



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Estudio de Tomografía de
Resistividad Eléctrica y
Magnetometría en la Plazuela Este
de la Pirámide de la Luna,
Teotihuacan, México

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Kelly Pamela Hernández Sandoval

DIRECTOR DE TESIS

Gerardo Cifuentes Nava



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A mi familia: mi mayor inspiración

A Maribel Pereda †, por todo lo que quisiste lograr, va por ti

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Beca ExxonMobil para la investigación 2019, por todo el apoyo y conocimiento brindado y que, sin duda, fue parte fundamental para el desarrollo de este trabajo.

A mi alma máter, la Universidad Nacional Autónoma de México, que me ha dado mucho más que conocimiento, me ha brindado una familia y una segunda casa.

A la Facultad de Ingeniería, que en sus aulas pude crecer profesionalmente y como persona. Me brindó conocimiento, unos profesores increíbles, así como otros profesores que de alguna manera fueron todo un reto, también agradezco que fuera el punto de encuentro con mis amigos.

A M.C. David Escobedo Zenil, por la confianza que me ha brindado todos estos años, muchas veces aunque yo no crea en mí, usted lo hace. Gracias por todas esas charlas de 'N' temas desde música, educación, sociedad. Gracias por apoyarme en muchas circunstancias.

A mi tutor y padre académico, Dr. Gerardo Cifuentes Nava, por todo el conocimiento compartido, por todo su apoyo tanto académico como personal, me ha impulsado en ambos ámbitos. Por sus palabras en momentos difíciles. Gracias por su comprensión y paciencia.

A Jesús Sánchez por su apoyo, orientación y conocimiento brindado en el proceso de este trabajo. Al Ing. Alejandro García, por su conocimiento compartido en campo, así como en el gabinete de Geofísica. Al Dr. Andrés Tejero por ser un profesor que representó un reto para mí en las materias que imparte, y por las pequeñas pláticas acerca de la educación en nuestro país, su perspectiva me ha ayudado a entender ciertas situaciones en el salón de clases. Gracias por su conocimiento. Al M.C. Esteban Hernández Quintero por su apoyo en campo, su conocimiento que me ha compartido, así como su confianza, del mismo modo agradezco las anécdotas compartidas.

A los alumnos del semestre 2019-1 de la Facultad de Ingeniería, que realizaron sus prácticas semestrales de las asignaturas Prospección Eléctrica, Prospección Gravimétrica y Magnetométrica, por participar en la adquisición de los dtos, de lo contrario, esto no hubiera sido posible.

A la Dra. Xyoli por sus palabras de apoyo, sus consejos y por su recomendación. Al M.I. Ricardo Castrejón por impulsarme siempre. Al Dr. Sergio Chávez, por ser siempre muy sincero y compartir sus experiencias.

Gracias al Servicio Magnético por acobijarme y brindarme un espacio para poder trabajar en el desarrollo de este trabajo. A la Dra. Ana Caccavari, muchas gracias por todo su apoyo, su conocimiento, las vivencias. A Ing. Xóchitl Soto, por su apoyo en un momento muy difícil. De corazón muchas gracias.

A mis compañeros de cubículo, que ahora más que compañeros son mis amigos: Ale-

jandro P. Arriaga, a Diego Quiróz, Wendy Jiménez. Desde el momento en que llegué al cubículo me sentí integrada en el equipo. Gracias por su conocimiento compartido cada día, gracias por las risas, los consejos en todos los ámbitos.

A Marco Armas, por aguantarme a lo largo de toda la carrera: desde el segundo día de clases hasta ahora. Por hacerme reír cuando tenía el corazón roto o cualquier situación personal. Gracias por la confianza, por tu gran amistad que sé que puedo encontrar en cualquier momento.

A Sinaí Sánchez, por esos días estudiando juntas en la biblioteca, o en llamada, por toda tu amistad incondicional, por tus palabras de apoyo, gracias amiga.

A Rubén Hernández, por invitarme a ser parte de la SAGFI, por ser una inspiración para mí, por todos esos momentos compartidos en la Facultad, en las convivencias, por ser siempre comprensivo.

A Jime, Olivia, Carmen e Itzel muchas gracias por su amistad, sus consejos, las vivencias en las prácticas de campo, por ser un gran equipo.

Gracias Heber, Charly, Sealti, Mau, Aarón, Poncho, Tamara, Fernando por todo lo compartido a lo largo de toda la carrera.

Gracias Alberto Espinosa por tu apoyo a lo largo de este último año, por tus explicaciones de QGIS que me ayudaron tanto, por los momentos divertidos, por ser alguien muy importante para mí.

Galilea Marcelino gracias por toda tu amistad desde hace ya 12 años, a pesar de la distancia o el tiempo, sé que puedo contar contigo.

Valery y Yaz, muchas gracias por nuestra gran amistad desde la prepa, por todo lo que vivimos en CU, nuestras aventuras en la bicicleta, las comidas en ciencias, sus consejos, sus abrazos y su cariño.

Gracias a la familia Ponce Núñez, en particular a Francisco Ponce, quien me mostró la existencia de la Ingeniería Geofísica y de lo impresionante que puede ser, por todos tus consejos desde el término de la secundaria, por el conocimiento compartido, por las charlas, por el apoyo para realizar ciertas cosas, por creer en mí. También a Esperanza Núñez por prepararme para el examen de admisión a la preparatoria, gracias a ese apoyo he logrado llegar hasta donde estoy. Gracias al señor Paco, a Caro y Perla, por su cariño y apoyo incondicional.

También quiero agradecer infinitamente a mis papás: María Eugenia y Alberto Hernández, gracias a ustedes soy quien soy ahora. Son mi fuente de inspiración, esto es una pequeña retribución por todo lo que han hecho por mí. Gracias por todas las visitas a los museos, por acobijarme, abrazarme, darme todo su amor. Así mismo, quiero agradecer a mi hermana Anel Hernández, he aprendido muchas cosas de ti, la importancia de ayudar a los demás, de ser empática. Sabes que te admiro mucho y sé que siempre he recibido apoyo de ti en todo.

Gracias a mi tía Sonia, a mis primos Magalli y Angel, por su apoyo, las risas compartidas, las comidas familiares.

Gracias a la familia Huerta Galicia, por su amor y apoyo incondicional.

Gracias a todas las personas que he conocido en el voluntariado, han dejado una parte de ustedes en mí: Lupita Santos, Alí, Alejandro y Alberto Velasco, Tache, Zoom, Rosi Morales, Columba García, Gabriela Aguilar, Roberto Ballesteros.

Gracias a la vida.

Resumen

Se muestran los resultados obtenidos en la plazuela este de la Pirámide de la Luna en Teotihuacán, México, tras aplicar dos métodos geofísicos: Magnetometría y Tomografía de Resistividad Eléctrica.

Las pirámides de Teotihuacán son una zona de alto interés debido a que son Patrimonio Cultural de la Humanidad. Se han llevado a cabo gran cantidad de estudios, ya que, es quizá la zona arqueológica más importante de México, al ser considerada uno de los centros urbanos más grandes del mundo antiguo.

Los datos de esta investigación se adquirieron a través de un resistivímetro Sycal Jr ([IRIS Instruments, 2012](#)) y un magnetómetro de Cesio G-858 ([Geometrics, 1996](#)); equipos de alta sensibilidad, ampliamente usados para objetivos arqueológicos, que permitieron obtener una mejor resolución de los datos. Se realizaron 7 tomografías de resistividad eléctrica 2D localizadas de manera paralela entre sí, abarcando un área de 87.5x30 m, que posteriormente se conjuntaron realizando una inversión 3D de estas, además, se llevó a cabo un levantamiento magnetométrico en una superficie de 90x50 m, se realizaron las correcciones necesarias a los datos y finalmente se aplicó una reducción al polo.

Los resultados obtenidos para la tomografía de resistividad eléctrica muestran principalmente dos unidades geoelectricas una al norte y otra al sur del área de estudio, mientras que para magnetometría se observan alineaciones, los cuales coinciden con las unidades geoelectricas antes mencionadas.

Abstract

The results obtained in the archeological zone of Teotihuacán, Mexico at the east area (plazuela) of the Moon Pyramid are shown, after a magnetometry and electrical resistivity geophysical surveys.

The pyramids of Teotihuacán are of high interest because they are Heritage Cultural of Humanity. A large number of studies have been carried out, because it is perhaps the most important archaeological zone in Mexico; considering that is one of the largest urban centers of the ancient Middle America.

The equipment mainly used in this study for data acquisition is a Syscal Junior resistivity meter (IRIS Instruments, 2012) and a high sensitivity Cesium G-858 magnetometer (Geometrics, 1996) widely used for archaeological purposes. Such instrumentation allowed get a better resolution of the data.

During this study seven bidimensional (2D) electrical resistivity tomography (ERT) parallel profiles were obtained in an area 87.5 m north to south by 30 m east to west; later combined to produce tridimensional (3D) inversions. By the other hand, the magnetometry were obtained in an area 90 m north to south by 50 m east to west, line this information was corrected, filtered and enhanced by means of digital techniques such as reduction to pole (RTP).

Results of this study, were compared with the previous of 1989, with high similarity with ERT survey; focused in two geoelectric units in north and south of the studied area. Magnetometry shows high alignments correlation between both studies, and furthermore with the observed geoelectric units.

Índice general

1	Introducción	13
2	Antecedentes	15
§2.1	Ubicación geográfica	15
§2.2	Marco geológico	16
§2.3	Marco arqueológico	17
§2.4	Estudios previos	18
3	Marco teórico	23
§3.1	Magnetometría	24
§3.1.1	El campo magnético estacionario	24
§3.1.2	Potencial del campo geomagnético	25
§3.1.3	Campo geomagnético	25
§3.1.4	Componentes del campo geomagnético	27
§3.1.5	Propiedades magnéticas	27
§3.1.6	Magnetización inducida y susceptibilidad magnética	28
§3.1.7	Magnetización remanente	29
§3.1.8	Mediciones de magnetometría	29
3.1.8.1	Tipos de sensores	29
3.1.8.2	Magnetómetro de Cesio	29
§3.2	Método eléctrico	30
§3.2.1	Fundamentos teóricos de tomografía de resistividad eléctrica	30
3.2.1.1	Resistividad	30
3.2.1.2	Potencial eléctrico	30
§3.2.2	Resistividad aparente y factor geométrico	33
§3.2.3	Arreglos electródicos	34
3.2.3.1	Arreglo electródico Wenner-Schlumberger	34
3.2.3.2	Arreglo electródico Dipolo-Dipolo	34
§3.2.4	Tabla de resistividades de rocas y suelos	35

§3.2.5	Tomografía de resistividad eléctrica	36
§3.2.6	Teoría de inversión	36
3.2.6.1	Problema directo y problema inverso	37
4	Metodología	39
§4.1	Objetivo	39
§4.2	Adquisición de los datos	40
§4.2.1	Equipo empleado	40
4.2.1.1	GPS diferencial PENTAX G3100 R1	40
4.2.1.2	Syscal Jr. de 24 electrodos	40
4.2.1.3	Magnetómetro G-858 Magmapper	42
§4.2.2	Adquisición de datos de magnetometría	42
§4.2.3	Adquisición de datos de tomografía de resistividad eléctrica	44
§4.3	Magnetometría	46
4.3.0.1	Reducciones	46
4.3.0.2	Cálculo de la anomalía	48
4.3.0.3	Filtro coseno direccional	48
4.3.0.4	Continuación ascendente	48
4.3.0.5	Separación de los campos regional-residual	49
4.3.0.6	Reducción al polo	49
§4.4	Tomografía de Resistividad eléctrica 2D	50
§4.4.1	Inversión de datos de tomografía de resistividad eléctrica	50
5	Resultados	53
§5.1	Resultados e integración de resultados	53
§5.1.1	Magnetometría	53
§5.1.2	Tomografía de resistividad eléctrica	62
§5.1.3	Tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría	72
6	Conclusiones	75

Capítulo 1

Introducción

El origen de Teotihuacán aún es un misterio en la actualidad. Éste ha sido razón suficiente para el sin número de investigaciones que se han realizado, sin embargo, no han sido suficientes para cubrir el área que abarca. Por esto, el trabajo en conjunto de arqueólogos y geofísicos ha sido importante al obtener información de distintas zonas arqueológicas antes de realizar excavaciones, ya que, los métodos geofísicos de exploración somera no son invasivos: preservan la integridad de las estructuras con valor histórico.

Tanto el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), como Magnetometría han sido empleados en estudios de arqueología con una gran aceptación y resultados importantes. Ejemplo de esto son los estudios realizados por [Weymouth y Huggins \(1985\)](#), [Cifuentes-Nava et al. \(2017\)](#), [Chávez et al. \(2018\)](#).

Cabe resaltar que los métodos geofísicos han ido mejorando a través de los años, puesto que, tanto la tecnología, como la forma de procesar los datos así como su modelación e inversión matemática ha ido cambiando, los procesos han sido optimizados por la mayor capacidad de cómputo actual.

El empleo de dos métodos geofísicos y la integración de la información geológica permite reducir la incertidumbre que tiene como origen la no-unicidad característica de la inversión de datos.

Algunos autores como [Arzate et al. \(1990\)](#), [Chávez et al. \(2001\)](#), [Barba P. y Córdova F. \(2010\)](#), [Argote et al. \(2020\)](#), han realizado estudios geofísicos en las Pirámides del Sol y de la Luna en Teotihuacán teniendo resultados importantes.

El objetivo de este trabajo es identificar cuerpos arqueológicos mediante la combinación e integración de dos métodos geofísicos: tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría, comparando los resultados con el estudio previo realizado por [Manzanilla et al. \(1989\)](#).

El estudio antes mencionado se centró en la localización y definición de túneles y cuevas naturales de interés arqueológico, en la plazuela este de la Pirámide de la Luna, en el cual llevaron a cabo 9 perfiles magnéticos y 5 perfiles eléctricos obtenidos mediante calicatas eléctricas. El presente trabajo se realizó en una porción que coincide con el estudio mencionado.

En TRE se emplearon dos diferentes arreglos electródicos: Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger, se realizó la inversión de los datos adquiridos con cada arreglo electródico, así como la integración de ambos, conjuntando las diferentes características de cada uno,

en sus resoluciones tanto verticales como horizontales. En magnetometría, la distribución de las estaciones realizadas permitió tener una buena resolución en los datos.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Ubicación geográfica

El estudio se realizó en la zona Arqueológica de Teotihuacán, en Plazuela Este de la Pirámide de la Luna. Esta se encuentra en la localidad San Martín de las Pirámides, Estado de México.

Las coordenadas UTM de este sitio son: 14Q 516,492.729 m E, 2,178,167.958 m N, con Dátum WGS84.



Figura 2.1: Ubicación Geográfica de la adquisición de datos. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

A grande rasgos, al rededor de la zona arqueológica de Teotihuacán se encuentran diversas estructuras geológicas. Al norte, se encuentra el Volcán Cerro Gordo, al noroeste el cerro Malinalco, al sur el cerro Patlachique, al sureste del valle se encuentra el cerro de Soltepec.

2.2. Marco geológico

El Valle de Teotihuacán se encuentra en el Eje Neovolcánico Transmexicano, que atraviesa estados, tales como Nayarit, Michoacán, Jalisco, Colima, Estado de México, Ciudad de México y Veracruz.

Milán (1990, citado en [Chávez *et al.* 2001](#), [Barba P. y Córdova F. 2010](#)) presentó en su informe que las Rocas más antiguas en el Valle de Teotihuacán pertenecen a las edades del Mioceno medio y tardío, éstas principalmente se encuentran en el Cerro de Malinalco, el cual está conformado principalmente por andesitas. Además, explicó que las Rocas extrusivas pertenecen al Plioceno temprano, localizados en el Cerro Patlachique. Estas rocas están descritas con composición variante, principalmente por andesitas o dacitas, así como secuencias piroclásticas no consolidadas de tobas líticas y pumicíticas, las cuales están cubiertas por derrames lávicos.

Por otro lado, en el cerro de Soltepec afloran derrames de lava ácida, interestratificados por brechas, tobas y depósitos de avalancha.

En cambio, las rocas del Cuaternario están conformadas por rocas volcánicas máficas, que se encuentran en el Volcán Cerro Gordo y en los campos volcánicos de Otumba. El Cerro Gordo es un estrato-volcán basáltico que está formado por capas de lavas y escorias que presentan estratificación y son Pliocuaternarias. Además, también pertenecen al Cuaternario los Conos Cineríticos del extremo oriental del Valle, así como los derrames y conos del noroeste de la zona.

Las rocas más importantes que dan soporte a la zona arqueológica, son secuencias uniformes de brechas escoriáceas y aglomerados, de los cuales predominan las bombas en forma de cordón, de huso y de almendra, así como escoria. La granulometría es variable, las bombas van desde 1 cm a 1.5 m de diámetro. Existen depósitos aluviales, fluviales y lacustres compuestos por gravas, arenas y limos de origen aluvial, que están localizados en la parte central del valle y en cauces de arroyos. Las tobas amarillentas que afloran en la zona arqueológico provienen de la actividad piroclástica y fluvial del Plioceno.

La Pirámide del Sol y la Pirámide de la Luna se localizan sobre flujo piroclástico, a diferencia que la ciudadela se encuentra sobre rocas sedimentarias lacustres que pueden ser observadas en la [Figura 2.2](#).

Los depósitos aluviales, fluviales y lacustres se encuentran en la parte central del Valle de Teotihuacán y en pequeños caminos de ríos, los cuales contienen sedimentos de grava y arena.

[Mooser \(1968\)](#) señaló que existen fallas tectónicas que delimitan el Valle de Teotihuacán en las 4 direcciones. El material que forma el flujo de lavas y tobas basálticas, que descendió entre el Volcán Malinalco y Volcán Cerro Gordo, proviene de 5 conos cineríticos del Cuaternario que se encuentran al NE del Cerro Gordo [Manzanilla *et al.* \(1994\)](#). Así mismo, [Manzanilla *et al.* \(1989\)](#), menciona la existencia de un río al final del estrecho entre ambos cerros, el cual, al estar en contacto con material caliente, se produjo vapor el cual formó espacios vacíos, que al solidificarse se formaron cuevas. Dichas estructuras tienen una tendencia WE, y se encuentran a la altura de la Pirámide de la Luna.

[Barba P. \(1995\)](#), encontró depresiones que fueron asociados a fracturas o centros extrusivos donde el magma fluyó. También, expuso que los materiales “suaves”, tales como tobas y piedras pómez, fueron extraídos de los túneles, comparándolo con el material nece-

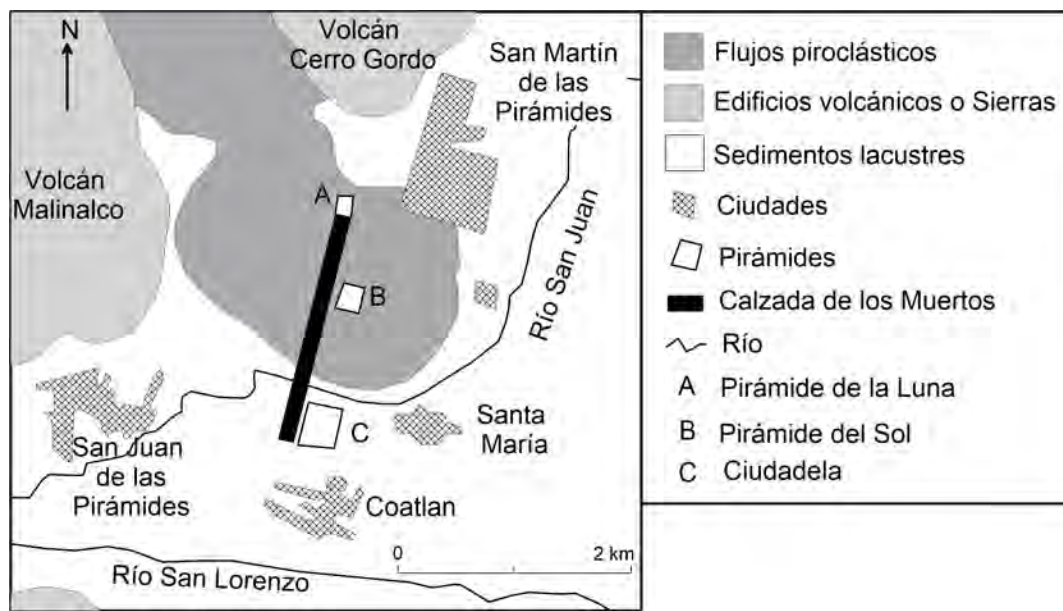


Figura 2.2: Geología general de la Zona Arqueológica de Teotihuacán, México. Modificado de [Chávez et al. \(2001\)](#)

sario para construir la ciudad de Teotihuacán, teniendo como resultado que esta cantidad concuerda con la que se extrajo.

2.3. Marco arqueológico

Los primeros estudios en la Zona Arqueológica de Teotihuacán se realizaron bajo las ordenes de Leopoldo Batres, en los años de 1905 a 1910. Este trabajo realizado por la Secretaría de Instrucción Pública y Bellas Artes, donde principalmente exploraron la Pirámide del Sol. En el año de 1917, Manuel Gamio inició el primer trabajo científico de interdisciplinario donde participaron geólogos, minerólogos y arquitectos, del cual se obtuvo como producto final la publicación “La Población del Valle de Teotihuacán”, donde se abordó el aspecto prehispánico, colonial y moderno. El interés por esta zona de estudio creció, por lo que diversas instituciones financiaron numerosos trabajos. Por parte del INAH, entre los años 1962-1964, realizaron un estudio llamado “Proyecto Teotihuacan” donde se exploró la Calzada de los muertos, las Pirámides del Sol y de la Luna, el Palacio de Quetzalpapálotl, el grupo de la Ventilla y el barrio de Tetilla ([Matos M. et al., 1975](#)).

Para la cultura Prehispánica en México, las cavidades naturales como túneles o cuevas estaban vinculados con la religión y la mitología. Algunos de estos mitos decían que el sol y la luna provenían de cuevas ([Manzanilla et al., 1989](#)). En cambio, los túneles eran empleados con distintos objetivos, desde tumbas hasta la realización de ritos ([Heyden, 1975](#)). La existencia de cuevas en el Valle de Teotihuacán puede ser verificado por observación directa. Especialmente en el sector noroeste del valle, donde amplios espacios colapsados pueden ser observados, como evidencia de cavernas ([Manzanilla et al., 1989](#)). Así mismo, [Mooser \(1968\)](#), menciona la posible existencia de agua en algunas cuevas, las cuales ten-

drían un papel importante para que los Teotihuacanos establecieran sus asentamientos. Los túneles que se observan en la actualidad son depresiones que están entre los 3 y 5 m bajo el nivel del suelo (Chávez *et al.*, 1994).

Manzanilla *et al.* (1989), considera que la red tubular sobre la que se encuentra Teotihuacán, pudo haber sido modificada por los primeros habitantes de la ciudad para servir como pasajes entre ciertos puntos, por ejemplo las pirámides.

2.4. Estudios previos

Algunas de las investigaciones realizadas con métodos geofísicos en la Zona Arqueológica de Teotihuacán se explicarán a continuación.

Los artículos de Manzanilla *et al.* (1989) y Barba P. *et al.* (1990) fueron resultado de una misma investigación en la cual realizaron un estudio en la plazuela este de la Pirámide de la Luna y en Oztoyohualco. En dicho estudio llevaron a cabo 3 diferentes métodos: perfiles magnéticos, perfiles eléctricos y gravimétricos, sin embargo solo reportan los resultados de los dos primeros. Respecto a la magnetometría, realizaron un total de 9 perfiles magnéticos (7 en la zona este de la Pirámide de la Luna y 2 en la zona de Oztoyohualco) con dirección al norte, de aproximadamente 120 m de longitud, con una separación aproximada de 20 m entre cada perfil, teniendo un total de 438 puntos de lecturas que fueron tomadas cada 2 m. Por otra parte, en cuanto a los perfiles eléctricos, estos se realizaron coincidiendo con 4 perfiles magnéticos. Emplearon el arreglo Wenner, teniendo un total de cinco perfiles (cuatro en la zona este de la Pirámide de la Luna y uno en Oztoyohualco).

Como resultado, en los perfiles magnéticos se observaron diversas anomalías que comparándolas con los resultados de los estudios hechos en Oztoyohualco, los bajos magnéticos fueron empleados para determinar la dirección del túnel en dicha área. Los cambios de forma de las anomalías son atribuidos a túneles no cilíndricos o compuestos. Consideran que la forma de las variaciones puede estar relacionado a cambios en profundidad y diámetro. Se localizaron dos principales direcciones que pueden observarse en la Figura 2.3. En lo que respecta a los perfiles eléctricos, pudo observarse en la Figura antes mencionada, las direcciones de los posibles túneles, señalando también probables estructuras enterradas (Manzanilla *et al.* (1989), Barba P. *et al.* (1990)).

En la Pirámide del Sol se realizaron estudios geofísicos por Manzanilla *et al.* (1994). En la plaza oeste de la Pirámide del Sol realizaron una malla con el método magnético que constó de cinco líneas de 30 m de longitud con una separación de 4 m entre ellas. El patrón magnético obtenido muestra un dipolo invertido, según Arzate *et al.* (1990), dicho patrón se puede interpretar como el efecto de huecos rellenos con material magnetizado.

En cambio, en la zona este de la pirámide del Sol, realizaron una malla de 160x80 m, donde el patrón magnético indica la presencia de diques basálticos que se encuentran rodeados por sectores porosos o cavidades rellenas parcialmente. Es posible que los Teotihuacanos llenaran intencionalmente las cavidades (Manzanilla *et al.*, 1994).

Además Manzanilla *et al.* (1994) realizaron 4 perfiles eléctricos y posteriormente sobre las mismas líneas, 4 perfiles magnéticos. El primer perfil magnético, localizado en la plaza este de la pirámide del Sol, muestra la presencia de la cavidad que continúa probablemente al oeste de la pirámide, refiriéndose al túnel reportado por Heyden en 1975. Los perfiles

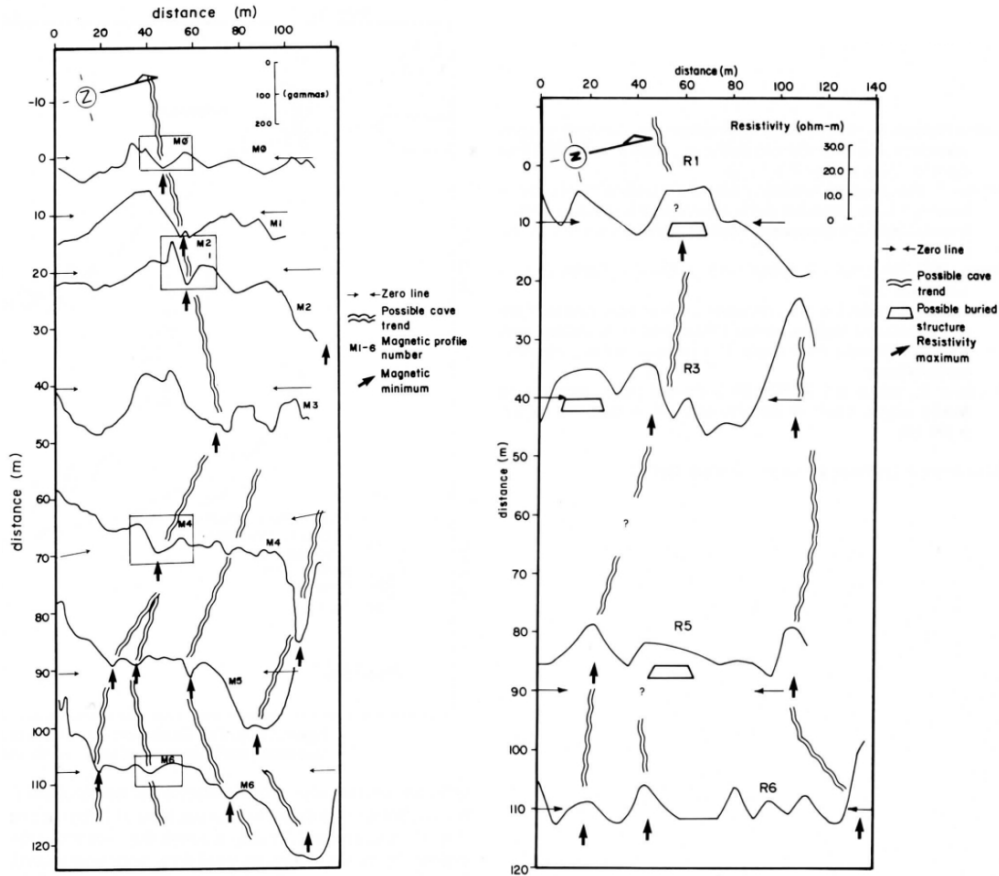


Figura 2.3: Resultados de los perfiles magnetométricos (Izquierdo) y resultados de los perfiles eléctricos (derecho). Tomado de Barba P. *et al.* (1990)

eléctricos 4 y 5, que realizaron en la zona oeste de la pirámide del Sol, muestran que la continuación del túnel es factible y es corroborado con los datos magnéticos.

En el perfil TEO2 (Véase Figura 2.4), observaron anomalías que indican la presencia de series de diques de basaltos rodeados por huecos rellenos o sectores de material poroso. En el perfil TEO4 la anomalía magnética muestra un máximo que corresponde al máximo de la anomalía eléctrica, que revela la presencia de cuerpos basálticos que fueron confirmados por muestras de un núcleo Manzanilla *et al.* (1994).

Por último, el estudio más reciente en la Pirámide de la Luna Argote *et al.* (2020), llevaron a cabo Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D y Tomografía de Ruido Ambiental. Sólo se hará referencia al primero. Emplearon como instrumento de Adquisición un Syscal-Pro 48 de IRIS Instruments (2012), con dos extensiones, que permiten emplear 96 electrodos más, teniendo un total de 113, que fueron colocados alrededor de la pirámide. La disposición de estos fue la siguiente: en el flanco oeste se colocaron 27 electrodos con una separación de 6 m, en el flanco norte 31 electrodos con separación de 5.5 m, 27 electrodos en el flanco oeste con separación de 5.5 m y por último 22 electrodos con una separación de 5 m en el flanco sur (11 electrodos en el lado este de la escalera principal y 11 electrodos en el lado oeste). El origen de coordenadas fue localizado en la esquina SW de la estruc-

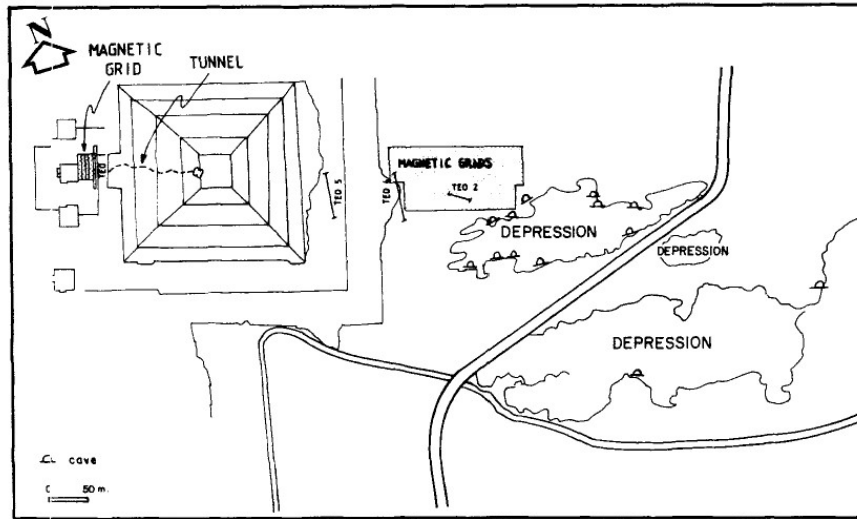


Figura 2.4: Mapa de la zona de estudio en la Pirámide del Sol Tomado de *Manzanilla et al. (1994)*

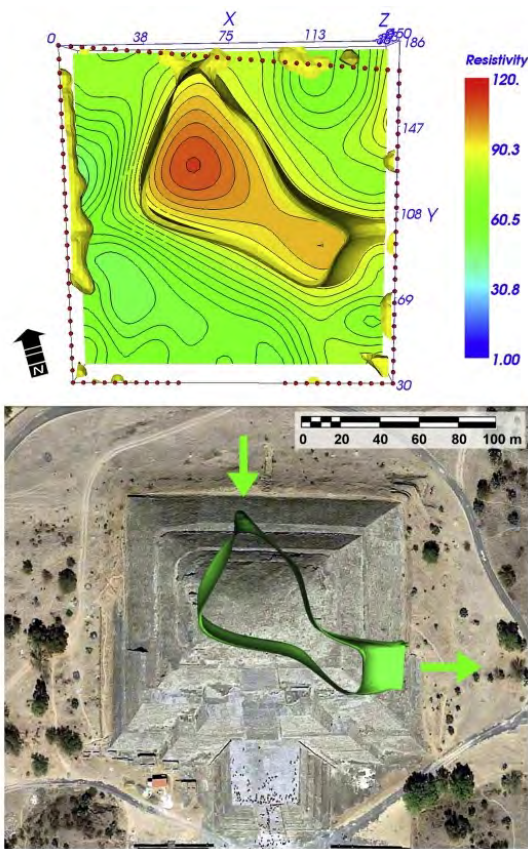


Figura 2.5: Distribución de resistividades debajo de la Pirámide de la Luna. Tomado de *Argote et al. (2020)*

tura. En la zona sur no fue posible emplear electrodos convencionales, por lo que fueron empleados electrodos planos de cobre, con tamaño de 25x25 cm y 3 mm de grosor y para asegurar la transmisión de corriente eléctrica al subsuelo, se agregó gel entre las superficie del suelo y el electrodo (que se emplea en ultrasonidos médicos).

Usualmente las TRE 3D, conforman una malla rectangular sobre la superficie, sin embargo, en el estudio se utilizaron configuraciones especiales; arreglos multielectródicos que forman geometrías de L y Esquina combinando arreglos electródicos tales como Wenner-Schlumberger, Wenner-Schlumberger-Gradient y Mínimo Acoplamiento. Se adquirieron en total 4,903 cuadripolos. El resultado final sugiere un posible conducto relativamente estrecho de 20 m de ancho, a aproximadamente 15 m de profundidad, representado en el flanco norte de la pirámide y orientado a la dirección del Cerro Gordo, además una posible extensión del túnel hacia la esquina SE de la pirámide (*Argote et al., 2020*) (Figura 2.5).

Capítulo 3

Marco teórico

En la arqueología se han implementado de manera exitosa los métodos geofísicos, ya que, cumple con tres aspectos importantes: rapidez, sensibilidad y resolución espacial. Generalmente las áreas arqueológicas que se pretenden estudiar cuentan con grandes dimensiones, por esto, es necesaria cierta rapidez para realizar los estudios en tiempos óptimos. También es importante considerar la resolución de los datos, ya que, los objetivos de estudio son estructuras con gran detalle. Por último, es relevante considerar la sensibilidad, puesto que la que se necesita en la arqueología es muy alta, debido a que el contraste de las propiedades físicas que tienen las estructuras arqueológicas enterradas, normalmente son pequeñas (Campana *et al.*, 2008). Adicionalmente, es importante considerar

El método magnético, cumple con los tres aspectos mencionados, por esta razón, ha sido empleado desde los años 50's, en pequeñas áreas de investigación. La presencia de suelos, rocas, objetos de hierro que han sido magnetizados por el campo principal de la Tierra alteran el campo magnético de la zona. Estas alteraciones o bien, anomalías están presentes en los valores medidos del campo. El objetivo es interpretar estas de anomalías en términos de posibles cuerpo arqueológicos (Campana *et al.*, 2008).

Las anomalías magnéticas que se obtienen en las mediciones en sitios arqueológicos, son muy complejas en su mayoría. Las fuentes de las anomalías son relativamente someras, por lo tanto, se encuentran cercanas al punto de observación del magnetómetro que automáticamente tiende a enfatizar la naturaleza compleja del campo cercano de cualquier objeto magnético. Las fuentes de las anomalías magnéticas de los suelos, las rocas superficiales, las habitaciones antiguas y modernas, así como los objetos de interés que se pueden encontrar en estudios de zonas arqueológicas, usualmente son presentan grandes contrastes. Sin embargo, las mediciones realizadas en este contexto frecuentemente son enmascaradas por ruido. Por esta razón, se recomienda emplear gradiómetros portátiles (Campana *et al.*, 2008).

Los gradiómetros son magnetómetros diferenciales, es decir, cuenta con dos sensores que están separados a una distancia fija y pequeña con respecto a la distancia de las fuentes de los cuales será medido el efecto de su gradiente. La diferencia en intensidad dividida entre la distancia que hay entre los sensores es el gradiente medido en el punto medio del espaciamento entre estos. El gradiómetro remueve automáticamente el campo regional y notablemente incrementa la resolución de la anomalía local (Breiner, 1999).

Ahora bien, los métodos de resistividad son bastante útiles, ya que, detectan cambios

notables de porosidad causados por estructuras de rocas enterradas. Estos métodos miden la resistividad eléctrica de las rocas, por lo que responden a cualquier variación local de estos parámetros causados por la actividad humana. Si se combinan un conjunto de mediciones de resistividad, es posible realizar un modelo de la distribución de la resistividad en el subsuelo. El modelo será cercano a la distribución real de resistividad entre más medidas sean combinadas. Ahora bien, la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es un método que permite obtener imágenes de la distribución de la resistividad del subsuelo a partir de mediciones eléctricas que se realizan en superficie (Campana *et al.*, 2008).

3.1. Magnetometría

EL método magnético es considerado uno de los métodos geofísicos más antiguos y uno de los más usados para la exploración del subsuelo de la Tierra. Ha sido empleado desde el siglo XVII para la localización de depósitos enterrados. Posterior a la Segunda Guerra Mundial, el uso de los magnetómetros aéreos cambió, se comenzaron a emplear en la exploración de minerales, como herramienta regional para el mapeo del espesor de cuencas sedimentarias y estructuras geológicas (Hinze *et al.*, 2010).

3.1.1. El campo magnético estacionario

La teoría Electromagnética define que las ecuaciones de campo para la inducción magnética $B(r)$ en ausencia de corrientes eléctricas, pero en presencia de cuerpos que presentan una magnetización $M(r)$ son:

$$\nabla \times B(r) = \mu_0 \nabla \times M(r) \quad (3.1)$$

$$\nabla \cdot B(r) = 0 \quad (3.2)$$

Para encontrar B , de acuerdo a las ecuaciones de campo que satisface es necesario definir un potencial Vectorial $\vec{A}(r)$, que siempre es problemático, sin embargo, se puede definir otro campo: El campo de intensidad *magnética* $H(r)$

$$H(r) = \frac{B(r)}{\mu_0} - M(r) \quad (3.3)$$

Las ecuaciones de campo para $H(r)$ se definen como:

$$\nabla \times H(r) = 0 \quad (3.4)$$

$$\nabla \cdot H(r) = -\nabla \cdot M(r) \quad (3.5)$$

De acuerdo a la ecuación 3.5, el campo $\mathbf{H}(\mathbf{r})$ se puede deducir de un potencial escalar, el cual se puede expresar de dos maneras distintas:

$$H(r) = -\nabla \varphi_H(r) \quad (3.6)$$

Donde:

$$\varphi_H(r) = \frac{1}{4\pi} \int_{v'} M(r) \cdot \nabla' \frac{1}{R(r, r')} dV' \quad (3.7)$$

$$\varphi_H(r) = \frac{1}{4\pi} \int_{v'} \frac{-\nabla' \cdot M(r)}{R(r, r')} dV' + \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{M(r) \cdot d\vec{S}^1}{R(r, r')} \quad (3.8)$$

La ecuación 3.7 representa el potencial escalar como la contribución de dipolos magnéticos escalares elementales dentro del volumen del cuerpo, sin embargo, la ecuación 3.8 representan al potencial escalar como la contribución de cargas magnéticas volumétricas $\rho_m(r) = -\nabla \cdot \vec{M}(r)$ y cargas magnéticas de superficie $\sigma_m(r) = \vec{M}(r) \cdot \vec{n}_u$, donde \vec{n}_u es el vector unitario perpendicular a la superficie que encierra al volumen magnetizado.

De las ecuaciones 3.6 y 3.3, el campo $B(r)$ se puede también expresar en función de un potencial escalar como:

$$B(r) = -\mu_0 \nabla \varphi_H(r) + \mu_0 M(r) \quad (3.9)$$

Cuando el campo $B(r)$ se observa en una región del espacio donde no hay magnetización, pero si hay cuerpos magnetizados.

$$B(r) = -\mu_0 \nabla \varphi_H(r) \quad (3.10)$$

3.1.2. Potencial del campo geomagnético

Por campo geomagnético se está haciendo referencia al campo magnético que produce la Tierra. Se considera que la fuente principal de este campo son las corrientes eléctricas que se encuentran circulando en una dirección este-oeste en el núcleo interior de la tierra, sin embargo, cuando el campo geomagnético es observado, se realiza en la superficie de la tierra donde dichas fuentes son cero y considerando una variación temporal del campo magnético muy lenta, las ecuaciones de campo serían cero (divergencia y rotacional del campo geomagnético), haciendo que el campo geomagnético observado en la superficie de la Tierra es un campo armónico y por ende se puede expresar como el gradiente de una función potencial escalar, es decir

$$B = -\nabla W \quad (3.11)$$

Al ser la divergencia del campo geomagnético igual con cero entonces.

$$\nabla^2 W = 0 \quad (3.12)$$

Donde W es el campo potencial del campo geomagnético armónico |

3.1.3. Campo geomagnético

Lanza y Meloni (2006), afirman que nuestro planeta está rodeado por un campo magnético, de acuerdo con la geofísica moderna, cuando en un punto dado y en un cierto tiempo, se realiza una medición del campo magnético de la Tierra, el valor medido es el

resultado de la superposición de contribuciones que tienen orígenes diferentes. Estas contribuciones pueden considerarse por separado, porque cada una de ellas corresponde a una fuente diferente.

- **Campo interno**

El campo principal: generado en los fluidos de la frontera entre el Manto y el Núcleo de la Tierra por el mecanismo geodinamo (Lanza y Meloni, 2006). Es decir, el campo geomagnético es generado por corrientes de convección de material conductor en el núcleo externo líquido. Se asume que el núcleo de la Tierra está conformado por hierro y níquel, buenos conductores eléctricos (Telford W.M, Geldart L.P, 1990).

El campo cortical: se relaciona con la magnetización de las rocas en la corteza de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006). Se origina en rocas que contienen hierro cerca de la superficie de la Tierra, donde las temperaturas son lo suficientemente bajas, es decir, menos de aproximadamente 580 °C (la temperatura de Curie de la Magnetita). El campo cortical es considerado el tema principal del método magnético de en la exploración (Nabighian *et al.*, 2005). También es conocido como el campo de las anomalías.

- **Campo externo:** producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y en la magnetósfera, debido a la interacción de la radiación electromagnética solar y el viento solar con el campo magnético de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006).
- **El campo magnético resultante** de un proceso de inducción electromagnética, generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en el manto superior por campo magnético externo que varía con el tiempo (Lanza y Meloni, 2006).

Muniz Barreto (1997), expresó de manera muy simplificada la separación de los valores medidos en la superficie terrestre con la siguiente expresión:

$$B = B_o + B_r + B_c + B_t \quad (3.13)$$

Donde:

B : es el valor del campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra.

B_o : es el valor de un campo magnético teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado un ángulo aproximadamente 11.5° en relación con el eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro. Su valor es mayor del 90 % del valor medido B (Campo principal).

B_r : llamado campo residual que puede ser asociado con varios dipolos más pequeños que el dipolo principal, que se localizan más superficialmente, en el manto terrestre, en diferentes regiones del planeta.

B_c : llamado campo cortical que tiene su origen en la corteza terrestre en regiones aún más pequeñas. Sus efectos son localizados y es usualmente conocido como campo de las anomalías.

B_t : es el campo externo, siendo este la parte del campo medido en la superficie terrestre que varía con el tiempo de otra manera mucho más sensible que los otros términos. Este campo se origina fuera de la Tierra.

Se considera que todas las componentes varían con el tiempo, sin embargo, es común considerar que el campo externo, B_t , es principalmente el que tiene variaciones temporales, ya que, sus cambios son notables a comparación de las otras componentes (Muniz Barreto, 1997).

Lo anterior, puede expresarse también como:

$$F = F_o + \Delta F \quad (3.14)$$

Donde F , es el campo medido en la superficie terrestre, F_o contiene la parte del campo que varía lentamente con el tiempo que tiene origen en el interior de la Tierra. La componente ΔF , tiene el mismo significado que B_t , por lo que su origen está en la parte exterior del planeta (Muniz Barreto, 1997).

3.1.4. Componentes del campo geomagnético

El campo magnético de la Tierra es un vector, es decir, tiene magnitud y dirección. El vector puede ser expresado en componentes cartesianas (Figura 3.1).

- B_x Es la componente de B proyectada en el eje con dirección al norte geográfico
- B_y Es la componente de B proyectada en el eje con dirección al este geográfico
- B_z Es la componente B proyectada en dirección hacia la Tierra.
- H Es la componente horizontal de \vec{B}
- D Es la Declinación magnética; ángulo entre \vec{B} y su componente horizontal (H)
- I Es la Inclinação magnética; azimut de H .
- F Es la magnitud de \vec{B}

Donde:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (3.15)$$

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.16)$$

$$D = \arctan \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.17)$$

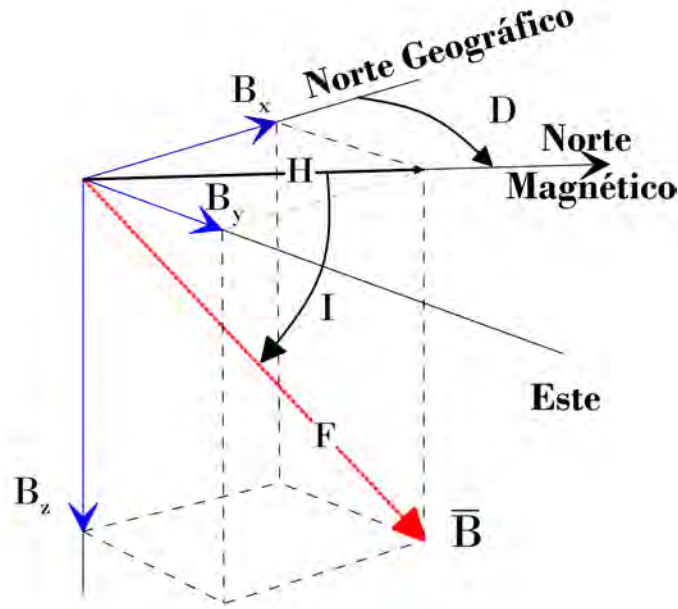


Figura 3.1: Componentes del campo geomagnético.

3.1.5. Propiedades magnéticas

Los mapas de anomalía magnética, reflejan variaciones espaciales en el campo magnético relacionados a la magnetización de materiales magnéticos. La magnetización total M , es una cantidad vectorial que se describe como la suma de M_i , la componente inducida y M_r , la componente remanente de la magnetización, es decir:

$$M = M_r + M_i \quad (3.18)$$

De la ecuación 3.18, la componente de M_i es producida como respuesta a un campo aplicado, en este caso es el campo magnético de la Tierra. La componente M_r es la magnetización permanente que queda después de que un campo aplicado es removido (Butler, 2005).

Una roca que contiene minerales magnéticos contará con magnetización remanente y magnetización inducida, las cuales tendrán distintas direcciones e intensidad.

La composición atómica, cristalográfica y química define el tipo de magnetización de los materiales (Chikazumi (1997), citado en (Butler, 2005)). En materiales diamagnéticos, se produce un campo magnético opuesto al campo aplicado (la halita es un ejemplo de este material). En el caso de los materiales paramagnéticos, el campo que se produce es en la misma dirección que el campo aplicado, se considera que el paramagnetismo es generalmente al más fuerte que el diamagnetismo (Anfibolita, piroxenos, olivinos y granate son ejemplos de este tipo de material). Por último, los materiales ferromagnéticos generan momentos magnéticos que están alineados ya sea de manera paralela o antiparalela. El ferromagnetismo de un material desaparece cuando se supera su Temperatura de Curie (Reynolds, 1998).

3.1.6. Magnetización inducida y susceptibilidad magnética

Butler (2005) explica que los materiales débilmente a moderadamente magnéticos, como son la mayor parte de los materiales que componen la Tierra, presentan una magnetización inducida alineada con y proporcional a H , el campo magnético de la Tierra, por lo que:

$$M_i = \kappa H \quad (3.19)$$

Donde κ es la susceptibilidad magnética. Ésta es una cantidad adimensional, sin embargo, su valor depende si las unidades se están trabajando en el SI o en cgs. M_i y H están en unidades de A/m , pero, el campo magnético de la Tierra está dado en nanoteslas, unidades de la inducción magnética B . Para calcular M_i , el valor de H en A/m puede ser determinado por la inducción B en nanotesla por:

$$|H| \approx \frac{|B|}{400\pi} \quad (3.20)$$

3.1.7. Magnetización remanente

Butler (2005) menciona que la componente de magnetización remanente M_r , es usualmente descrita en términos de su intensidad, declinación medida desde el norte y la inclinación medido positivamente hacia abajo desde la horizontal.

Por lo general, una proporción significativa de la magnetización remanente se adquiere en la dirección del campo de la Tierra en el momento de realizar mediciones. Debido a que el campo de la Tierra ha cambiado de orientación e incluso se ha revertido en el pasado, la dirección de la magnetización remanente de las rocas puede ser diferente del campo actual (Butler, 2005).

Un parámetro que permite conocer la relación del componente remanente contra la componente inducida es la relación de Koenigsberger (Q) (Blakely, 1996).

$$Q = \frac{|M_r|}{|M_i|} = \frac{M_r}{\kappa H} \quad (3.21)$$

Si $Q > 1$, indica que la componente remanente es dominante, en cambio, si $Q < 1$, indica que la componente inducida es dominante.

3.1.8. Mediciones de magnetometría

3.1.8.1. Tipos de sensores

El magnetómetro es un sensor que mide el campo resultante de la anomalía con el campo ambiente de la Tierra. Se podría considerar un sensor a una brújula que pende en un hilo, sin embargo, este no sería lo suficientemente sensible para detectar anomalías típicas de la arqueología, puesto que estas están en términos de un nanotesla (Campana *et al.*, 2008).

Como se ha mencionado, el campo magnético se caracteriza por tener dirección e intensidad, considerando lo anterior, los magnetómetros se clasifican con base en lo que miden. Un ejemplo son los sensores Fluxgate, los cuales miden únicamente una componente del

campo, que puede ser en cualquier dirección, dependiendo de la orientación del sensor, mientras que los sensores de Cesio miden su intensidad. Los primeros son más sensitivos de manera direccional, en cambio, los segundos tienen una gran tolerancia a cambios en la dirección del estudio (Campana *et al.*, 2008).

3.1.8.2. Magnetómetro de Cesio

En la actualidad, se logra mayor sensibilidad en los instrumentos usando electrones, que tienen momentos magnéticos aproximadamente 2,000 veces mayores que los protones. Los vapores de metales alcalinos (generalmente Cesio) proporcionan electrones efectivamente aislados, ya que, en su última órbita de un átomo de uno de estos elementos contiene solo un electrón. El principio es similar al del magnetómetro de protones, en el que se observan transiciones entre estados de energía, pero las diferencias de energía mucho más altas implican frecuencias también muy altas, que pueden medirse con errores porcentuales mucho menores. El proceso de medición, implica la elevación de electrones a un estado de alta energía mediante un rayo láser (“bombeo óptico”) y luego determinar la frecuencia de la señal de radio de alta frecuencia que activará la transición a un estado inferior. En principio, las mediciones son discontinuas, pero los tiempos de medición son muy pequeños y se pueden tomar 10 lecturas de forma rutinaria por segundo (Milsom, 2003).

3.2. Método eléctrico

De acuerdo con Loke (2004), el propósito principal de los estudios eléctricos es determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo tras realizar mediciones en superficie. A partir de estas mediciones, la resistividad verdadera puede ser estimada. La resistividad del subsuelo está relacionada con varios factores geológicos, tales como el contenido mineral, los fluidos, la porosidad y el grado de saturación de agua de la roca.

El método eléctrico tiene aplicaciones diversas, entre ellas se encuentran investigaciones tectónicas para la búsqueda de petróleo, estudios para la localización de aguas subterráneas, estudios complementarios para cartografía, localización de yacimientos de minerales útiles, especialmente metálicos, entre otros (Orellana, 1982).

3.2.1. Fundamentos teóricos de tomografía de resistividad eléctrica

Es importante resaltar que en los métodos geoelectricos exigen el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas. Estas son, principalmente, la resistividad eléctrica ρ , o su propiedad inversa que es la conductividad σ , la constante dieléctrica ϵ , y la permeabilidad magnética μ .

3.2.1.1. Resistividad

La resistividad (ρ) se define como la propiedad de un material a oponerse al flujo de corriente eléctrica. Su contraparte, la conductividad (σ), tiene el significado contrario, el cual es la propiedad de un material que permite el flujo de corriente eléctrica.

La relación entre la conductividad y la resistividad es:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (3.22)$$

3.2.1.2. Potencial eléctrico

La ley que fundamenta los estudios de resistividad es la Ley de Ohm, cuya formulación práctica puede obtenerse de la fórmula aplicable a un conductor cilíndrico homogéneo de resistencia R , longitud l y sección s (Orellana, 1982).

$$R = \frac{\rho l}{s}$$

Por otra parte sabemos que,

$$R = \frac{V}{I} = \frac{E(r)l}{I} = \frac{E(r)l}{sJ(r)}$$

entonces

$$\frac{\rho l}{s} = \frac{E(r)l}{sJ(r)}$$

Teniendo

$$J(r) = \frac{E(r)}{\rho}$$

Y considerando la ecuación 3.22

$$J(r) = \sigma E(r) \quad (3.23)$$

La ecuación 3.23 expresa que la densidad de corriente $J(r)$ en un punto, es proporcional al campo $E(r)$, y que se presenta en la misma dirección y sentido que este. El factor de proporcionalidad es la conductividad (Orellana, 1982).

De la Teoría electromagnética se deduce que el rotacional para el campo eléctrico y la divergencia del vector de corriente eléctricas, bajo régimen estacionario sería:

$$\nabla \cdot J(r) = 0 \quad (3.24)$$

$$\nabla \times E(r) = 0 \quad (3.25)$$

De la ecuación 3.25 se deduce que:

$$E(r) = -\nabla V(r) \quad (3.26)$$

Combinando las ecuaciones 3.23 y 3.26

$$J(r) = -\sigma(r)\nabla V(r) \quad (3.27)$$

Si se considera una fuente puntual en la superficie $Z=0$ y donde se libera una corriente de IA al subsuelo (Figura 3.2) se puede establecer que:

$$\nabla \cdot J(r) = I\delta(r) \quad (3.28)$$

De la ecuación 3.27 y 3.28 se obtiene que:

$$\nabla \cdot (\sigma(r)\nabla V(r)) = -I\delta(r) \quad (3.29)$$

La ecuación 3.29 expresa la ecuación potencial en un semiespacio heterogéneo y anisótropo, debido a una fuente puntual en la superficie.

Consideremos, ahora un semiespacio homogéneo e isótropo, donde σ es una constante en el medio. La ecuación 3.29 queda expresada como:

$$\nabla^2 V(r) = -I\rho\delta(r) \quad (3.30)$$

El flujo de corriente fluye de manera radial, alejándose de la fuente y el potencial varía inversamente respecto a la distancia de la fuente de la corriente. Las superficies equipotenciales tienen forma hemisférica y el flujo de corriente es perpendicular a la superficie equipotencial (Loke, 2004). Al resolver la ecuación 3.30, el potencial en este caso es dado por::

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (3.31)$$

Donde r es la distancia de un punto en el medio del electrodo.

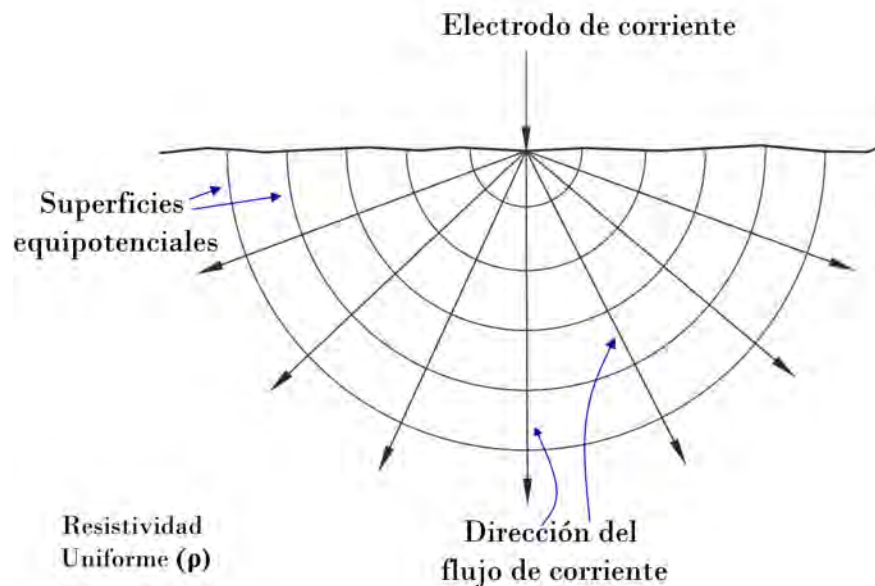


Figura 3.2: Fuente puntual, dirección de flujo de corriente

En la práctica se emplean al menos dos electrodos de corriente, una fuente de corriente positiva y otra negativa. Los valores de potencial tienen un patrón simétrico sobre el lugar

vertical en el punto medio entre los dos electrodos. El valor potencial en el medio de estos está dado por (Loke, 2004):

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad (3.32)$$

Donde r_A y r_B son las distancias de los puntos del primer al segundo electrodo de corriente.

En todos los estudios, la diferencia de potencial entre dos puntos es medido, normalmente en la superficie (Loke, 2004).

La diferencia de potencial entre estos está dado por

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \quad (3.33)$$

La ecuación es el potencial que sería medido sobre un semiespacio homogéneo con un arreglo de 4 electrodos.

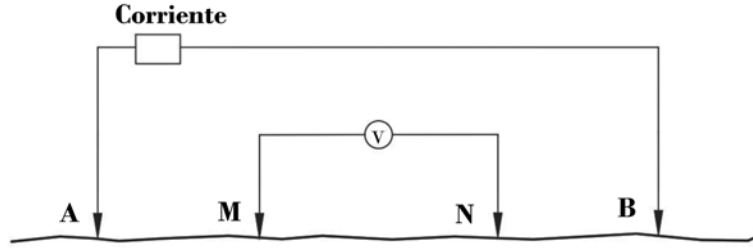


Figura 3.3: Arreglo electrodico convencional con cuatro electrodos

3.2.2. Resistividad aparente y factor geométrico

La resistividad aparente puede ser considerada como la resistividad medida en un medio homogéneo que dará el mismo valor de resistencia para la misma disposición de electrodos (Loke, 2004). Por otro lado, el factor geométrico es un factor que describe la forma del potencial debido a la configuración de los electrodos.

Entonces, el factor geométrico nos permite calcular la resistividad aparente ρ_a . Este, a su vez mediante una inversión será posible calcular la resistividad “verdadera” de un medio heterogéneo (Loke, 2004).

Si despejamos ρ de la ecuación 3.33, obtendríamos lo siguiente:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} \quad (3.34)$$

Se puede reescribir de la siguiente manera:

$$\rho = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I} \right) p \quad (3.35)$$

Donde el parámetro p es relativo a la geometría de los electrodos.

Es importante considerar que si el medio es heterogéneo y el espaciamiento de los electrodos va cambiando, tendremos como resultado distintos valores de resistividad para cada medición. Del mismo modo, es relevante resaltar que la resistividad aparente, ρ_a , definitivamente no es un promedio de las resistividades del medio (Telford W.M, Geldart L.P, 1990).

La ecuación 3.35, se puede reexpresar así:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (3.36)$$

A su vez:

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} \quad (3.37)$$

Donde k es el factor geométrico que depende del arreglo electródico empleado, en este caso la ecuación 3.37 es el factor para un arreglo convencional de 4 electrodos. El instrumento normalmente da un valor de resistencia; $R = \Delta V/I$, por lo que en la práctica, la resistividad aparente se puede expresar como $\rho_a = kR$ (Loke, 2004).

3.2.3. Arreglos electródicos

Existen diversos arreglos electródicos que pueden ser empleados en los métodos eléctricos. A continuación se explicarán las características de los dos arreglos electródicos que han sido empleados en este estudio.

En estos arreglos, se emplean 4 electrodos, de los cuales A y B son considerados electrodos de corriente; M y N son considerados electrodos de potencial.

3.2.3.1. Arreglo electródico Wenner-Schlumberger

El arreglo electródico Wenner-Schlumberger se encuentra representado en la Figura 3.4. Este arreglo es un híbrido de los arreglos electródico Wenner y Schlumberger. Es posible observar que los electrodos de corriente se encuentran localizados en los extremos, a diferencia de los de potencial que se encuentran en la parte media. La separación entre los electrodos de potencial es de a , en cambio, la distancia entre el electrodo de corriente AM y NB tiene un factor n , el cual va incrementando de 1 en 1, de manera que va aumentando también la profundidad de investigación.

Éste es un arreglo electródico moderadamente sensible a estructuras verticales y horizontales (Loke, 2001).

3.2.3.2. Arreglo electródico Dipolo-Dipolo

En el arreglo electródico Dipolo-Dipolo, a diferencia del anterior, los electrodos de corriente se encuentran ambos en un extremo con una separación a , así como los electrodos de potencial, sin embargo, la separación entre los electrodos AM, están a una distancia na .

Este arreglo electródico tiene buena respuesta a variaciones laterales de resistividad debido a su alta sensibilidad y resolución (Loke, 2001).

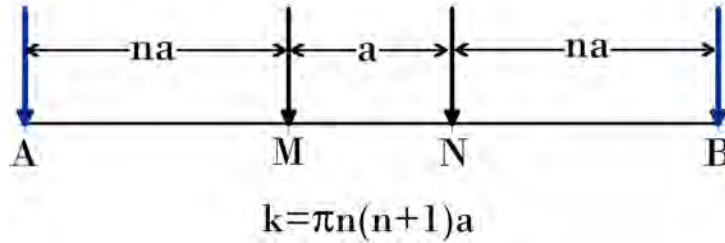


Figura 3.4: Arreglo electródico Wenner-Schlumberger

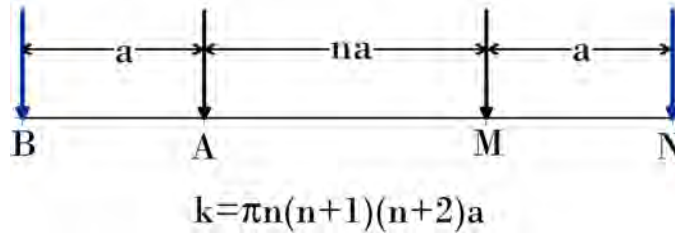


Figura 3.5: Arreglo electródico Dipolo-Dipolo

3.2.4. Tabla de resistividades de rocas y suelos

Como sabemos, la composición de la superficie Terrestre es compleja y diversa. Cada material tiene distintas propiedades físicas, en este caso, la resistividad es diferente para estos cada uno de estos y depende de otros factores como son la porosidad y saturación de líquidos, al no ser iguales en todos los materiales aunque tengan la misma composición, un mismo tipo de roca en este caso, abarcará distintos rangos de valores de resistividad (Figura 3.6).

3.2.5. Tomografía de resistividad eléctrica

La tomografía de resistividad eléctrica en 2D es un método eléctrico mediante el cual se obtienen los cambios de resistividad tanto en dirección vertical como en dirección horizontal. Se asume que la resistividad no cambia en dirección perpendicular a la línea de adquisición. La ventaja de este método es que se pueden obtener buenos resultados manteniendo un buen costo del estudio (Loke, 2001).

En éste, se emplean por lo general un amplio número de electrodos (24 o más) conectados a corriente y a un resistímetro, que a su vez es conectado a una computadora para cargar las secuencias, así como descargar los datos adquiridos.

Los electrodos están separados a una distancia determinada entre sí. Dependiendo del arreglo electródico empleado, los electrodos funcionarán como electrodos de corriente y electrodos de potencial, y la separación de estos irá cambiando, por lo que la posición de los electrodos que están en funcionamiento se irán recorriendo hasta terminar con la secuencia. Cada estación, como es denominada en la Figura 3.7, obtendrá un punto de adquisición, el cual tendrá una posición determinada a profundidad.

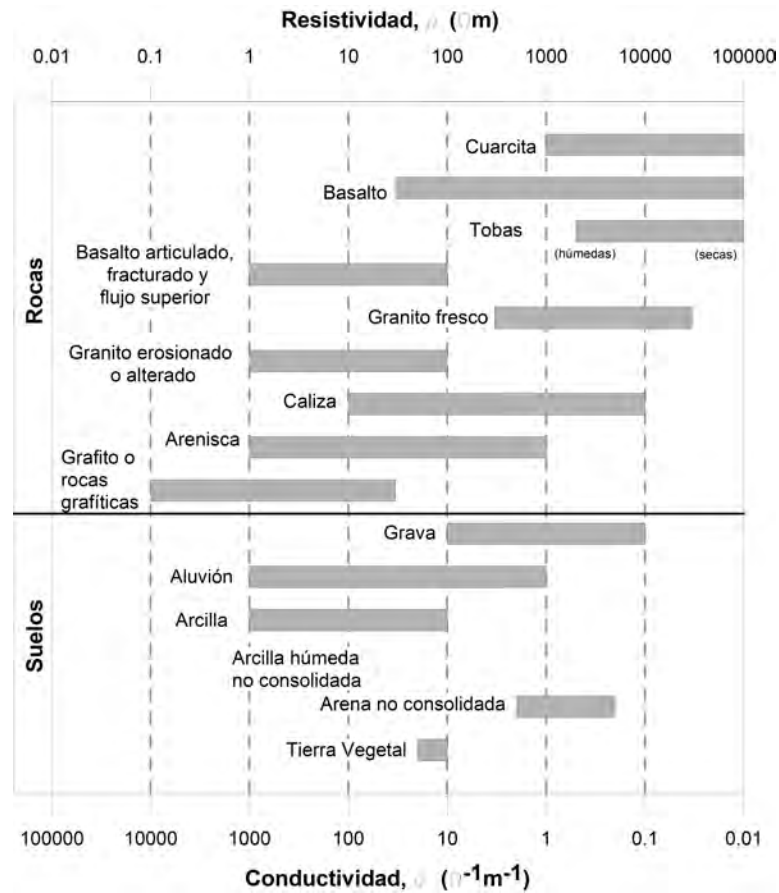


Figura 3.6: Valores de resistividad en suelos y rocas. Después de [Milsom \(2003\)](#), [Telford W.M, Geldart L.P \(1990\)](#), [Lowrie \(2007\)](#)

3.2.6. Teoría de inversión

La inversión de datos es un conjunto de métodos matemáticos y de análisis estadístico que permiten obtener un modelo que se adecúe a las propiedades de un sistema. En este caso, el sistema es un medio con propiedades físicas. Por lo que en la Geofísica la inversión de datos geofísicos se emplea para obtener modelos que mejor se ajusten a las propiedades del medio, los cuales estarán relacionados a la geología del lugar, por esto, es importante siempre conocerla.

3.2.6.1. Problema directo y problema inverso

Las observaciones que se emplean en la inversión consistirán en la tabulación de mediciones o datos. Las respuestas que se pretenden contestar siempre estarán en términos de valores numéricos y estadísticos de propiedades específicas. Estas propiedades se llamarán parámetros del modelo ([Menke, 2012](#)).

El término teoría inversa es usado en contraste con la teoría directa, el cual es definido como el proceso de predecir los resultados de las mediciones (predicción de datos), basándose en un principio general o modelo y un conjunto de condiciones específicas relevantes

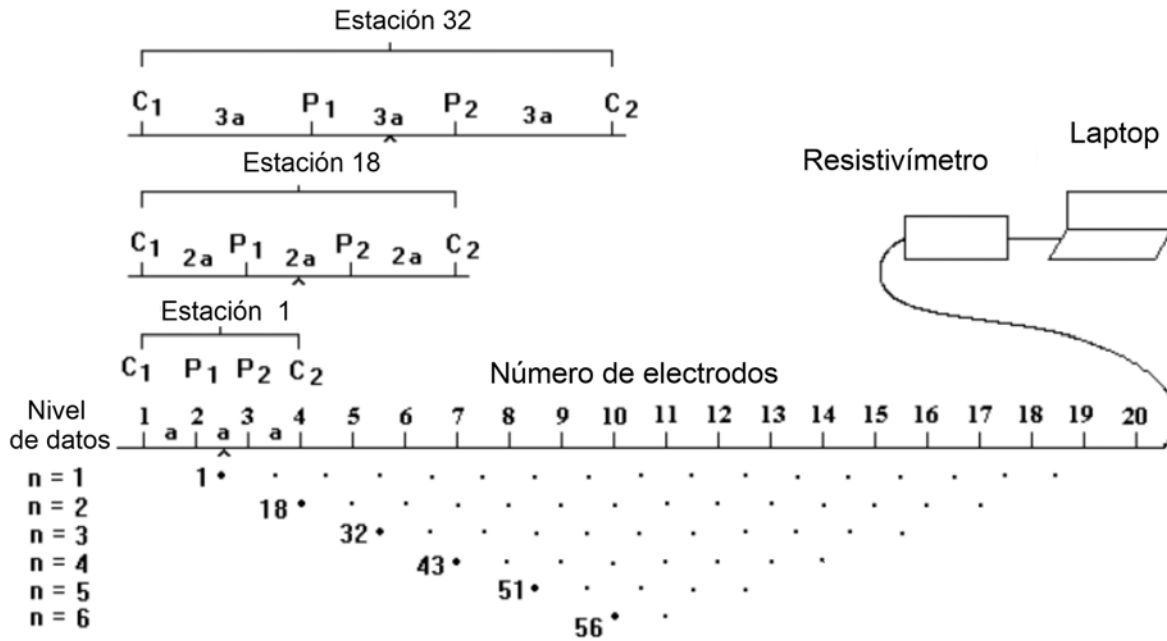


Figura 3.7: Arreglo de electrodos para un estudio de TRE 2D. Modificado de [Loke \(2001\)](#)

al problema. Por el contrario, la teoría inversa aborda, en términos generales el problema inverso: a partir de datos y un principio general, teoría o modelo cuantitativo, determina estimaciones de los parámetros del modelo ([Menke, 2012](#)).

Ambos conceptos se pueden resumir de la siguiente manera:

Problema directo

estimaciones de los parámetros del modelo → modelo cuantitativo → predicción de los datos

Problema inverso

Datos de las observaciones → modelo cuantitativo → estimaciones de los parámetros del modelo

La inversión de datos en geofísica, tiene como objetivo encontrar un modelo que se asemeje a los valores medidos. El modelo se puede definir como una representación matemática idealizada de una sección de la Tierra. Éste tiene parámetros que representan cantidades físicas que queremos estimar de los datos observados. Todos los métodos de inversión tratan esencialmente de determinar un modelo para el subsuelo, el cual concuerde con los datos medidos ([Loke, 2004](#)).

Capítulo 4

Metodología

4.1. Objetivo

El objetivo de este estudio es identificar cuerpos arqueológicos en la plazuela Este de la Pirámide de la Luna en Teotihuacán, mediante TRE 2D, y magnetometría.

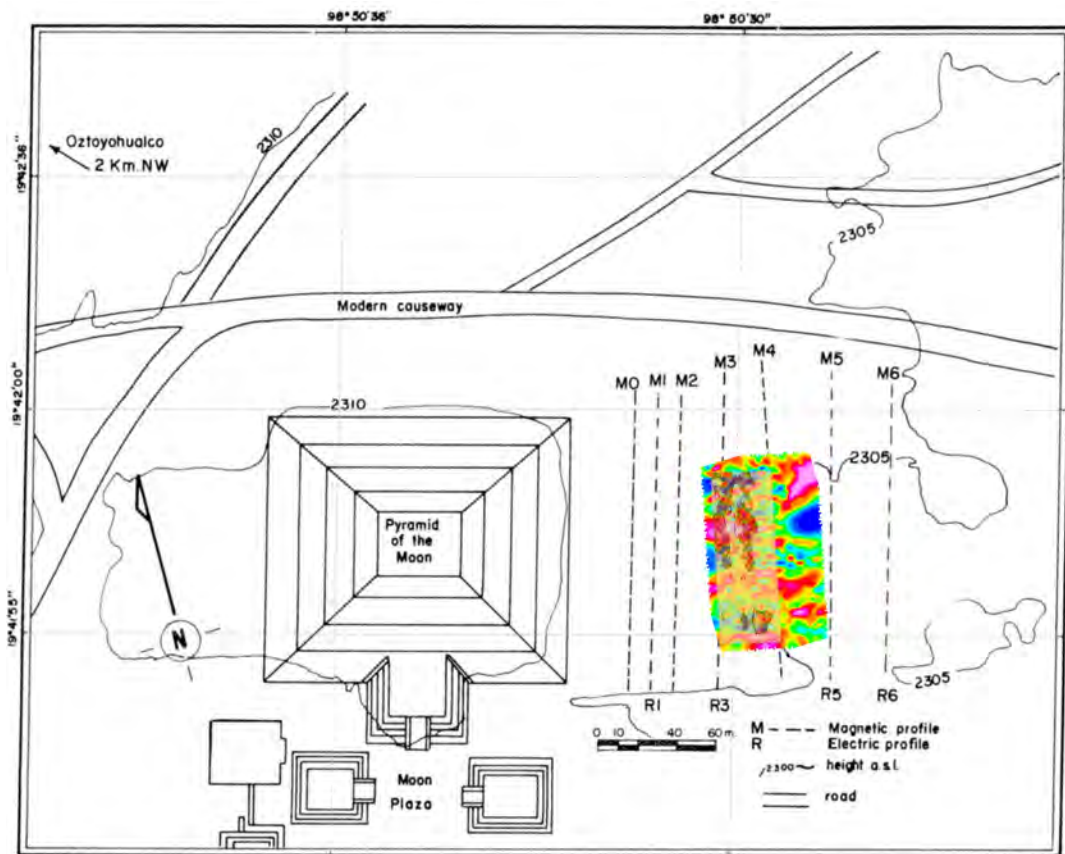


Figura 4.1: Mapa modificado de Barba P. *et al.* (1990). Se incluye el el resultado del levantamiento magnetométrico con los resultados de la inversión 3D de eléctrica

4.2. Adquisición de los datos

La adquisición de datos se realizó en un periodo total de 4 días, que van del 11 al 14 de octubre del año 2018, la cual se planeó en colaboración de investigadores del Instituto Nacional de Antropología e Historia (Dra. Denise L. Argote), Facultad de Ingeniería (Dr. Andrés Tejero Andrade, Ing. Alejandro García Serrano) e Instituto de Geofísica (Dr. Gerardo Cifuentes-Nava). La adquisición se realizó con la participación de estudiantes de la Facultad de Ingeniería y la ENES Morelia con la guía de los investigadores antes mencionados y los ayudantes de campo Ing. Manuel Ortiz-Osio e Ing. Óscar Calderón.

El área de estudio es de 87.5x30 m en TRE y 90x50 m en magnetometría. Éstas se encuentran dentro del área de estudio que realizó [Manzanilla *et al.* \(1989\)](#). En la Figura 4.1, se observa que el área es menor respecto al artículo mencionado, sin embargo, la adquisición se realizó con un espaciamiento menor entre lecturas, para obtener una mayor densidad de datos, así como mayor resolución.

4.2.1. Equipo empleado

El equipo que se empleó para la adquisición de los datos de Magnetometría fue un magnetómetro Geometrics de Cesio G-858 Magmapper ([Geometrics, 1996](#)). En el método de TRE 2D, se empleó el equipo Syscal Jr ([IRIS Instruments, 2012](#)). Para el posicionamiento de los datos se usó un GPS diferencial PENTAX G3000-R1 ([PENTAX, 2010](#)).

4.2.1.1. GPS diferencial PENTAX G3100 R1

El GPS diferencial es un sistema que nos provee una gran precisión en la posición de los datos, su resolución es mucho mayor que para un GPS de mano. Se empleó para georreferenciar los puntos de adquisición.

Está conformado por dos sensores, de los cuales, uno de ellos se emplea como base y se mantiene estático. El otro sensor, es el que se localiza en los puntos de interés. Al tener una base, éste realiza triangulaciones con los satélites detectados y el sensor móvil, teniendo así una mayor precisión en las coordenadas.

La precisión en los distintos modos de operación, son los siguientes:

- Modo standalone (Autónomo): 1.3 m (horizontal), 1.9 m (vertical)
- Modo SBAS (WAAS, EGNOS, MSAS): 0.6 m (horizontal), 0.8 (vertical)
- Modo DGPS (RTCM1, 3/9,3): 0.5 m (horizontal), 0.9 m (vertical)
- Modo RTK: 0.01 m+1 ppm (horizontal), 0.02 m+1 ppm (vertical)

4.2.1.2. Syscal Jr. de 24 electrodos

El Syscal Jr de 24 electrodos es un resistivímetro de la empresa francesa IRIS Instruments, el cual permite medir el voltaje primario y el decaimiento de los valores de la curva

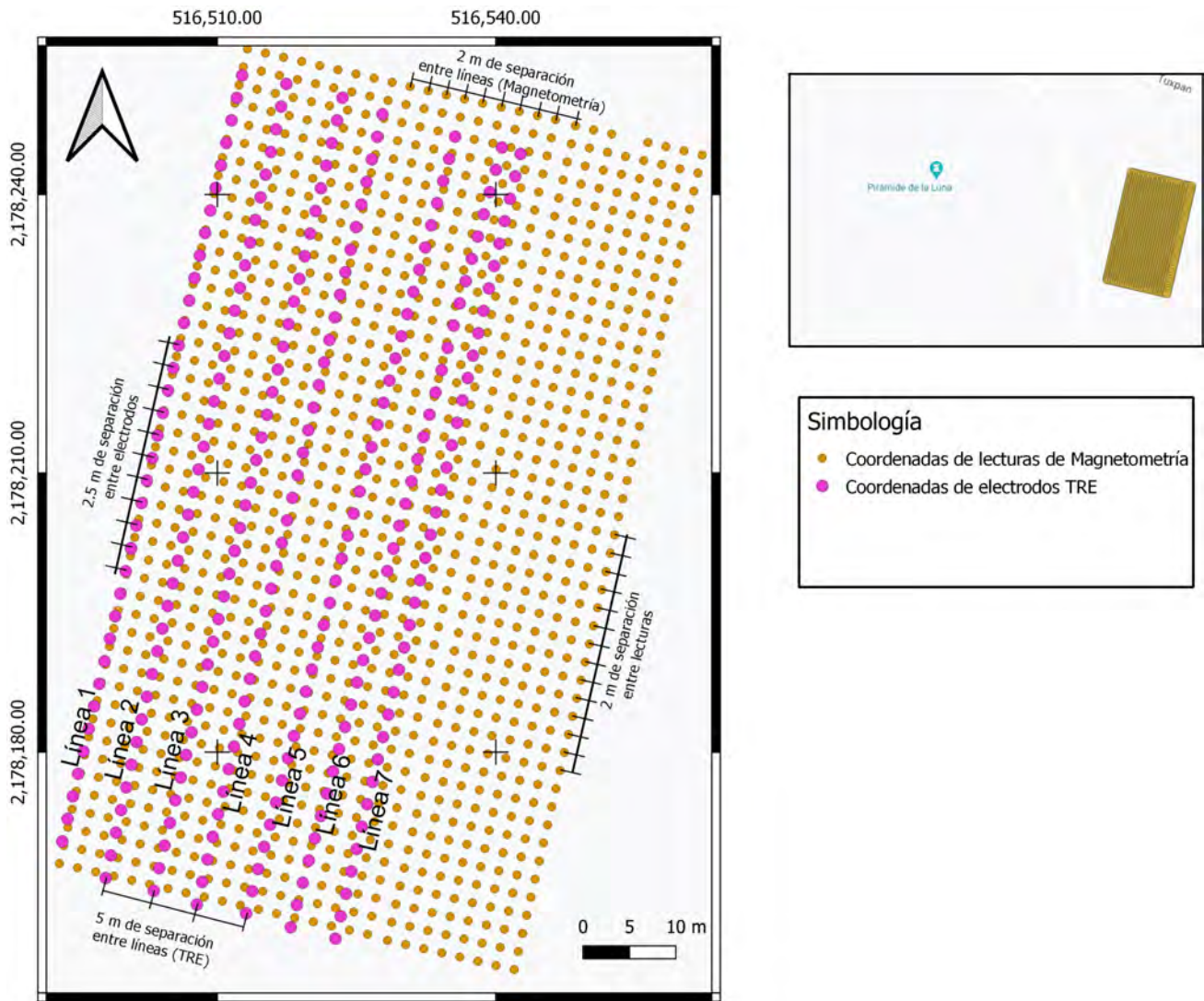


Figura 4.2: Mapa con puntos de las coordenadas de adquisición de datos de Magnetometría y electrodos de TRE. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

de voltaje, arrojando datos de resistividad y cargabilidad (IP). Se emplea en mapeo de contaminantes, control de salinidad, exploración de acuíferos someros, así como aplicaciones arqueológicas (IRIS Instruments, 2012).

Algunas características son las siguientes:

- Especificaciones de la corriente de salida
 - Intensidad hasta 1250 mA
 - Voltaje hasta 400 V
 - Potencia de hasta 100 W
 - Precisión de la medida de la corriente: 0.5 %

- Especificaciones del voltaje de entrada
 - 2 canales simultáneos de recepción
 - Impedancia de salida de 100 M Ω
 - Reducción del ruido: apilamiento continuo (1 a 255 apilamientos)
 - Precisión de la resistividad 0.5 %

4.2.1.3. Magnetómetro G-858 Magmapper

El magnetómetro G-858 Magmapper es una herramienta de levantamiento magnético de mapeo, de manera particular es un magnetómetro de bombeo óptico de vapor de Cesio ([Geometrics, 1996](#)).

Algunas de sus características son las siguientes:

- Se puede emplear con un sensor o dos sensores (gradiómetro)
- Rango de operación: 20,000 nT hasta 100,000 nT
- Taza de muestreo máximo 10 Hz
- Error de orientación <1.5 nT incluyendo mochila y GPS.
- Modo de operación: Búsqueda, Estudio simple, Mapeo, estación o continuo, estación base.
- Resolución: 0.1 nT

4.2.2. Adquisición de datos de magnetometría

En la adquisición de datos de magnetometría se realizó un total de 26 líneas con una longitud de 90 m cada una, separadas cada 2 m, del mismo modo, el muestreo en cada línea fue cada 2 m, esto permitió obtener información de cuerpos arqueológicos de tamaño mayor a 2 m, que es lo que se espera, debido a lo reportado en [Barba P. et al. \(1990\)](#).

En la Figura 4.2 se puede observar la distribución de los datos adquiridos para magnetometría con puntos de color amarillo, teniendo un total de 1,196 datos magnéticos en el área de estudio. Se empleó el modo de operación *gradiente vertical*, donde el sensor inferior se encontró a 0.5 m de la superficie, y el superior a 1.5 m. A pesar de esto, se procesaron solamente los datos del sensor inferior, por estar más cerca de la fuente, y el campo regional fue removido tras calcular la continuación ascendente a 10 m y restárselo al campo calculado por dicho sensor. La razón de lo anterior, se debe principalmente a que dicho sensor es más cercano a la fuente, por esto, tiene más señal de los cuerpos someros, sin embargo, es el más contaminado por el ruido. Como se puede observar en la Figura 4.3, el campo medido en el sensor inferior tiene las amplitudes más acentuadas respecto a la del gradiente, esto puede ser utilizado a favor, ya que, se acentúan las anomalías.

Las coordenadas que se obtuvieron para georreferenciar tanto la malla de magnetometría, como las líneas de TRE 2D se obtuvieron con un GPS diferencial. Se calcularon las

coordenadas de los puntos iniciales y finales tanto de magnetometría y TRE 2D. Posteriormente conociendo dichas coordenadas, el espaciamiento entre líneas, lecturas y empleando el software Magmap 4.0 (Geometrics, 2017), se calcularon las coordenadas correspondientes a cada punto, teniendo como resultado final, las coordenadas reales en UTM.

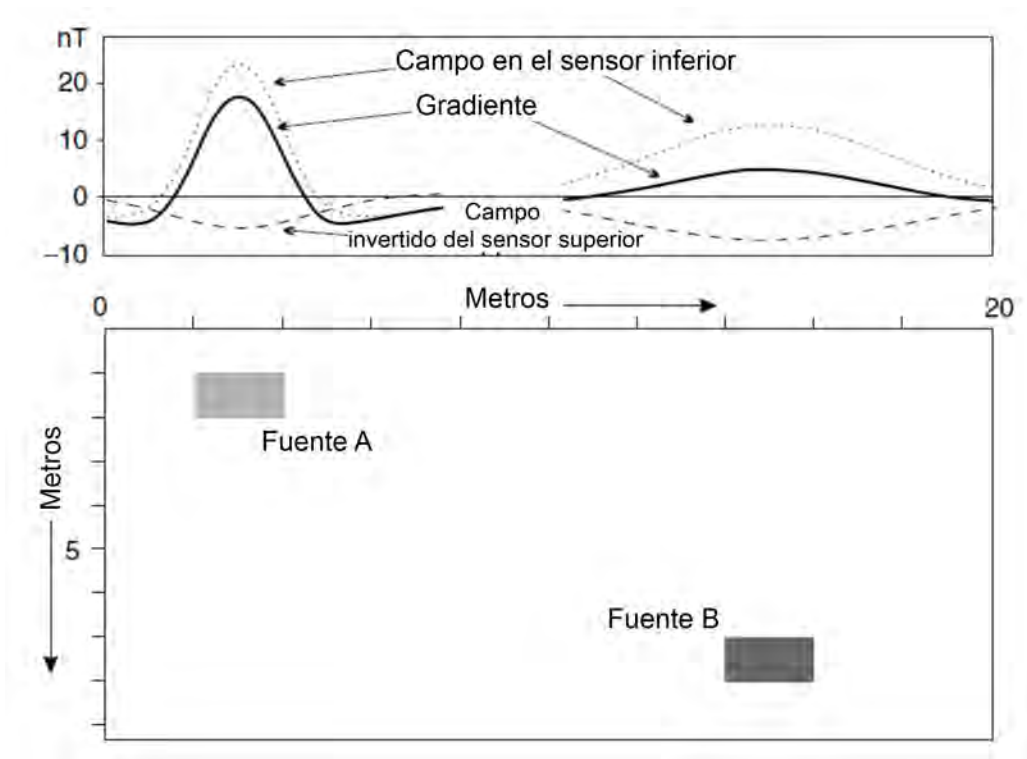


Figura 4.3: Gradiente y campo observado en el sensor superior e inferior.
Modificado de Milsom (2003).

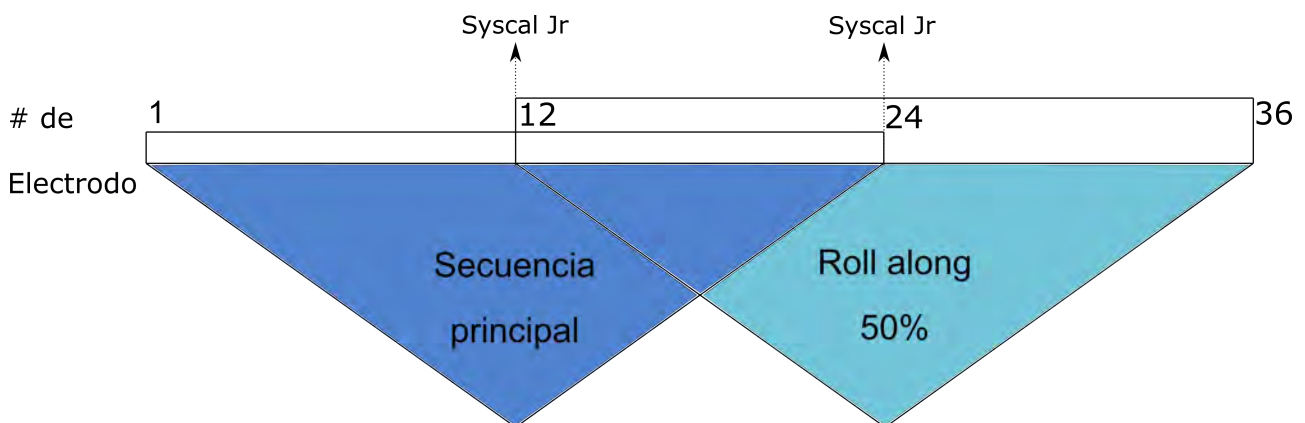


Figura 4.4: Roll along al 50 % empleado en la adquisición de los datos en los arreglos electródicos Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger

4.2.3. Adquisición de datos de tomografía de resistividad eléctrica

En la adquisición de TRE 2D se emplearon 24 electrodos en cada línea de adquisición realizada, se aplicaron los arreglos electródicos Dipolo-Dipolo, porque se tiene como interés principal estructuras de origen antropogénico y éste tiene una buena resolución y sensibilidad de variaciones laterales de resistividad, y Wenner-Schlumberger, ya que, es el ideal para observar estructuras geológicas, por lo que es sensitivo a estructuras verticales y horizontales, siendo favorable a cuerpos que se extiendan en ambas direcciones.

Los electrodos que se utilizaron son de acero inoxidable de 12" (30.48 cm) de largo, con un grosor de $\frac{1}{2}$ " (1.27 cm).

Se realizaron un total de 7 líneas de TRE 2D, con una extensión de 87.5 m cada una, separadas entre sí por 5 m de distancia, con una dirección aproximada sur-norte. Además, la distancia electródica fue de 2.5 m, ya que, se espera que las estructuras que posiblemente se encuentran en la zona de estudio son de mayor tamaño. En cada línea se empleó un total de 36 electrodos.

Debido a la extensión de la línea, la separación de electrodos y el número de éstos, fue necesario realizar un traslape o roll along de 50 %. En la Figura 4.4 se visualiza el funcionamiento del roll along; se tiene una secuencia principal, el cual obtiene cuadripolos que abarcan el triángulo invertido del lado izquierdo de la imagen y el roll along al 50 % que es una segunda secuencia que obtiene cuadripolos en el triángulo invertido del lado derecho de la imagen, por esto, la segunda tiene una duración menor, debido a que omite los cuadripolos que ya adquirió la primera. En campo el roll allong resulta tras el desplazamiento de los electrodos el electrodo 1 se coloca ahora sobre la posición del electrodo 12 de la secuencia anterior.

Las 7 líneas TRE 2D que se adquirieron, posteriormente, se invirtieron en conjunto como TRE 3D, en la sección 4.4 se explicará al respecto. En la Figura 4.5 se pueden observar los cuadripolos obtenidos para cada uno de los arreglos electródicos, así como la combinación de ambos. Esto permitió obtener una mayor densidad de datos, puesto que se invirtieron tanto los resultados de los arreglos electródicos de manera independiente, como de manera conjunta (Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo con Wenner-Schlumberger).

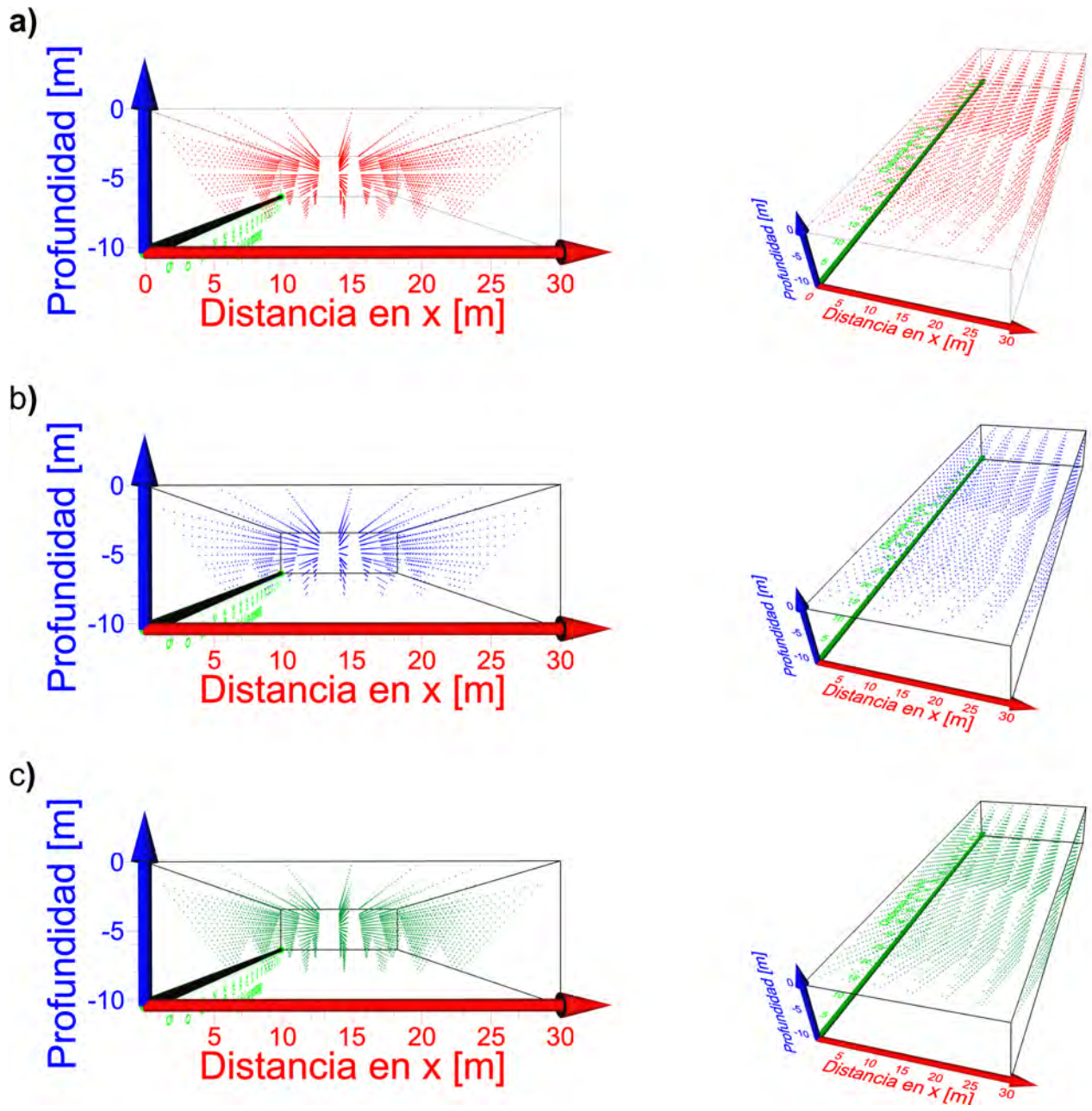


Figura 4.5: Ubicación espacial de los cuadrupolos para los arreglos electrónicos a) Dipolo-Dipolo, b)Wenner-Schlumberger y c)Combinación de ambos

4.3. Magnetometría

Todos los datos magnéticos contienen elementos de ruido los cuales requieren alguna forma de corrección a los datos crudos para eliminar todas las contribuciones del campo magnético observado (Reynolds, 1998).

4.3.0.1. Reducciones

Variación diurna

El campo magnético de la Tierra presenta un ciclo de variación que dura un día, al cual, se le denomina variación diurna. Este es causado por cambios en la intensidad y dirección de las corrientes eléctricas inducidas en la ionosfera. Los cambios son menores durante la noche cuando el “campo de fondo” es casi constante, y disminuye en amplitud desde el amanecer hasta el mediodía, después de lo cual los cambios incrementan al valor máximo diario cerca de la media tarde antes de estabilizarse de nuevo por la noche (Reynolds, 1998).

Una de las correcciones es la corrección por variación diurna del campo magnético de la Tierra. Una estación base se mantiene tomando lecturas durante el periodo del estudio. Las medidas del campo magnético hechas en otras estaciones pueden fácilmente ajustarse a la curva de variación diurna (Reynolds, 1998).

La base magnética que se utilizó para la corrección por variación diurna se encuentra en el Observatorio Magnético Teoloyucan, Estado de México. Éste cuenta con variógrafos Fluxgate de tres componentes, magnetómetros Overhauser de intensidad total y magnetómetros de declinación e inclinación magnética, éstos obtienen una lectura cada minuto. Cabe resaltar que es importante analizar si hay variaciones grandes en amplitud, ya que, pueden haber tormentas solares, de ser así, sería imposible realizar el levantamiento, puesto que las lecturas se verían afectadas por esta.

Los datos base que se utilizaron fueron los días 13 y 14 de octubre de 2018, éstos fueron los días en los que se realizó el levantamiento de magnetometría (Figura 4.6).

Para que sea aplicada esta reducción, es necesario:

- Realizar una regresión lineal de los datos de la base magnética (en este caso del Observatorio Magnético Teoloyucan)

$$\begin{aligned} F &= mt + b \\ &= -0.0006t + 40,688 \end{aligned} \tag{4.1}$$

- Calcular el valor de F para cada minuto con la ecuación de la regresión lineal.
- Obtener la diferencia entre el valor de la base y el valor obtenido por la regresión lineal (δF)

$$\delta F = F_{BASE} - F_{REGLIN} \tag{4.2}$$

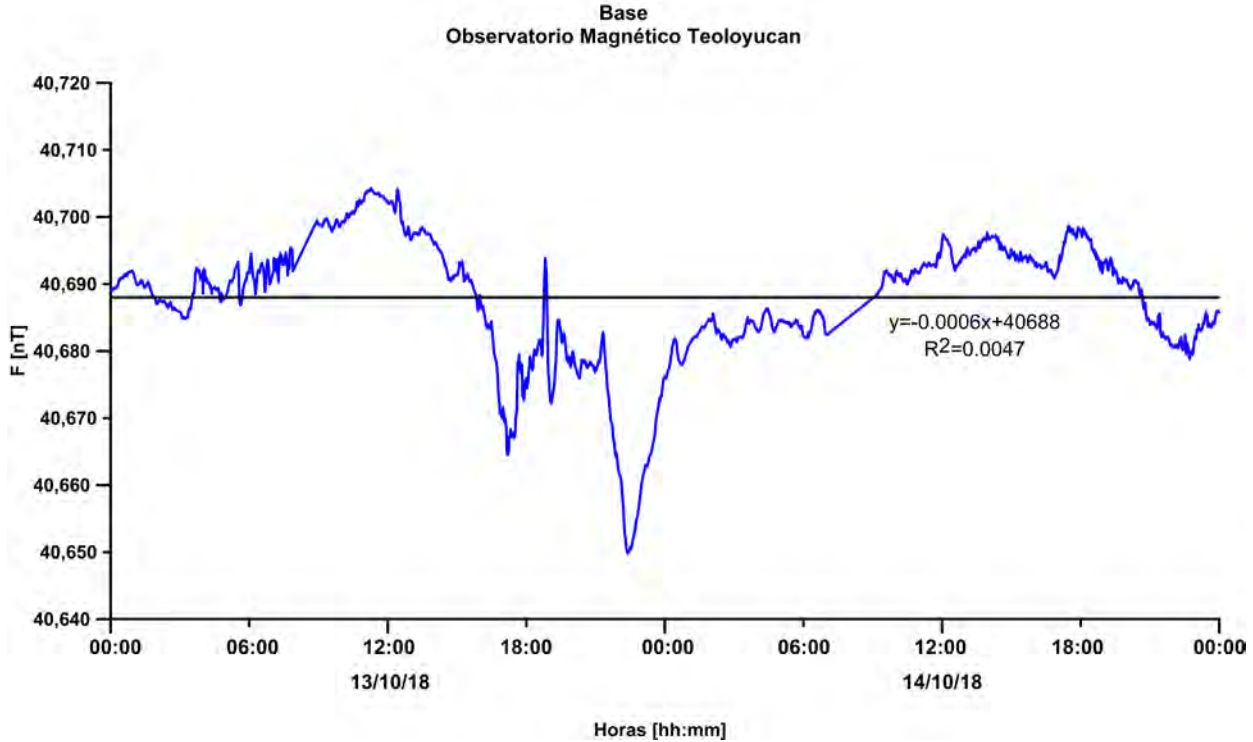


Figura 4.6: Registros en el Observatorio Magnético Teoloyucan del 13-14 de octubre de 2018 (UTC)

Reducción de fondo o Reducción por Latitud (IGRF)

La variación del campo principal de la Tierra con respecto a la latitud, longitud y el tiempo, se describen por la determinación experimental de las ecuaciones del Campo Geomagnético Internacional de Referencia o IGRF (por sus siglas en inglés), definida por 120 coeficientes armónicos esféricos de orden $N=10$, complementado por una modelo de variación secular predictivo de orden $N=8$ (Milsom, 2003).

El IGRF proporciona representaciones razonables del campo regional actual en áreas bien estudiada, los cuales pueden ser usados para calcular correcciones regionales. Es actualizado cada 5 años, basándose en datos de observatorios fijos, y también es revisado retrospectivamente para dar un modelo definitivo, DGRF, por sus siglas en inglés (Milsom, 2003).

Por lo tanto, cada punto en la superficie terrestre tiene un valor determinado de IGRF, que es diferente en cada latitud y longitud, además, como se mencionó, también varía en el tiempo. Dicho IGRF puede ser consultado en la página web de la NOAA, introduciendo los siguientes datos: Latitud, Longitud, Modelo (IGRF), Fecha (AA/MM/DD).

4.3.0.2. Cálculo de la anomalía

Para obtener la anomalía magnética, es necesario realizar las reducciones antes explicadas: Variación diurna y Reducción por latitud. A los datos del campo observado (F_{obs}) se les sustraen los valores de variación diurna correspondientes al tiempo de la medición, es decir, cada F_{obs} que se midió en determinada hora, le corresponde un valor de δF . Además, se sustrae valor del IGRF (Ecuación 4.3)

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F \quad (4.3)$$

4.3.0.3. Filtro coseno direccional

El coseno direccional es un filtro empleado para remover características direccionales, en este caso, el de una dirección preferencial presentados en una malla. La función coseno hace que el filtro sea suave, por lo que los efectos de anillos direccionales no son un problema. El nivel de rechazo o paso, puede ser ampliado o reducido por el grado de la función coseno, por esto, las características direccionales muy marcadas pueden ser eliminadas (Geosoft, 2007).

$$L(\theta) = |\cos^n(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2})| \quad (4.4)$$

$$L(\theta) = 1 - |\cos^n(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2})| \quad (4.5)$$

Donde:

- α Es la dirección del filtro en grados (0-360 respecto al Norte)
- n Es el grado de la función coseno.

La ecuación 4.4 rechaza la dirección α , en cambio, la ecuación 4.5 deja pasar la dirección en α .

Para la realización de este estudio, se empleó $\alpha = 8.7$ y $n = 1$. Dicho valor de α fue implementado, debido a que ésta fue la dirección en la que se adquirieron los datos, generándose así la huella de adquisición. Para eliminar ésta, se seleccionó la opción Rechazar en el programa Oasis montaj (Geosoft, 2007), por lo que éste empleó la ecuación 4.4.

4.3.0.4. Continuación ascendente

La continuación ascendente transforma el campo potencial medido sobre un plano de observación, en el campo observado sobre otra superficie más alejada de las fuentes que lo causan. Dicha transformación atenúa las anomalías con respecto a la longitud de onda; mientras menor sea esta, será mayor la atenuación (Blakely, 1996). En un sentido práctico, se podría explicar como si el sensor del magnetómetro estuviera a una mayor altura, alejado de la superficie de estudio.

Para obtener la continuación ascendente, se transforma la anomalía al dominio de las frecuencias.

El operador empleado es le siguiente (Geosoft, 2007):

$$L(r) = e^{-hr} \quad (4.6)$$

Donde:

h	Distancia al nuevo plano de observación, en unidades del terreno
r	Longitud de onda (<i>radianes</i> /unidades del terreno). $r = 2\pi k$, donde k es <i>ciclos</i> /unidades del terreno
Unidades del terreno	Las unidades empleadas en la adquisición de la malla (m, ft, etc.)

A la malla de magnetometría se le aplicó una continuación ascendente a 10 m.

4.3.0.5. Separación de los campos regional-residual

El campo magnético total se considera como la suma del campo regional y el campo residual. El primero son los efectos de los cuerpos profundos (Telford W.M, Geldart L.P, 1990), en cambio, el segundo se considera como el campo anómalo (Blakely, 1996).

Para obtener el campo regional de la zona de estudio se puede obtener mediante una continuación ascendente (Nettleton, 1954).

La continuación ascendente es un filtro que permite calcular el campo regional, porque éste acentúa las anomalías causadas por fuentes profundas a expensas de las anomalías causadas por fuentes someras (Blakely, 1996).

Una vez determinado el campo regional, debe ser sustraído del campo observado, para así obtener el campo residual.

4.3.0.6. Reducción al polo

La reducción al polo es la transformación de anomalía de intensidad magnética total en anomalías más simples. El resultado de dicha transformación es la eliminación de la distorsión debido a la oblicuidad del campo magnético normal, por lo que las anomalías resultantes estarán localizados de manera vertical a los cuerpos magnetizados (Baranov, 1957).

La utilidad de la reducción al polo, es principalmente que, al transformar la anomalía a un monopolo ubicado sobre la fuente, como se observa en la Figura 4.7, la interpretación de ésta puede ser menos compleja, delimitando así, de mejor manera los posibles cuerpos de interés.

La ecuación que emplea el software Oasis montaj Geosoft (2007), es la siguiente:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)]} \quad (4.7)$$

Donde:

I	Inclinación geomagnética
Ia	Inclinación para la corrección de magnitud (nunca menor a I)
D	Declinación geomagnética

La Declinación Geomagnética (D), así como la Inclinación geomagnética (I), fueron los siguientes:

$$D = 4.42$$

$$I = 47.528$$

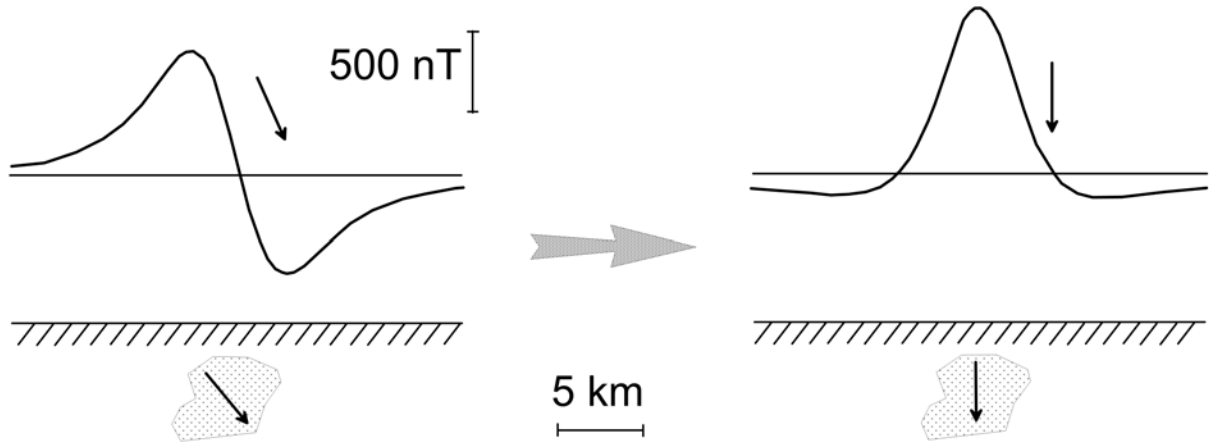


Figura 4.7: Reducción al Polo Modificado de [Blakely \(1996\)](#)

4.4. Tomografía de Resistividad eléctrica 2D

Como se mencionó en la sección 4.2.1, los datos fueron adquiridos con el equipo Syscal Jr ([IRIS Instruments, 2012](#)). Para descargar los datos fue necesario emplear el programa ProSys II, software que permite visualizar y seleccionar la información de interés.

4.4.1. Inversión de datos de tomografía de resistividad eléctrica

La inversión de datos de TRE se realizó en el software EarthImager 2D ([AGI, 2014a](#)) y EarthImager 3D ([AGI, 2014b](#)).

Para lo anterior, fue necesario hacer los archivos URF (Universal Resistivity Files) correspondientes. Para la inversión 2D, se obtuvieron en total 21. De los cuales 7, son para los datos adquiridos con el arreglo electródico Dipolo-Dipolo, otros 7 para el arreglo electródico Wenner-Schlumberger y finalmente 7 más con la combinación de la información de ambos arreglos electródicos. En la inversión de los datos de TRE 2D y 3D se utilizaron todos los datos adquiridos, con una inversión suave, con método de modelación directa de Diferencias Finitas, y condiciones de frontera de Dirichlet, además teniendo como mínimo de resistividad $1\Omega m$ y como máximo $250\Omega m$.

Respecto a la inversión de datos 3D, se invirtieron en conjunto las 7 líneas de TRE 2D. De manera análoga a la inversión 2D, se invirtieron los datos adquiridos con el arreglo electródico Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y finalmente la combinación de ambos.

El archivo .URF contiene dos apartados importantes, el primero es *Geometry* (Geometría) del arreglo electródico empleado; la posición x , y y z de los electrodos, así como *Measurements* (mediciones) el cual contiene el valor de la posición de los electrodos de corriente y de potencial (A , B , M , N), la resistencia ($\frac{V}{I}$), el valor de la corriente (I) y, por último, el error medido (desviación estándar), toda esta información para cada cuadripolo adquirido.

También se elaboró el archivo .trn, o archivo de topografía, para las inversiones 2D y 3D, el cual contiene la distancia o coordenada horizontal del electrodo así como la medida correspondiente de su topografía (elevación) en el primer caso, en el segundo contiene las coordenadas en x , y y la elevación en z . Es importante que tanto en los archivos URF y TRN se establezca de manera correcta las unidades empleadas.

El software AGI EarthImager 2D, es una plataforma de 32 bits de Windows que está basado en un programa de computadora que interpreta datos de resistividades eléctricas en dos dimensiones y de polarización Inducida (AGI, 2014a).

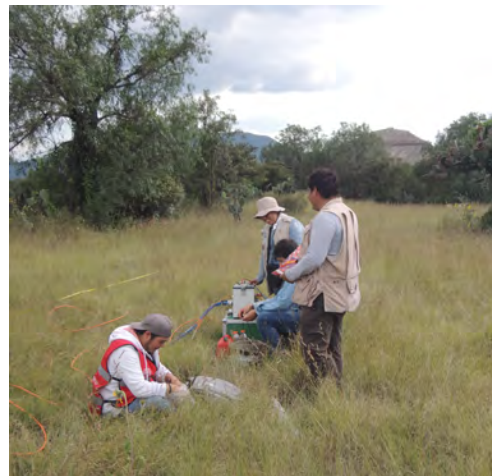
Al igual que el software antes mencionado, AGI EarthImager 3D es una plataforma de Windows, éste interpreta datos de resistividad eléctrica en tres dimensiones, produce secciones 2D e imágenes de volúmenes de resistividad invertida (AGI, 2014b).

Los resultados que se obtienen permiten interpretar la ubicación de posibles cuerpos de interés, así como la posible geología del área de estudio.

Después de realizar la inversión de datos 3D, se trasladaron los resultados al software Voxler (Golden Software, 2012), el cual permite visualizar datos 3D, con diversas herramientas como son las isosuperficies. Con éstas se visualizó el cambio de los valores de resistividad, permitiendo así notar posibles estructuras. Por otro lado, para la inversión 2D, los resultados se trasladaron a Surfer 13 (Golden Software, 2015), para una mejor visualización.



(a) Adquisición de datos magnéticos con Magnetómetro de Cesio G-858 Magmapper (Geometrics, 1996)



(b) Adquisición de datos de TRE con resistímetro Syscal Jr (IRIS Instruments, 2012)

Figura 4.8: Adquisición de los datos en la plazuela este de la Pirámide de la Luna

Capítulo 5

Resultados

5.1. Resultados e integración de resultados

5.1.1. Magnetometría

La Anomalía Magnética Total que se obtuvo tras realizar las reducciones correspondientes, se muestra en la Figura 5.1. En éste se observa una tendencia, que tiene una dirección SW-NE, la cual fue la misma dirección en la que se realizó la adquisición, característica de la Huella de adquisición magnetométrica.

En la Figura 5.2 podemos observar el resultado tras realizar el Filtro Coseno Direccional, en el cual es notable que se ha eliminado la tendencia. En dicha imagen se presenta entonces la Anomalía Magnética Total, donde se notan tres zonas con alto contraste magnético. Los valores de anomalía magnética van desde -343.5 hasta 187.5 nT.

Tras obtener el resultado anterior, se aplicó Continuación Analítica Ascendente a 10 m de altura. La Figura 5.3 se relaciona al campo Regional de la zona de estudio. Los valores presentes son de -65.4 hasta 30 nT.

Para obtener la Anomalía Magnética Residual se realizó una diferencia entre los valores de la malla obtenidos al aplicar el Filtro Coseno Direccional (Figura 5.2) y la Continuación Analítica Ascendente a 10 m (Figura 5.3), lo que tuvo como resultado la Figura 5.4. Se observa un cambio en los valores de anomalía con respecto a la Anomalía Magnética Total, en este caso, los valores van de -343.6 hasta 171.2 nT.

Finalmente, a lo anterior fue aplicado una Reducción al Polo, teniendo como resultado final la Figura 5.5; la Anomalía Magnética Residual Reducida al Polo. Como se explicó en la sección 4.3.0.6, esta reducción permite obtener anomalías menos complejas, que facilitan su interpretación. Se observa la posición más precisa de las anomalías, realizándolas.

Se pueden notar en la zona norte (coordenadas 14N 516,526.9 mE, 2,178,231 mN) anomalías con valores que van de -130 nT a 130 nT, que se presentan con una tendencia aproximada este-oeste, se consideran como alineaciones, las cuales delimitan un posible cuerpo arqueológico generador de estas anomalías. Del mismo modo, es posible observar zona sur (coordenadas 14N 516,512 mE, 2,178,171 mN) anomalías con la misma tendencia este-oeste, que delimitan el posible cuerpo arqueológico.

Anomalía Magnética Total (Con Huella de Adquisición)
Plazuela Este de la Pirámide de la Luna
Teotihuacan, México

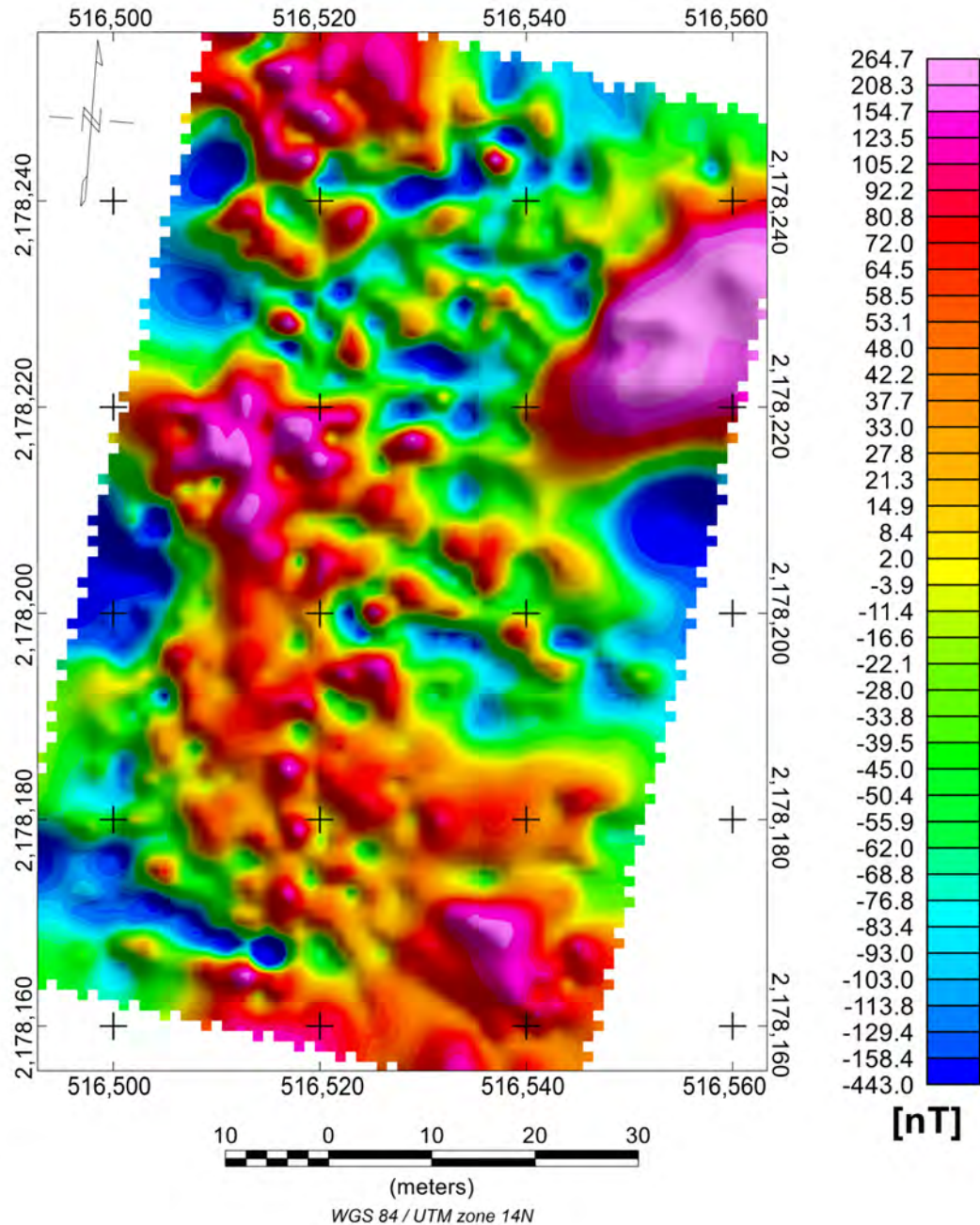


Figura 5.1: Mapa de Anomalía Magnética Total en el cual se observa la tendencia de la Huella de Adquisición Magnética. Mapa realizado con Oasis Montaj (Geosoft, 2007)

Anomalía Magnética Total - Coseno direccional $n=1$, $\alpha=8.7^\circ$
Plazuela Este de la Pirámide de la Luna
Teotihuacan, México

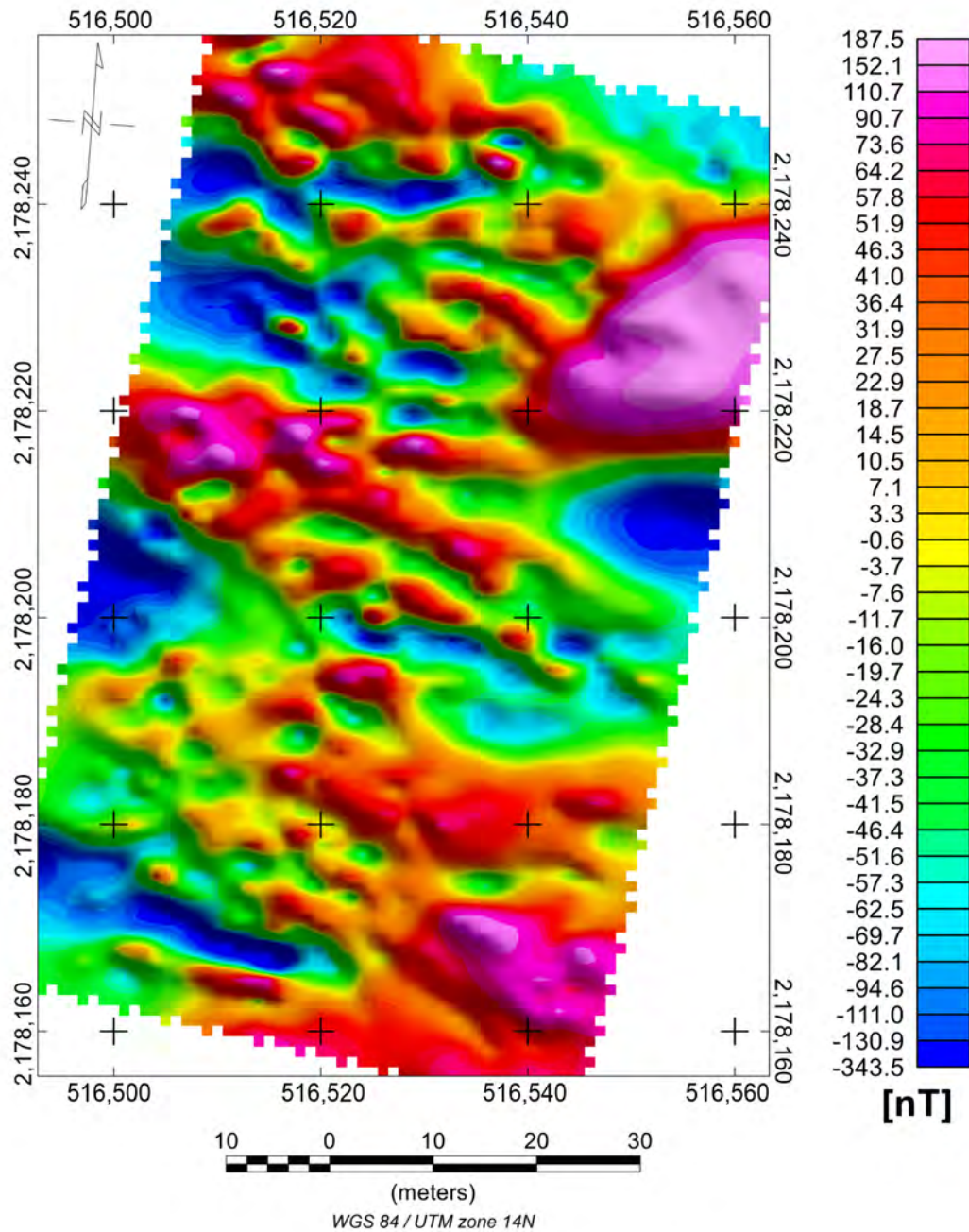


Figura 5.2: Mapa de Anomalía Magnética Total tras aplicar filtro Coseno direccional. Mapa realizado con Oasis Montaj (Geosoft, 2007)

Continuación Analítica Ascendente de la Anomalía Magnética Total a 10 m
Plazuela Este de la Pirámide de la Luna
Teotihuacan, México

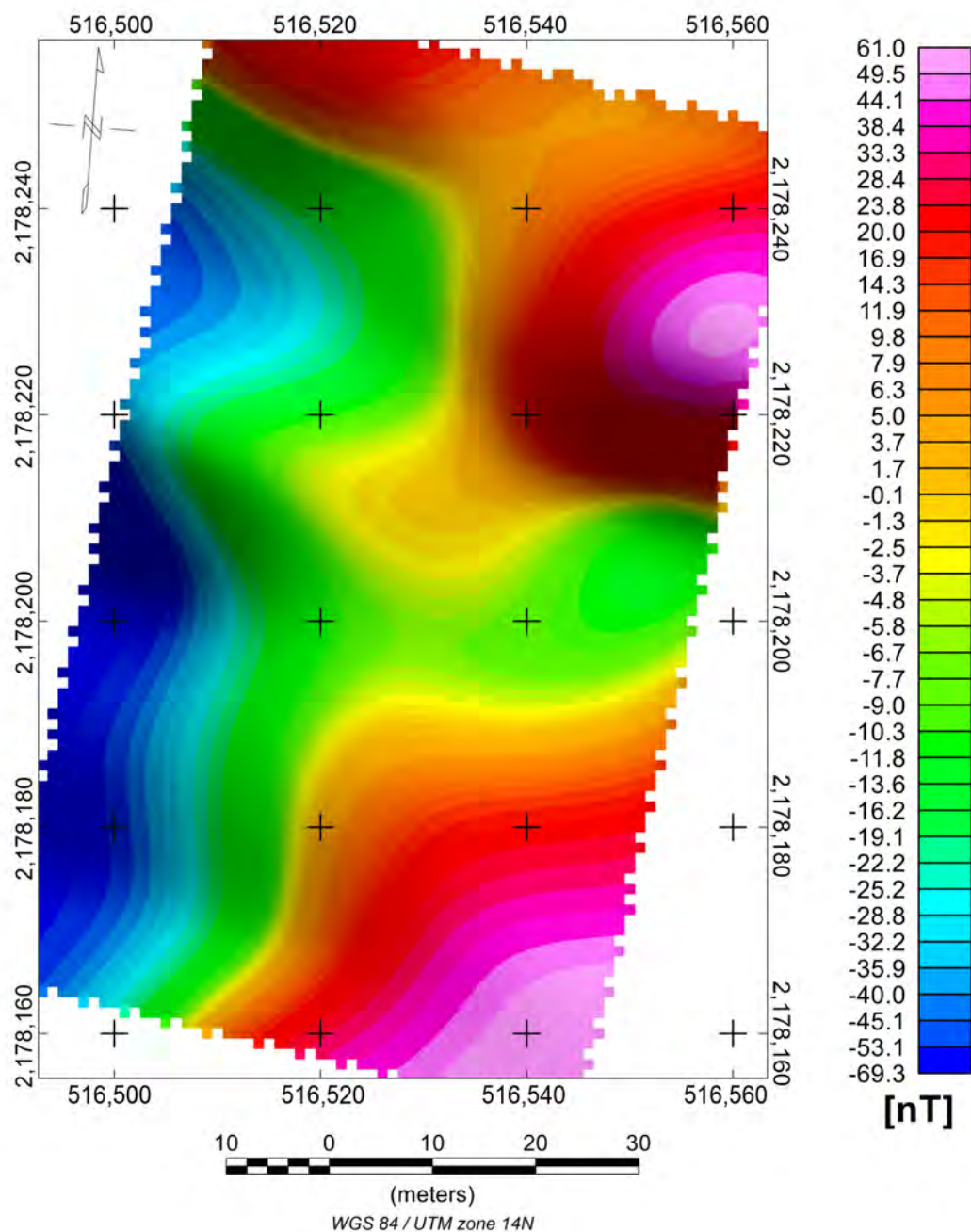


Figura 5.3: Mapa de la Continuación Analítica Ascendente de la Anomalía Magnética Total a 10 m. Se relaciona con el campo regional. Mapa realizado con Oasis Montaj (Geosoft, 2007)

Anomalía Magnética Residual

Plazuela Este de la Pirámide de la Luna Teotihuacan, México

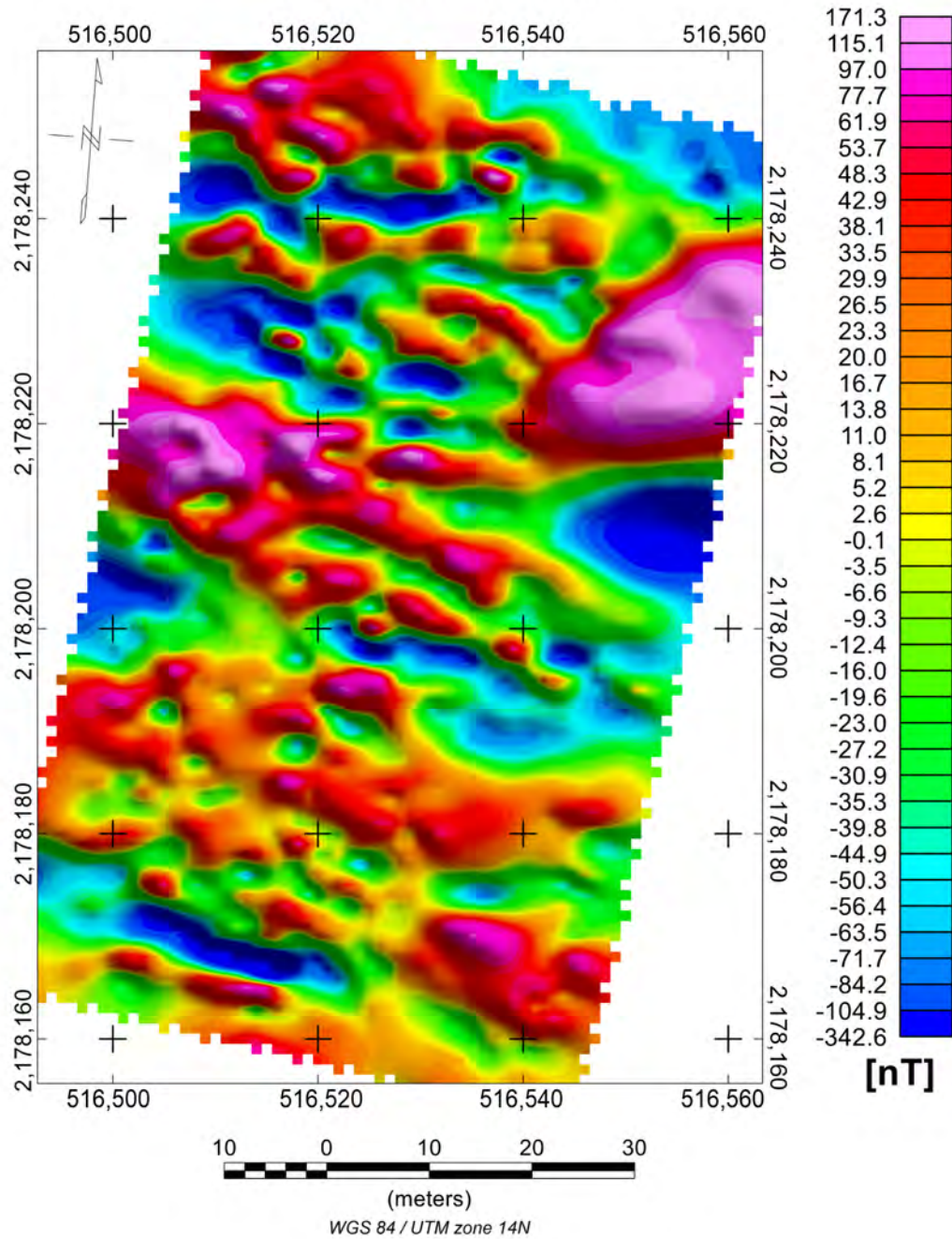


Figura 5.4: Mapa de la Anomalía Magnética Residual. Mapa realizado con Oasis Montaj (Geosoft, 2007)

Anomalía Magnética Residual Reducida al Polo

Plazuela Este de la Pirámide de la Luna Teotihuacan, México

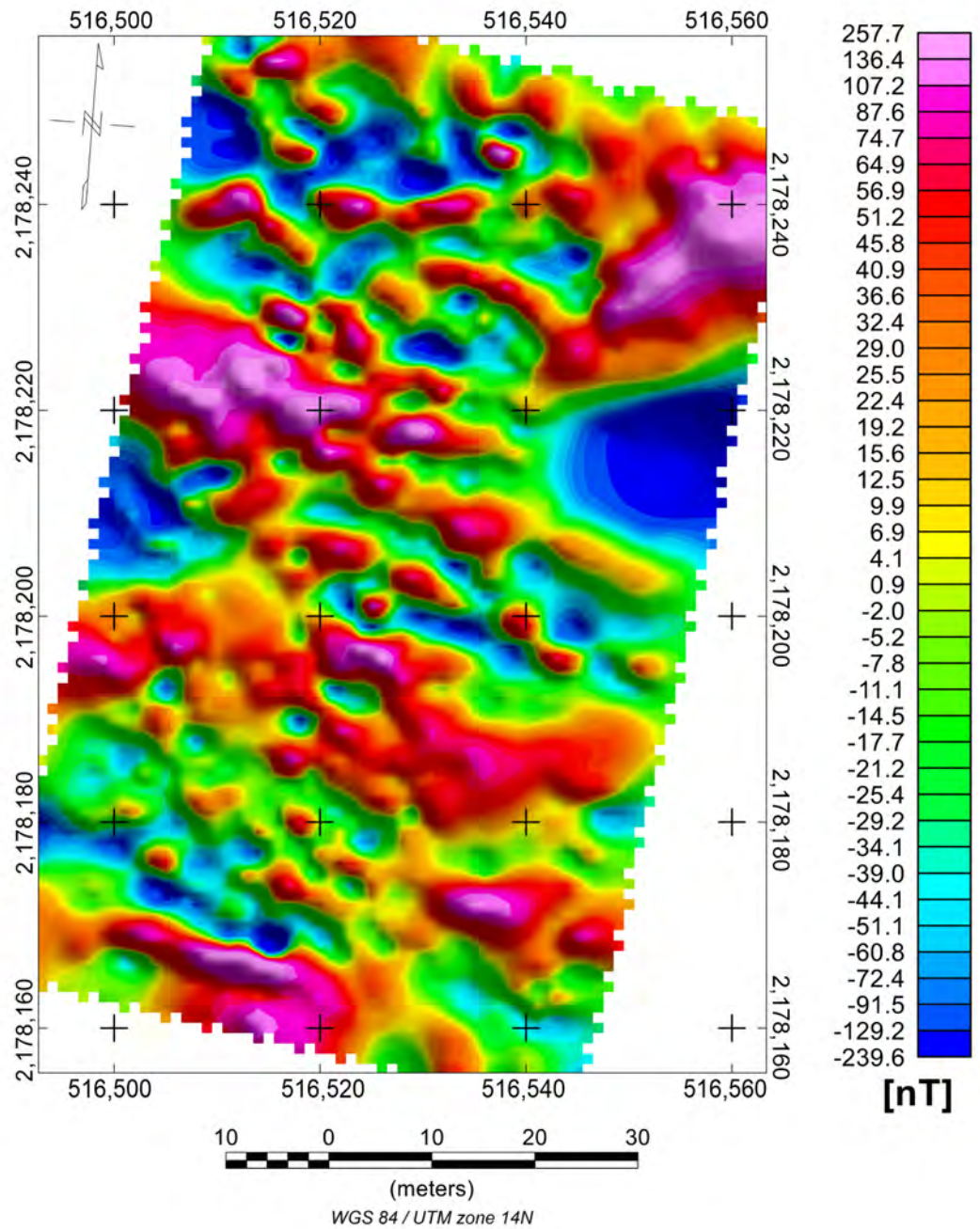


Figura 5.5: Mapa de Anomalía Magnética Total Reducida al Polo. Mapa realizado con Oasis Montaj (Geosoft, 2007)

En la Figura 5.6 se delimitaron las posibles estructuras arqueológicas. Estas se delimitaron de tal manera debido a la forma que generan las anomalías, teniendo una tendencia ordenada, de la misma manera la topografía de esta zona da lugar a esta interpretación al no tener cambios abruptos de esta. Considerando la simbología, están señalados mediante dos paralelogramos; el cuerpo norte con color rosa claro y el cuerpo sur con color lila. Tras aplicar la Reducción al Polo se realizaron las anomalías y se denotaron alineaciones en estas dos zonas, principalmente. Así mismo, se observan dos dipolos inversos, uno en la zona NE, y la otra en la zona W de esta zona.

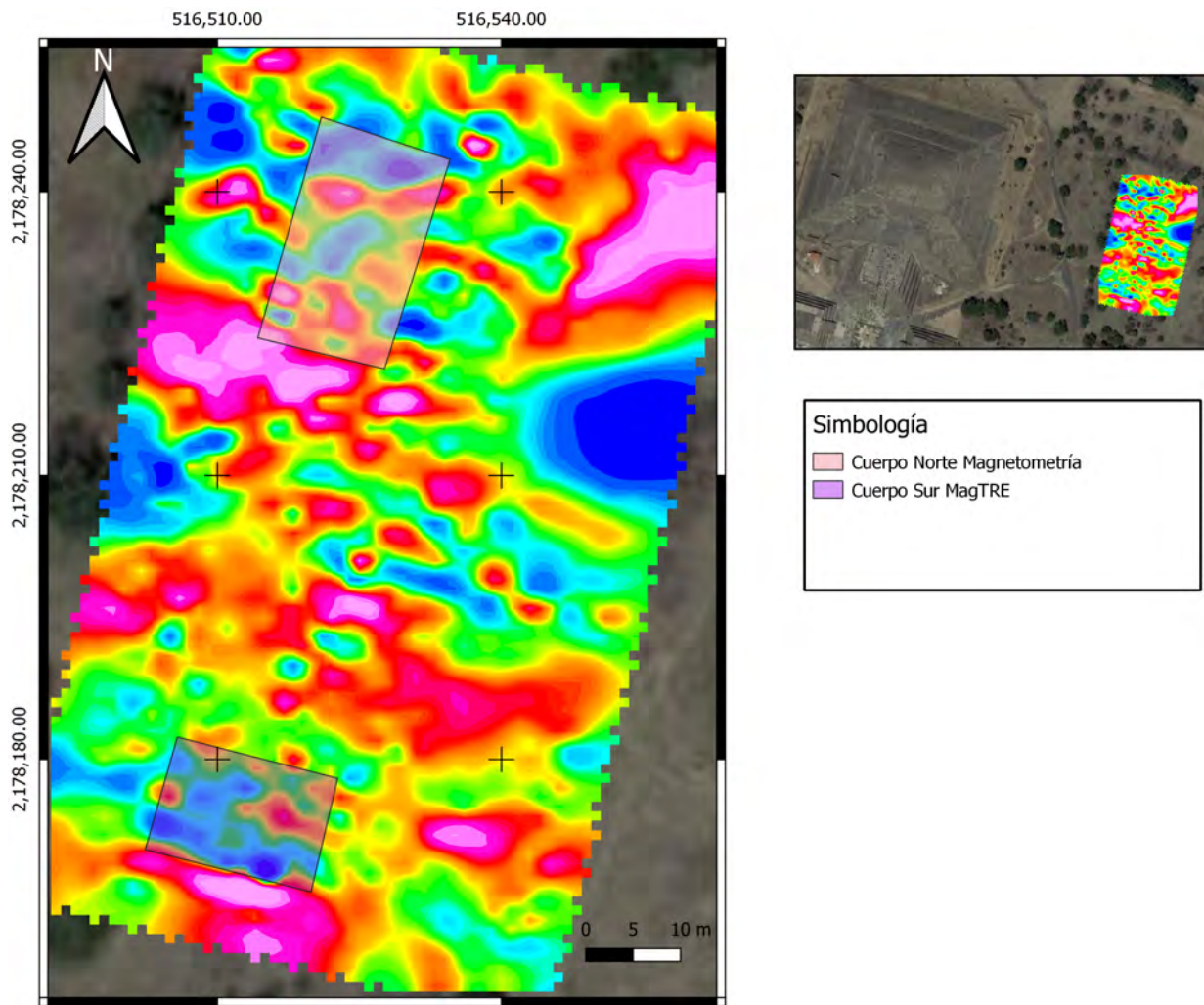


Figura 5.6: Mapa de la AMT Reducida al Polo, con delimitación de posibles estructuras arqueológicas. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

Ahora, considerando el artículo de Barba P. *et al.* (1990), en la Figura 5.7 se indican con líneas punteadas delgadas los perfiles 1 al 7 que se realizaron en la adquisición de TRE 2D en el presente estudio, así como los Perfiles magnéticos (M3 y M4, Figura 6.8 y 6.9 respectivamente) hechos en el artículo mencionado que coinciden con el área de estudio, éstos se presentan con líneas punteadas un poco más gruesas y de color verde y azul, respectivamente. Con la herramienta del software Oasis Montaj (Geosoft, 2007), fue posible obtener los perfiles magnéticos a partir de la malla resultante.

A partir de esto, se correlacionaron los perfiles coincidentes con las TRE 2D, que se obtuvieron tras invertir los resultados con cada tipo de arreglo y la combinación de estos, por lo que se pueden observar en las Figuras 6.1-6.7 el Perfil magnético resultante de la malla que se hizo en este estudio, localizada en la misma ubicación de las líneas de TRE 2D, también la imagen de inversión 2D del la conjunción de resultados Dipolo-Dipolo y Wenner Schlumberger, así como los resultados de la inversión de cada arreglo de manera individual. Es posible notar que, existe relación entre los perfiles, así como las Tomografías.

Se señaló una línea a 5 m de profundidad en cada inversión TRE 2D, ya que, considerando el estudio hecho por Barba P. *et al.* (1990), las calicatas obtuvieron información a dicha profundidad. Esto con el fin de comparar los resultados (Sección 5.1.3).

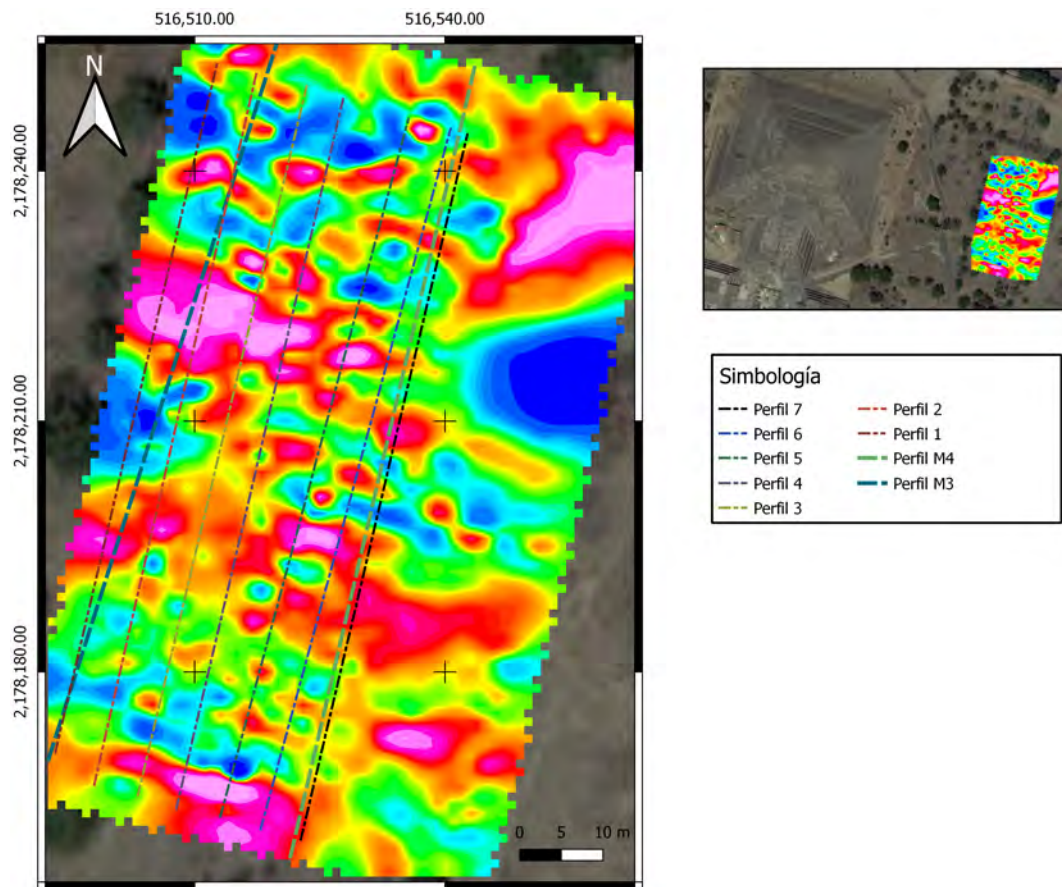


Figura 5.7: Mapa de la AMT Reducida al Polo, con localización. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

Además, es posible comparar los perfiles realizados en el estudio previo y el presente, porque, al igual que los perfiles antes mencionados, se obtuvieron con el software Oasis Montaj. Es importante señalar que a diferencia del estudio anterior, en este se aplicó el filtro de Reducción al Polo, y la extensión del perfil es menor. Lo anterior se realizó tanto para el Perfil M3 y M4, (Figura 6.8 y Figura 6.9 del Anexo).

En las Figuras 6.8 y 6.9 del Anexo, se encuentran los perfiles perfil M3 y M4 elaborado por Barba P. *et al.* (1990).

En la Figura 6.8, el perfil superior es M3, y el inferior es un perfil obtenido en las mismas coordenadas en la malla de magnetometría del presente estudio. En el perfil M3, entre los 40 y 80 m de encuentra un dipolo, que en el Perfil obtenido en este estudio, entre los 30 y 60 m, se encuentra el centro dipolar.

De la misma forma, en la Figura 6.9, el perfil superior es M4, el cual corresponde al estudio antes mencionado, entre los 30 y 60 m, y entre los 70-80 m, se encuentran dos dipolos, que a los 30 m, y 60 m, respectivamente, se encuentra el centro dipolar de estos en el perfil inferior.

Estos resultados nos permiten decir que existe relación entre ambos estudios obtenidos con 28 años de diferencia, a pesar de que las anomalías se ven desplazadas por la reducción al polo realizado en este estudio. La localización de las anomalías son más precisas.

Por otra parte, en la Figura 5.8 se presenta la topografía de la zona de estudio, en el cual se observa que ésta tiene relación con el resultado de las anomalías. Entre los 2,301 y 2,302 m.s.n.m. el resultado magnetometría presenta un alto contraste de valores de anomalía magnética. La posible estructura norte, se encuentran a una altura de entre 2,302 y 2,303 m.s.n.m, aproximadamente. En cambio, el cuerpo sur, se encuentra entre los 2,303 y 2,304 m.s.n.m. Es decir, existe un gradiente muy bajo en la topografía de dichas zonas.

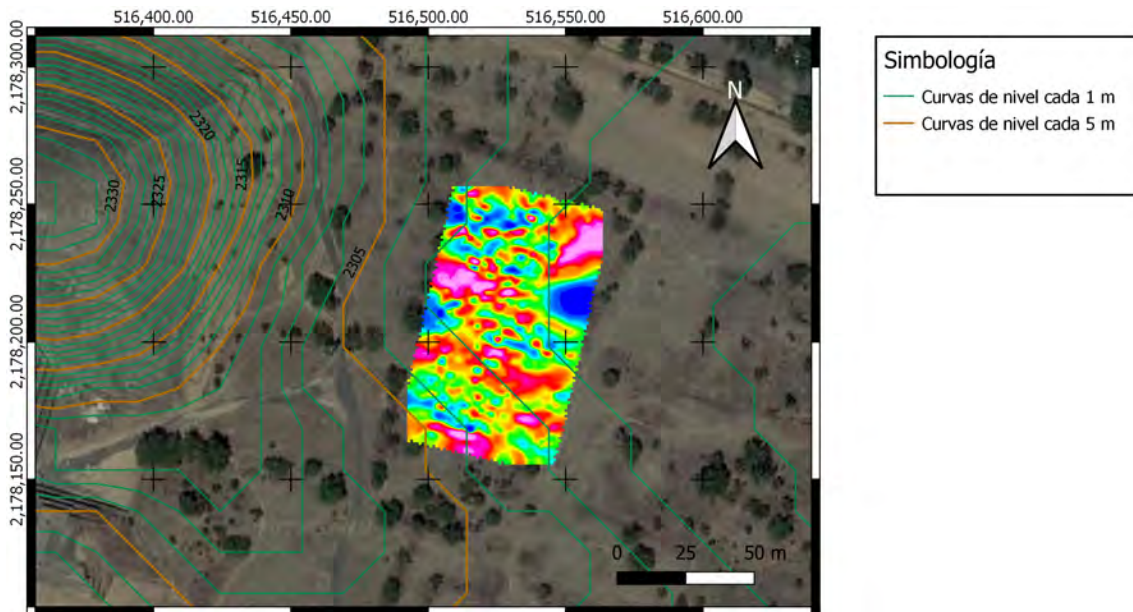


Figura 5.8: Mapa de magnetometría con curvas de nivel en la zona de estudio. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

5.1.2. Tomografía de resistividad eléctrica

En las Figuras 6.1 a 6.7 que se encuentran en el Anexo, se presentan los resultados de las inversiones 2D tanto de la combinación de ambos arreglos (Dipolo-Dipolo y Wenner Schlumberger), así como la inversión de cada arreglo de manera independiente. Estos se realizaron con los mismos parámetros para cada inversión, para así poder comparar entre estos. Se observan que el mínimo valor de resistividad presente es de $1 \Omega\cdot\text{m}$, y como máximo valor $250 \Omega\cdot\text{m}$. Los resultados son similares, mas no iguales, porque cada arreglo tiene mejor resolución, ya sea de manera vertical u horizontal (sección 4.2.3). La combinación de ambos arreglos nos da un poco mas de información, debido a que contiene mayor número de cuadripolos.

Por otro lado, considerando el estudio previo realizado por Barba P. *et al.* (1990), las líneas de TRE 2D de este estudio que más se acercan al perfil eléctrico R3 de dicha referencia, son las tomografías de la Línea 1 y Línea 2 (Figura 5.9). Se estableció una línea punteada a 5 metros de profundidad que sigue la topografía. La anomalía que señalan Barba P. *et al.* (1990) como posible cueva, obtenido en las calcatas con separación entre electrodos de 5 m, realizadas en el estudio previo, coincide con la anomalía al norte de las tomografía 2D, aproximadamente entre los 70 y 75 m de éstas, donde existen valores altos de resistividad en un rango de, aproximadamente $80\text{-}100 \Omega\cdot\text{m}$.

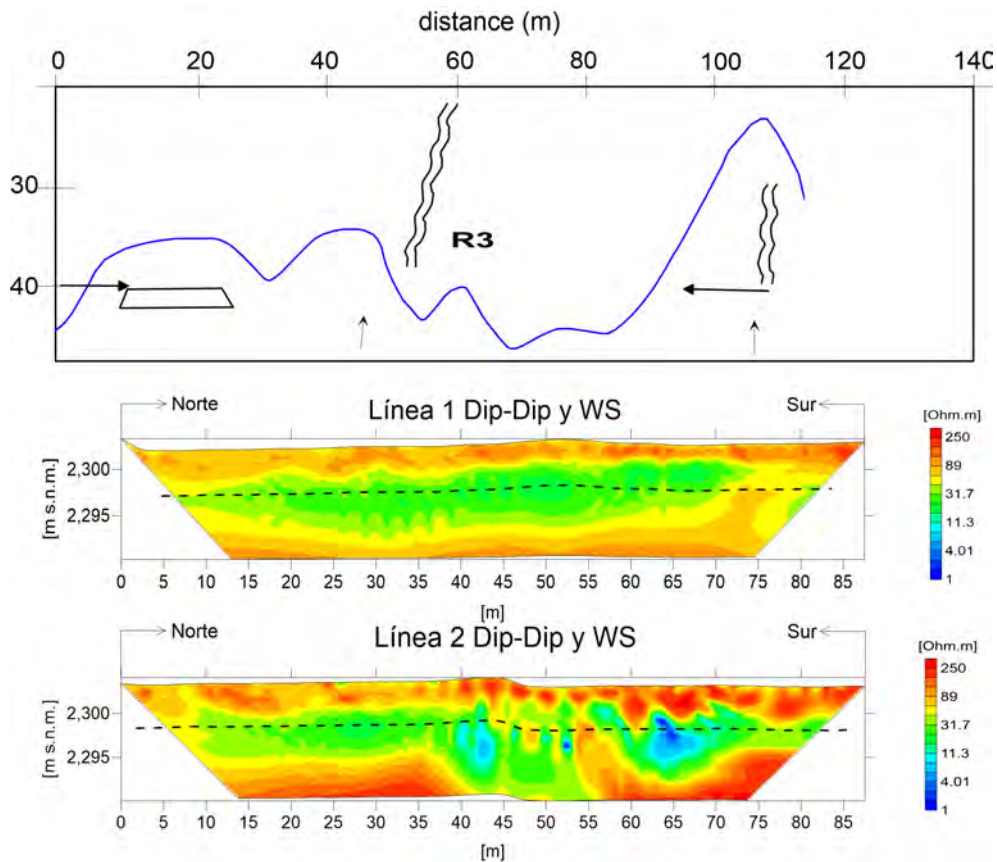


Figura 5.9: Perfil R3, digitalizado de Barba P. *et al.* (1990). Resultado de la inversión 2D, de la combinación de ambos arreglos. Dichas líneas son las más cercanas al Perfil 3.

El mapa que se muestra en la Figura 5.10, se observa la delimitación dos rectángulos que corresponden a dos unidades geoelectricas que se presentan como isosuperficies de resistividad mayor a $125 \Omega m$, relacionados a posibles cuerpos arqueológicos. Por la forma de estas isosuperficies, ambas unidades geoelectricas se pueden interpretar como estructuras geométricas organizadas.

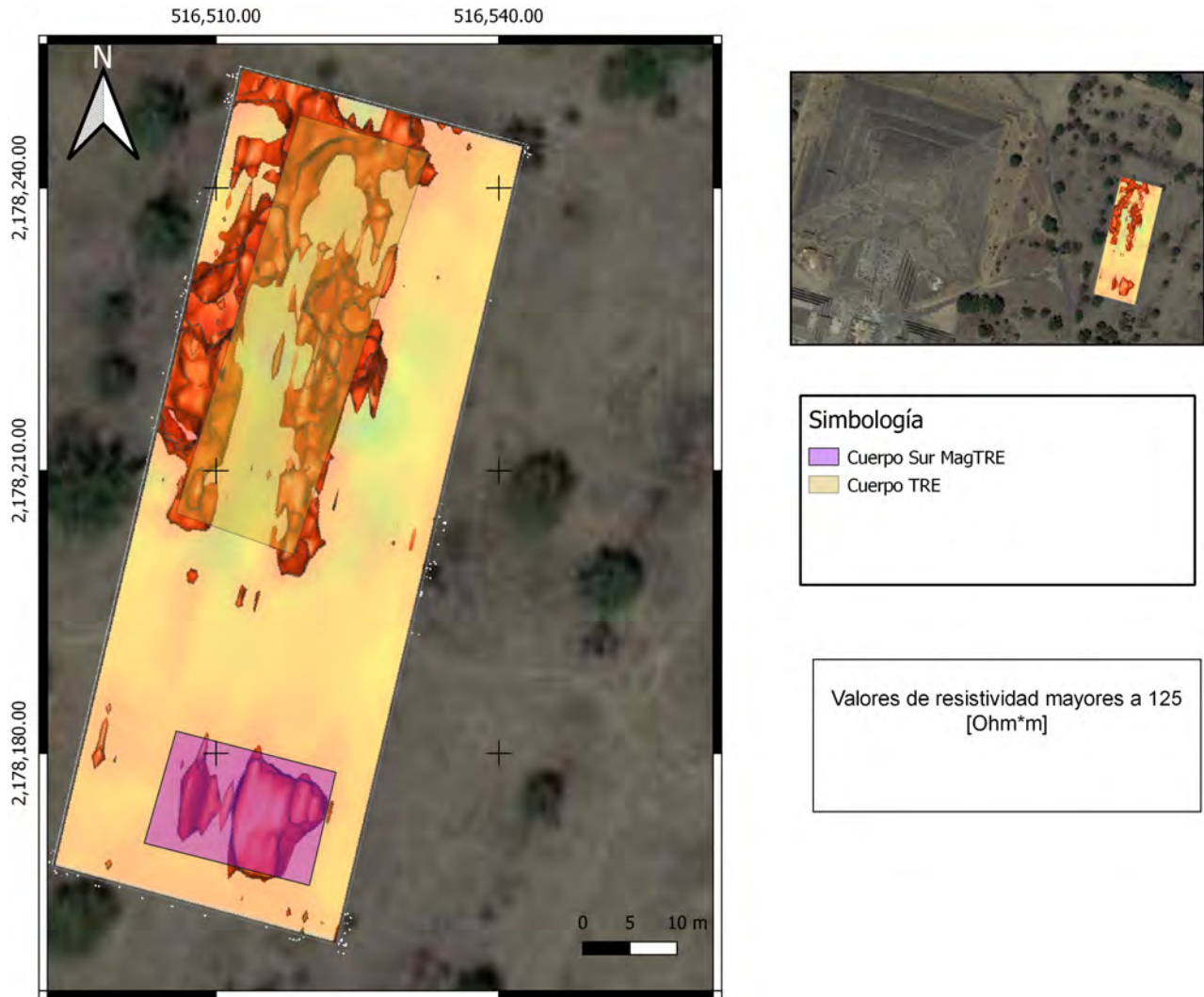


Figura 5.10: Mapa con el resultado de la inversión 3D. Se delimitan las unidades geoelectricas con resistividad mayor a $125 \Omega m$. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

Del mismo modo que en los resultados de Magnetometría, se realizó un mapa con la topografía del lugar (Figura 5.11), en el cual las posibles estructuras están localizadas a la misma altura que en el caso anterior. La posible estructura al norte está entre los 2,302 y 2,303 m.s.n.m., así como la estructura al sur está entre los 2,303 y 2,304 m.s.n.m., por lo que existe concordancia entre ambos resultados.



Figura 5.11: Mapa inversión 3D con curvas de nivel en la zona de estudio. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

Las imágenes se realizaron con el Software Voxler ([Golden Software, 2012](#)), el permite visualizar de manera tridimensional los resultados que se obtuvieron tras la inversión. Éste realiza una interpolación de los datos invertidos, mediante distancia inversa. Las unidades en los ejes X y Y están en m, y en Z en m.s.n.m.

Es importante resaltar que, las anomalías que parecen extenderse hasta la superficie son resultado de la interpolación que realiza el software, ya que este no sigue la topografía que se estableció en la inversión.

Se presentan los resultados de la inversión 3D de cada arreglo que son Dipolo-Dipolo (Figura ??), Wenner-Schlumberger (Figura ??), y la combinación de ambos (Figura ??). Cada uno se mostró con una vista oblicua así como su en planta. Para cada una de estas se puede vincular a su respectivo video que se encuentra en YouTube al dar clic en su hipervínculo. En dichos videos se encuentra la animación de las isosuperficies de resistividad, que van desde 1 hasta 250 $\Omega \cdot m$.

Como mencionamos en la sección 4.2.3, cada arreglo eléctrico tiene ciertas características. En la Figura 5.15, se observan mejor los cambios laterales. A diferencia de la Figura 5.13, el cual al ser resultado de un arreglo Dipolo-Dipolo, tiene mejor resultado en ambas direcciones; tanto verticales como horizontales, el cual permite delimitar mejor el cuerpo norte. La Figura 5.17 conjunta estas dos características de los arreglos antes mencionados.

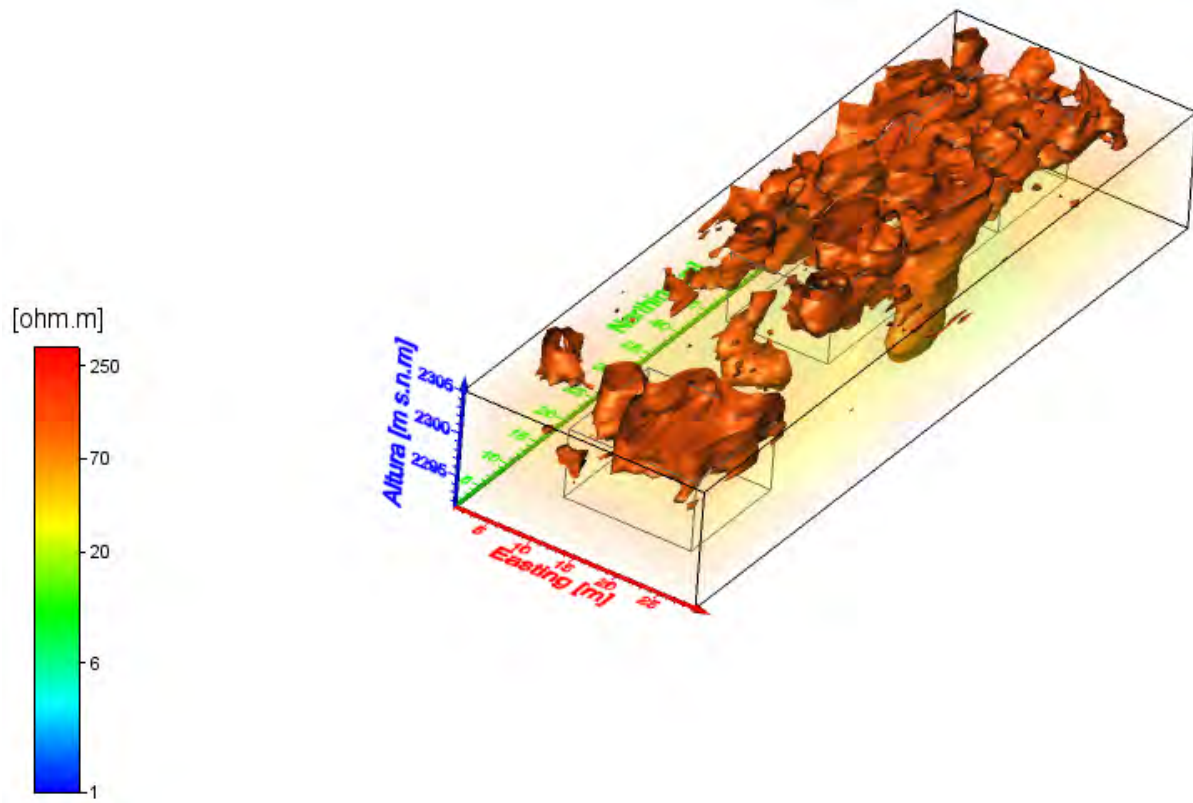


Figura 5.12: Inversión 3D, Arreglo eléctrico Dipolo-Dipolo. Vista oblicua.
 Ver video (Es necesario contar con internet)

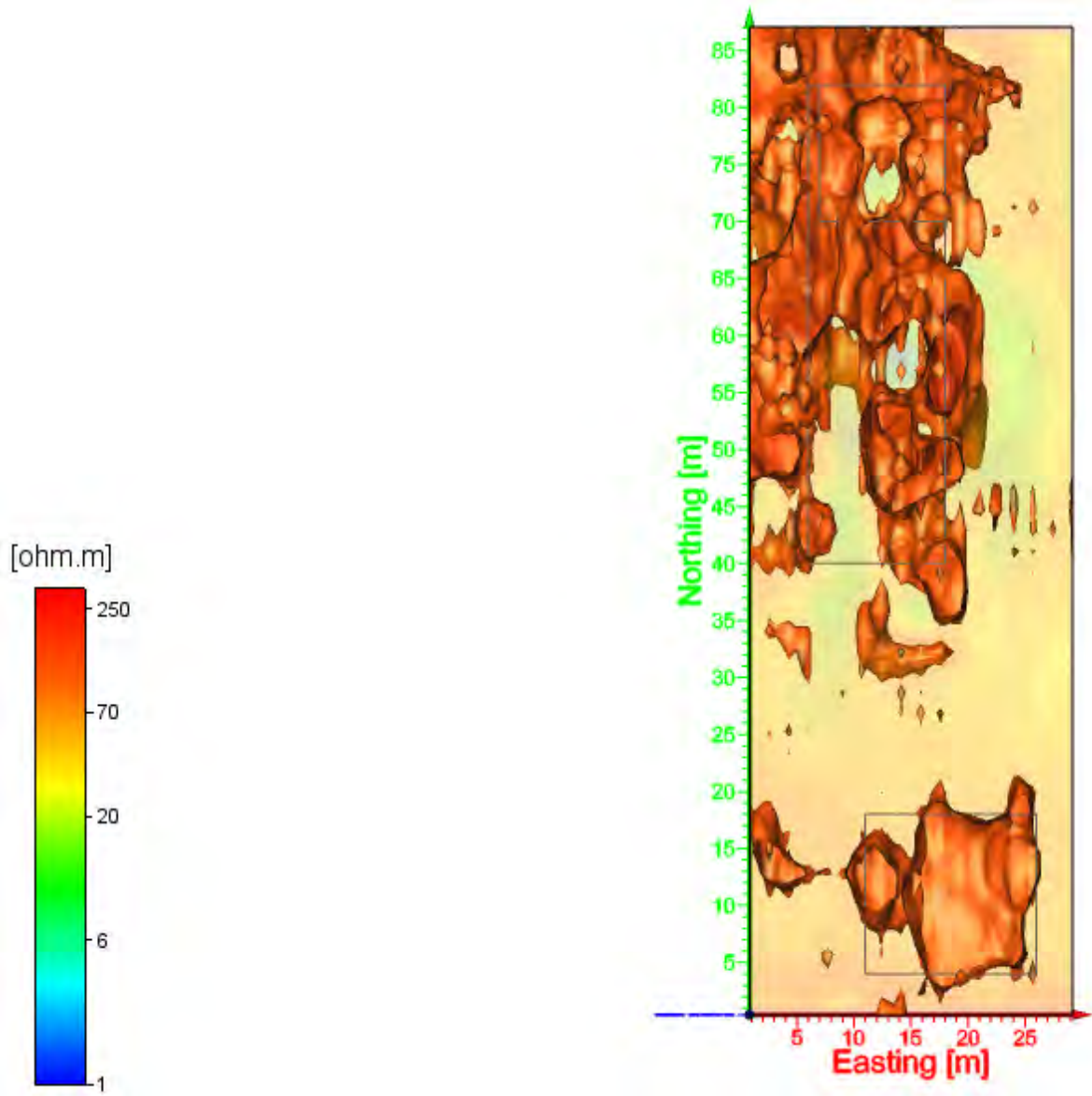


Figura 5.13: Inversión 3D, Arreglo electródico Dipolo-Dipolo. Vista en planta.
Ver video (Es necesario contar con internet)

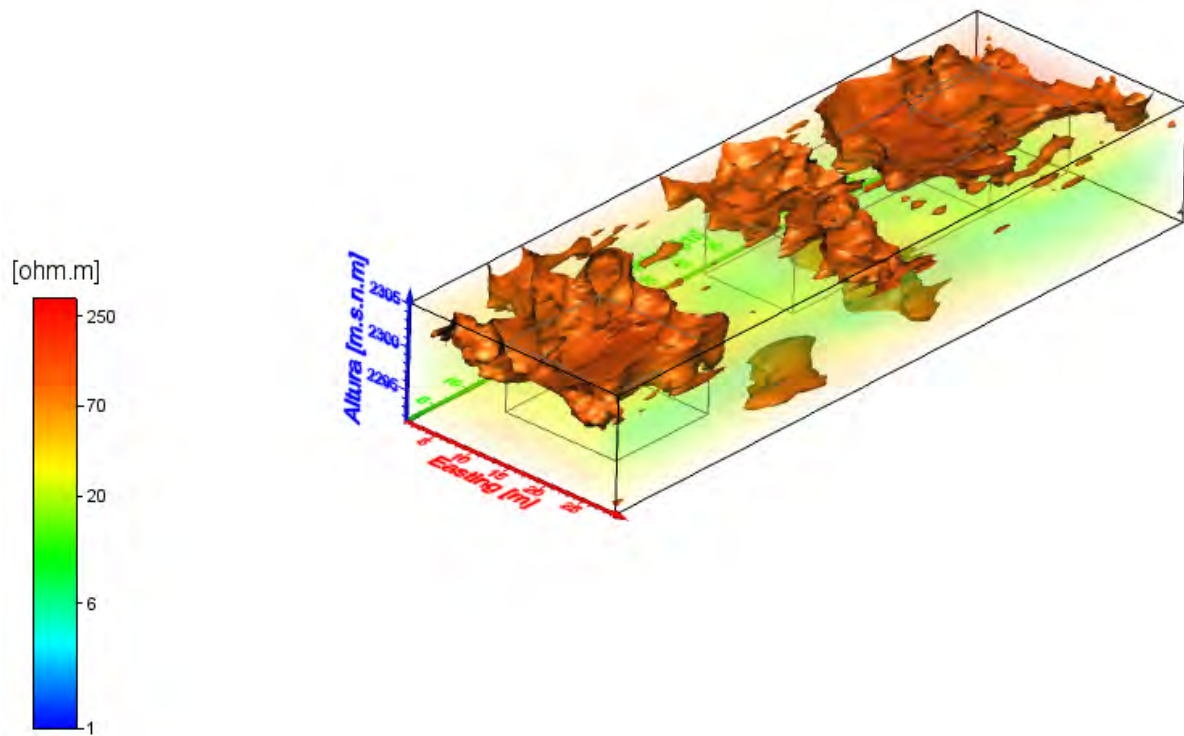


Figura 5.14: Inversión 3D, Arreglo electrónico Wenner-Schlumberger. Vista oblicua.
[Ver video \(Es necesario contar con internet\)](#)

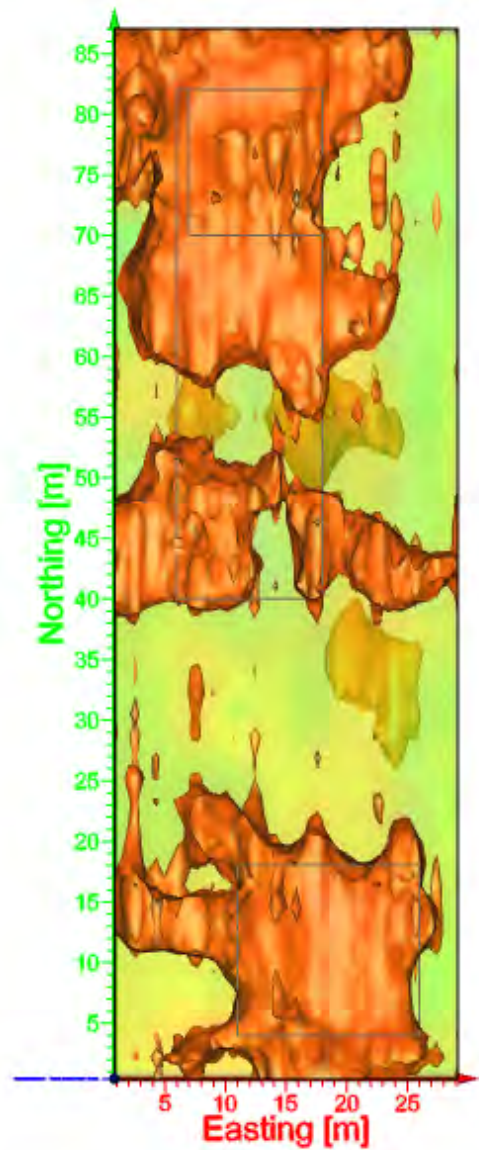
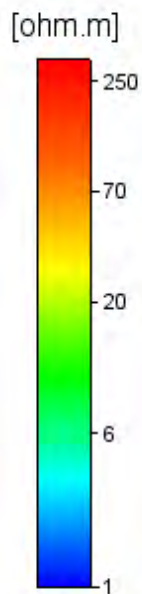


Figura 5.15: Inversión 3D, Arreglo eléctrico Wenner-Schlumberger. Vista en planta.
Ver video (Es necesario contar con internet)

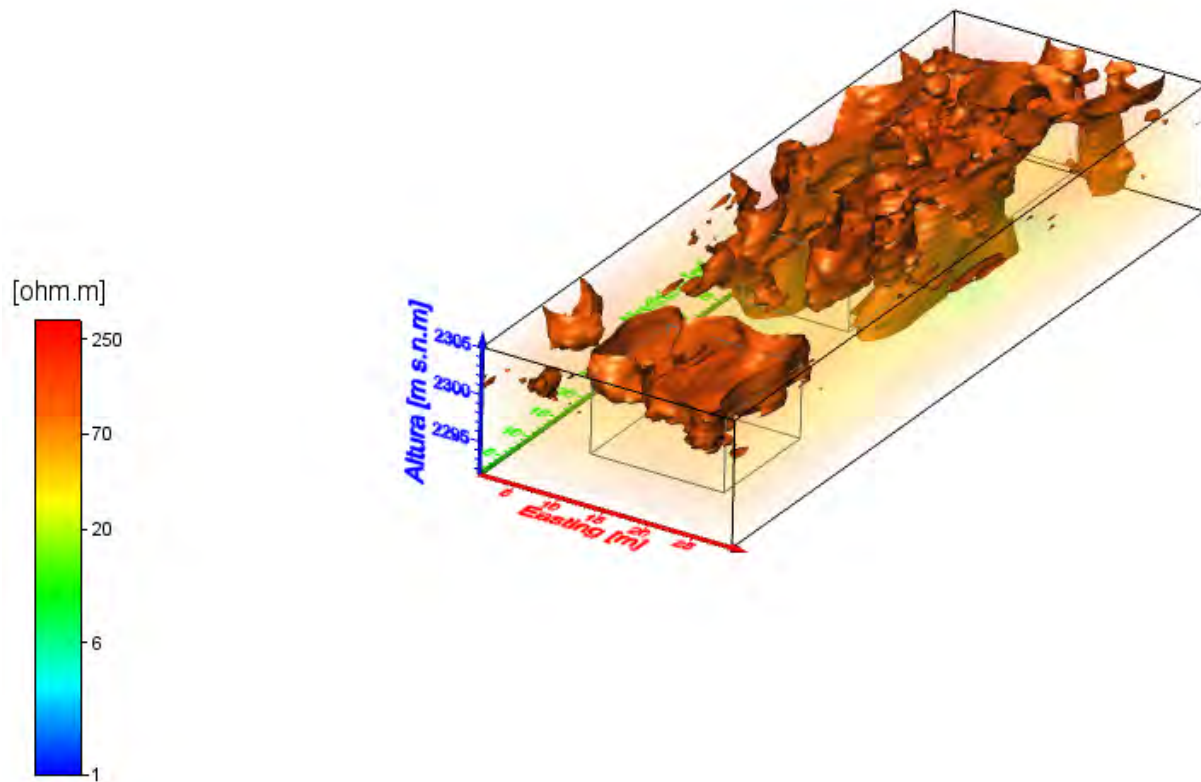


Figura 5.16: Inversión 3D, Combinación de datos de los Arreglos electrónicos Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo. Vista oblicua.
[Ver video \(Es necesario contar con internet\)](#)

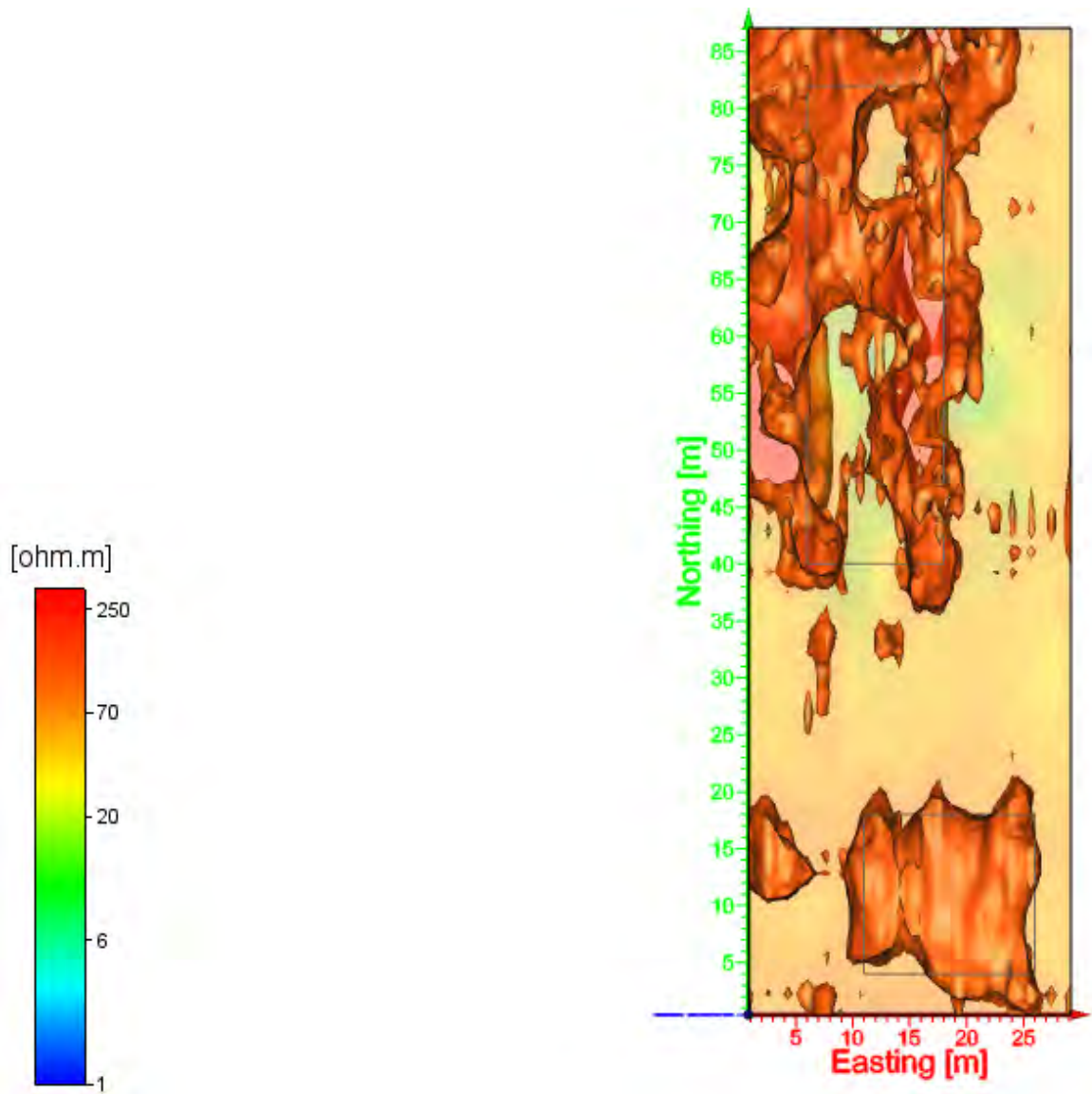


Figura 5.17: Inversión 3D, Combinación de datos de los Arreglos electrónicos Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo. Vista en planta.

Ver video (Es necesario contar con internet)

A continuación se presentan las tablas de Error RMS, la norma L2 y número de iteraciones de las inversiones tanto en 2D y 3D con el software EarthImager®.

TRE 2D	Arreglo	RMS[%]	L2	Iteraciones
Línea 1	Dipolo-Dipolo (DD)	1.11	0.05	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	1.01	0.04	8
	DD-WS	2.16	0.19	8
Línea 2	Dipolo-Dipolo (DD)	21.21	17.9	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	2.09	0.17	8
	DD-WS	13.79	7.58	8
Línea 3	Dipolo-Dipolo (DD)	2	0.16	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	13.04	6.8	8
	DD-WS	8.76	3.07	8
Línea 4	Dipolo-Dipolo (DD)	18.38	13.14	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	2.64	0.28	8
	DD-WS	23.56	21.02	8
Línea 5	Dipolo-Dipolo (DD)	3.63	0.53	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	1.19	0.06	8
	DD-WS	4.83	0.93	8
Línea 6	Dipolo-Dipolo (DD)	3.26	0.42	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	1.38	0.08	8
	DD-WS	3.27	0.43	8
Línea 7	Dipolo-Dipolo (DD)	19.5	0.15	8
	Wenner-Schlumberger (WS)	1.43	0.08	8
	DD-WS	4.28	0.73	8

Tabla 5.1: RMS durante la inversión de TRE 2D en EarthImager®

Inversión 3D	RMS[%]	L2	Iteraciones
Dipolo-Dipolo (DD)	11.6	5.3	8
Wenner-Schlumberger (WS)	7.5	2.2	8
DD-WS	6.5	1.7	8

Tabla 5.2: RMS durante la inversión 3D en EarthImager®

5.1.3. Tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría

El resultado final entre la conjunción de TRE y magnetometría se muestra en la Figura 5.18. En esta, se señalan dos rectángulos al norte, uno en color rosa que se observó con los resultados de magnetometría, otro delimitado con un rectángulo de color amarillo, que señala la unidad geoelectrónica resultante de la TRE 3D. Además, se localiza un rectángulo más en la zona sur de color lila, éste fue delimitado de la misma manera en ambos métodos.

Respecto a los resultados obtenidos en magnetometría, la mayor parte de las características de los subsuelos que son expuestos a altas temperaturas (hogares, hornos, ladrillos rojos de horno) u objetos que han sido quemados (paredes o casas quemadas) adquieren la magnetización remanente y muestran un alto contraste magnético [Campana et al. \(2008\)](#).

Cabe resaltar que [Moragas \(1997\)](#), menciona que la posible destrucción de la Ciudad de Teotihuacán fue debido a incendios y saqueos. Millon (1988, citado en [Moragas 1997](#)) señala que en la calzadas de los Muertos reportaron 147 edificios y 31 posibles en otros tantos.

Por lo anterior, es posible que en las zonas de alto valor magnético, que exista alguna superficie que haya sido expuesta a altas temperaturas. Además, recordemos los dos dipolos inversos que se observan en el mapa de AMT reducida al polo (Figura 5.6), estas pueden ser asociadas a un vacío o cueva, ya que el dipolo cambia debido a esta característica ([Arzate et al., 1990](#)). Observando entonces, dos posibles cavidades no continuas.

En relación a las TRE 2D, y los perfiles magnéticos, la Línea 1 de TRE 2D- Perfil 1 (Figura 6.1), entre los 20-30 m y de 50-60 m existen altos magnéticos anchos, o bien, de longitud de onda larga, lo cual está relacionado a cuerpos a profundidad, que a su vez son observados en la tomografía con valores de resistividad entre los 89 y 250 Ωm . Estos son notables en los resultados de las inversiones del arreglo WS, así como en el resultado de la conjunción de los arreglos DD-WS. Además, tanto en éste último, como en el resultado de la inversión DD, también se observa entre los 70 y 75 m, un alto magnético corto, el cual se asocia con cuerpos someros, ligado también a valores resistivos altos en la tomografía.

La Línea 2 de TRE 2D-Perfil 2 (Figura 6.2), entre los 30-40 m y de 50-70 m, existen altos magnéticos relacionados a cuerpos a profundidad, los cuales en tomografía presentan valores altos de resistividad (observados en los resultados de DD-WS y en WS).

Igualmente, en la Línea 3 -Perfil 3 (Figura 6.3), entre los 50-60 m, en magnetometría se observan longitudes de onda mas largas.

En las Figuras 6.4 a 6.7, la relación entre magnetometría y TRE 2D, es notable, mayor influencia de los cuerpos someros con alto valor de resistividad, ya que, los altos magnéticos de sus perfiles son de longitud de onda corta.

Ahora bien, comparando los resultados obtenidos en las inversiones de TRE, y considerando a [Yang y Lagmanson \(2006\)](#), una inversión 3D de un conjunto de TRE 2D, es aceptable en su resolución del modelo si el espaciamiento es igual o menos que el doble del espaciamiento de los electrodos. En este caso, fue de 2.5 m, y la separación entre tomografías fue de 5 m, por lo que cumple con lo anterior. Sin embargo, podría mejorar la resolución si la adquisición en campo es un arreglo electródico 3D, o si el espaciamiento entre líneas es menor.

Por otro lado, como fue posible observar, los resultados obtenidos en las tomografías 2D, en algunos casos, fue más complejo debido a las suposiciones que considera una inversión

2D, que es la línea de estudio tiene una extensión infinita a lo largo de la dirección normal de ésta. Además, al no poder controlar la inyección de corriente en un solo plano, es decir, en el plano que contenga la línea de la tomografía, se generarán falsas anomalías por la influencia de los cuerpos anómalos fuera de dicho plano. Por tanto, se considera que es mejor la Tomografía de Resistividad 3D (Yang y Lagmanson, 2006). En este caso, se obtuvieron resultados más resolutivos la inversión 3D realizada al conjunto de TRE 2D.

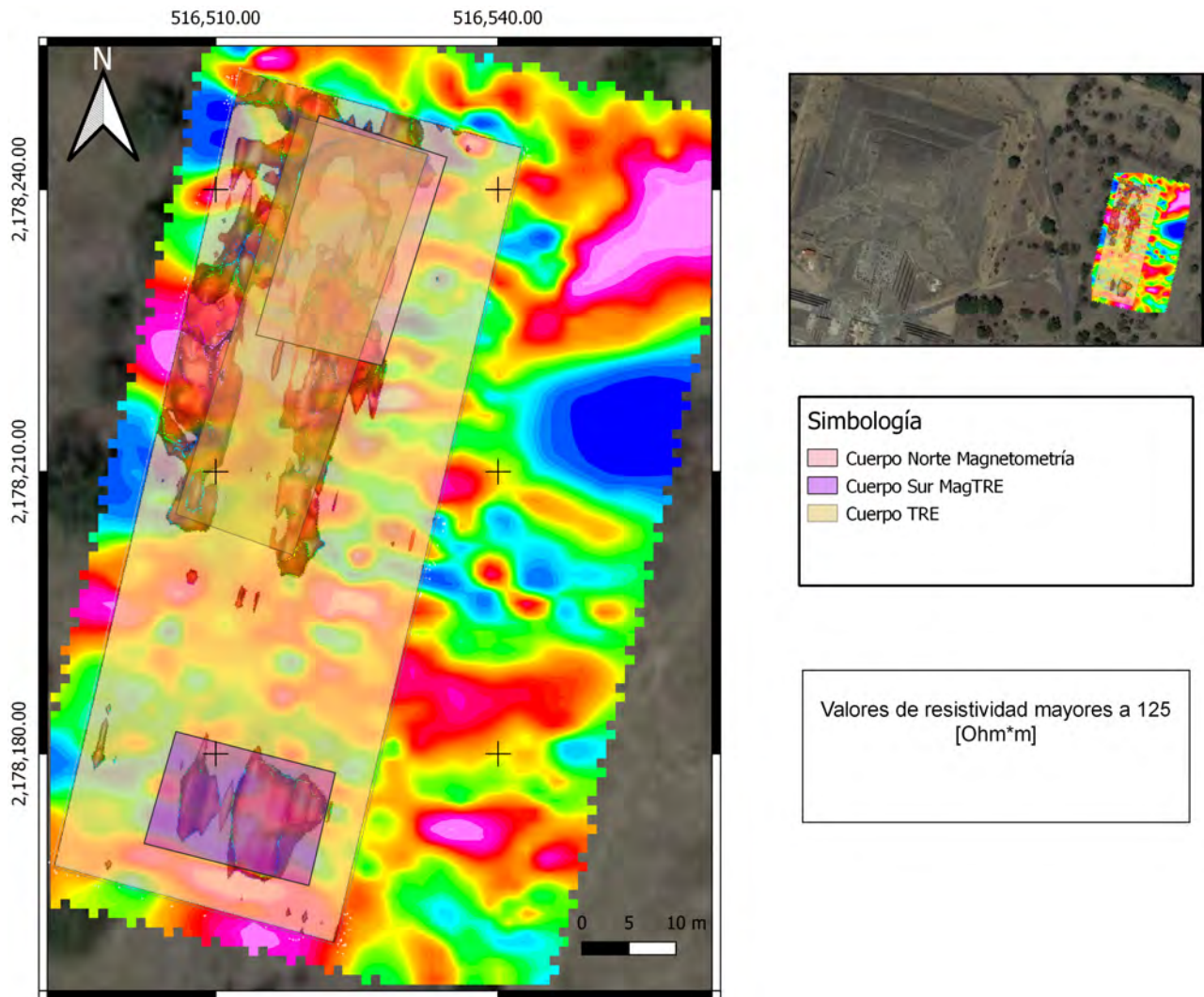


Figura 5.18: Mapa con los resultados de magnetometría y TRE sobrepuestos. Se delimitan las posibles estructuras interpretados en ambos métodos. (Coordenadas UTM, Dátum WGS84)

Capítulo 6

Conclusiones

El empleo de los métodos geofísicos es de mucha utilidad en la Arqueología. Al ser métodos no invasivos, no se daña el entorno de estudio, lo cual es de vital importancia para dicha ciencia, ya que, buscan preservar todo objeto o estructura que brinde información acerca del comportamiento de diversas culturas, en este caso, la Teotihuacana, por lo que, la Geofísica es una herramienta importante para lograr este objetivo.

Así mismo, para lograr dicho fin, es importante considerar las posibles dimensiones de los cuerpos arqueológicos de interés, puesto que de esto dependen los parámetros que serán empleados en la adquisición y los métodos a emplear.

Por lo anterior, el empleo de más de un arreglo electródico, en el caso de Tomografía de Resistividad Eléctrica, permite obtener una mayor densidad de datos, lo cual es un aspecto positivo, porque nos da más información del área de estudio. También, cada arreglo tiene sus ventajas en resolución y sensibilidad, por lo que, al conjuntarlas se complementan y podemos obtener un mejor resultado.

De modo similar, el uso de al menos dos métodos geofísicos que caracterizan diferentes parámetros físicos, nos permite correlacionar los resultados que se obtengan en estos, reduciendo así la incertidumbre debido a la no unicidad de los resultados que se obtienen en los métodos geofísicos.

Los resultados de magnetometría se interpretaron como posibles cuerpos arqueológicos, puesto que en el resultado de la Anomalía Magnética Residual Reducida al Polo, se observan alineamientos, de esta manera se delimitó de manera aproximada cada uno de estos. También se observaron valores altos de anomalía magnética, los cuales son ligados a la posible razón de abandono de Teotihuacán; saqueos e incendios. Los incendios o superficies quemadas causan una respuesta con alto valor de anomalía magnética, como se mencionó en la sección 5.1.1.

La localización de éstos posibles cuerpos coinciden con la topografía de la zona de estudio, puesto que no existen cambios abruptos.

Comparando con el resultado del perfil realizado por Barba P. *et al.* (1990), y la Línea 1 y 2 de TRE 2D del presente estudio se es posible correlacionar el túnel que señalan al norte, sin embargo, en este estudio se asocia a un paleocanal (Figura 5.9).

Con lo observado en los resultados 3D, el cuerpo localizado al Norte podemos decir que es un cuerpo con resistividades mayores a $125 \Omega \cdot m$. Sabemos que con base en la Tabla 3.6, existen varias rocas que pueden relacionarse a este rango de valores de resistividad, sin

embargo, conociendo la geología del lugar y composición de las estructuras de Teotihuacán, se puede asociar a basaltos. Por otro lado, también es posible notar que este cuerpo puede estar relleno por material menos resistivo, o bien, canales de humedad. En cambio, en la zona sur, solo se observa un cuerpo masivo horizontal, que podría ser una pequeña plataforma, del mismo modo que el cuerpo anterior, se observa con resistividades mayores a $125 \Omega\text{m}$, por tanto, se puede relacionar al mismo material.

Es importante señalar que los datos adquiridos en este estudio son de mayor calidad debido a la sensibilidad de los equipos empleados que con el pasar del tiempo han sido mejorados, los parámetros de adquisición que conllevó a que el muestreo de datos fuera mayor en comparación con el estudio previo, por tanto la densidad de datos total fue mucho mayor. En magnetometría, tras emplear un magnetómetro de Cesio, éste nos proporciona mayor sensibilidad que un magnetómetro de protones. Respecto a eléctrica, en el estudio previo realizaron calicatas eléctricas, el cual detecta modificaciones resistivas laterales a una profundidad constante. A partir de los años 90's la Tomografía de Resistividad Eléctrica apareció como un nuevo método geofísico, esto gracias al desarrollo de la tecnología, por esto, las TRE 2D permiten detectar variaciones tanto en profundidad como de manera lateral. Finalmente, la inversión 3D que se realizó al conjunto de TRE 2D, permitió detectar las variaciones laterales en dos direcciones.

Por lo anterior, los resultados fueron en 3D, para que su interpretación sea más fácil y menos ambigua.

Tras la conjunción de los resultados de Magnetometría y TRE, se obtienen dos posibles cuerpos arqueológicos. En la zona norte (14N 516,526.9 mE, 2,178,231 mN) se delimitó un cuerpo con la inversión 3D de las tomografías 2D, teniendo una dimensión aproximada de 14.2×45 m, y en magnetometría una dimensión de 14.2×23 m. Por otro lado, en la zona sur (coordenadas 14N 516,512 mE, 2,178,171 mN) se delimitó un posible cuerpo con una dimensión de 17.5×12.2 m, en ambos métodos se delimitó de la misma manera, puesto que en los resultados se observa en dicha zona (Figura 5.18). Por último, respecto a los dipolos inversos observados en el mapa de AMT reducida al Polo (5.6), la TRE no fue suficientemente resolutive al usar una distancia electródica de 2.5 m al no observar resultado correspondiente a dichas anomalías magnéticas.

Anexo

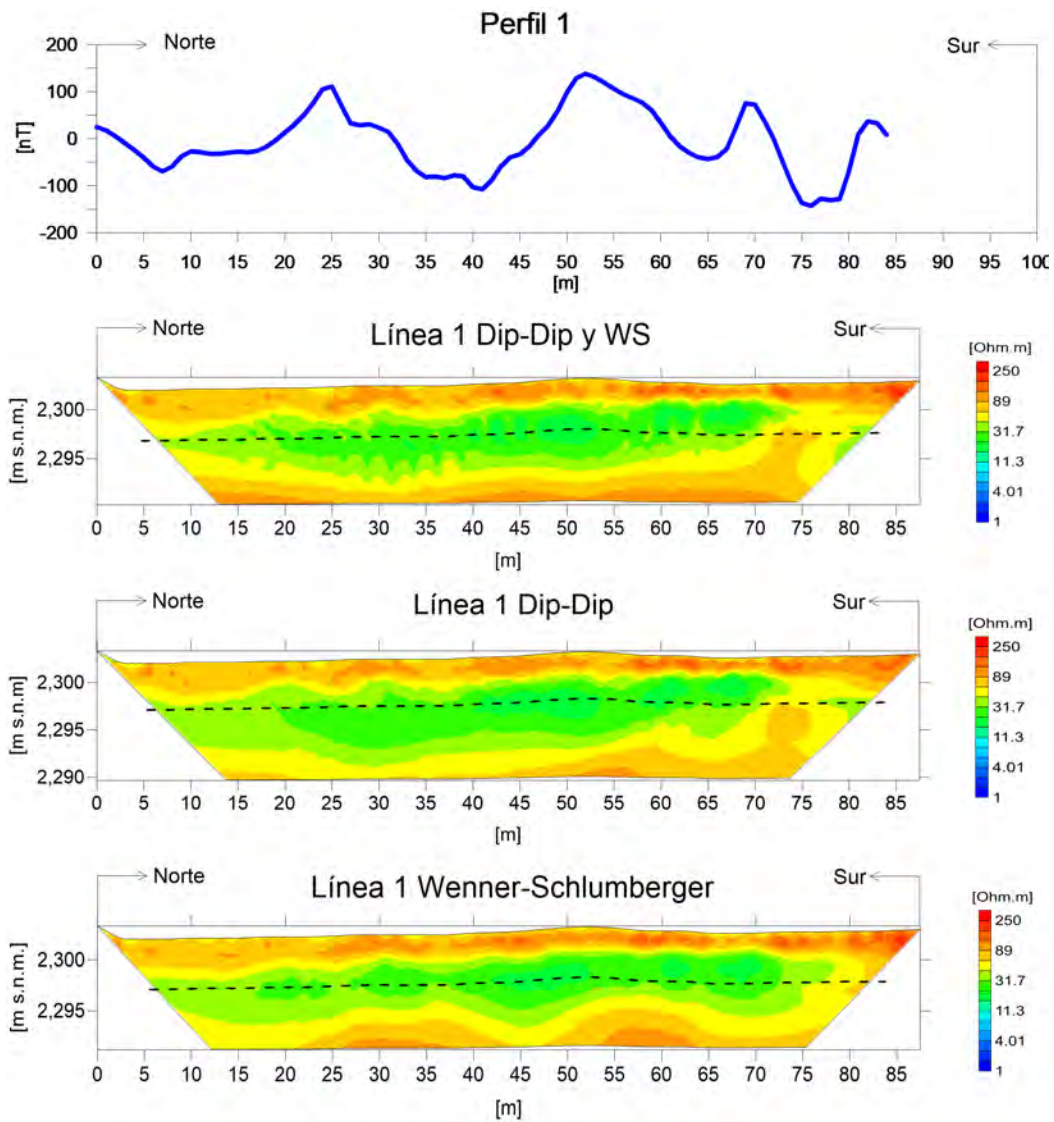


Figura 6.1: Perfil 1 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

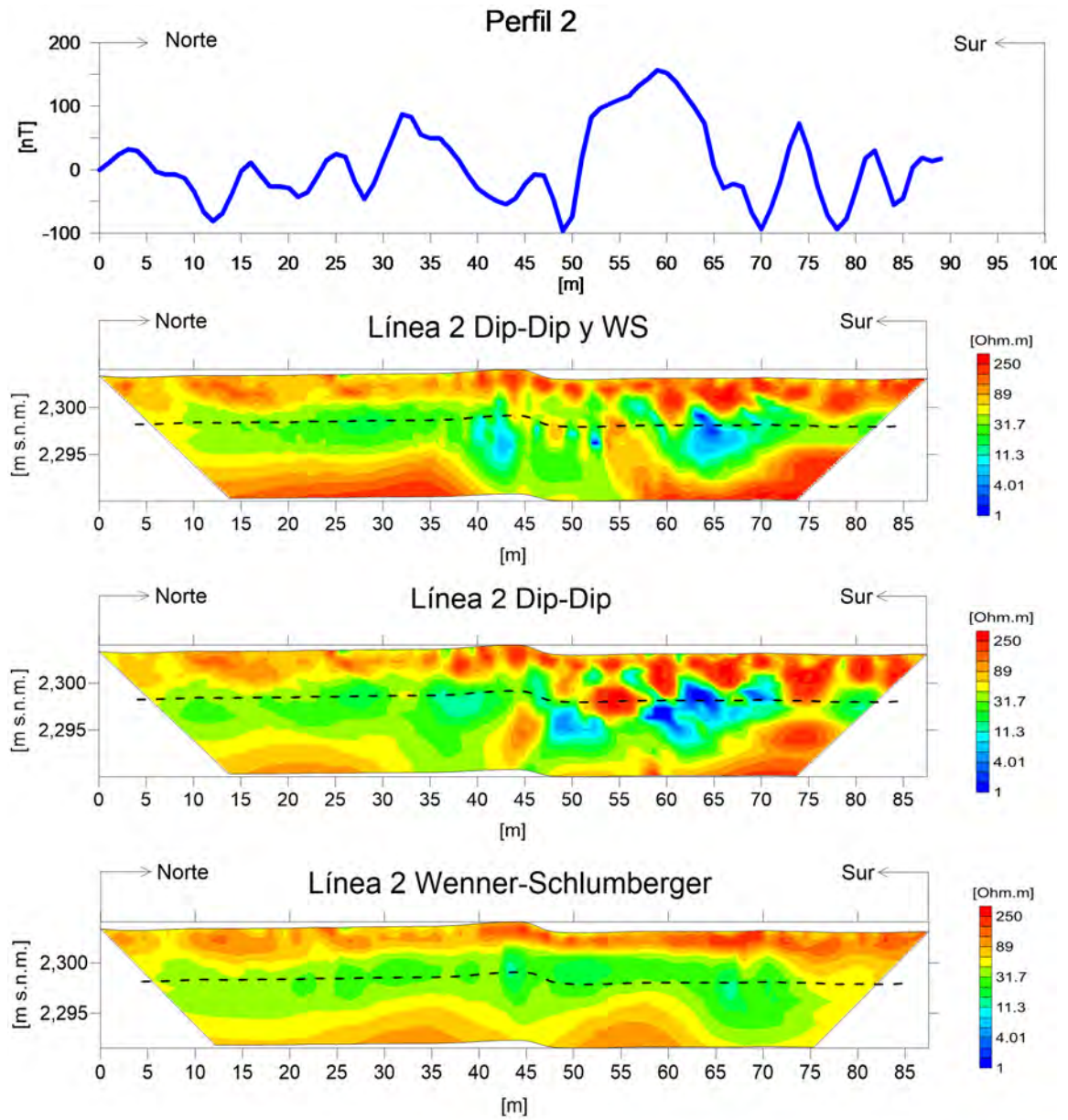


Figura 6.2: Perfil 2 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

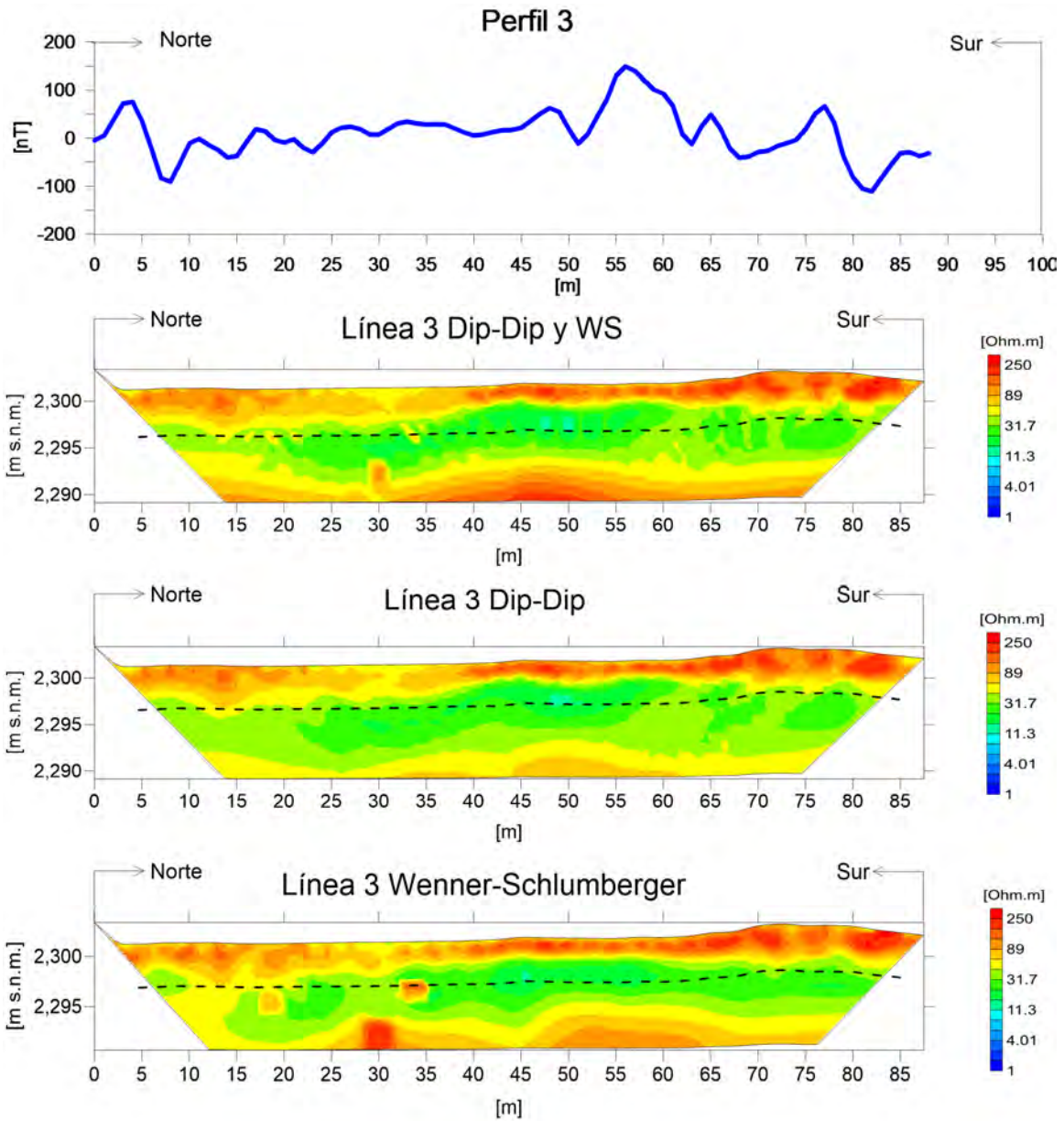


Figura 6.3: Perfil 3 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

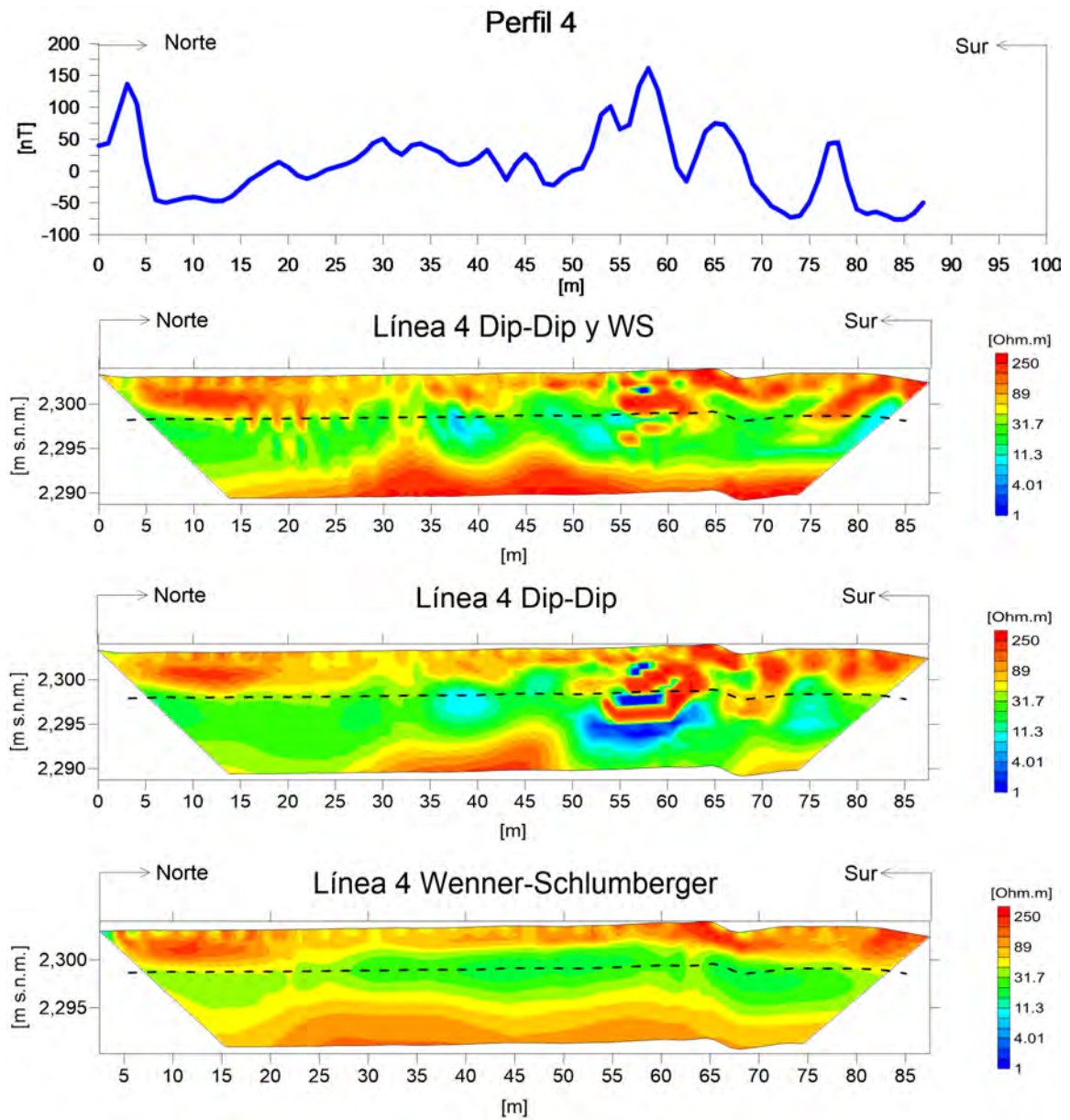


Figura 6.4: Perfil 4 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

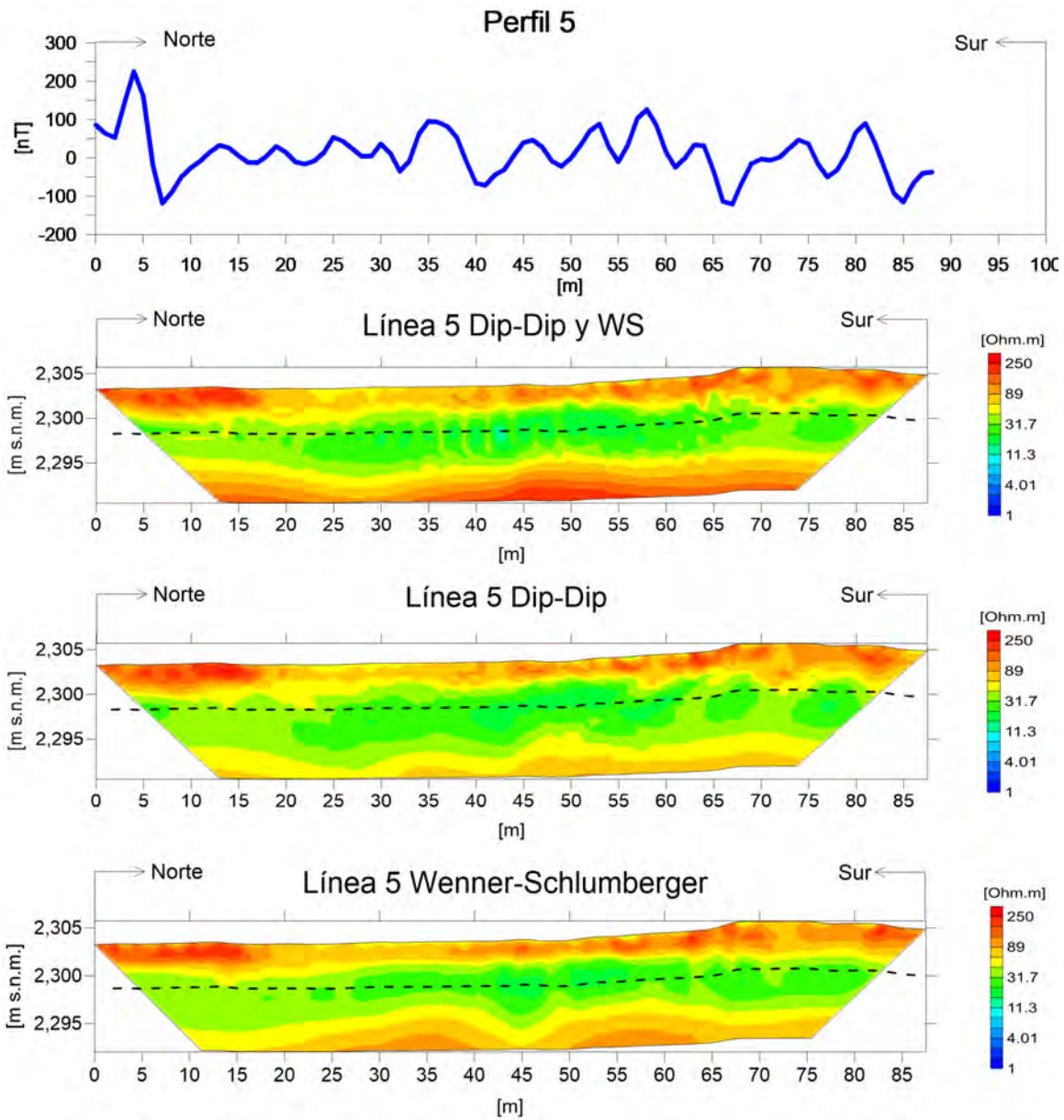


Figura 6.5: Perfil 5 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

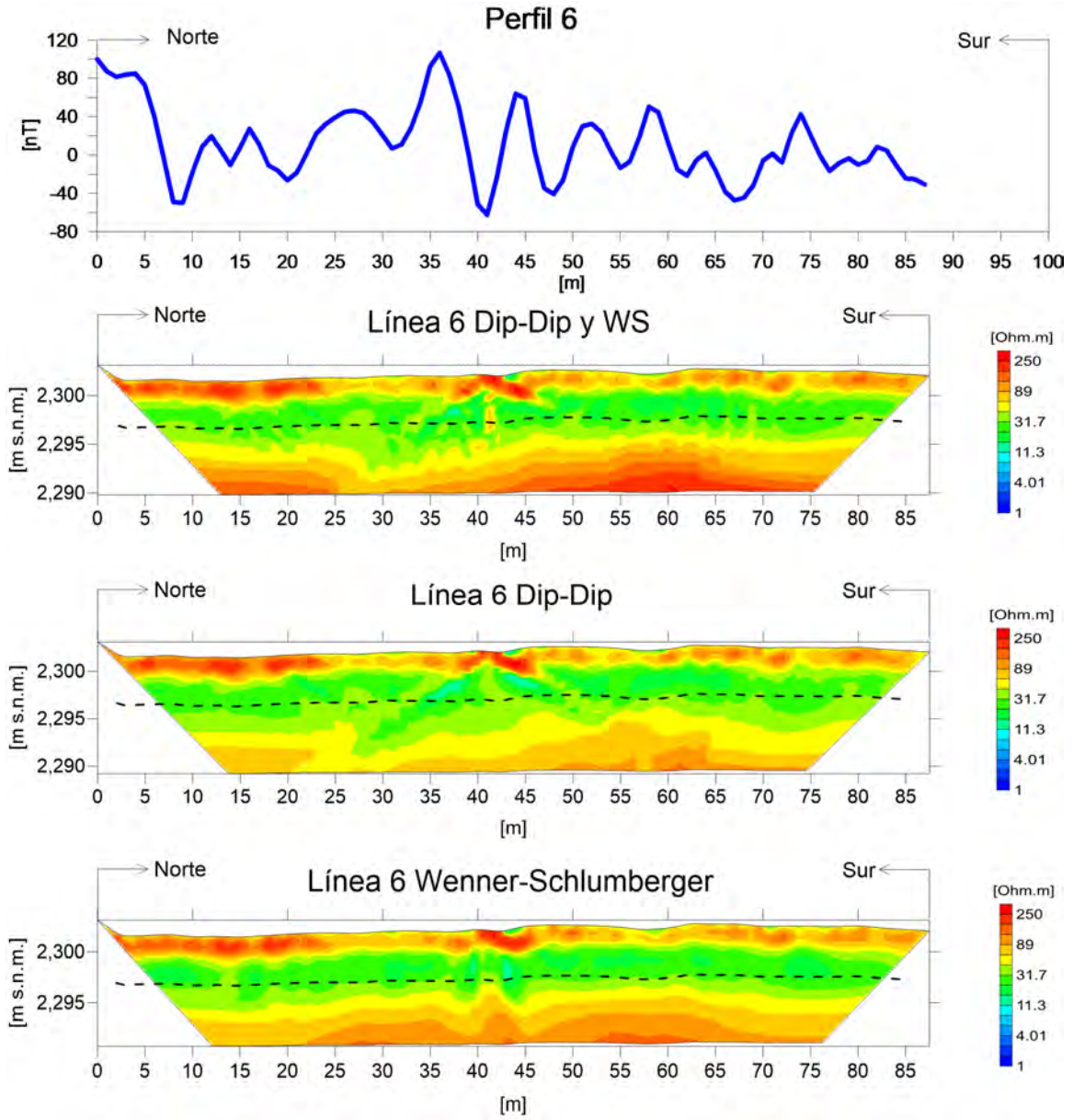


Figura 6.6: Perfil 6 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

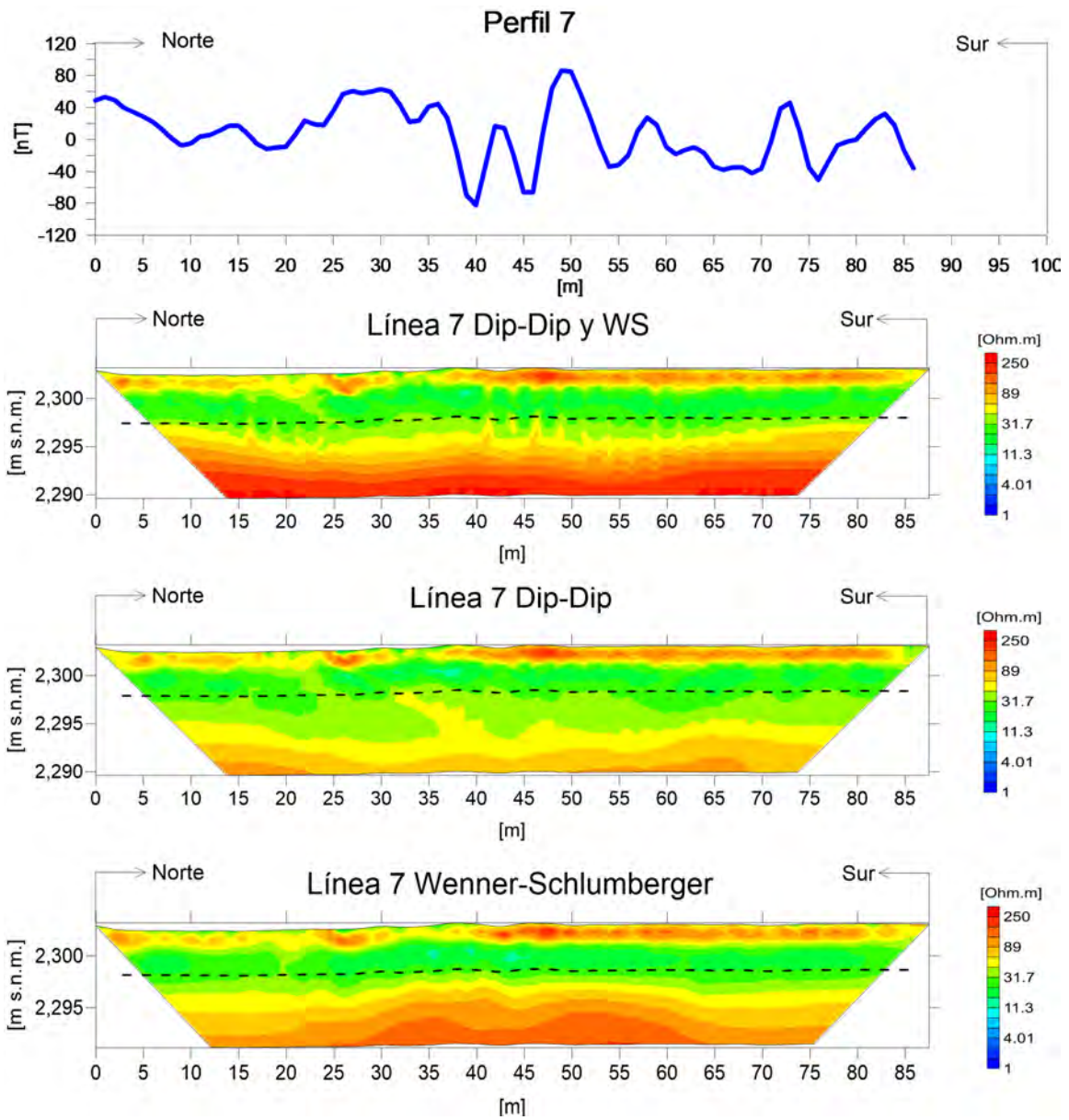


Figura 6.7: Perfil 7 de magnetometría e inversiones de TRE 2D con los arreglos de manera individual y en conjunto. Las flechas indican la orientación del estudio.

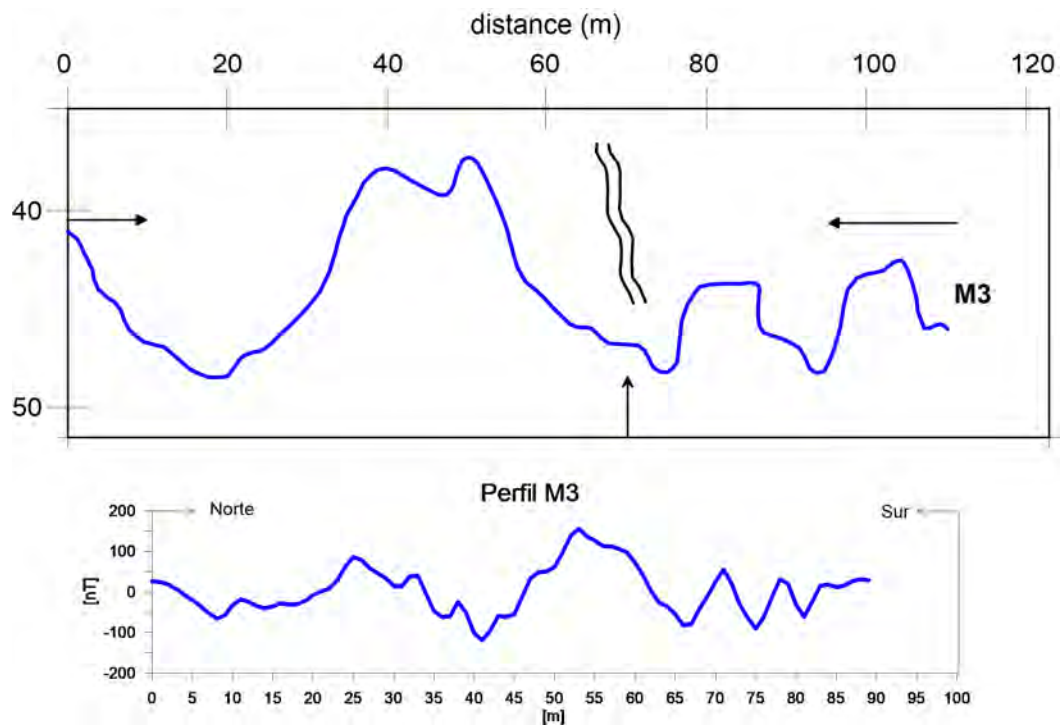


Figura 6.8: La imagen superior es el Perfil M3 de Barba P. *et al.* (1990), la inferior se obtuvo de la malla magnética del presente estudio mediante el software Oasis Montaj Geosoft (2007), cabe resaltar que éste último fue Reducido al Polo. Las flechas indican la orientación del estudio.

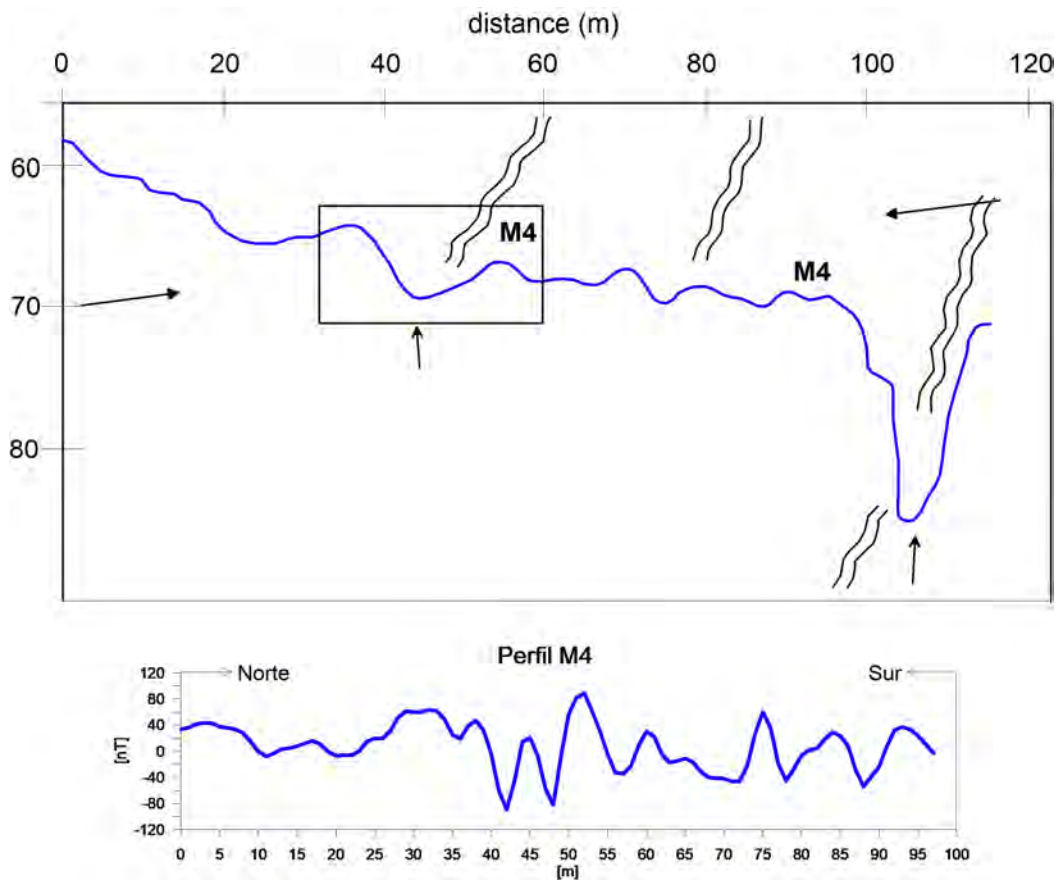


Figura 6.9: La imagen superior es el Perfil M4 de Barba P. *et al.* (1990), la inferior se obtuvo de la malla magnética del presente estudio mediante el software Oasis Montaj Geosoft (2007), cabe resaltar que éste último fue Reducido al Polo. Las flechas indican la orientación del estudio.

Bibliografía

- AGI (2014a). *Instruction Manual for EarthImager 2D*. Austin, Texas, Estados Unidos.
- AGI (2014b). *Instruction Manual for EarthImager 3D*. Austin, Texas, Estados Unidos.
- Argote, D. L., Tejero-Andrade, A., Cárdenas-Soto, M., Cifuentes-Nava, G., Chávez, R. E., Hernández-Quintero, E., García-Serrano, A., y Ortega, V. (2020). Designing the underworld in Teotihuacan: Cave detection beneath the moon pyramid by ERT and ANT surveys. *Journal of Archaeological Science*, 118.
- Arzate, J. A., Flores, L., Chávez, R., Barba, L., y Manzanilla, L. (1990). Magnetic Prospecting for Tunnels and Caves in Teotihuacan, México. *Geotechnical and environmental geophysics*, 3:155–162.
- Baranov, V. (1957). A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, 22(2):359–383.
- Barba P., L. A. (1995). *El impacto humano en la paleogeografía de Teotihuacan*. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Barba P., L. A. y Córdova F., J. L. (2010). *Materiales y Energía en la Arquitectura de Teotihuacán*. Instituto de Investigaciones Antropológicas, México, 1a edición.
- Barba P., L. A., Manzanilla, L., Chávez, R., Flores, L., y Arzate, A. J. (1990). Caves and tunnels at Teotihuacan, Mexico; A geological phenomenon of archaeological interest. *Archaeological Geology of North America*, pp. 431–438.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Nueva York, Estados Unidos.
- Breiner, S. (1999). *Application manual for portable magnetometers*. Sunnyvale, Estados Unidos.
- Butler, D. (2005). *Near-surface geophysics*, volumen 34. Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma, Estados Unidos.
- Campana, S., Piro, S., Schmidt, A., Tsokas, G., Tsourlos, P., Papadopoulos, N., Dabas, M., Becker, H., Powlesland, D., Watters, M., Gaffney, C., Hese, A., Tabbagh, A., Goodman, D., Conyers, L., Nishimura, Y., Himmler, T., Nicolosi, I., Vaccaro, E., y Ghisleni, M. (2008). *Seeing the Unseen: Geophysics and Landscape Archaeology*. CRC Press, Londres, Reino Unido, 1a edición.

- Chávez, R. E., Cámara, M. E., Tejero, A., Barba, L., y Manzanilla, L. (2001). Site characterization by geophysical methods in the archaeological zone of Teotihuacan, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 28(12):1265–1276.
- Chávez, R. E., Manzanilla, L., Peralta, N., Tejero, T., Cifuentes, G., y Barba P., L. (1994). Estudio magnético y de resistividad en los alrededores de la Pirámide del Sol, Teotihuacán, México. *Geofísica Internacional*, 33(2):243–255.
- Chávez, R. E., Tejero-Andrade, A., Cifuentes, G., Argote-Espino, D. L., y Hernández-Quintero, E. (2018). Karst Detection Beneath the Pyramid of El Castillo, Chichen Itza, Mexico, by Non-Invasive ERT-3D Methods. *Scientific Reports*, 8(1):1–9.
- Cifuentes-Nava, G., Cabrer-Torres, R., Tejero-Andrade, A., Hernández-Quintero, E., García-Serrano, A., Chávez-Segura, R., Goguitchaichvili, A., y Cervantes-Solano, M. (2017). Tomografía de resistividad eléctrica 3D en la catedral de morelia, México. *Arqueología Iberoamericana*, 36(November):29–35.
- Geometrics (1996). *G-858 Magmapper: Operation manual*. Sunnyvale, Estados Unidos.
- Geometrics (2017). *MagMap User Guide*. Technical report, Geometrics, California, Estados Unidos.
- Geosoft (2007). *montaj MAGMAP Filtering, 2D Frequency Domain Processing of Potential Field Data Extension for Oasis montaj 6.4 TUTORIAL*. Geosoft Inc., Ontario, Canadá.
- Golden Software (2012). *Voxler 3 Full User's Guide*.
- Golden Software (2015). *Surfer 13 Full User's Guide*. Technical report, Golden Software, Colorado, Estados Unidos.
- Heyden, D. (1975). An Interpretation of the Cave underneath the Pyramid of the Sun in Teotihuacan, Mexico. *American Antiquity*, 40(2):131–147.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., y Saad, A. H. (2010). *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*.
- IRIS Instruments (2012). *Syscal 2-Channel Multi-Electrode Resistivity-meters*. Technical report, IRIS Instrument.
- Lanza, R. y Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetic Field An Introduction for Geologists*. Springer, Alemania.
- Loke, M. H. (2001). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*.
- Loke, M. H. (2004). *Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Número July.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Nueva York, Estados Unidos, segunda ed edición.

- Manzanilla, L., Barba, L., Chávez, R., Arzate, J., y Flores, L. (1989). El inframundo de Teotihuacan. Geofísica y arqueología. *Ciencia y desarrollo*, XV(85):21–35.
- Manzanilla, L., Barba, L., Chávez, R., Tejero, A., Cifuentes, G., y Peralta, N. (1994). Caves and Geophysics: an Approximation To the Underworld of Teotihuacan, Mexico. *Archaeometry*, 36(1):141–157.
- Matos M., E. A., Florencia, M., Sáenz, C. A., García M., R., Marquina, I., Acosta, J. R., López, S., Lagunas R., Z., Serrano, C., Garza T., S., Schöndube B., O., Oliveros, J. A., y Braniff, B. (1975). *Los pueblos y señoríos teocráticos. El periodo de las ciudades urbanas. Primera parte*. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1a edición.
- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Elsevier, Palisades, Nueva York.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics*. John Wiley & Sons, Londres, Reino Unido, 3a edición.
- Mooser, F. (1968). Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacán. *Materiales para la arqueología de Teotihuacán*, 28(17):29–37.
- Moragas, N. (1997). *Dinámica del cambio cultural en Teotihuacan durante el Epiclásico (650-900 dC)*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona.
- Muniz Barreto, L. (1997). *El Geomagnetismo*. Plaza y Valdés Editores, Ciudad de México, México.
- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., Lafehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., y Ruder, M. E. (2005). 75th Anniversary The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6):33ND–61ND.
- Nettleton, L. (1954). Regionals, Residuals, and Structures. *A Journal of General and Applied Geophysics*, XIX:1–22.
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en corriente continua*. Paraninfo, Madrid, España.
- PENTAX (2010). G3100-R1 Instruction Manual. Technical report, PENTAX, Saitama, Japón.
- Reynolds, J. M. (1998). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Londres, Reino Unido.
- Telford W.M, Geldart L.P, S. R. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge University Press, Nueva York, Estados Unidos, segunda edición.
- Weymouth, J. W. y Huggins, R. (1985). Geophysical Surveying of Archaeological Sites. *Archaeological Geology*, Chapter 8:—.
- Yang, X. y Lagmanson, M. (2006). Comparison of 2D and 3D electrical resistivity imaging methods. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 1:585–594.