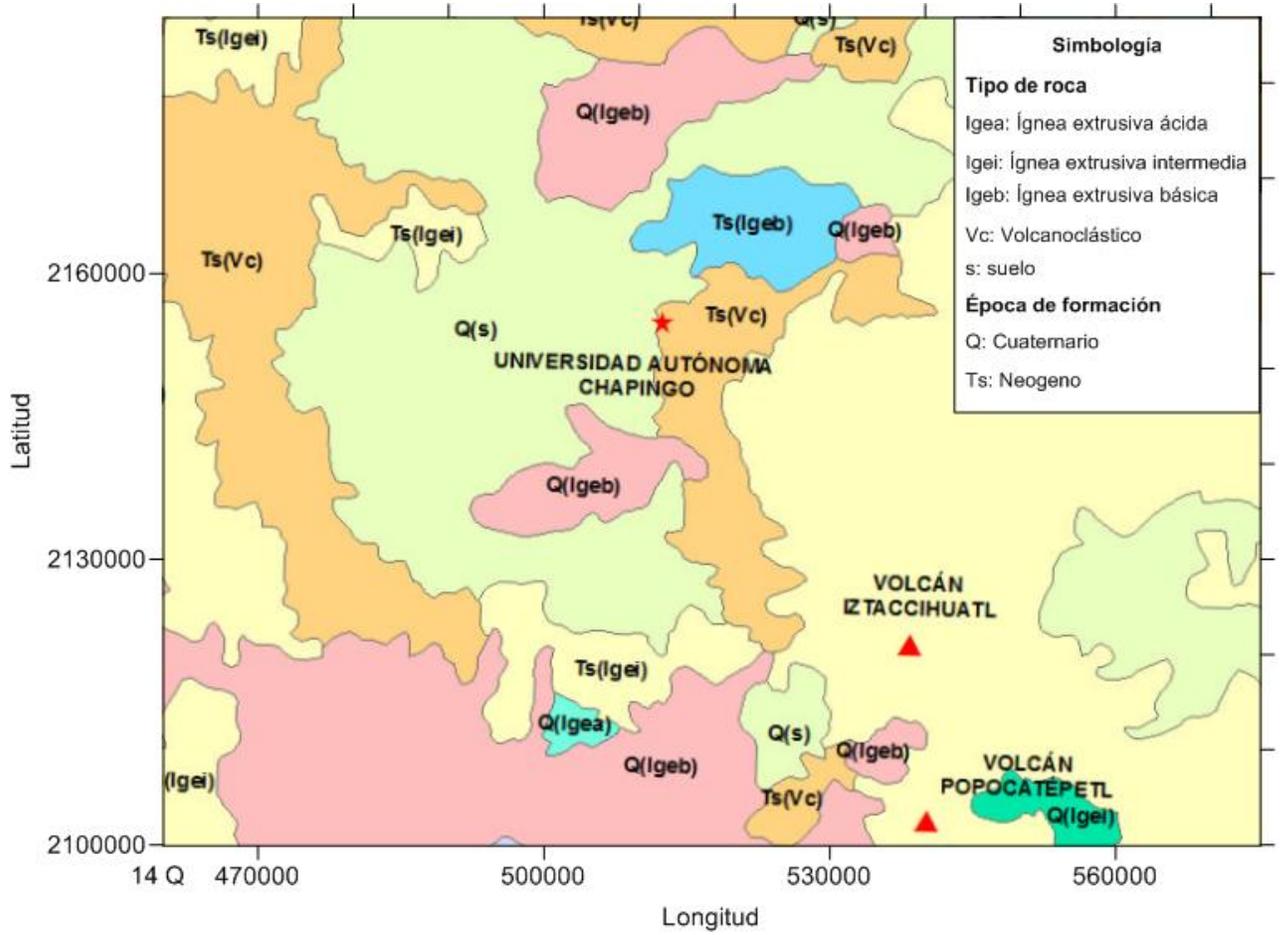


Figura 1.5 Mapa geológico de la zona (INEGI, 2013).

1.2 MARCO ARQUEOLÓGICO

El valle de Texcoco está caracterizado por presentar una secuencia de sedimentos volcano-sedimentarios, donde se pueden encontrar gran cantidad de depósitos arqueológicos y paleontológicos.

En diversos estudios realizados a los alrededores de la zona se han encontrado restos de mamuts, huesos de animales extintos así como gran variedad de objetos utilizados por antiguos asentamientos humanos. Esta región estuvo habitada por un grupo de lengua Náhuatl conocidos como Acolhuas (Pérez-Lizaur, 1975). Además se caracteriza por presentar grandes zonas arqueológicas como los baños de Nezahualcoyotl y Teotihuacán, las cuales forman parte importante del desarrollo histórico de la zona.

Por la ubicación y las condiciones geográficas que prevalecen en esta zona, las culturas ancestrales construyeron estructuras llamadas tlateles, las cuales tenían diversos propósitos como: casa habitación, áreas de cultivo, centros ceremoniales o como defensa. En la región de Texcoco representaban una ventaja ante los cambios estacionales en el nivel del lago y los problemas que esto acarrearaba. Los tlateles se encontraban en los bordes del lago y eran de baja elevación (Apenes, 1943).

Los tlateles eran contruidos con diferentes materiales como arenas, limos, arcillas, rocas y restos de árboles o pasto (Figura 1.6). La posición de los materiales era en forma de capas, lo cual hacía posible que se pudieran desarrollar estudios estratigráficos fácilmente. El primer estudio estuvo encabezado por el arqueólogo Eduardo Noguera en 1940, poco tiempo después Apenes en 1943 y Parsons en 1971 seguirían con la investigación (Arciniega-Ceballos *et al.*, 2009).



Figura 1.6 Resto de un tlatel en la comunidad de Huexotla, Texcoco (Parsons, 1971).

Entre los restos paleontológicos destacan huesos pertenecientes a por lo menos siete mamuts encontrados accidentalmente durante una excavación realizada en la comunidad de Tocuila en 1996, localizada a menos de 5 km de la UCh (Figura 1.7). Además de estos restos fósiles, también fueron hallados huesos de caballos, bisontes, patos, gansos, conejos y camellos. Los estudios realizados concluyeron que estas especies fueron atrapadas por un lahar compuesto de fragmentos de piedra pómez y cenizas, proveniente del volcán Popocatepetl (Morett-Alatorre *et al.*, 1998; Siebe *et al.*, 1999;).

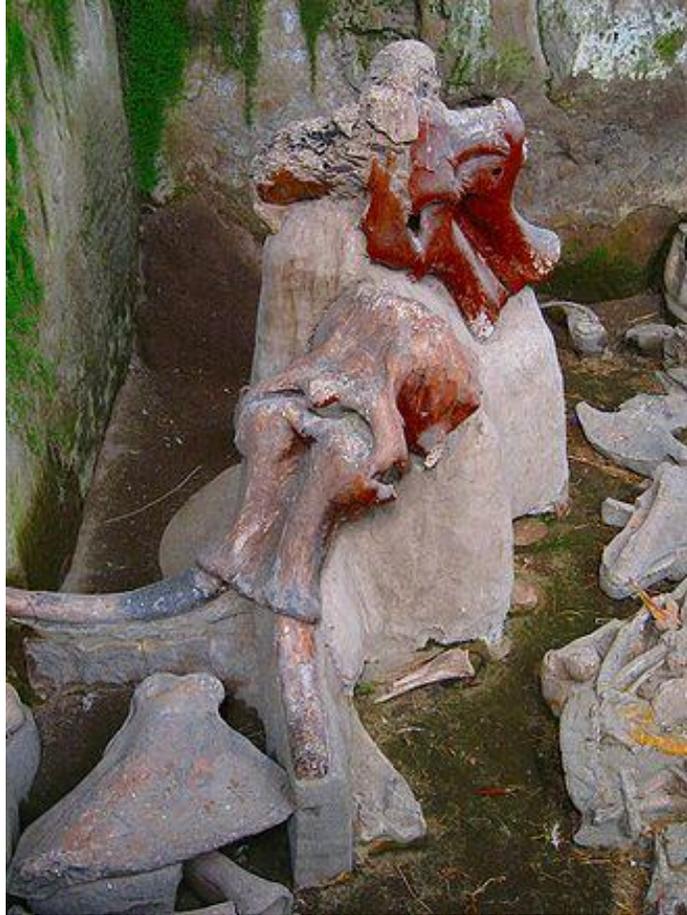


Figura 1.7 Cráneo de un mamut, exhibido en el museo de la comunidad de Tocuila (Foto tomada por García-Díaz, 2011).

2 MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA

La exploración sísmica es una de las áreas de la geofísica que se ha explotado con mayor continuidad debido a las ventajas que ofrecen los métodos sísmicos, principalmente por la alta precisión, alta resolución y las grandes profundidades que pueden alcanzar. Los principios de medición de la exploración sísmica son similares a los que se utilizan en sismología. En prospección sísmica la fuente es conocida y controlada, mientras la sismología tiene como fin obtener o conocer la fuente que en un principio es desconocida. La técnica básica de la exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo que requieren para viajar de la fuente a una serie de geófonos dispuestos sobre la superficie, generalmente a lo largo de una línea recta (Telford, 1990).

Las aplicaciones de la exploración sísmica iniciaron en el campo de la exploración petrolera, donde ha tenido mayor auge el desarrollo de nuevas técnicas y nuevos métodos de procesamiento e interpretación de datos. Recientemente se han aplicado a proyectos enfocados a la ingeniería civil, en investigaciones de agua subterránea y con menos éxito en la minería (Sheriff, 1991).

2.1 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA

El método de refracción sísmica se basa en la geometría que presentan las ondas que se han refractado con el ángulo crítico. Si una onda P es incidida sobre un límite entre estratos que presente contrastes de velocidad, es decir que separe dos medios, parte de la energía de la onda P se transmitirá al medio 2 como onda SV y el resto como onda P. También se presentará ondas P y SV reflejadas al medio 1 (Figura 2.1).

Algunas de las restricciones que debe cumplir el medio para que el método de refracción sea resolutivo son (Green, 1974):

- Los espesores de los estratos deben ser menores comparados con la longitud del arreglo.
- La velocidad debe aumentar con la profundidad, considerando que la velocidad de la onda P obedece $V = \left[\left(K + \frac{4\mu}{3} \right) \rho \right]^{\frac{1}{2}}$, y las constantes K y μ aumentan con la profundidad. Donde K es el Módulo de Bulk, μ el Módulo de rigidez y ρ la densidad del material.

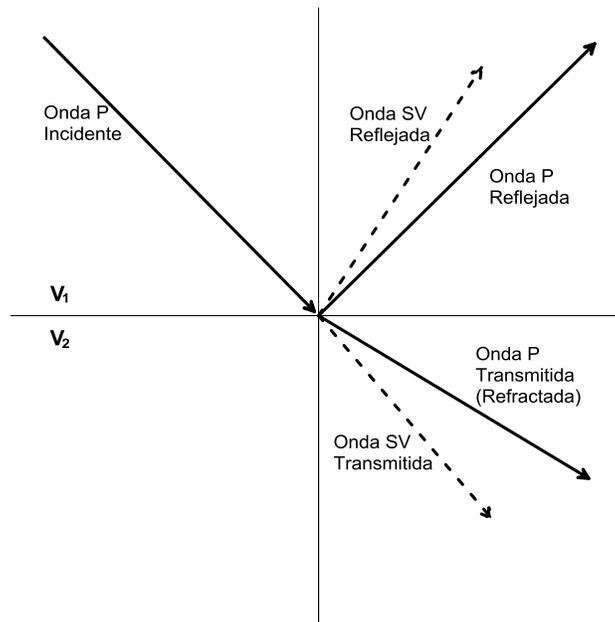


Figura 2.1 Una onda P incidente generará una onda P y SV transmitida y reflejada (Stein, 2003).

El estudio de refracción sísmica consiste en observar en superficie las ondas directas refractadas en las interfaces de alta velocidad, considerando que se debe cumplir la segunda restricción, con el fin de determinar las estructuras geológicas o antropogénicas presentes en el subsuelo (Laverge, 1989).

El principio que rige al método de refracción es la ley de Snell, la cual define la relación existente entre el ángulo al que incide la onda P en el límite entre dos medios y el ángulo al que es refractado. Para que se presente el fenómeno de refracción es necesario que el ángulo de la onda refractada sea de 90° , es decir que se presente una refracción crítica (Figura 2.2). Suponiendo que se tienen dos medios de diferentes velocidades, siendo la velocidad del medio 1 (V_1) menor que la velocidad del medio 2 (V_2), al incidir una onda P en el límite entre los dos medios la señal viajará con una velocidad V_1 , mientras al ser refractada la señal viajará a lo largo de la frontera entre los dos medios a una velocidad V_2 (Lankston, 1988).

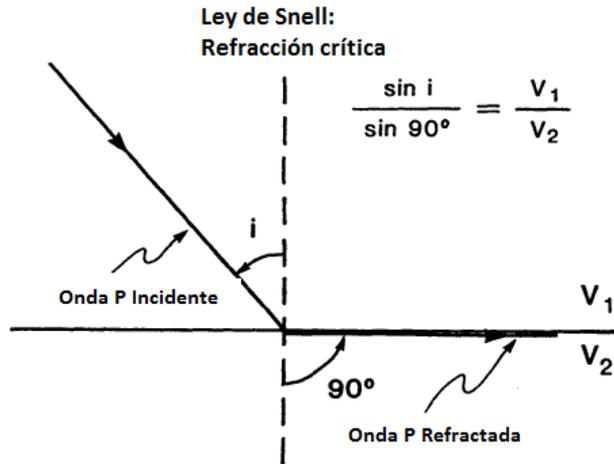


Figura 2.2 Ley de Snell para el caso de un ángulo crítico o refracción crítica. Dónde i representa el ángulo crítico de incidencia de la onda P, V_1 la velocidad del medio 1, V_2 la velocidad del medio 2 (Lankston, 1988).

El viaje de la onda por la interface en el medio inferior genera una onda plana que viaja hacia arriba en el medio superior con un ángulo θ (Figura 2.3 b). Para el desarrollo de las siguientes ecuaciones se asume que el medio es isotrópico (Sheriff, 1991).

$$\text{sen}\theta = \frac{V_1 \Delta t}{V_2 \Delta t} = \frac{V_1}{V_2}$$

El método de refracción parte del uso de la teoría anterior. Si se considera un refractor horizontal que separa dos capas de velocidades V_1 y V_2 , donde $V_1 < V_2$ (Figura 2.3 b) y si se coloca un geófono en R la trayectoria de la onda refractada es OMPR, siendo θ el ángulo crítico. A cierta distancia de la fuente, conocida como distancia crítica, le toma menos tiempo a la onda en viajar a lo largo del límite entre las dos capas y en regresar a la superficie. La energía que llega a los geófonos después de la distancia crítica ayudará a conocer el tiempo de intercepción (Figura 2.3 a). Estos dos fundamentos servirán para conocer la velocidad de los materiales y su profundidad.

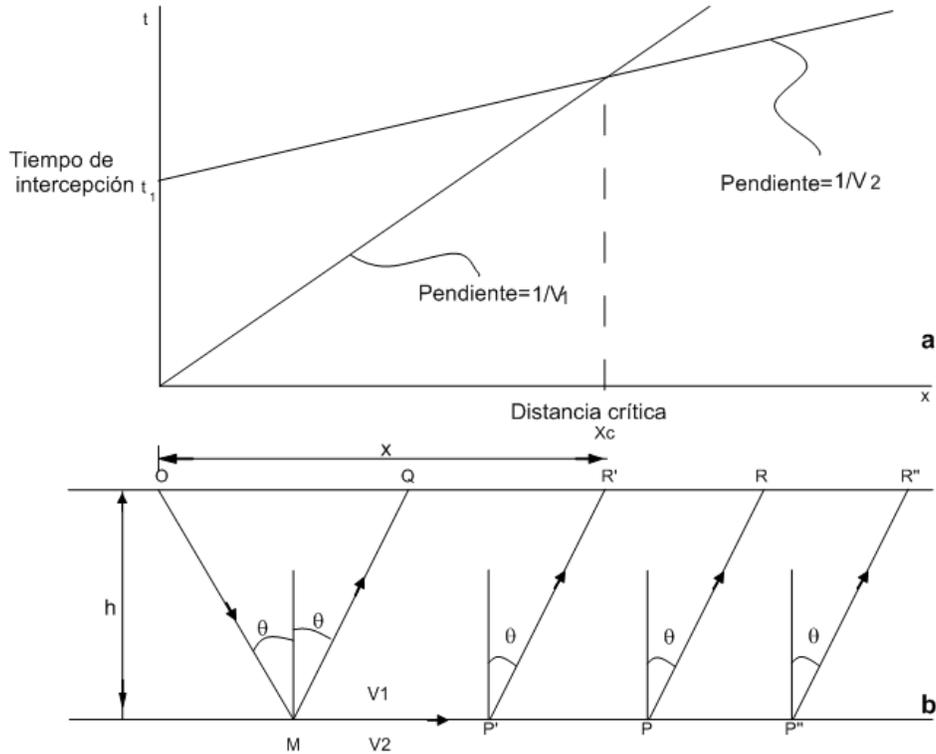


Figura 2.3 a) Construcción de las curvas tiempo distancia, a partir del tiempo de llegada de la onda P a la superficie. b) Modelo de dos medios, donde se muestra el trayecto de la onda P (Sheriff, 1991).

Si se desea conocer el tiempo t en que dicha onda tarda en llegar al punto R, se tendrán las siguientes ecuaciones. Donde h el espesor de la primera capa, V_1 la velocidad del medio 1 y V_2 la velocidad del medio 2. A partir del desarrollo trigonométrico es posible llegar a la ecuación 2.1.

$$t = \frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PR}{V_1} = \frac{MP}{V_2} + 2 \frac{OM}{V_1}$$

$$t = \frac{x - 2h \tan \theta}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta}$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \theta} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \sin \theta \right)$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos \theta}{V_1} \tag{2.1}$$

Partiendo del tiempo de intercepción (t_1) la ecuación 2.1 también puede expresarse de la siguiente forma:

$$t = \left(\frac{x}{V_2} \right) + t_1 \quad 2.2$$

A partir de la ecuación 2.2 se puede representar gráficamente el tiempo de llegada de la onda a cada uno de los geófonos dispuestos sobre la superficie. La línea recta que se origina presenta una pendiente de $1/V_2$ y tiempo de intercepción t_1 , este último permitirá conocer el valor del espesor de la capa h (Sheriff, 1991).

$$h = \frac{1V_1t_1}{2\cos\theta}$$

Este planteamiento solo aplica a medios con capas horizontales ya que las ecuaciones que se emplean cuando las capas están inclinadas son un poco más complejas (Lankston, 1988). Sin embargo actualmente existe software que realiza los cálculos rápidamente tal es el caso del Seisimager que se utilizó en este trabajo y que se describe más adelante.

2.2 MÉTODOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS

El análisis de las curvas tiempo-distancia puede realizarse por diversos métodos que se han desarrollado con el fin de mejorar la interpretación y de optimizar el tiempo de procesamiento de datos (Rucker, 2002). Sin embargo, se pueden mencionar tres técnicas principales que han demostrado ser de gran utilidad dependiendo del objetivo a alcanzar, además de que el software utilizado trabaja con éstos.

2.2.1 MÉTODO DE TIEMPO DE DURACIÓN (TIME-TERM METHOD)

Este método utiliza un enfoque de mínimos cuadrados para hallar el mejor modelo de capas discretas que se aproximen a los datos obtenidos en campo.

A partir del ángulo crítico y de la lentitud de la primera capa (S_1) se calcula el tiempo de viaje de la fuente al receptor, mientras la profundidad y la lentitud de la segunda capa (S_2) son desconocidas. Sin embargo se puede encontrar una relación para cuando se traten con más de dos capas.

$$t_j = \sum_{k=1}^n C_{jk} Z_k + X_j S_2$$

$$C = 2S_1 \cos(i_c)$$

Donde j representa el número de tiempos de viaje y k el número de receptores, es decir, las profundidades (Z) que se desean calcular. El método simplifica el ajuste de los límites entre capas usando la ecuación de onda en un medio de capas. Se utiliza para generar el modelo inicial que se utilizará para aplicar la tomografía sísmica.

2.2.2 MÉTODO RECÍPROCO GENERALIZADO (GRM)

“El principio de reciprocidad establece que el tiempo de viaje medido entre una fuente y un receptor es independiente de la dirección del viaje por lo tanto el tiempo debe ser el mismo”.

Por la complejidad del procesamiento, este método requiere de mayor cantidad de datos, en primera porque se desea que el modelo sea más detallado y porque utiliza tiempos de retraso (delay time) para obtener las profundidades.

El tiempo de retraso es la mitad del tiempo (t_0), donde t_0 es el tiempo necesario para que la energía sísmica viaje de un punto en la superficie a otro punto en el subsuelo que sea perpendicular al primero.

Se calculan dos funciones para cada refractor, la función de análisis de velocidad y la función tiempo-profundidad, por medio de las cuales se obtiene la sección que muestra la distribución de las velocidades en las diferentes capas que componen el subsuelo y su profundidad (Palmer, 1980).

Se utiliza donde existen variaciones laterales en la velocidad dentro de un arreglo de un solo geófono, si existen capas delgadas de velocidades intermedias o cuando se presenta una inversión en la velocidad, es decir, existan capas que presenten velocidades menores a la capa suprayacente.

2.3 TOMOGRAFÍA DE REFRACCIÓN SÍSMICA

El SIRT o técnica de reconstrucción simultánea iterativa, es un método de refracción que ha sido recientemente usada para calcular modelos de baja velocidad cerca de la superficie. En este método el modelo inicial es modificado para minimizar la diferencia entre los tiempos observados y calculados (“mínimos cuadrados”). Lo anterior se realiza por medio del trazado de ondas refractadas a través del modelo (Belfer, 1996).

La tomografía a pesar de la complejidad que presenta al procesar los datos, ofrece grandes beneficios al ser utilizado en ambientes altamente heterogéneos, como sitios arqueológicos (Valenta y Donhal, 2007). La tomografía se basa en el concepto que el medio tiene un gradiente de velocidad; sin embargo implica el mayor inconveniente del método (Valenta y Donhal, 2007). La resolución vertical es menor que la resolución horizontal debido al limitado conjunto de ángulos de observación.

Se asume que la velocidad puede variar lateralmente y el modelo está dividido por barras verticales de velocidad constante, cada barra está limitada encima por la superficie de observación y abajo por el refractor (Figura 2.4). Sin embargo esto aumenta el número de parámetros desconocidos.

Este método necesita que se conozca a fondo el modelo inicial para producir una sección de velocidades correcta, esto se refleja en la combinación de métodos, primero para obtener el modelo inicial y en seguida se reconstruye con la tomografía. El método requiere tener una idea clara del modelo para producir las estimaciones de velocidad correctas (Belfer *et al.*, 1998). Para que el modelo inicial sea el adecuado, este debe acercarse lo más que se pueda a la realidad (Ismet Kanli, 2009).

El propósito del método es minimizar la diferencia entre los datos teóricos y los tiempos de viaje medidos para todas las fuentes y receptores, esto se realiza a través de un enfoque de mínimos cuadrados. Para corroborar lo anterior se utiliza el criterio de error RMS (Root Mean Square), la diferencia calculada también es conocida como residual.

La perturbación de la lentitud es determinada después de haber procesado todos los rayos. El principal objetivo de la tomografía es determinar inhomogeneidades locales en el medio estudiado donde se asume que el modelo inicial es conocido.

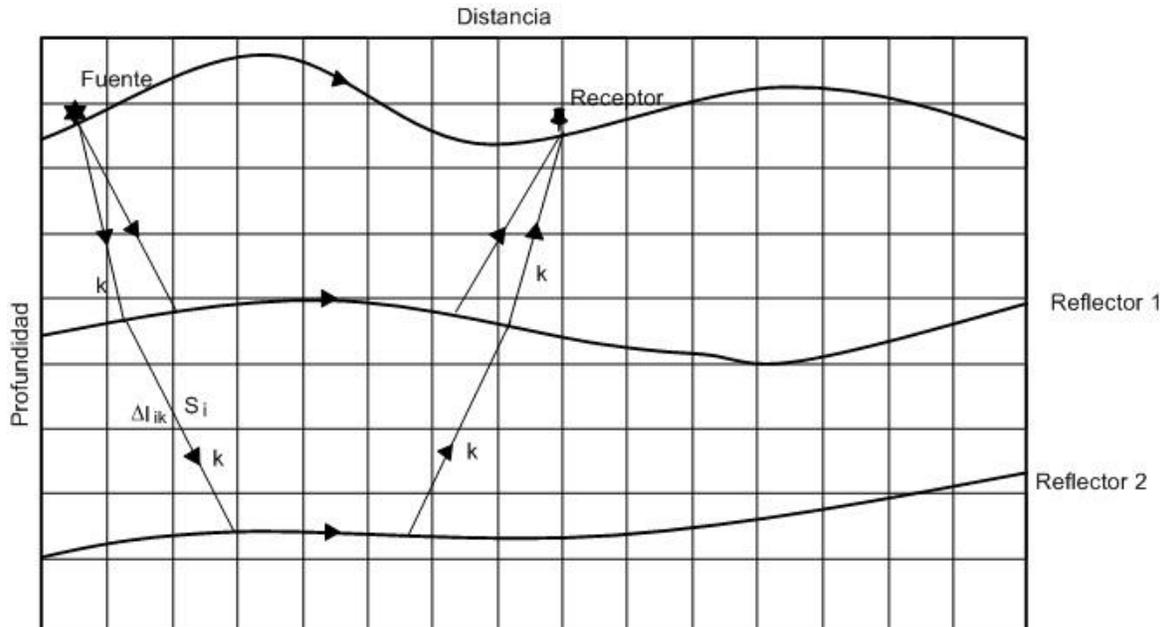


Figura 2.4 Modelo de velocidad-profundidad para la tomografía. El modelo está compuesto por celdas de igual tamaño de velocidad constante; sin embargo estas velocidades son desconocidas (Belfer y Landa, 1996).

El tiempo de viaje es calculado para el rayo k en la iteración q , donde l es la longitud del rayo que cruza alguna de las celdas, mientras S_i es la lentitud en la celda i , N será el número de rayos cruzando la misma celda (Figura 2.4).

$$t_i = \sum_{i=1}^N S_i l_{ik}$$

La perturbación de la lentitud en la iteración q puede ser escrita como:

$$\Delta S_{ik}^q = S_{ik}^{(q)} - S_{ik}^{(q-1)} = \frac{1}{K_i} \frac{\sum_k \Delta l_{ik} \Delta t_k^{(q)} \cos(\theta_k)}{\sum_i \Delta l_{ik}^2 \cos(\theta_{max})}$$

El modelo de lentitud es suavizada iterativamente hasta que no se pueden realizar mejoras.

El método para estimar el modelo de velocidades consisten en: a) Proponer un modelo inicial a partir de la información adquirida de la zona estudiada, b) Estimar un modelo inicial dada las curvas tiempo-distancia por medio de inversión, c) Comparar los modelos hasta obtener el mínimo error entre el modelo observado y el calculado, d) Reconstruir el modelo final. En la sección 2.5 se explicará con mayor detalle la aplicación de este método a los datos obtenidos en campo.

2.4 ADQUISICIÓN DE DATOS

Los estudios en campo realizados por medio del método de refracción sísmica generalmente emplean una medición directa e inversa de la propagación del tiempo (Laverge, 1989), esto es necesario para poder calcular la profundidad, velocidad y echados simultáneamente. La energía de la onda se reflejará en la amplitud de ésta, la cual dependerá del tipo de fuente que se utilice, ya sean explosivos o algún tipo de dispositivo que pueda provocar perturbaciones en el suelo.

Se recomienda utilizar una distancia fuente/geófono, alrededor de dos veces la profundidad de los refractores. La utilización de múltiples geófonos puede ser complementada por la cobertura continua de cada refractor objetivo, además se recomienda sobreponer geófonos en líneas colineales (Lankston, 1989).

Para mapear los refractores y determinar las velocidades se aconseja disparar tiros “directos” e “inversos” de la fuente inicial y final respectivamente, a todos los geófonos colocados sobre el perfil. Para que las ondas directas logren alcanzar el primer geófono es necesario que exista una distancia fuente-detector de dos veces la profundidad del primer refractor (Redpath, 1973).

Una capa de alta velocidad solo puede servir como refractor si su espesor es continuo y suficiente, si no la onda directa se atenuará durante la propagación y no será detectada a grandes distancias. Es importante mencionar que antes de llegar a la superficie la onda por lo menos se ha refractado dos veces (Hagedoorn, 1958).

La corrección que generalmente se le aplican a los datos adquiridos en campo es por elevación, esto se debe a que las elevaciones de la fuente y los detectores son ajustados a un plano adecuado para corregir el tiempo de propagación correspondiente (Lavergne, 1989); sin embargo el Seisimager hace la corrección por topografía con solo ingresar una base datos con las elevaciones de la línea sísmica realizada.

Los datos se adquirieron mediante el instrumento Gometrics StrataVisor NZ II de 48 canales, en arreglos de 24 geófonos verticales de 14 Hz de la marca OYO Geospace, cableado para realizar la conexión entre los geófonos y el sismógrafo, dinamita y un marro de 8 Kg se utilizaron como fuentes.

Al realizar el estudio en campo se colocaron los geófonos en contacto directo con el suelo, como se muestra en la figura 2.5.

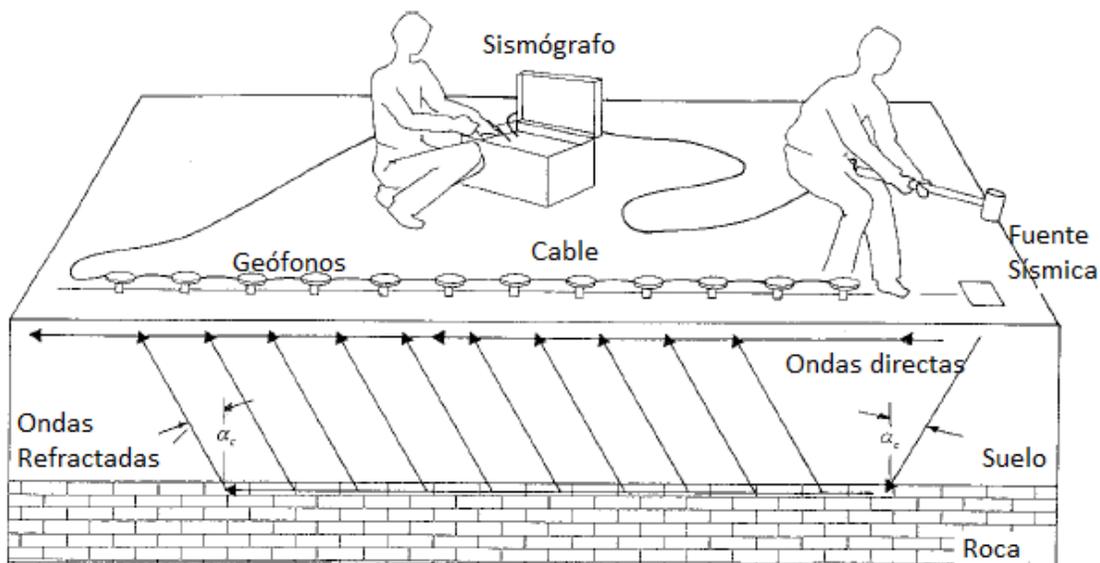


Figura 2.5 Ejemplo de un arreglo en campo (American Society for Testing and Materials, 2011).

Se realizaron seis perfiles en la zona con un intervalo entre geófonos de dos metros. No todos los perfiles tuvieron la misma fuente y longitud, por lo que a continuación se muestra una tabla con las características más importantes de los perfiles sísmicos.

Perfil	Longitud [m]	Tipo de Fuente
1	46	Marro
		Dinamita
2	92	Dinamita
3	92	Marro
4	92	Marro
5	92	Marro
6	46	Marro
		Dinamita

Tabla 2.1 Características de los perfiles sísmicos realizados en el campo experimental de la UACH.

Se golpeó una placa de metal colocada sobre el terreno con el marro, con el fin de inyectar suficiente energía al subsuelo. Las mediciones se hicieron con un ritmo de muestro de 0.125 ms (Figura 2.6). En los perfiles donde la fuente fue el martillo, se apilaron de 3 a 5 trazas dependiendo de calidad de la señal registrada. Esto porque la señal que ha de recibirse en cada uno de los detectores colocados sobre la superficie estará constituida de ruido y señal de interés, para de alguna forma destruir o eliminar en mayor porción el ruido, se agregan varias trazas sobre una misma, es decir se realiza un apilamiento. A través de esto, se logra que la señal verdadera esté en fase, este es el método más efectivo para mejorar la relación señal-ruido (Green, 1974).



Figura 2.6 Adquisición de los datos (Foto tomada por Novo-Obrador, 2012).

Se tomaron las coordenadas geográficas al inicio y final de cada uno de los perfiles. Debido a que el terreno es prácticamente plano no se presentaron complicaciones durante el tendido del cable, la colocación de los geófonos y fuentes.

Los perfiles I, II, V y VI se tomaron en dirección SW-NE, mientras el perfil III se tomó en dirección S-N y el perfil IV se realizó con dirección SE-NW (Figura 2.7).

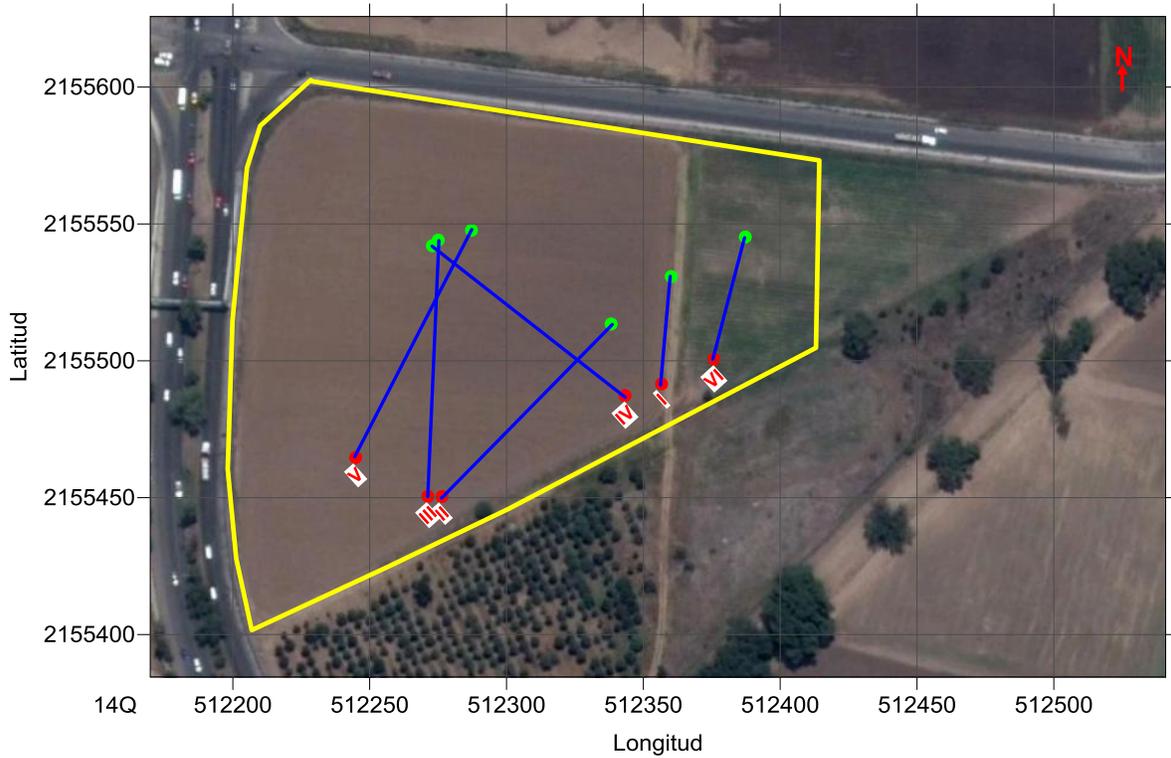


Figura 2.7 Área de estudio (línea amarilla) y perfiles sísmicos realizados (líneas azules). Los puntos rojos indican la colocación de la primera fuente, mientras los verdes indican la fuente final para cada línea sísmica (Google Earth, 2013).

2.4.1 SOFTWARE SEISIMAGER/2D

Actualmente existen diversos paquetes computacionales que permiten que los datos sísmicos se puedan procesar a una velocidad mayor, optimizando los métodos de interpretación y de procesamiento (Rucker, 2002).

El software Seisimager/2D presenta varias ventajas y es un paquete computacional conformado por diversos módulos, cada uno de éstos creados para resolver un problema en específico. Algunas de las características que presentan son que el usuario puede elegir como desea que las trazas o datos sísmicos se presenten, hacer correcciones en los archivos de datos, elegir los primeros arribos e invertir los datos para obtener el modelo de velocidades (Geometrics, 2009). Los dos módulos que se utilizan para analizar los datos adquiridos en un estudio de refracción sísmica son: Pickwin y Plotrefa.

Por medio de Pickwin se puede visualizar las trazas sísmicas adquiridas en campo y editar la geometría del arreglo o corregir algún error que se haya cometido durante la adquisición en campo. Una vez realizado lo anterior se pueden encontrar, elegir y guardar los primeros arribos. Cuando los datos sísmicos presentan mucho ruido se pueden aplicar diversos filtros para eliminar los datos causados por viento, tráfico, etc. (Geometrics, 2009). Al finalizar la aplicación de este módulo se tendrán las curvas tiempo-distancia.

Plotrefa se encarga de la interpretación, una vez elegidos los primeros arribos con el módulo Pickwin y obtenidas las curvas tiempo-distancia, éstas servirán como los datos de entrada y por medio de la aplicación de cualquiera de las tres técnicas de interpretación disponibles es posible arrojar un modelo de velocidades que se aproxime a los datos adquiridos en campo (Geometrics, 2009). La ventaja de este módulo es que presenta diversas herramientas que facilitan la representación del modelo y hacen más sencilla la interpretación.

2.4.2 PROCESAMIENTO

Cada una de las trazas sísmicas obtenidas durante el estudio fue analizada con Pickwin para seleccionar los primeros arribos y obtener las curvas tiempo-distancia de cada perfil. En la figura 2.8 se muestra una traza sísmica después de analizarla.

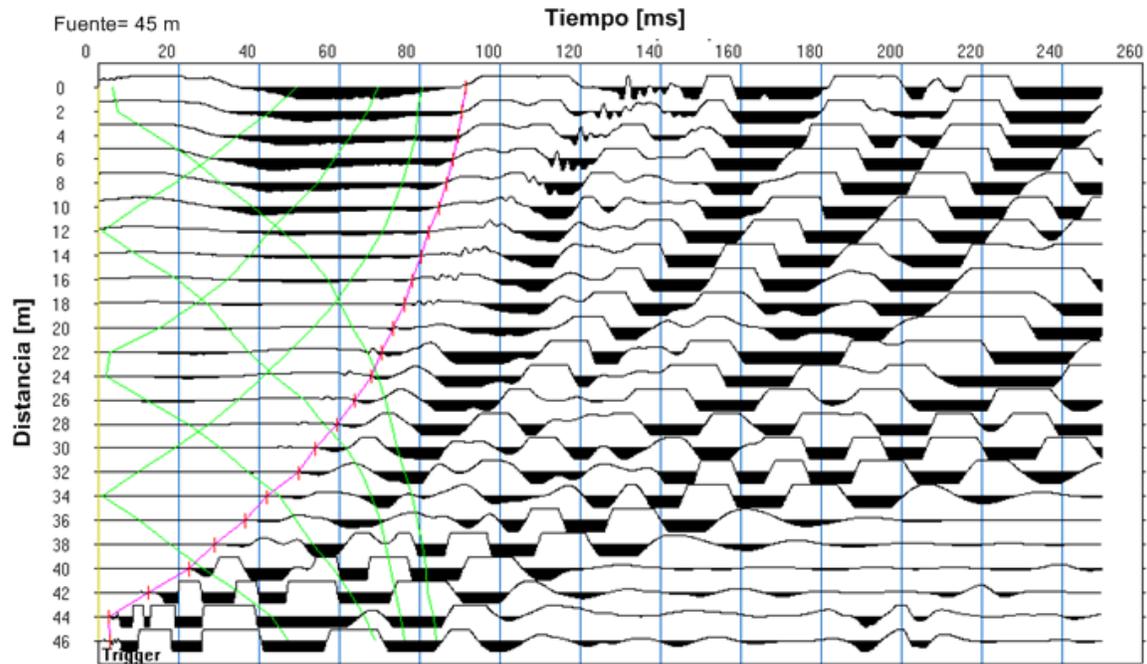


Figura 2.8 Traza sísmica del primer perfil, analizado con Pickwin. Las líneas verdes corresponden a los primeros arribos ya elegidos, mientras la línea rosa representa a los primeros arribos de la última traza.

Con ayuda del módulo Plotrefa se seleccionó el número de capas en las curvas tiempo-distancia. En la figura 2.9 se puede observar cómo se realizó dicha selección.

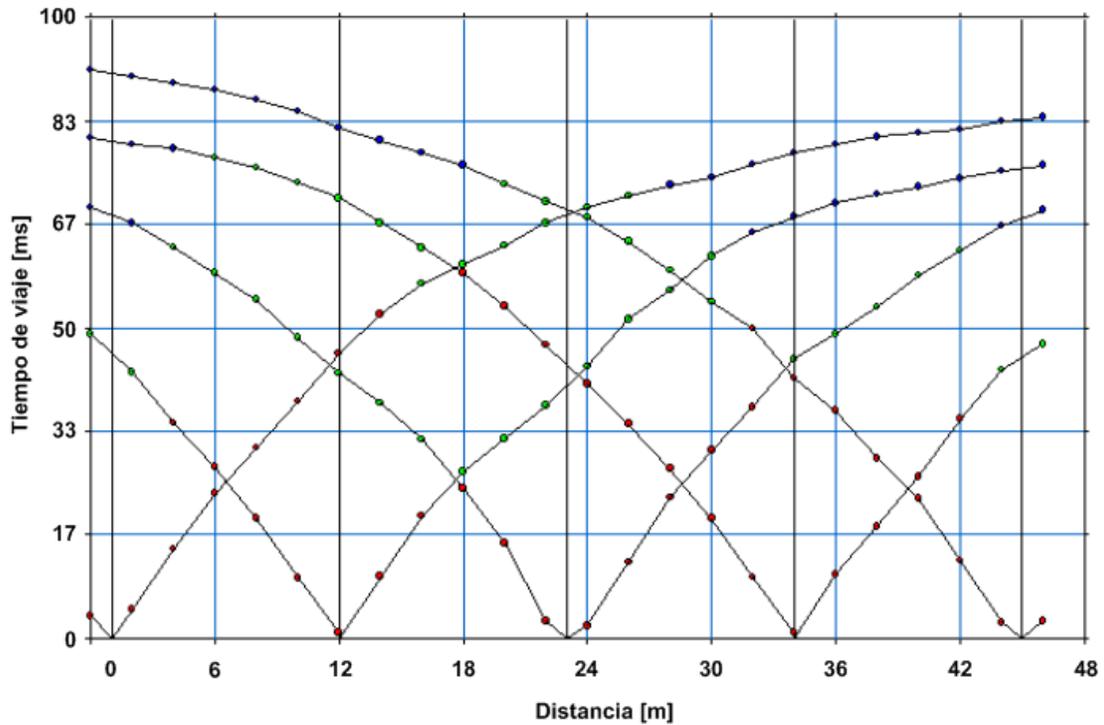


Figura 2.9 Curvas tiempo distancia, correspondiente al primer perfil utilizando como fuente Martillo. Los puntos en rojo corresponden a la primera capa, los verdes a la segunda y los azules a la tercera capa.

Para obtener un modelo de velocidades adecuado, se decidió utilizar la tomografía como método de inversión; sin embargo como se mencionó anteriormente es necesario contar con un modelo inicial. Primero se asignó el número de capas que pudieran representar al subsuelo como se muestra en la figura 2.9, se aplicó el método Time-Term para obtener un primer modelo de velocidades que posteriormente se utilizó como modelo inicial.

Se establecieron los parámetros y el número de iteraciones a realizar y se inició la inversión dando como resultado el modelo final de velocidades. Se utilizaron de 10 a 20 iteraciones, dependiendo de la complejidad del modelo inicial.

Si el error cuadrado medio (RMS) del modelo de velocidades correspondía a valores muy altos el modelo era desechado y se asignaba de nuevo el número de capas, si a pesar de esto el RMS no disminuía se regresaba a la selección de primeros arribos en Pickwin hasta obtener un RMS adecuado.

3 PROSPECCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

3.1 ECUACIONES DE MAXWELL

Las ecuaciones de Maxwell son un punto de partida para entender como las ondas o campos electromagnéticos pueden ser estudiados con el fin de estudiar la estructura de la tierra y conocer sus propiedades magnéticas o eléctricas.

El desarrollo de la teoría electromagnética comenzó hace más de un siglo con las primeras investigaciones realizadas por Faraday, Maxwell, Ampere, Gauss y otros científicos que impulsaron las bases que describen el comportamiento de los campos electromagnéticos. Maxwell fue el primero en introducir las ecuaciones matemáticas y leyes físicas que sustentan los campos electromagnéticos.

Las ecuaciones de Maxwell se conforman por cuatro ecuaciones fundamentales en el desarrollo de la teoría electromagnética, a continuación se presenta una breve descripción de cada una de estas.

3.1.1 LEY DE GAUSS

El campo eléctrico es producido por cargas eléctricas, las cuáles generan un flujo eléctrico. La característica principal es que el flujo causado por este campo al pasar a través de una superficie cerrada será proporcional a la carga total contenida dentro de dicha superficie (Zhdanov, 2009) Donde ρ es la densidad de carga, ϵ_0 es la permitividad del vacío y E el campo eléctrico.

$$\nabla \cdot \bar{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad 3.1$$

El flujo del campo magnético pasando a través de cualquier superficie cerrada es igual a cero; lo cual no significa que no existan líneas de campo magnético atravesando la superficie, si no que para cada línea que ingresa, existe otra que sale. Lo anterior demuestra que no existen polos magnéticos aislados (monopolos magnéticos) (Sadiku, 1995). Donde B representa al campo magnético.

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad 3.2$$

3.1.2 LEY DE INDUCCIÓN DE FARADAY

Si el flujo magnético (ϕ) es variable a través de una superficie, se inducirá un campo eléctrico a lo largo del límite de esta superficie. El campo eléctrico generará una fuerza electromotriz (ε) capaz de producir una corriente en un circuito cerrado.

$$\varepsilon = -\frac{\partial\Phi}{\partial t}$$

Alguna variación en el flujo magnético respecto al tiempo, dará origen a un campo eléctrico, el cual se conocerá como campo inducido (Kaufman, 1985).

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad 3.3$$

El signo negativo está relacionado con la ley de Lenz, quién descubrió que la corriente inducida por el flujo del campo magnético siempre tendrá una dirección que se opondrá a la variación del flujo (Fleisch, 2008).

3.1.3 LEY DE AMPERE-MAXWELL

Un campo magnético es producido por una corriente eléctrica y por un campo eléctrico variable en el tiempo (Fleisch, 2008). Donde J representa a la densidad de corriente eléctrica, μ a la permeabilidad magnética y ε_o a la permitividad eléctrica.

$$\nabla \times \vec{B} = \mu J + \mu \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad 3.4$$

La razón por la cual esta ley es nombrada como Ampere-Maxwell es porque Ampere afirmó que las corrientes creaban campos magnéticos; sin embargo más tarde Maxwell introdujo un nuevo término relacionado con la concentración de carga en las placas de los condensadores, también conocidas como corrientes de desplazamiento (D).

3.1.4 ECUACIONES DE MAXWELL EN UN MEDIO HOMOGENEEO

Para resolver problemas de prospección en la tierra es necesario implementar condiciones de frontera. Suponer que el medio al que se trata es homogéneo minimiza la complejidad de las ecuaciones de Maxwell. Un medio homogéneo, lineal e isótropo será aquel donde la permeabilidad magnética (μ), la permitividad eléctrica (ϵ) y la conductividad eléctrica (σ) sean constantes en tiempo y en espacio, lo anterior da pauta para generar las ecuaciones constitutivas que serán de gran apoyo para modificar y simplificar las ecuaciones de Maxwell.

$$D = \epsilon E \quad 3.5$$

$$B = \mu H \quad 3.6$$

$$J = \sigma E \quad 3.7$$

A partir de las tres ecuaciones anteriores tenemos:

$$\nabla \times \bar{H} = \sigma E + \epsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \quad 3.8$$

$$\nabla \times \bar{E} = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad 3.9$$

$$\nabla \cdot \bar{H} = 0 \quad 3.10$$

$$\nabla \cdot \bar{E} = 0 \quad 3.11$$

La ecuación 3.1 se modifica a la ecuación 3.11 debido a que se supone que en un medio homogéneo la carga no puede ser almacenada por lo que no existen cargas libres.

3.2 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS

La teoría electromagnética, las ecuaciones que la componen así como la concepción que se tiene de ésta, no podrían ser posibles si no se consideraran las propiedades fundamentales que presentan los materiales y que facilitan la elaboración de ésta.

Las propiedades son la conductividad eléctrica, la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética, además en el área de la prospección electromagnética la primera es de gran ayuda en la interpretación de los datos obtenidos a partir de los estudios realizados.

3.2.1 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

La conductividad (σ) representa la capacidad que tiene un material para dejar circular la corriente eléctrica a través de ésta, es decir la libertad con la que se mueven las cargas eléctricas. De acuerdo a su conductividad los materiales se pueden clasificar en conductores y no conductores, estos últimos también conocidos como dieléctricos.

La conductividad es dependiente de la temperatura y la frecuencia, así cuando la temperatura disminuya la conductividad aumentará. Si $\sigma \gg 1$ se tratará de un metal, si $\sigma \ll 1$ aislante (dieléctrico), cuando el valor de σ caiga entre los valores anteriores entonces se tendrá un semiconductor (Sadiku, 1995).

Al inverso de la conductividad se le conoce como resistividad, propiedad que generalmente se utiliza en la representación gráfica de los datos analizados en la prospección electromagnética.

3.2.2 PERMITIVIDAD ELÉCTRICA

Cuando las cargas son desplazadas de su posición de equilibrio, el medio se polariza. La permitividad de un material se incrementa desde frecuencias altas a frecuencias bajas (Santamarina *et al.*, 2005)

La permitividad (ε) describe la habilidad de un material para almacenar energía electromagnética en forma de cargas eléctricas (Jol, 2009) está relacionada con la susceptibilidad eléctrica (χ_e), que indica la sensibilidad que presenta un dieléctrico a un campo eléctrico.

Es dependiente de la presencia de agua en el medio y de la frecuencia (Jol, 2009).

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$$

$$\varepsilon_r = 1 + \chi_e$$

Donde la ε_0 representa la permitividad del vacío y ε_r la relación entre la permitividad de un dieléctrico a la del vacío. Es importante mencionar que ε_r y χ_e son adimensionales, mientras ε_0 y ε presentan como unidades $\frac{\text{Farads}}{\text{m}} \left[\frac{\text{F}}{\text{m}} \right]$ (Sadiku, 1995).

3.2.3 PERMEABILIDAD MAGNÉTICA

La permeabilidad magnética (μ) indica que tan susceptible es un material a una campo magnético. Se relaciona con χ_m y μ_r , la primera denominada susceptibilidad magnética y la segunda permeabilidad relativa, ambas se utilizan para clasificar un material en términos de su comportamiento magnético (Sadiku, 1995).

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

$$\mu_r = 1 + \chi_m$$

Donde μ_0 es igual a la permeabilidad del vacío.

μ_0 y μ presentan como unidades $\frac{\text{Henry}}{\text{m}} \left[\frac{\text{H}}{\text{m}} \right]$, mientras χ_m y μ_r son adimensionales.

Los materiales se pueden clasificar de la siguiente manera de acuerdo al valor de μ_r que presenten.

- Diamagnéticos ($\mu_r \lesssim 1$). Materiales donde el campo magnético es cancelado.
- Paramagnéticos ($\mu_r \gtrsim 1$). El campo magnético no se cancela totalmente, depende de la temperatura.
- Ferromagnéticos ($\mu_r \gg 1$). Son capaces de magnetizarse por un campo magnético.

3.3 FUNDAMENTOS DE LA PROSPECCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

3.3.1 MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA

El método electromagnético en el dominio de las frecuencias (FDEM) se ha aplicado en diversas áreas, ya sea en arqueología (Bevan, 1983; Frohlich y Lancaster, 1986; Tabbagh, 1986), hidrogeología (Meju, 2002; Pellerin, 2002), geotecnia (Pellerin, 2002) entre otras.

El desarrollo de los métodos en el dominio de la frecuencia se debió a la necesidad de medir con precisión y rápidamente el campo secundario con la presencia del campo primario.

La mayoría de los FDEM utilizan los siguientes tipos de medición:

- La fase de uno o más componentes espaciales del campo es medido en relación a la corriente en la fuente (transmisor).
- Dos componentes espaciales del campo son detectadas simultáneamente y el resultado se expresa como la relación de la magnitud de las componentes y la diferencia de fase entre las componentes.

En diversas áreas de aplicación del FDEM se ha encontrado que se obtienen mejores resultados cuando este método se utiliza a bajas frecuencias, esto implica que el número de inducción sea mucho menor a uno lo que da como consecuencia que la constante de propagación (Ecuación 3.12) y el skin depth (Ecuación 3.13) se modifiquen.

$$\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma} \quad 3.12$$

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \quad 3.13$$

3.3.2 NÚMERO DE INDUCCIÓN

Para una tierra homogénea, un parámetro adimensional conveniente es la relación de la separación entre bobinas y el skin depth, conocido como número de inducción. Si r es la distancia entre bobinas y B se define como el número de inducción.

$$B = \frac{r}{\delta} \quad 3.14$$

$$\gamma r = B\sqrt{2i} \quad 3.15$$

Si el número de inducción es mucho menor que uno, la profundidad de investigación es determinada principalmente por la separación entre bobinas. A partir de la ecuación 3.15 se pueden definir tres zonas según sea su distancia a la fuente. Zona lejana cuando $|\gamma r| \gg 1$, zona cercana cuando $|\gamma r| \ll 1$ y zona transición cuando $|\gamma r| \approx 1$.

En la zona cercana predomina la componente en cuadratura y existe una gran dependencia en la geometría del arreglo (Frischknecht *et al.*, 1992). A pequeños valores del número de inducción no existe interacción entre la corriente fluyendo en las diferentes capas y el campo secundario es puramente imaginario (se encuentra a 90° fuera de fase con respecto a la corriente transmitida) (Kaufman, 1985).

En la zona de transición o intermedia la componente en cuadratura del campo secundario es más apreciable. En la zona lejana el campo ya no depende de la separación entre bobinas además predomina la componente en cuadratura y el campo secundario es mucho mayor al campo primario.

3.3.3 AUTOINDUCTANCIA E INDUCTANCIA MUTUA

Un solo circuito que posea una corriente I circulando a través de éste, creará un flujo magnético que afectará al mismo circuito. Debido al cambio del campo magnético primario con respecto al tiempo, se generará un campo eléctrico, el campo generará corrientes de inducción que a su vez crearán un campo secundario. Para hallar I se utiliza la ley de Faraday (Kauffman, 1985). El flujo total procederá del flujo primario (ϕ_p) y secundario (ϕ_s) por lo tanto:

$$\varepsilon = -\frac{\partial \phi_p}{\partial t} - \frac{\partial \phi_s}{\partial t} \quad 3.16$$

A partir de una nueva variable llamada autoinductancia, el cálculo de la corriente eléctrica se reduce a:

$$\phi = \phi_p + \phi_s$$

$$\phi = LI$$

La autoinductancia (L) se puede entender como la relación del flujo magnético que fluye a través del circuito y la corriente, la cual estará determinada por parámetros geométricos del mismo circuito (Kaufman, 1985).

Suponiendo que existen n circuitos o bobinas, identificadas con $1, 2, \dots, n$, el flujo total que atraviesa cualquiera de los circuitos será aquel en el que se tomen en cuenta cada una de las aportaciones realizadas por las n bobinas (Reitz, 1986).

Para calcular la corriente inducida en un circuito, cuando la corriente cambia en otro circuito, es conveniente expresar el flujo que se ha enlazado en términos de la corriente del primer circuito y un factor geométrico que involucre a ambos (Lorrain, 1979).

$$\phi_{ij} = M_{ij}I_i \text{ ó } \phi_{ji} = M_{ji}I_j \quad 3.17$$

Al nuevo factor M se le conoce como la inductancia mutua y se puede visualizar como la cantidad de flujo magnético que atraviesa el circuito i debido a la corriente en el circuito j (West y Macnae, 1992). La inductancia mutua depende de la geometría de los circuitos, de su posición y orientación de uno con respecto al otro. Por lo tanto el flujo de puede representar en términos de la corriente y de la inductancia (Lorrain, 1979).

La inductancia mutua M_{ij} entre cada par de bobinas representa el flujo magnético interrumpido en un circuito (i) debido a una unidad de corriente en otro (j) y son simétricas en i, j .

3.3.4 IMPEDANCIA MUTUA

La impedancia mutua se puede entender como la relación que existe entre el voltaje inducido en el receptor y la corriente transmitida por la fuente. Se involucra el momento magnético, el cual dependerá del número de vueltas que presente la bobina y el área que abarque.

$$Z = \frac{V_R}{I_T} = - \frac{i\omega\mu_0 m H_R}{I_T} \quad 3.18$$

La relación del acoplamiento mutuo se puede definir como la impedancia mutua del arreglo en presencia de un medio conductor (Z), dividido por el acoplamiento mutuo de este en el espacio libre (Z_0). Las mediciones generalmente se normalizan con respecto a Z/Z_0 . Sin embargo esta relación también se puede deber a la presencia del campo primario (Butler, 2005).

$$\frac{Z}{Z_0} = \frac{H_S}{H_P} \quad 3.19$$

3.3.5 INDUCCIÓN DE CORRIENTE EN EL SUBSUELO

La prospección electromagnética se fundamenta en la medición de la conductividad eléctrica del subsuelo, ésta es detectada por medio de un campo eléctrico o magnético variable en el tiempo. Para generar cualquier campo electromagnético se utiliza una corriente alterna como fuente, lo que provocará que se induzcan corrientes secundarias en el material conductivo del subsuelo.

Durante la prospección se utiliza un sistema como el que se muestra en la figura 3.1 configurado por tres bobinas. La primera funciona como transmisor, la segunda como receptor y la tercera será el conductor que se encuentra en el subsuelo y la cual será el objetivo a alcanzar.

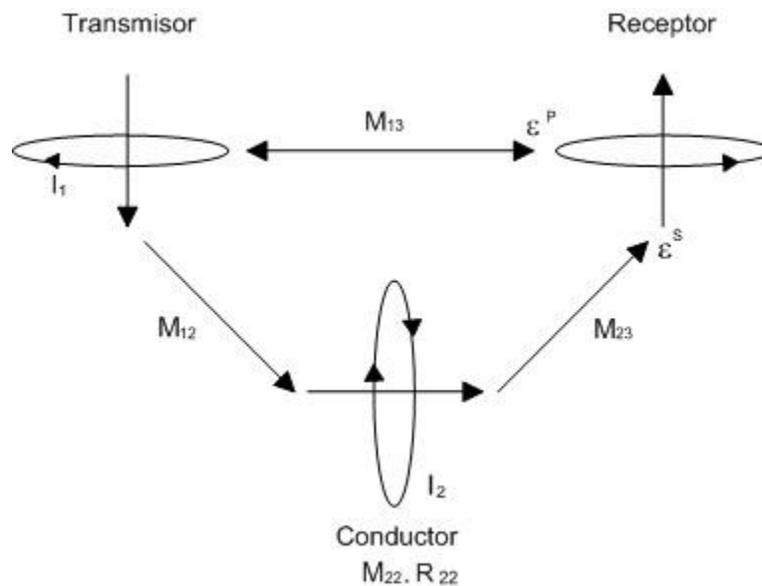


Figura 3.1 Circuito simple de un sistema electromagnético (West y Macnae, 1992).

La inducción de corrientes en el subsuelo procederá de la variación del campo magnético primario respecto al tiempo, el cual a su vez generará un campo eléctrico (Kauffman, 1985). Ya que se considera que se tratarán solo medios lineales, homogéneos e isotrópicos, cualquier campo electromagnético puede ser descompuesto de tal forma que los campos eléctrico y magnético son transversos al eje z y perpendiculares entre sí (Ward y Hohmann, 1987).

En la bobina transmisora fluirá una corriente $I_0 e^{i\omega t}$, la cual generará un campo magnético variable. Mientras la “bobina” que se encuentra en el subsuelo tendrá una resistencia R e inductancia L , estas dos propiedades se relacionarán a través de una constante $\tau = L/R$.

La fuerza electromotriz producida en cualquiera de las tres bobinas será:

$$\varepsilon_j = -i\omega\phi_{ij}(\omega) = -i\omega M_{ij} I_i(\omega) \quad 3.20$$

La corriente inducida en el conductor será la fuerza electromotriz inducida entre la impedancia del conductor. El valor inicial de la corriente estará determinada por el flujo magnético, conocido como flujo primario (ϕ_p), mientras que las corrientes inducidas decaerán exponencialmente con un tiempo constante τ .

$$I_i = \frac{-i\omega\phi_p(\omega)}{R + i\omega L} \quad 3.21$$

$$I(\omega) = \left(\frac{-i\omega\tau}{1 + i\omega\tau} \right) \frac{\phi_p}{L} = \left(\frac{-i\gamma}{1 + i\gamma} \right) \frac{\phi_p}{L} \quad 3.22$$

Los campos primario y secundario crearán corrientes en el receptor, de los cuales son medidos sus voltajes y fases.

Para calcular la respuesta de un conductor en un sistema electromagnético primero se debe calcular el campo primario en el cuerpo debido al transmisor y el campo secundario en el receptor debido al momento inducido en el cuerpo.

3.3.6 PARÁMETRO DE RESPUESTA

Si la frecuencia variable es tomada como adimensional $\gamma = \omega\tau$, se tendrá el parámetro de respuesta, que representará una transición fija entre la respuesta resistiva (bajas frecuencias) e inductiva (altas frecuencias). En el límite resistivo la resistencia de la bobina es grande y la corriente inducida, estará en cuadratura con el flujo magnético primario. En el límite inductivo el flujo secundario es mayor por lo que se vuelve casi igual y opuesto al flujo primario (West y Macnae, 1992).

En el límite inductivo, las corrientes inducidas crean un campo magnético secundario, que cancela el campo primario en todas partes del cuerpo, ya que estas corrientes forman un vórtice cerrado pueden representarse como una distribución de la magnetización. Para calcular la respuesta de un conductor en un sistema electromagnético primero se debe calcular el campo primario en el cuerpo debido al transmisor y el campo secundario en el receptor debido al momento inducido en el cuerpo (West y Macnae, 1992).

La frecuencia angular a la cual la componente imaginaria es máxima y la fase presenta un ángulo de 45° es a $\omega_m = 1/\tau$ (Figura 3.2). El límite inductivo corresponde al instante en el que las corrientes inducidas están circulando en la superficie más externa del cuerpo conductor; sin embargo esto no significa que el parámetro de respuesta sea dependiente de la conductividad, ya que solo dependerá de factores geométricos (McCracken, 1986).

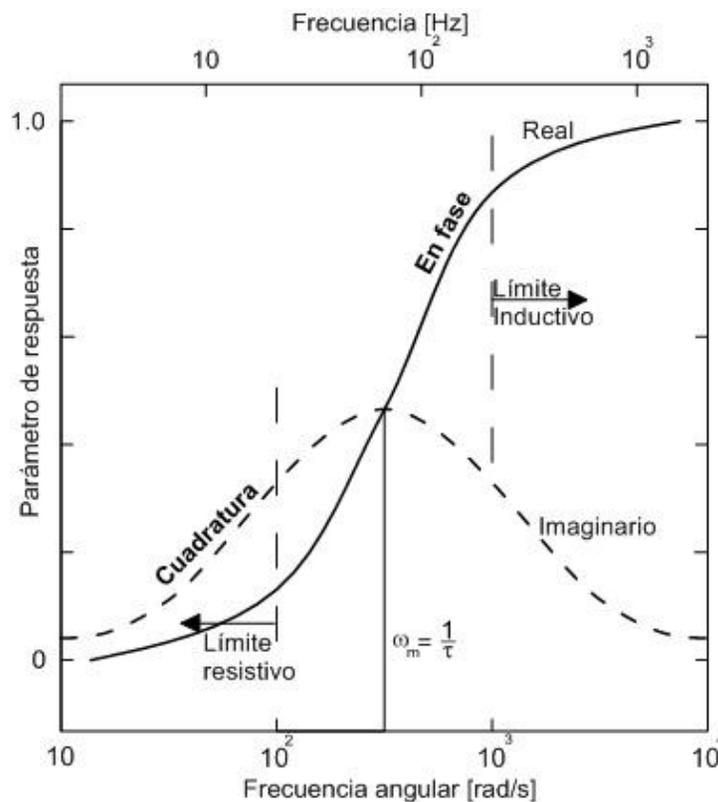


Figura 3.2 Respuesta electromagnética de una corriente inducida debido a un campo magnético variable (McCracken *et al.*, 1986).

3.3.7 TIPOS DE ARREGLOS

Existen diversos arreglos que se utilizan en el método de inducción electromagnética, basados principalmente en la orientación de las bobinas transmisora y receptora. La orientación es descrita por la posición de los ejes y planos; sin embargo para realizar el análisis matemático se consideran como dipolos matemáticos.

A continuación se presentan algunos de los arreglos más utilizados y con los que se han obtenido buenos resultados.

- Bobinas Horizontales Coplanares (HCP). La fase de uno o más componentes del campo es medido con respecto a la corriente en el transmisor.
- Bobinas Perpendiculares (PERP). Dos componentes del campo son medidas simultáneamente y el resultado es expresado como la relación de las magnitudes.
- Bobinas Verticales Coplanares (VCP). Se puede medir la dirección del campo algunas veces y son medidos mediante la rotación del receptor para encontrar la posición de la señal mínima.
- Bobinas Verticales Coaxiales (VCX).

Los arreglos HCP, VCX, VCP presentan el máximo acoplamiento del campo primario entre las bobinas, mientras en el arreglo PERP el acoplamiento es mínimo (Figura 3.3).

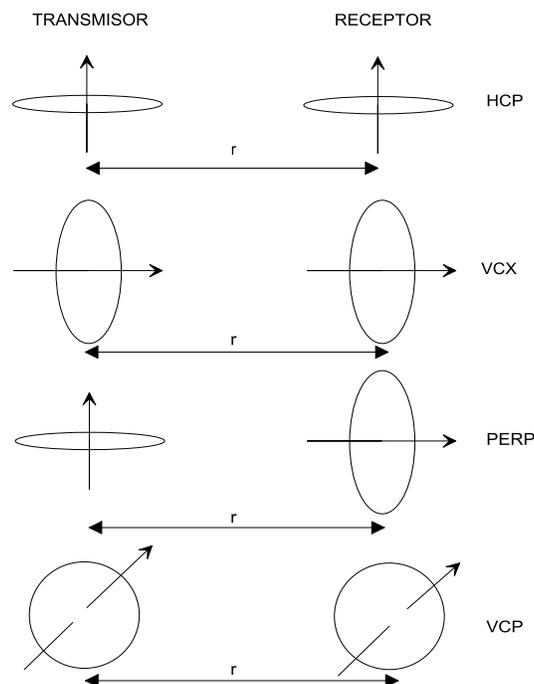


Figura 3.3 Tipos de arreglos utilizados en el método de inducción electromagnética (Fitterman y Labson, 2005).

3.4 MÉTODO DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

Cuando se realiza un estudio en el dominio de las frecuencias, la corriente transmitida es una onda sinusoidal o cuadrada cuya amplitud dependerá de la impedancia, voltaje y capacidad de la bobina transmisora. La cantidad analizada puede ser el voltaje inducido secundario en el receptor medido en términos del voltaje primario, por lo tanto la fuerza electromotriz en cualquiera de las bobinas será:

$$\varepsilon_j = -i\omega\phi_{ij}(\omega) = -i\omega M_{ij}I_i(\omega)$$
$$\frac{\varepsilon^s}{\varepsilon^p} = -\frac{M_{12}M_{23}}{M_{22}M_{33}}\left(\frac{i\omega\tau}{1+i\omega\tau}\right) \quad 3.23$$

La primera parte expresa el acoplamiento geométrico entre la bobina transmisora, receptora y el cuerpo objetivo, éste determinará la fuerza y la forma del perfil de la respuesta anómala, esta parte de la respuesta variará si se cambia el arreglo geométrico entre el transmisor, receptor y el objetivo. La segunda parte es la respuesta de frecuencia del objetivo, depende de las propiedades eléctricas y de la geometría.

Los campos electromagnéticos tendrán diferente fase que la corriente transmitida. Como la fase de la señal recibida es importante para entender la respuesta y la interpretación de los datos, es necesario conocer las amplitudes de la componente de la señal recibida que se encuentra en fase con la corriente transmitida y la componente que se halle a 90° fuera de fase con la corriente transmitida (cuadratura) (Fitterman y Labson, 2005).

$$A = \sqrt{I(\omega)^2 + Q(\omega)^2}$$
$$\phi = \tan^{-1} \frac{Q(\omega)}{I(\omega)}$$

La componente de cuadratura, en fase y la amplitud será proporcional al área efectiva de la bobina receptora.

A bajas frecuencias y bajas conductividades, las corrientes inducidas serán pequeñas, los desplazamientos de fase son cercanos a los 90° y la resistividad aparente de bulk será proporcional a la relación entre la componente de fase y la de cuadratura, es decir entre el campo magnético primario y el campo magnético secundario.

Por lo tanto, lo anterior se relaciona con bajos números de inducción (LIN). El método de inducción electromagnética (EMI) trabaja bajo dichas restricciones, éste ha sido utilizado principalmente en problemas de agricultura (Sudduth *et al.*, 2001), arqueología (Bevan, 1983) e hidrogeología (Fitterman y Labson, 2005) obteniendo buenos resultados en todos.

En estudios arqueológicos las variaciones en la respuesta debida a la susceptibilidad magnética han sido bastante exitosas. El desarrollo de los métodos en el dominio de la frecuencia se debió a la necesidad de medir con precisión y rápidamente el campo secundario con la presencia del campo primario (Frischknecht *et al.*, 1992). La ventaja de este método es la precisión a la que mide los cambios laterales de la conductividad del terreno (McNeill, 1980).

El método de inducción electromagnética (EMI) es de banda ancha y opera con frecuencias de 1 a 100 KHz, dependiendo del área al que se aplicará. Se basa en la radiación de frecuencias muy bajas en el suelo. Dependiendo de la conductividad del suelo, se crearan corrientes de inducción que a su vez producirán un campo electromagnético secundario, el cual es grabado por el equipo EMI.

Bajo el criterio LIN, la separación y la orientación de las bobinas son las encargadas de determinar la profundidad y la sensibilidad espacial del sensor. Este método puede ser usado para explorar a varias profundidades variando la separación de bobinas y la frecuencia inducida (Conyers *et al.*, 2008). La profundidad de investigación puede aumentar conforme se aumente la separación entre bobinas; sin embargo puede disminuir la resolución lateral y la probabilidad de detectar cuerpos someros (Tabbagh, 1986).

La frecuencia se elige de tal forma que el skin depth no sea el que limite la profundidad de investigación, por lo tanto se utilizará una frecuencia menor a 100 KHz.

3.5 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

La respuesta electromagnética puede ser producida por corrientes inducidas naturalmente o por fuentes artificiales controladas; este método pertenece al segundo grupo y por lo tanto se puede variar la geometría y la frecuencia. La variación de estos dos últimos parámetros dependerá del objetivo.

Para investigaciones arqueológicas se recomienda que la medición realizada en campo sea través de la realización de perfiles, el cual requiere que el sistema receptor-transmisor sea elegido de tal forma que el campo primario sea perpendicular al plano del objetivo. Si se desea conocer la contribución relativa de materiales cerca de la superficie se recomienda utilizar un arreglo de bobinas verticales coplanares, en caso contrario se utilizarían bobinas horizontales coplanares, este último tiene aproximadamente dos veces la profundidad efectiva del exploración que el primero (McNeill, 1980).

3.5.1 EQUIPO

El equipo que se utilizó durante el proyecto fue un CMD-4 de la compañía Gf Instruments s.r.o, el cual se encarga de medir la componente en fase y en cuadratura de la respuesta electromagnética. Las ventajas que presenta este instrumento es que no requiere de muchos ajustes para su calibración, es ligero y además está equipado con un GPS.

La distancia del dipolo al centro es de 3.77 m, generando que la distancia máxima alcanzada con un arreglo HCP sea de 6 m y para un VCP de 3 m. Con un intervalo de medición de 0.1 -20 s.

La conductividad aparente que mide el equipo está relacionada con la componente de cuadratura, tomando como base la impedancia mutua entre el campo secundario y primario y el arreglo a utilizar (Ecuación 3.19). El campo magnético secundario dependerá del espaciamiento entre bobinas, la frecuencia operacional y la conductividad, por lo tanto arrojará el valor de σ_a .

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu_0 r^2}{4}$$
$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 r^2} \frac{H_s}{H_p}$$

Las mediciones de la conductividad pueden verse afectadas por humedad del suelo, la profundidad y espesor de los sedimentos y las capas de suelo, la materia orgánica presente en el suelo y el contenido de arcilla (McNeill, 1980).

La susceptibilidad magnética generará una respuesta independiente de la frecuencia y de la conductividad, la cual está en fase (Tabbagh, 1986). Dependiendo del arreglo utilizado en el estudio, será la ecuación para obtener la permeabilidad magnética o componente en fase relacionada con la susceptibilidad magnética, definida como una cantidad relativa en ppt (partes por mil) del campo magnético primario. Para un HCP será la Ecuación 3.24 y para VCP será 3.25

$$\frac{Z}{Z_0} - 1 = \frac{\mu - \mu_0}{\mu + \mu_0} \quad 3.24$$

$$\frac{Z}{Z_0} - 1 = \frac{\mu_0 - \mu}{\mu_0 + \mu} \quad 3.25$$

La medición de la susceptibilidad magnética es usada para detectar mejoras de esta propiedad contenida enteramente dentro de la capa superior del suelo de un sitio arqueológico y refleja en parte la actividad humana que podría haber existido (Clark, 1986). Es altamente sensible a materiales altamente conductivos, por lo que se puede decir que funciona como un detector de metales (Osella, 2005).

3.5.2 ADQUISICIÓN DE DATOS EN CAMPO

La adquisición de datos se realizó mediante perfiles continuos con la finalidad de cubrir la totalidad del terreno para obtener la mayor cantidad de datos posibles. La orientación de los perfiles fue oeste-este, con una separación de 1 m aproximadamente. Se programó al equipo CMD-4 para que este realizara la medición de la conductividad aparente del subsuelo cada 0.5 segundos (Figura 3.4). Debido a la profundidad de investigación que se deseaba obtener, cuerpos someros, el arreglo de bobinas que se utilizó fue de bobinas verticales coplanares (VCP).



Figura 3.4 Adquisición de los datos por medio del equipo CMD-4 en la zona de estudio (Foto tomada por Vergara-Huerta, 2012).

Todos los equipos de inducción electromagnética requieren de una calibración “absoluta”, esto implica que el equipo se encuentra “fuera del efecto del suelo”, esto se logra mediante un procedimiento de ajuste de calibración en campo o puede que el equipo ya se encuentre calibrado desde fábrica (Beamish, 2011). El equipo CMD-4 posee estabilidad a corto y largo plazo de las lecturas sin necesidad de recalibración frecuente.

La figura 3.5 muestra los perfiles que se realizaron y se puede observar que se cubrió totalmente la zona de estudio.

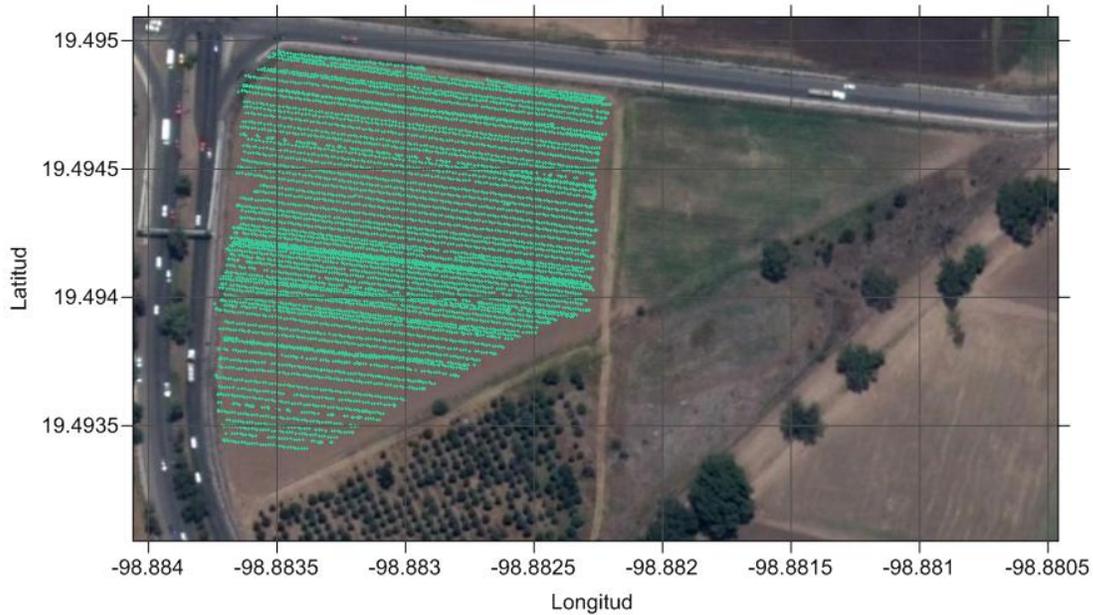


Figura 3.5 Localización de los perfiles realizados con el conductímetro (puntos verdes).

3.5.3 PROCESAMIENTO

Los datos obtenidos por el CMD-4 primero fueron analizados en busca de valores que se alejaran de la mayoría, producidos por alguna perturbación o fuente de ruido. Sin embargo durante esta fase se pudo observar que algunas mediciones carecían de las coordenadas geográficas, por lo que se decidieron eliminar sin temor a perder resolución a la hora de representar los valores de conductividad y de la componente en fase.

Se interpolaron los datos, utilizando un método de interpolación lineal conocido como triangulación con interpolación lineal. Con los datos interpolados de la conductividad y la componente en fase se construyeron mapas que representaran la distribución de éstas en el subsuelo.

4 RESULTADOS

4.1 RESULTADOS DEL MÉTODO SÍSMICO

Los modelos de velocidades obtenidos con el análisis de las trazas sísmicas de cada perfil realizado se presentan con una breve descripción. Ésta se basa principalmente en la relación que existe entre las velocidades y el medio que probablemente conforma el subsuelo de la zona de estudio. La tabla 4.1 muestra los valores de RMS que se obtuvieron al procesar los datos sísmicos, los valores más altos se presentaron en las líneas que se adquirieron al utilizar como fuente dinamita.

Perfil	Fuente	RMS
I	Marro	1.54
	Dinamita	2.48
II	Marro	1.7
III	Marro	1.74
IV	Marro	1.42
V	Marro	1.91
VI	Marro	0.78
	Dinamita	2.34

Tabla 4.1 Valores del RMS que arrojó el programa al obtener los modelos de velocidades.

Para realizar la interpretación de los modelos sísmicos se agrupó como un medio a las zonas que presentaran velocidades entre 100 m/s y 700 m/s, como un segundo medio a las regiones con velocidades entre 700 m/s y 1500 m/s y un tercer medio a las zonas con velocidades mayores a 1500 m/s.

PERFIL I

El modelo obtenido a partir de los datos adquiridos con marro (Figura 4.1) presenta poca variación de velocidades. La profundidad que se alcanzó fue de 15 m aproximadamente y sólo se logra apreciar que las velocidades van de 150 a 700 m/s.

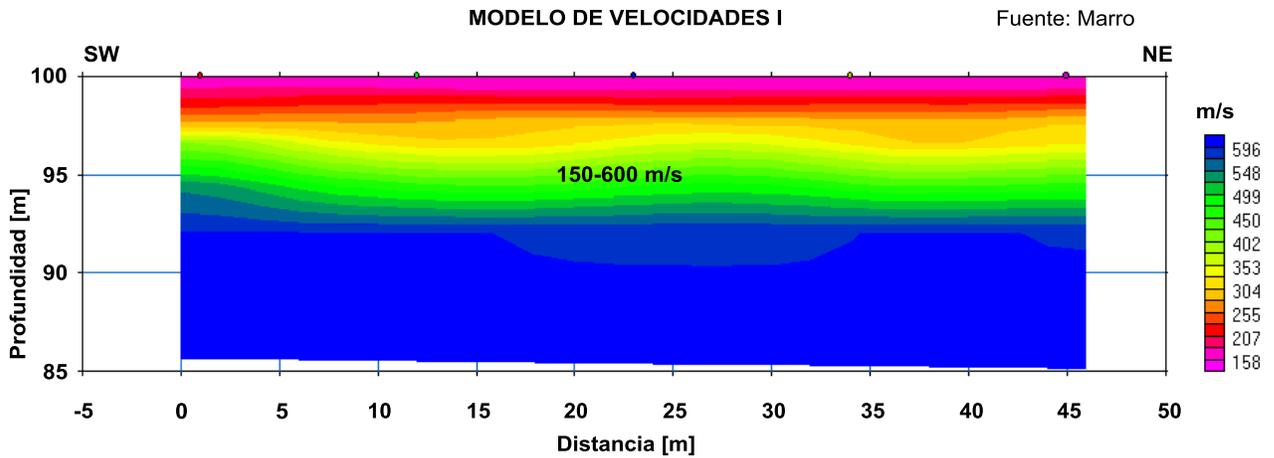


Figura 4.1 Sección sísmica del perfil I, utilizando como fuente marro.

El modelo de velocidades que refleja el procesamiento de datos a partir de dinamita muestra mayor contraste en las velocidades, se observa una capa con velocidades de 300 a 700 m/s y el semiespacio con velocidades entre 700 m/s y 1100 m/s. Se aprecia mayor variación en las velocidades.

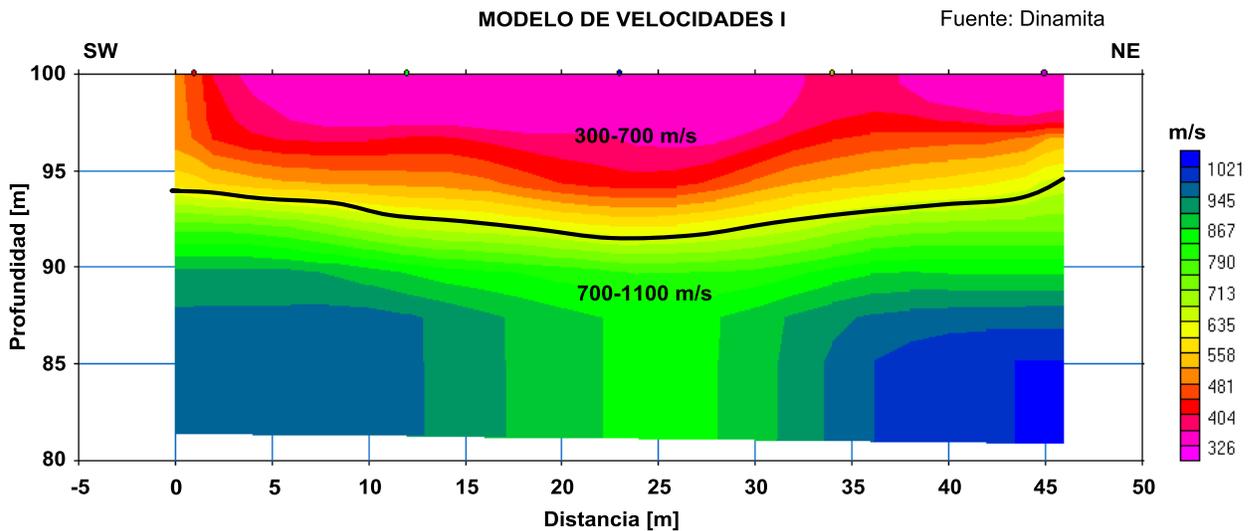


Figura 4.2 Sección sísmica del perfil I, utilizando como fuente dinamita.

PERFIL II

Se presentan dos horizontes bien definidos, el primero de un espesor aproximado de 10 m con velocidades de 250 m/s a 700 m/s, este rango probablemente se relacione con material que ha sufrido intemperización y sea de tipo sedimentario. El segundo horizonte tiene velocidades entre 700 m/s y 1500 m/s, tratándose posiblemente de material fino como arcillas, el espesor de la segunda capa es muy variable, se aprecia un aumento hacia el NE. El semiespacio presenta velocidades superiores a 1500 m/s pudiéndose tratar de material sedimentario como arenas o arcillas.

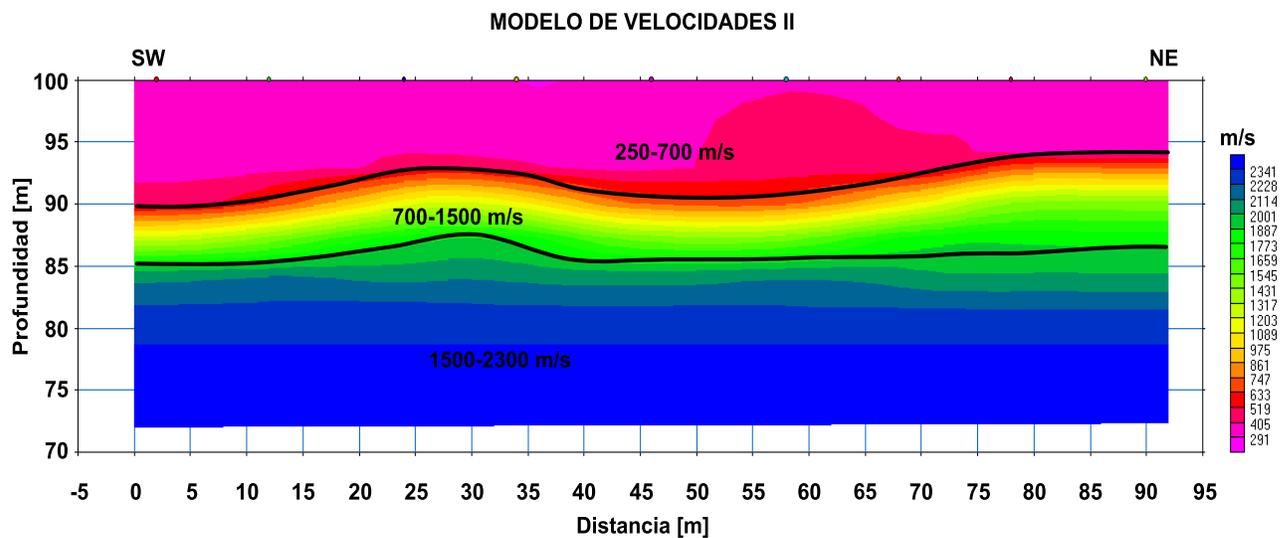


Figura 4.3 Sección sísmica del perfil II.

PERFIL III

El tercer modelo de velocidades presenta una capa y el semiespacio, la primera presenta velocidades entre 150 m/s y 700 m/s notándose que su espesor aumenta notablemente pasando de 8 m a 15 m aproximadamente, es posible que esta zona esté conformada por material suelto de origen sedimentario. El semiespacio tiene velocidades por arriba de 700 m/s relacionadas con material fino; sin embargo el contraste de velocidades no es considerable entre la primera capa y el semiespacio.

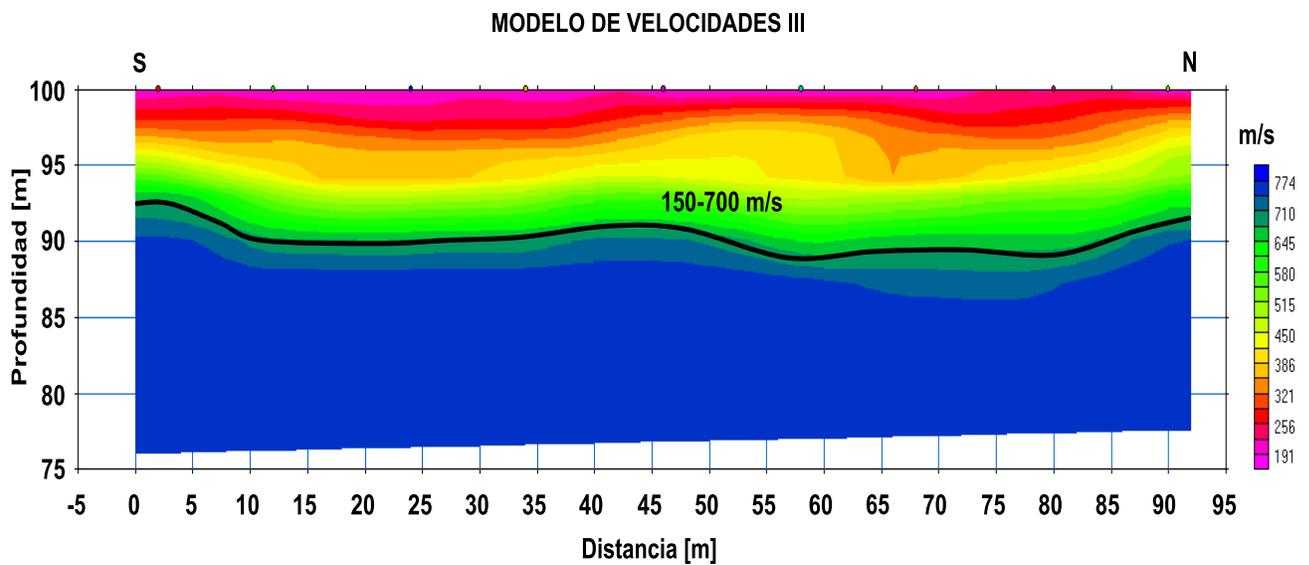


Figura 4.4 Sección sísmica del perfil III.

PERFIL IV

Este modelo de velocidades presenta una capa con velocidades entre 150 m/s y 700 m/s con un espesor casi constante, sin embargo en el semiespacio que presenta velocidades entre 700 m/s y 1500 m/s se aprecia un fuerte contraste en las velocidades y un cambio en el espesor formando una especie de cuenca en la región con velocidades menores a 1200 m/s.

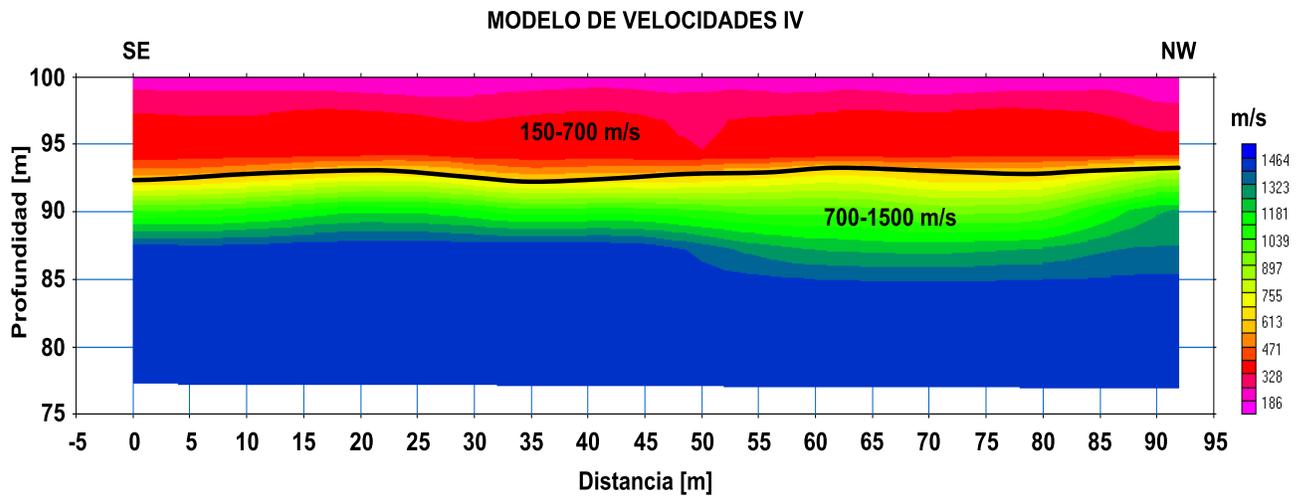


Figura 4.5 Sección sísmica del perfil IV.

PERFIL V

El modelo de velocidades presenta una capa con velocidades entre 200 m/s y 700 m/s, el espesor de la capa es variable y se observa que existe cierta tendencia a formar un tipo de cuenca. La velocidad no cambia considerablemente por lo que podría tratarse del mismo material.

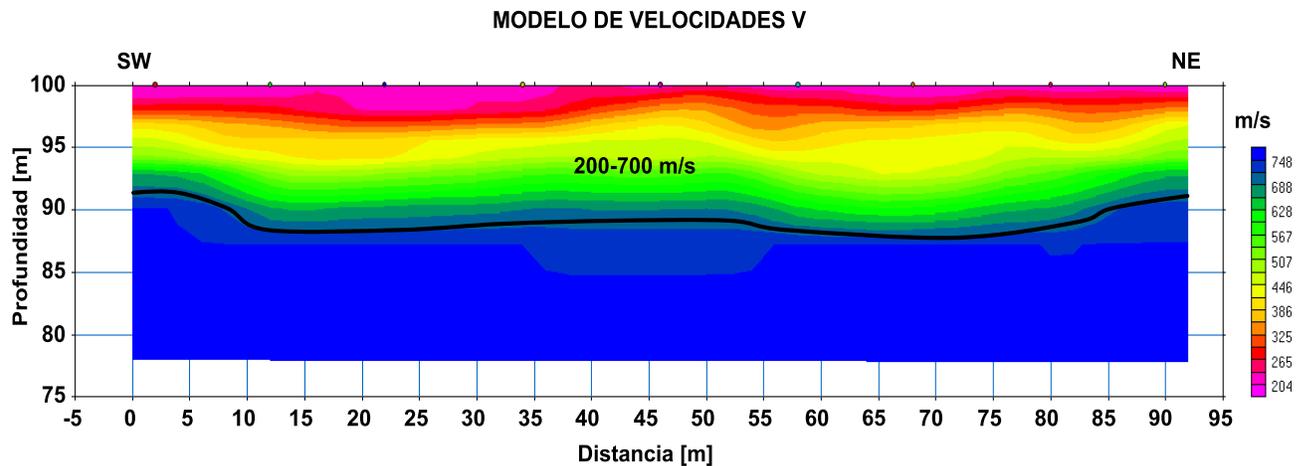


Figura 4.6 Sección sísmica del perfil V.

PERFIL VI

Este perfil consta de dos secciones sísmicas, la primera obtenida con los datos adquiridos a partir del marro y la segunda a partir de dinamita. La primera muestra una interfase semi-horizontal, tendiendo a cambiar de pendiente hacia el noreste, la velocidad no varía mucho en todo el modelo. La segunda sección recalca más este cambio de pendiente, cambiando abruptamente de profundidad de 10 m a casi 15 m por debajo del nivel del suelo, esto debido a la gran energía que es capaz de brindar la dinamita, el contraste entre velocidades es más apreciable. Es posible relacionar material intemperizado con la primera capa y sedimentos finos conforme se alcanzan profundidades más grandes.

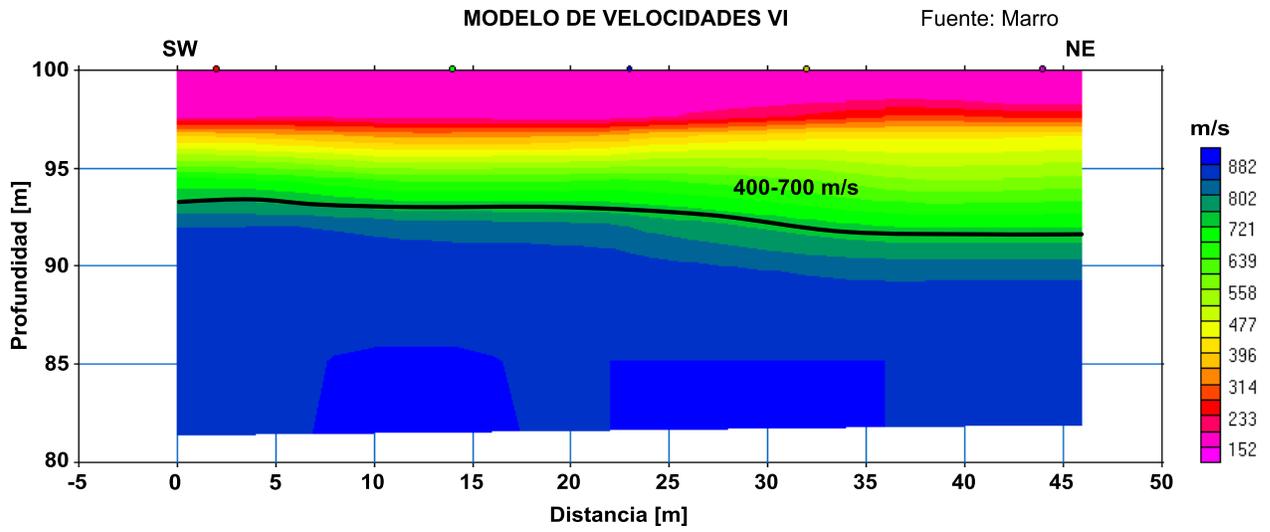


Figura 4.7 Sección sísmica del perfil VI, utilizando como fuente marro.

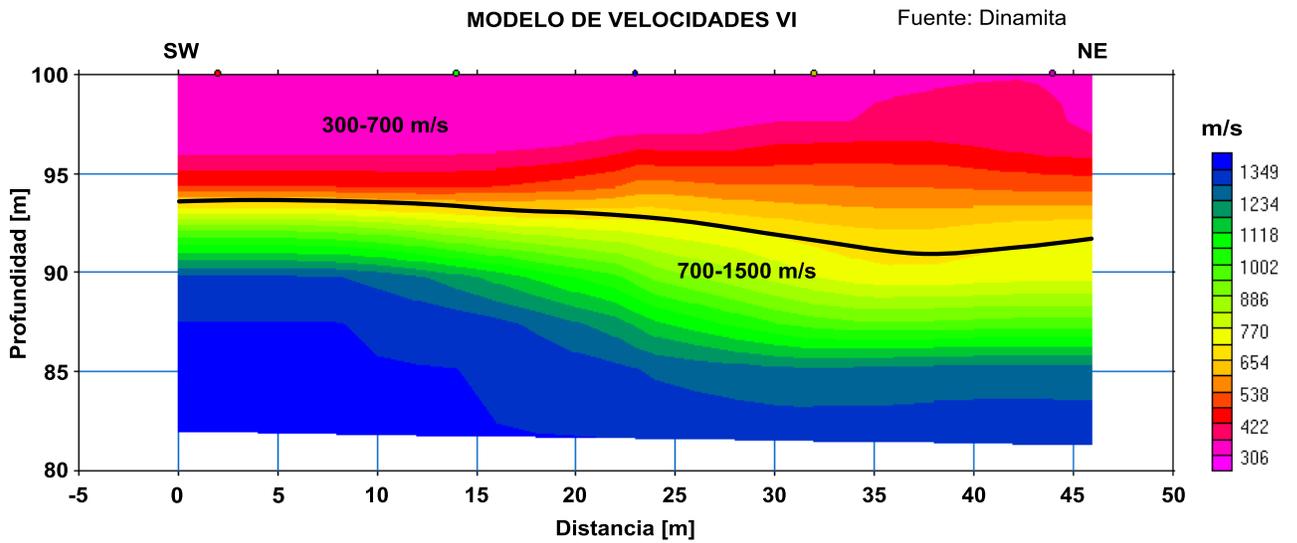


Figura 4.8 Sección sísmica del perfil VI, utilizando como fuente dinamita.

De acuerdo al contexto geológico de la zona es posible inferir que la primera capa que se muestra en las diferentes secciones y que en promedio alcanza profundidades de 10 m presenta valores de velocidades entre 100 m/s y 700 m/s correspondientes probablemente a un aluvión. A partir de los 10 m de profundidad y aproximadamente hasta los 20 m en algunas de las secciones se puede apreciar que el rango de velocidad de la segunda capa aumenta entre 700 m/s y 1500 m/s por lo que se puede relacionar con materiales finos como arcillas poco consolidadas. En el segundo modelo de velocidades se aprecia un semiespacio con velocidades superiores a los 1500 m/s tratándose posiblemente de materiales como arcillas y arenas.

Tomando en cuenta que esta zona se encuentra entre los límites de un aluvión y un lahar, las velocidades encontradas podrían correlacionarse con estos materiales. Los primeros metros de espesor (100 m/s-700 m/s) están conformados por el aluvión mientras la región con profundidad superior a 10 m podría relacionarse con el lahar, la variación en la velocidad (700 m/s-1500 m/s) podría deberse a la heterogeneidad que posee la composición del lahar.

Sin embargo lo anterior no es visible en las ocho secciones presentadas ya que existen variaciones entre las velocidades que presentaron éstas, principalmente porque los sedimentos pobremente consolidados presentan mayor atenuación en gran parte por la dispersión de la energía sísmica.

Las diferencias entre las secciones obtenidas con marro y dinamita se deben principalmente a que los explosivos generan gran cantidad de energía que entregan al subsuelo y dependiendo de la cantidad de energía se pueden alcanzar grandes o bajas amplitudes. Por tal razón la energía creada por el marro se atenúa en mayor proporción ocasionando que la amplitud de la onda sea baja y que al elegir los primeros arribos sea más complicado. Por lo tanto el modelo de velocidades obtenido a partir de los datos creados por la dinamita es más detallado para el perfil I y VI.

4.2 RESULTADOS DEL MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO

El mapa de resistividades aparentes (Figura 4.9) construido a partir de los datos muestra valores de resistividad que van de 13 a 35 Ohm.m. Se observa que existe cierta tendencia a concentrar los valores de resistividad más altos, mayores a 20 Ohm.m, en un área que presenta una geometría relativamente regular, además hacia el sur y este se definen fuertemente los bordes. Esta área “regular” está rodeada de zonas más conductoras, incluyendo el límite occidental de la región de estudio, esto debido al ruido provocado por la actividad humana, ya que existe una carretera y una valla metálica próxima a este sitio.

Conociendo el contexto geológico de la región, es posible relacionar los bajos resistivos con material sedimentario poco consolidado y con alto contenido de agua, mientras los valores más altos probablemente se deban a que en esa zona el material es más compacto y por lo tanto con menor volumen de agua almacenada.

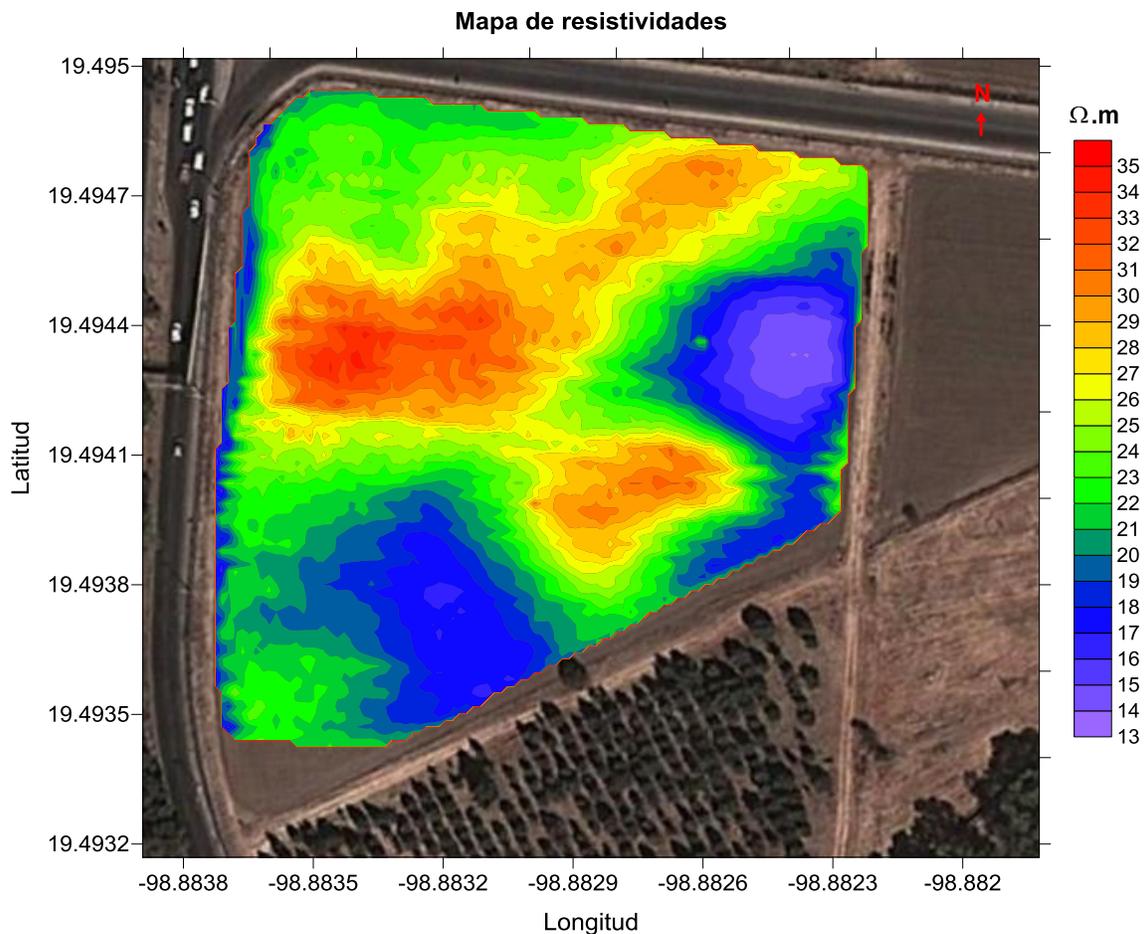


Figura 4.9 Mapa de resistividades aparentes.

La componente en fase presentó valores entre 2 y 9 ppt. De acuerdo al mapa de la componente en fase (Figura 4.10) se puede distinguir que el límite occidental de la región de estudio presenta los valores más altos de la componente en fase, relacionada con la susceptibilidad magnética, esto debido a que en esa parte se encuentra una reja que protege a esta zona. En el resto del área no se observan cambios significativos en los valores, por lo cual no se aprecian rasgos importantes.

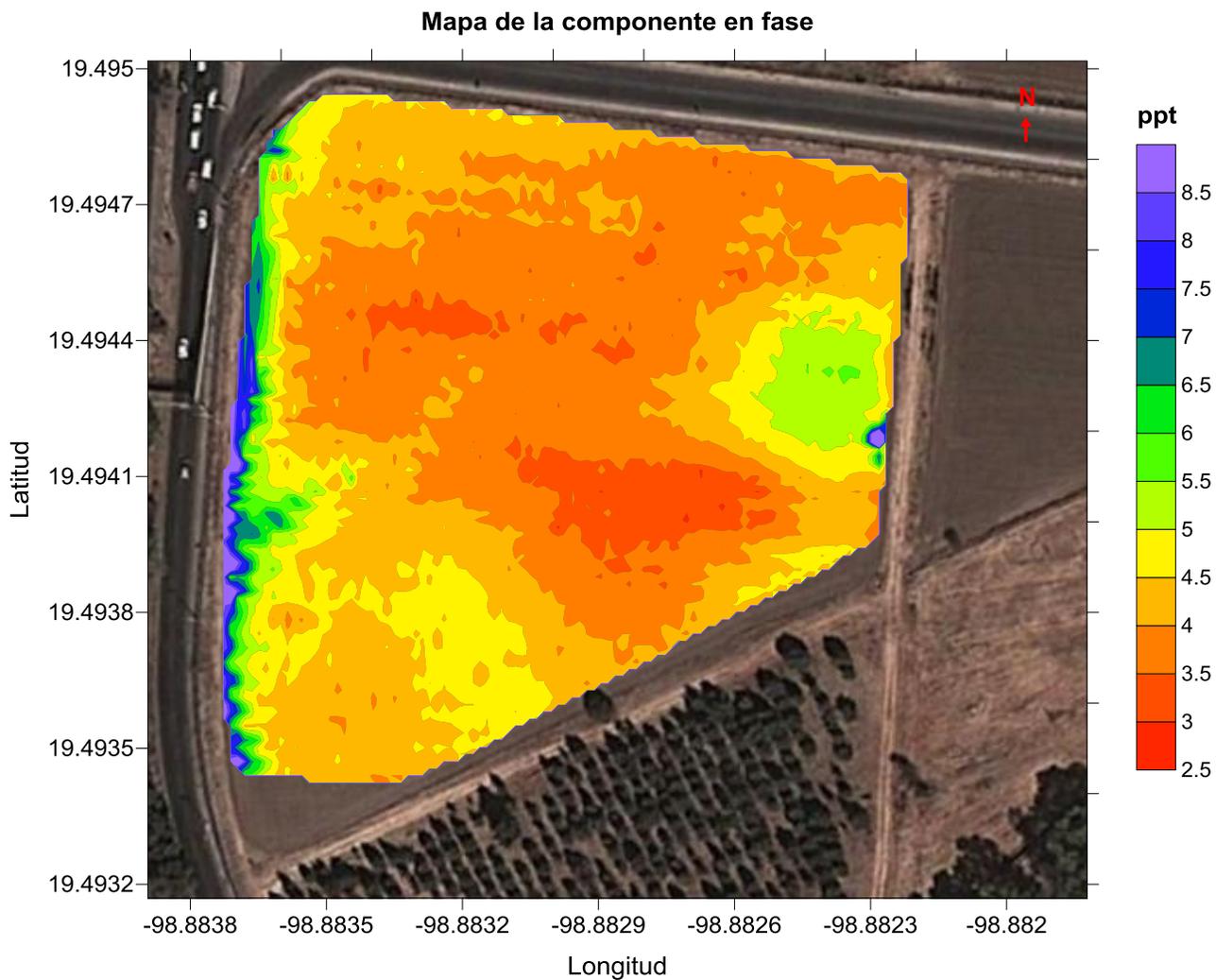
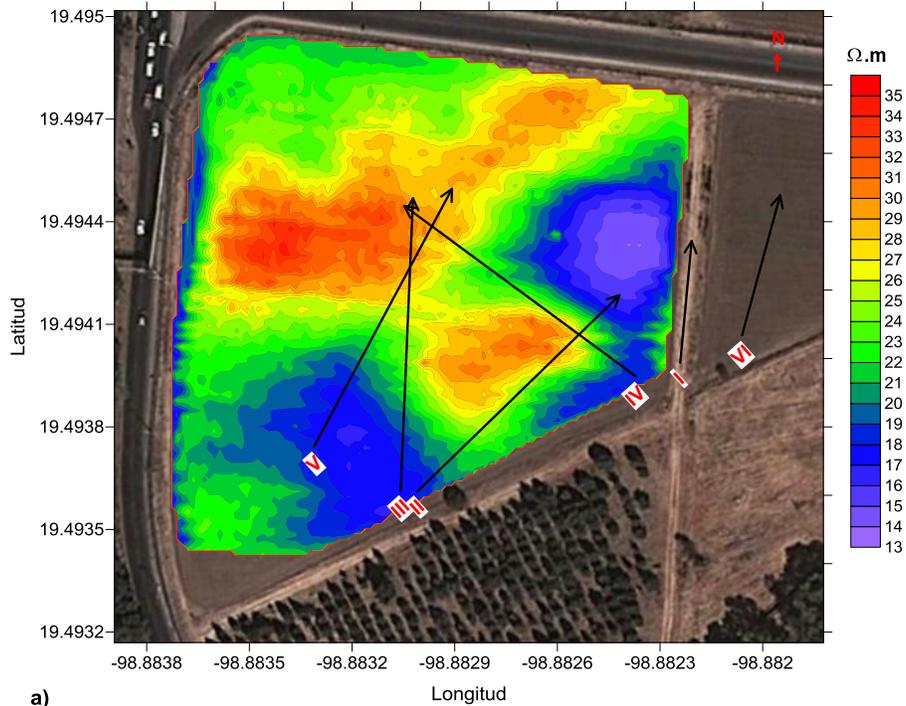
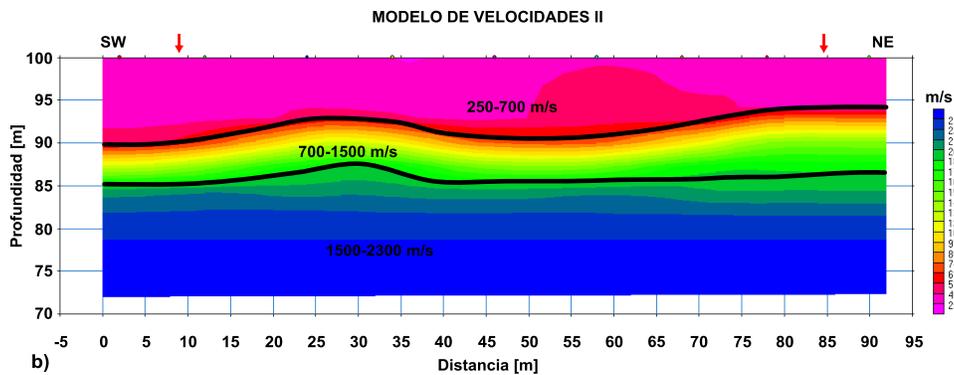


Figura 4.10 Mapa de la componente en fase.

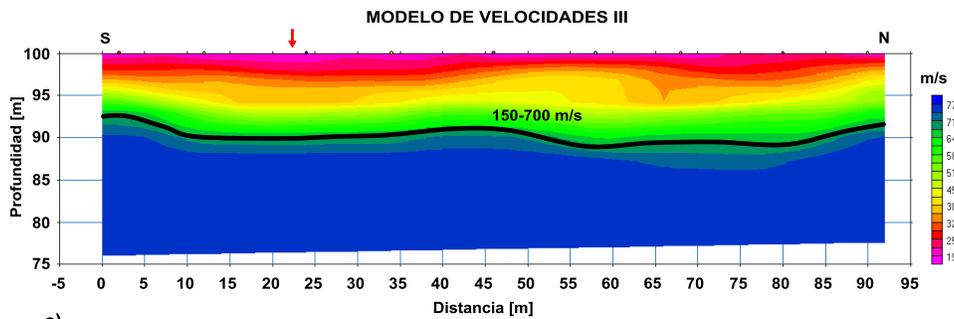
5 DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES



a)



b)



c)

Figura 5.1 Correlación entre resultados sísmicos y electromagnéticos. Los modelos de velocidades II (b) y III (c) muestran flechas rojas que indican los límites del patrón geométrico que se aprecia en el mapa de resistividades (a).

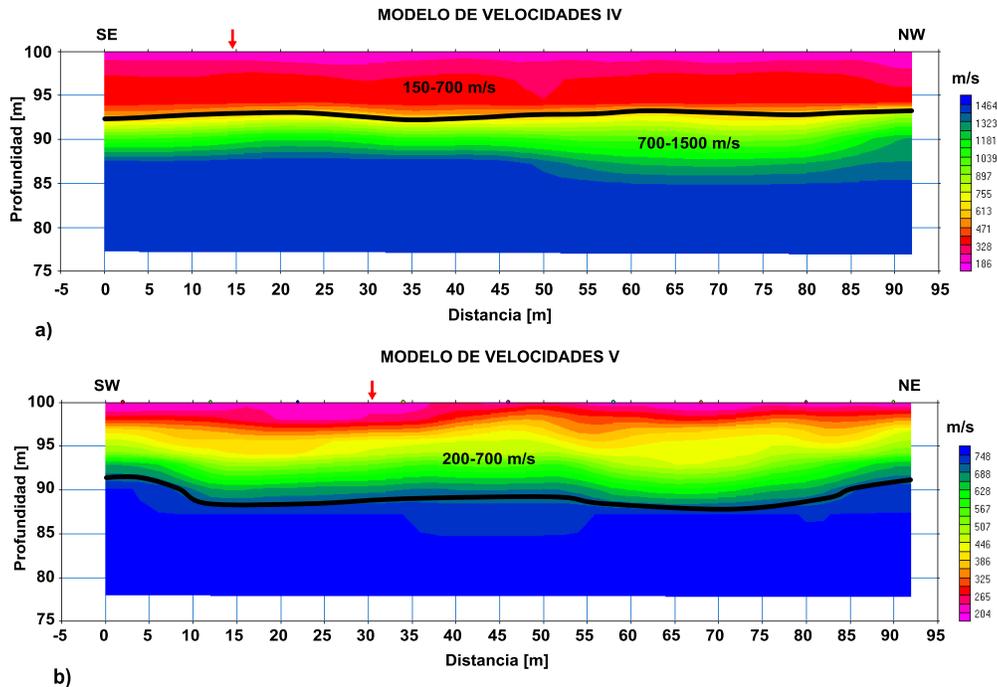


Figura 5.2 Modelo IV (a) y modelo V (b) presentan las flechas de color rojo que indican el límite del patrón geométrico que se observa en el mapa de resistividades de la figura 5.1 a.

La integración de los resultados obtenidos por medio del procesamiento de datos, tanto sísmicos como electromagnéticos, pueden mostrar con mayor claridad la posible constitución del subsuelo así como la distribución de los materiales a través de éste.

De acuerdo a los resultados arrojados del procesamiento de datos electromagnéticos se observa que los perfiles sísmicos II, III, IV y V se realizaron sobre el patrón geométrico que se logra apreciar en el mapa de resistividades (Figura 5.1 a). Por lo tanto se puede realizar una correlación entre los modelos de velocidades (II-IV; III-IV y V; IV-V), con el fin de determinar si éstos logran reflejar los mismos resultados en las zonas donde transponen.

El extremo NE del modelo de velocidades II y el extremo SE del modelo IV se traslaparon durante la adquisición de datos, por lo tanto se esperaba obtener similitud en los modelos; sin embargo al analizarlos se observa que el modelo II define dos capas y el semiespacio, mientras en el modelo IV solo se aprecia una capa y el semiespacio. Las velocidades de las primeras dos capas del modelo II coinciden con las velocidades de la primera capa y el semiespacio del modelo IV; sin embargo no pasa lo mismo con las profundidades, ya que la capa dos correspondiente al modelo II tiene su límite inferior aproximadamente a 15 m de profundidad.

El borde norte del perfil III coincidió con los extremos NW y NE de los perfiles IV y V respectivamente. Al correlacionar el modelo III (Figura 5.1 c) y IV (Figura 5.2 a) se observa que el primero presenta una capa que coincide con el modelo IV por lo que se puede sugerir que en esta zona aproximadamente hasta 10 metros de profundidad se presenta el mismo material; sin embargo el modelo IV presenta un mayor contraste entre las velocidades. Ambos modelos sugieren que a 15 metro de profundidad existe un cambio en las propiedades del terreno provocando que exista una pequeña depresión.

En cuanto a la relación que existe entre el modelo III y V se puede ver que existe una gran similitud en velocidades, ambas presentan velocidades inferiores a 800 m/s y reflejan una depresión hacia sus extremos N y NE respectivamente entre 10 m y 15 m de profundidad. Además en esta misma área coinciden los límites NW del perfil IV y NE del perfil V y se refleja la misma depresión aproximadamente a 15 m. Aunque de nuevo se observa que los contrastes de velocidad son muy grandes para el modelo IV.

Por lo tanto los modelos correspondientes a los perfiles II, III, IV y V reflejan con mayor claridad un pequeño desnivel a una profundidad promedio de 15 m bajo la superficie, este talud o pendiente en el subsuelo se encuentra en el estrato con velocidades entre 100 m/s y 700 m/s a excepción del modelo IV y II que presenta este contraste en la capa con velocidades entre 700 m/s y 1500 m/s. Probablemente estos cambios en el nivel del subsuelo se deban a una compactación del terreno provocando que la velocidad se incremente.

Esta compactación se puede relacionar con los valores de resistividad que refleja el mapa construido a partir de éstos (Figura 5.1 a). El modelo de velocidades V (Figura 5.2 b) presenta una pequeña pendiente que se acentúa alrededor de la flecha roja que indica el límite del patrón geométrico descrito por altos resistivos, de igual manera se puede apreciar que para los modelos de velocidades III y IV el cambio de pendiente aumenta al aproximarse al patrón geométrico. Sin embargo en el modelo II no se logra ver a gran detalle la relación entre el desnivel del subsuelo y los altos resistivos, ya que el cambio de pendiente es escaso.

La relación entre el mapa de resistividades y el resto de los perfiles que no atraviesan la zona donde se observa el patrón geométrico no está definida; sin embargo en los modelos de velocidades correspondientes al perfil VI se observa con mayor detalle el cambio de pendiente en el subsuelo, delineando una estructura en forma de cuenca, lo cual podría indicar que realmente se presenta un alto grado de compactación en esa zona.

La escasa similitud en la relación que se pudo obtener entre los resultados electromagnéticos y sísmicos se debe principalmente a que los primeros reflejan las propiedades electromagnéticas del subsuelo a profundidades aproximadas a 3m y 5 m debido a la orientación de bobinas utilizada; mientras que los segundos exhiben la velocidad del subsuelo. Para mejorar la correlación entre ambos resultados se podría haber utilizado otro tipo de arreglo de bobinas para alcanzar una mayor profundidad y observar si los resultados coinciden más, ya que los datos sísmicos presentan los límites del patrón geométrico aproximadamente a 10 m-15 m de profundidad.

Considerando que existe cierta compactación en el subsuelo y que el mapa de resistividades refleja una tendencia a concentrar los valores más altos en un arreglo de forma regular, es probable que esta zona fuera considerada para construir alguna estructura arquitectónica. Esta suposición se basa en un estudio realizado por Margain (1966), el cual menciona que la antigua civilización Teotihuacana antes de construir emparejaba el suelo y posteriormente lo compactaba para cimentar dicha construcción.

Lo anterior sugiere que esta zona estuvo fuertemente influenciada por la cultura Teotihuacana y que probablemente se pretendió levantar alguna construcción que presentara las características de cimentación de la arquitectura de dicho grupo.

Para verificar si la hipótesis es correcta, sería recomendable realizar una excavación por parte de los arqueólogos en la zona, principalmente en las áreas en las cuales se logra apreciar con mayor claridad los límites del patrón geométrico. Con este procedimiento se podrían conocer las dimensiones reales de la anomalía así como la profundidad verdadera a la que se halla.

El método de tomografía de refracción sísmica ayudó a describir la composición del subsuelo así como a definir los espesores de las capas que presentarían velocidades similares y que pudieran agruparse como un solo material geológico; sin embargo no fue de gran apoyo al intentar determinar si realmente se presentaba alguna estructura de interés arqueológico debido a que no reflejaba cambios notables en las propiedades de la zona.

Por el procedimiento que se utilizó durante la adquisición de datos del método de inducción electromagnética no fue posible determinar una sección que brindara información de los espesores de los estratos que conforman el subsuelo; sin embargo el mapa en planta que se obtuvo muestra claramente la distribución de los cambios en la conductividad eléctrica del terreno y que fue de gran ayuda para realizar la interpretación.

A pesar de realizar la integración de los resultados fue muy difícil definir si realmente existía una anomalía de interés arqueológico, ya que los resultados sísmicos no mostraban claramente su posición; sin embargo a pesar de esto y con el análisis de los modelos de velocidades de los perfiles adquiridos sobre el patrón geométrico que se obtuvo con los datos electromagnéticos se pudo sustentar con mayor fuerza la interpretación realizada anteriormente.

BIBLIOGRAFÍA

- American Society for Testing Materials. (2011). ASTM D5777 - 00(2011)e1 Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation. <http://www.astm.org/Standards/D5777.htm>
- Apenes, O. (1943). The tlateles of lake Texcoco. *American Antiquity*, 9(1), 29,32.
- Arciniega-Ceballos, A., Hernández-Quintero, E., Cabral-Cano, E., Morret-Alatorre, L., Díaz-Molina, O., Soler-Arechalde, A., Chávez-Segura, R. (2009). Shallow geophysical survey at the archaeological site of San Miguel Tocuila, Basin of Mexico. *Journal of Archaeological Science*. 36. 1199-1205.
- Argote-Espino, D. L. (2002). Caracterización Geofísica de sitios arqueológicos: Medio rural y urbano. Tesis para obtener el grado de maestría en ciencias. UNAM.
- Barba, L., Ortíz, A., Blancas, J. (2008). Informe de estudios geofísicos en Coixtlahuaca, Oaxaca. Instituto de Investigaciones antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Batayneh, A. T. (2011). Archaeogeophysics-archaeological prospection-A mini review. *Journal of King Saud University*, 23, 83-89.
- Beamish, D. (2011). Low induction number, ground conductivity meters: A correction procedure in the absence of magnetic effects. *Journal of Applied Geophysics*, 75(2), 244-253.
- Belfer, I., Landa, E. (1996). Shallow velocity-depth model imaging by refraction tomography. *Geophysical Prospecting*, 44, 859-870.
- Belfer, I., Bruner, I., Keydar, S., Kravtsov, A., Landa, E. (1998). Detection of Shallow objects using refracted and diffracted seismic waves. *Journal of Applied Geophysics*, 38, 155-1168.
- Bevan, B.W. (1983). Electromagnetics for mapping buried earth features. *Journal of Field Archaeology*, 10(1), 47-54.
- Cardarelli, E., Di Filippo, G. (2009). Integrated geophysical methods for the characterization of an archaeological site (Massenzio Basilica-Roman forum, Rome, Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 68, 508-521.
- Clark, A. J. (1986). Archaeological geophysics in Britain. *Geophysics*, 51(7), 1404-1413.
- CONAGUA. (2013). Acciones de infraestructura de drenaje y abastecimiento de agua en el Valle de México 2007-2012. <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/Noticias/InformeDifusionIngenieriaPSHCVM.pdf>.
- Conyers, L. B., Ernenwein, E. G., Grealy, M., Lowe, K. M. (2008). Electromagnetic conductivity mapping for site prediction in meandering river floodplains. *Archaeological Prospection*, 15(2), 81-91.

- Dalan, R. A. (1991). Defining archaeological features with electromagnetic surveys at the Cahokia Mounds State Historic Site. *Geophysics*, 56 (8), 1280-1287.
- De la O-Carreño, Alfonso. (1954). Las provincias geohidrológicas de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 56, parte 2, 166 p.
- De la Teja Segura, M. Á., Sánchez Garrido, E., Moctezuma Salgado, M., De los Santos Montaña, J. (1997). Carta Geológica-Minera Ciudad de México E14-2. Servicio Geológico Mexicano.
- Dovood Monghadas, F. A., Harry Vereecken, S. L. (2010). Efficient loop antenna modeling for zero-offset, off-ground electromagnetic induction in multilayered media. *Geophysics*, 75(4), WA125-WA134.
- Encino-De la Vega, Salvador. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 10(1), 26-36.
- Fitterman, D. V., Labson, V. F. (2005). Electromagnetic Induction Methods for Environmental Problems. Butler, D. K. (Ed). Near Surface Geophysics. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma .723pp.
- Fleisch, D. (2008) A student's guide to Maxwell's Equations. Cambridge University Press. UK.
- Frischknecht, F. C., Labson, V. F., Spies, B. R., Anderson, W. L. (1992) Profiling methods using small sources. Nabghian, M. N. (Ed.) Electromagnetic methods in applied geophysics. (Vol. 2). Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.
- Frohlich, B., Lancaster W. J. (1986). Electromagnetic surveying in current Middle Eastern archaeology: Applications and evaluation. *Geophysics*, 51(7), 1414-145.
- Geometrics. (2009). SeisImager/2D Manual.
ftp://geom.geometrics.com/pub/seismic/SeisImager/Installation_CD/SeisImager2D_Manual/SeisImager2D_Manual_v3.3.pdf
- Gf Instruments (2011). Short Guide for electromagnetic conductivity survey. http://www.allied-associates.co.uk/downloads/CMD_short_guide_en-2011.pdf
- Green, R. (1974). The seismic refraction. *Geoexploration*, 12, 259-284.
- Hagedoorn, J. G. (1958). The plus minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting*, 7(2), 158-182.
- Hayt, W. H. (2006). Teoría electromagnética. McGrawHill. Séptima edición.
- INEGI. (2013). Conjunto de datos vectoriales de la serie topográfica y de recursos naturales escala. 1:1 000 000. <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recreat/geologia/InfoEscala.aspx>
- Ismet Kanli, A. (2009). Initial velocity model construction of seismic tomography in near-surface applications. *Journal of Applied Geophysics*, 67, 52-62.

- Jol, H. M. (2009). Ground penetrating radar: theory and applications. Elsevier. Amsterdam.
- Karastathis, V. K., Papamarinopoulos, S., Jones, R. E. (2001). 2-D velocity structure of the buried ancient canal of Xerxes: an application of seismic methods in archaeology. *Journal of Applied Geophysics*, 47(), 29-43.
- Kaufman, A. (1985). Inductive mining prospecting. Elsevier. Amsterdam.
- Lankston, R. W. (1988). High resolution refraction data acquisition and interpretation. Geo-Compu-Graph, Inc.
- Lankston, R. W. (1989). The seismic refraction method: A viable tool for maíng shallow targets into de 1990s. *Geophysics*, 54(12), 1535-1542.
- Lavargne, M. (1989). Seismic methods. Graham & trotman. London.
- Manzanilla, L. R. (2000). La arqueología: Una visión científica del pasado del hombre. Fondo de Cultura Económica. México.
- Lorrain, P. (1979). Electromagnetism: Principles and Applications. W. H. Freeman and Company. USA.
- Manzanilla, L. R. (2011). Las ciencias y la arqueología. *Revista Ciencias*. 104. http://www.revistaciencias.unam.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=977:las-ciencias-y-la-arqueologia&catid=112
- Margain, C. R. (1966). Sobre sistemas y materiales de construcción en Teotihuacán. Onceava mesa redonda. México
- McCracken, K. G., Oristaglio, M. L., Hohmann, G. W. (1986). A comparison of electromagnetic exploration systems. *Geophysics*, 51(3), 810-818.
- McKenna, S. P., McKenna, J. R. (2010). Modeling and analysis of the response of a triaxial, frequency-domain electromagnetic induction sensor to a buried linear conductor. *Geophysics*, 75(1), F1-F14.
- McNeill, JD. (1980). Electrical conductivity of soils and rocks. Technical Note TN-5. Geonics Limited.
- McNeill, JD. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Note TN-6. Geonics Limited.
- Meju, M. A. (2002). Geoelectromagnetic exploration for natural resources: Models, case studies and challenges. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 133-206.
- Milson, J. (2003). *Field Geophysics*. 3rd Ed. University College London. UK.
- Morales, R., Piñon, N., Álvarez, A., Lesser, J. M. (1989). Resistividades en el ex lago de Texcoco. Simposio sobre tópicos geológicos de la cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de mecánica de suelos A. C.
- Morett-Alatorre, L., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, O. (1998). Tocuila, a remarkable mammoth site in the basin of Mexico. *Current research in the Pleistocene*, 15. A people of the Americans publication. Oregon State University.

- Osella, A., De la Vega, M., Lascano, E. (2005). 3D Electrical imaging of an archaeological site using electrical and electromagnetic methods. *Geophysics*, 70(4), G101-G107.
- Palmer, D. (1980). The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Parsons, J. R. (1971). Prehistoric Settlement Patterns in the Texcoco Region, Mexico. *Memoirs of the Museum of Anthropology*. University of Michigan. Number 3.
- Pellerin, L. (2002). Applications of electrical and electromagnetic methods for environmental and geotechnical investigations. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 101-132.
- Perez-Cruz, G.A. (1988). Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pérez Lizaur, M. (1975). Población y sociedad: Cuatro comunidades del Acolhuacan. Universidad Iberoamericana. México.
- Polymenakos, L., Papamarinopoulos, S. P. (2005). Exploring a prehistoric site for remains of human structures by three-dimensional seismic tomography. *Archaeological Prospection*, 12(4), 221-233.
- Ponce, R., Argote, D., Chávez, R. E. (2004). Empleo de los métodos geofísicos en la prospección arqueológica urbana: La basílica de nuestra señora de la salud, Patzcuaro, México. *Trabajos de Prehistoria*, 61(2), 11-23.
- Redpath, B.B. (1973). Seismic refraction exploration for engineering site investigations. Explosive excavation research laboratory. Livermore, California.
- Reitz, J.R. (1986). *Fundamentos de la teoría electromagnética*. 4^{ta} edición. Addison-Wesley Iberoamericana. España.
- Rodrigues, S. I, Porsani, J. L, Santos, V. R. N., DeBlasis, P. A. D., Giannini, P. C. F. (2009). GPR and inductive electromagnetic surveys applied in three coastal sambaqui (Shell mounds) archaeological sites in Santa Catarina state, South Brazil. *Journal of Archeological Science*, 36(10), 2081-2088.
- Rosado Fuentes, A. (2012). Exploración de los primeros asentamientos humanos en la Cuenca del lago de Texcoco, México utilizando Tomografía de Refracción Sísmica. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rucker, M. L. (2002). Seismic Refraction interpretation with velocity gradient and depth of investigation. AMEC, Earth and Environmental, Inc
- Sadiku, M. N.O. (1995). *Elements of electelectromagnetics*. 1st Ed. Oxford University Press. New York.

- Santamarina, J. C., Rinaldi, V. A., Klein, K. A., Wang, Y. H., Cho, G. C., Cascante, G. (2005). A survey of elastic and electromagnetic properties of near surface soils. Butler, D. K. (Ed). Near Surface Geophysics. Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma .723pp.
- Sheriff, R. E. (1991). Exploración sísmológica. Limusa. México.
- Siebe, C., Shaaf, P., Urrutia-Fucugachi, J. (1999). Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México. Bulletin of geological society of America, 111(10), 1550-1562.
- Simpson, D., Van Meirvenne, M. (2009). Evaluating the Multiple Coil Configurations of the EM38DD and DUALEM-21S Sensors to Detect Archaeological Anomalies. Archaeological Prospection. 16, 91-102.
- Spies, B. R., Frischknecht, F. C. (1992) Electromagnetic Sounding. Nabghian, M. N. (Ed.) Electromagnetic methods in applied geophysics. (Vol. 2). Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- Staples, R. K., Hobbs, R. W., White, R. S. (1999). A comparison between airguns and explosives as wide-angle seismic sources. Geophysical Prospecting, 47, 313-339.
- Stein, S. (2003). An Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. 1st Ed. Blackwell Publishing. USA.
- Sudduth, K. A., Drummond, S. T., Kitchen, N. R. (2001). Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. Computers and Electronics in Agriculture, 31, 239-264.
- Tabbagh, A. (1986). Applications and advantage of the Slingram electromagnetic method for archaeological prospecting. Geophysics, 51(3), 576-584.
- Telford, W.M. (1990). Applied Geophysics. 2nd Ed. Cambridge University Press. USA.
- Valenta, J., Dohnal, J. (2007). 3D seismic travel time surveying a comparison of the time-term method and tomography (an example from an archaeological site). Journal of Applied Geophysics, 63, 46-58.
- Vázquez Sánchez, E., Jaimes Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México. Geofísica Internacional. 28(2), 133-190.
- Vergara Huerta, F. (2011). Caracterización de fallas y estructuras someras usando tomografía de refracción sísmica. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Vignoli, G., Cassiani, G., Rossi, M., Deiana, R., Boaga, J., Fabbri, P. (2012). Geophysical characterization of a small pre-Alpine catchment. Journal of Applied Geophysics, 80, 32-42.

- Ward, S. H., Hohmann, G. W. (1988) Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. Nabghian, M. N. (Ed). Electromagnetic methods in applied geophysics. (Vol. 1). Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.
- West G. F., Macnae, J. C. (1992) Physics of the electromagnetic induction exploration method. Nabghian, M. N. (Ed.) Electromagnetic methods in applied geophysics. (Vol. 2). Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.
- Witten, A., Calvert, G., Witten, B., Levy, T. (2003). Magnetic and Electromagnetic Induction Studies at Archaeological Sites in Southwestern Jordan. *Journal of Environmental Engineering Geophysics*, 8(3), 209-215.
- Won, I.J. (2003). Small frequency-domain electromagnetic induction sensors. How in the world does a small broadband EMI sensor with little or no source-receiver separation work?. *The Leading Edge*, 22(4), 320-322.
- Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*. 1st Ed. Elsevier. USA.