



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Integración de técnicas en geofísica somera aplicadas para la optimización de la interpretación en arqueología.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(Exploración, Aguas Subterráneas, Modelación y Percepción Remota):

P R E S E N T A:

W A L T E R A N T O N I O F L O R E S G A R C Í A

Director de Tesis:

M. en C. Juan Esteban Hernández Quintero  
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

diciembre 2017



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **AGRADECIMIENTOS**

Un agradecimiento especial a mi padre y madre por su apoyo incondicional.

A mi asesor de Tesis al M. en C. Juan Esteban Hernández Quintero, por realizar conmigo este tema de tesis como también por su dedicación, paciencia y valiosos consejos para el desarrollo de este trabajo.

A la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo por sus comentarios, apoyo y calidez humana en la realización de este trabajo durante mi estadía en la maestría.

A el Dr. Rene Chávez Segura por orientarme en el desarrollo de este trabajo como su atención y tiempo en la revisión de los procesos.

A las Doctoras: Denisse Lorenia Argote Espino y a Ana María Soler Arechalde por sus comentarios y sugerencias para la finalización de este trabajo.

A los ingenieros Juan Pablo Aguirre Díaz y Sandra Esteves Robles por orientarme al inicio y desarrollo de este trabajo como también el facilitarme conceptos de las técnicas aquí mostradas ya que sin ellos no sería posible concluir este trabajo.

A mi amigo y Lic. Ricardo Said Zacarías Ramírez por ser mi guía en conceptos de los SIG como también agradezco esa calidez humana que lo caracteriza para apoyarme con consejos en este trabajo.

A la Facultad de Ingeniería y su equipo de trabajo por facilitarme material como instrumentación geofísica en la adquisición de datos eléctricos y magnéticos.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, principalmente al Instituto de Geofísica por ser parte de mi formación durante el período de Maestría.

Al equipo de trabajo del Centro de Evaluación de Riesgos Geológicos (CERG), por su apoyo y permitirme seguir formándome como profesional.

Al CONACyT debido a que este trabajo fue posible, en gran medida, a su apoyo financiado.

## TABLA DE CONTENIDO

Índice de Figuras .....	4
Índice de Tablas .....	6
Resumen.....	7
Introducción.....	11
CAPÍTULO 1: MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SOMERA APLICADOS EN ARQUEOLOGÍA.....	13
Variables a considerar de la geofísica arqueológica .....	14
Integración de las técnicas geofísicas para la exploración somera. ....	15
CAPÍTULO 2: DESCRIPCIÓN DEL PROCESAMIENTO CONVENCIONAL EN LAS TÉCNICAS DE LA EXPLORACIÓN SOMERA. ....	19
2.1    El método magnético y su uso en geofísica somera.....	19
El procesamiento de los datos magnéticos en exploración geofísica somera.....	23
La deconvolución de Euler aplicada a la exploración arqueológica. Método de posprocesado. ....	31
Prospección magnética aplicada a la arqueología (Casos de estudio) .....	34
2.2    Métodos electromagnéticos y su uso en geofísica somera. ....	37
Procesamiento de los datos de GPR.....	43
La transformada corta de Fourier (STFT) aplicada a la prospección arqueológica. Método de posprocesado...48	
Prospección electromagnética mediante GPR aplicada a la arqueología (casos de estudio) .....	50
2.3    Métodos eléctricos de prospección y su uso en geofísica somera. ....	54
Procesamiento de Tomografía de Resistividad Eléctrica .....	58
Tomografía de Resistividad Eléctrica aplicada a la arqueología (casos de estudio).....	60
CAPÍTULO 3: ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA. ....	65
Contexto arqueológico. ....	65
Contexto geológico.....	67
Marco geomorfológico.....	68
Logística de campo.....	69
Metodología .....	72
Formato de datos para la integración de resultados en los SIG.....	80
CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	87
Integración y Pos-procesado de los Datos Geofísicos. ....	87
Estimación de la profundidad mediante la Deconvolución de Euler. ....	91
Prospección mediante GPR en Xalasco, Tlaxcala.....	98
Discusión de resultados .....	104
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES.....	105
REFERENCIAS.....	107

## Índice de Figuras

Figura 2.1	Definición de los elementos geomagnéticos. (Modificado de Lowrie, 2007) .....	22
Figura 2.2	Relación del mismo objeto entre el campo observado, reducción al polo y pseudo gravedad (Manual de usuario de software Magpick, 2009). .....	25
Figura 2.3	Anomalía de campo total, horizontal y vertical para 90° de inclinación magnética de una esfera uniformemente magnetizada. ....	32
Figura 2.4	Modelo sintético de la esfera propuesta en el que se ejemplifica la contibución de la componente Vertical, Horizontal y el Campo Total magnético. ....	34
Figura 2.5	Mapa magnético. Intervalo de contorno 20 nT.....	35
Figura 2.6	Mapa magnético sobre hornos en Crawcwellt. Intervalo de contorno 10 y 100 nT. (Dibujo de Bruce W. Bevan en 2003).....	36
Figura 2.7	Mapa en relieve de sombras del gradiente vertical del campo magnético con coordenadas arbitrarias, Loma Alta, Michoacán (Hesse et al., 1997). ....	37
Figura 2.8	Tipos de ondas asociados a un perfil CMP (Tomada de Russian, 2006). ....	42
Figura 2.9	Concepto de ganancia variable en el tiempo donde la amplificación de la señal varía con el tiempo. 47	
Figura 2.10	Radargrama representativo al estudio realizado en la catedral de Dinamarca (Tomado de Annan, 2003). 51	
Figura 2.11	Plano arquitectónico de la iglesia actual (línea continua) y posición probable de las paredes de la nave SW (línea discontinua), (Chávez et al., 2004). ....	52
Figura 2.12	Radargramas obtenidos en la zona de estudio. Se enmarcan en círculos punteados las anomalías más importantes detectadas por el radar (Chávez et al., 2004). ....	53
Figura 2.13	Esquema del funcionamiento de la tomografía eléctrica en 2D. $C1$ y $C2$ corresponden a los electrodos de corriente, $P1$ y $P2$ a los electrodos de potencial, $a$ es la distancia entre electrodos y $n$ es el nivel de profundidad o lo que es el radio de la distancia entre los electrodos de potencial y los de corriente (Loke and Barker, 1995). ....	57
Figura 2.14	Disposición de los electrodos en el arreglo Wenner-Schlumberger.....	58
Figura 2.15	(a) Campo de batalla de la Segunda Guerra Mundial, Pointe du Hoc, Francia. (b) La adquisición de datos de resistividad que pasa cerca de una fortificación alemana histórica. (c) Sección de resistividad que muestra las características naturales y culturales del subsuelo. Las etiquetas A-E descritas en el texto (Everett et al., 2013). 62	
Figura 2.16	Levantamiento de datos con Tomografía Eléctrica y disposición del dispositivo usado.....	63
Figura 2.17	Perfiles de Tomografía Eléctrica en Santa Ana Tlacotenco. ....	64
Figura 3.1	Localización del municipio de Altzayanca en la República Mexicana. ....	67
Figura 3.2	Mapa geológico general de Tlaxcala. Fuente: INEGI, Continuo Nacional del Conjunto de Datos Geográficos de la Carta Geológica, 1:250 000, serie 1.....	68
Figura 3.3	Localización del mallado magnético (puntos en azul) y los dos tendidos perpendiculares de Tomografía Eléctrica (línea discontinua en rosa).....	69
Figura 3.4	La consola y el sensor del equipo GSM-19T utilizado para la base magnética.....	70
Figura 3.5	La consola y el sensor del equipo GSM-19TW.....	71
Figura 3.6	Consola SYSCAL Pro Switch (Iris Instruments). ....	72
	Correcciones y pre-proceado de datos magnéticos. ....	72
Figura 3.7	Diagrama de flujo del tratado de los datos magnéticos terrestres que separa a las correcciones y al procesado. El pre-proceso contempla las correcciones que eliminan efectos ajenos a la geología. El pos-proceso contempla los productos que pueden obtenerse del tratado de los datos y está en función de los objetivos de este trabajo. ....	73
Figura 3.8	Mapa de Anomalía de Campo Total. ....	74

Figura 3.9	Mapa de Anomalía Reducida al Polo. ....	75
Figura 3.10	Mapa de Gradiente Vertical .....	76
Figura 3.11	Mapa de Gradiente Horizontal.....	77
Inversión de datos de TRE.....		77
Figura 3.12	Sección 1 SW-NE de Tomografía Eléctrica (Datos Observados, Datos Calculados y Modelo Invertido con corrección topográfica).....	78
Figura 3.13	Sección 2 NW-SE de Tomografía Eléctrica (Datos Observados, Datos Calculados y Modelo Invertido). 79	
Figura 3.14	Distribución de datos del residual magnético.....	81
Figura 3.15	Recta de Distribución normal estándar de datos del Residual Magnético.....	82
Figura 3.16	Líneas de tendencia de los datos del Residual Magnético. ....	82
Figura 3.17	Mapa de la Interpolación del Campo Total Magnético. ....	83
Figura 3.18	Comparación de errores de los datos observados y los predichos para Magnetometría.....	83
Figura 3.19	Distribución de datos de la Tomografía Eléctrica. ....	85
Figura 3.20	Recta de Distribución normal estándar <i>de las dos secciones de Tomografía Eléctrica</i> .....	85
Figura 3.21	Tendencia de los datos de las dos secciones de Tomografía Eléctrica. ....	85
Figura 3.22	Mapa de la Interpolación de las dos secciones de Tomografía Eléctrica.....	86
Figura 3.23	Comparación de errores de los datos observados y los predichos para Tomografía Eléctrica....	86
Figura 4.1	Mapa de la Reclasificación de datos magnéticos. Los valores de mayor interés magnético se encuentran entre -171.23522 y -40 con un peso mayor.....	88
Figura 4.2	Mapa de la Reclasificación de Tomografía Eléctrica. Los valores de mayor interés de resistividad eléctrica se encuentran entre 38.8 y 61 ohm/m con un peso mayor.....	89
Figura 4.3	Suma de álgebra de mapas de las variables geofísicas para encontrar áreas de interés arqueológico. 90	
Figura 4.4	Mapa del gradiente vertical en el que se muestran las anomalías magnéticas de interés sobre las cuales se realizará el cálculo de la EDE. ....	92
Figura 4.5	Perfil de anomalía A (ver localización en la Figura 4.4).....	93
Figura 4.6	Inversión de datos magnéticos de la anomalía A. ....	93
Figura 4.7	Resultados de la Deconvolución de Euler (EDE) en la anomalía. Ventana superior: la línea negra representa a los datos originales (resultado de la inversión), sobre este se realizó el cálculo. Roja discontinua es la reducción al polo. Ventana Central: línea negra es el gradiente horizontal, línea discontinua roja es el gradiente vertical. Ventana inferior: Soluciones obtenidas a partir de los datos originales. Los símbolos representan al índice estructural. ....	95
Figura 4.8	Perfil de anomalía B. (ver localización en la Figura 4.4).....	95
Figura 4.9	Inversión de datos magnéticos de la anomalía B.....	96
Figura 4.10	Resultados de la Deconvolución de Euler (EDE) en la anomalía B.....	97
Figura 4.11	Diagrama de flujo en el procesado de radargramas.....	98
Figura 4.12	Datos y procesamiento de CMP que indican la velocidad en m ns <sup>-1</sup> de lado izquierdo, los datos adquiridos en la parte central de la imagen y los datos procesados en la parte derecha de la imagen.....	99
Figura 4.13	Localización y trayectorias de los perfiles 2D A, B, C y D de GPR en el montículo.....	99
Figura 4.14	Perfiles 2D (A, B, C y D) de GPR correlacionados con el perfil de CMP. Realizados en un montículo de restos arqueológicos en una zona de cultivo de Tlaxcala, adquiridos con antena de 270 MHz. Se identificaron con líneas punteadas en rojo los límites geológicos, los círculos amarillos representan algunas de las anomalías más representativas de los radargramas, mientras que las flechas en azul representan a las trazas que se analizaron en los espectrogramas.....	101
Figura 4.15	Análisis espectral de 4 trazas representativas de los perfiles A, B, C y D obtenido por medio de la transformada corta de Fourier. En ella se pueden ver los términos de interferencia identificados con	

círculos negros. Las figuras se dividieron por perfiles, la primera ventana representa a la traza individual en tiempo (*A-scan*) vs amplitud, la segunda ventana es dicha traza en tiempo-frecuencia-amplitud y finalmente la tercera ventana indica el radargrama de origen..... 103

## Índice de Tablas

Tabla 2.1	Tabla que muestra los índices estructurales propuestos por (Thompson, 1982) para cuerpos simples.	29
Tabla 2.2	Tabla de los parámetros del modelo sintético. ....	33
Tabla 3.1	Especificaciones del Magnetómetro para la base magnética GSM-19T y para el Gradiómetro GSM-19TG	70
Tabla 3.2	Especificaciones de la consola SYSCAL Pro Switch. ....	72
Tabla 3.3	Distribución de datos del Residual Magnético (Izquierda) y Estadística descriptiva (derecha). ....	81
Tabla 3.4	Distribución de los datos de la población y de interés del residual magnético.....	81
Tabla 3.5	Distribución de datos de la Tomografía Eléctrica (Izquierda) y Estadística descriptiva (derecha).	84
Tabla 3.6	Distribución de los datos de la población y de interés de la Tomografía Eléctrica. ....	84
Tabla 4.1	Pesos establecidos para los valores de residual magnético y la Tomografía Eléctrica.....	89

## Resumen

En este trabajo se analizaron tres métodos geofísicos someros, que comúnmente en la literatura de la exploración arqueológica, suelen emplearse de manera individual.

La aplicación de este trabajo se localizó en la zona arqueológica de Xalasco, Tlaxcala, en esta zona se han encontrado evidencias que corresponden a un sitio arqueológico con ocupación humana durante el periodo Clásico mesoamericano (200 a 700 d.C.), con una base poblacional local del área poblano-tlaxcalteca y otra claramente con influencia teotihuacana, manifestando ciertas relaciones con el sur de Puebla y la costa del Golfo.

Debido a que la orientación arquitectónica de las estructuras era similar a la existente en Teotihuacán, así como por la presencia de obsidiana de Sierra de las Navajas, cerámica utilitaria y ritual importada de la gran urbe, se ha considerado que Xalasco estuvo habitado por gente procedente o relacionada directamente con la sociedad teotihuacana de ese tiempo (Manzanilla et al., 2011). Los rasgos que fueron posibles de observar en campo se dirigen a un montículo antropogénico localizado en la parte central de un polígono ocupado para el uso agrícola, además de esto también se identificaron muestras físicas tales como puntas de flecha de obsidiana, bloques de piedra tallados por el hombre y restos de cerámica.

Como parte del desarrollo metodológico de este trabajo se propone que mediante un adecuado abanico de técnicas de adquisición de datos en el campo (etapa exploratoria); así como en las etapas subsecuentes de corrección; filtrado y/o realce de la información geofísica, es posible mejorar sustancialmente la interpretación de los resultados que mediante técnicas tradicionales e independientes no es aprovechada adecuadamente.

Por lo que fue necesario establecer un análisis de variables físicas con el fin de obtener un mejor conocimiento de la zona, esto mediante herramientas de los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Dicho análisis permitió construir capas de información para localizar zonas anómalas de interés con datos de magnetometría y tomografía eléctrica resistiva (TRE) empleando Álgebra de mapas.

Este análisis creó una guía regional para analizar zonas de interés y a partir de él se emplearon técnicas de mayor resolución, como es el caso del Ground Penetrating Radar (GPR

por sus siglas en inglés), interpretando secciones en el dominio espacio-tiempo y en el régimen de la frecuencia mediante espectrogramas para localizar la ubicación de las fuentes.

Posteriormente se creó el modelado directo de una anomalía de particular interés de una esfera enterrada como modelo sintético y a partir de dos secciones se realizó inversión de Mínimos Cuadrados para estimar parámetros como la posición en la vertical, horizontal y la susceptibilidad magnética de la fuente para ambas secciones. Finalmente, ambas anomalías formarán parte del cálculo de la Deconvolución de Euler (DE).

En base a la metodología y a los resultados obtenidos en este trabajo a través de las herramientas de los SIG's, de la DE y del cálculo de los espectrogramas, los arqueólogos pueden tomar como premisa la importancia de integrar un amplio abanico de técnicas indirectas para estimar de mejor manera la existencia y localización espacial de fuentes relacionadas a la Arqueología.

## **Abstract**

In this work three methods of shallow geophysics, commonly in the archaeological exploration literature, are usually analyzed individually.

The application of this work was located in the archaeological zone of Xalasco, Tlaxcala. In this zone, evidence has been found that correspond to an archaeological site with human occupation during the Mesoamerican classic period (200 to 700 d. C.), with a local population base of Puebla-Tlaxcalteca area and another clearly Teotihuacan influence, manifesting certain relations with the south of Puebla and the Gulf coast. Because the architectural orientation of the structures was similar to that existing in Teotihuacan, as well as the presence of obsidian of Sierra de Las Navajas, utilitarian ceramics and ritual imported from the big city, it was considered that Xalasco was inhabited by people from or directly related to the Teotihuacan society of that time (Manzanilla et al., 2011). Traits that were possible to observe in the field are directed to an anthropogenic mound located in the central part of a polygon occupied for agricultural use, in addition to this also physical signs such as obsidian arrowheads, stone blocks carved by man and ceramic remains.

As part of the methodological development of this work, it is proposed that through an adequate range of data acquisition techniques in the field (exploratory stage); as well as in the subsequent stages of correction; filtering and / or enhancement of the geophysical information, it is possible to substantially improve the interpretation of the results that are not properly exploited by traditional and independent techniques.

Therefore, it was necessary to establish an analysis of physical variables in order to obtain a better knowledge of the area, using tools from the Geographic Information Systems (GIS). This analysis allowed to construct layers of information to locate anomalous areas of interest with data from Magnetometry and Electrical Tomography (TRE) using Algebra of maps. This analysis created a regional guide to analyze areas of interest, using higher resolution techniques as in the case of the Ground Penetrating Radar (GPR for its acronym in English), interpreting sections in the space-time domain and the frequency regime using spectrograms to locate the locations of the sources.

Subsequently, the direct modeling of a particular interest anomaly of a buried sphere as a synthetic model was created and from two sections we invested Least Squares to estimate parameters such as position in the vertical, horizontal and magnetic susceptibility of the source for both sections. Finally, both anomalies will form part of the calculation of the Euler Deconvolution (DE).

Based on the methodology and results obtained in this work through the tools of GIS, DE and the calculation of spectrograms, archaeologists can take as premise the importance of integrating a wide range of indirect techniques to estimate better way the existence and spatial location of sources related to Archeology.

## Introducción

Mediante las técnicas indirectas que brindan los métodos geofísicos, es posible el estudio de zonas de interés mediante la identificación y delimitación de estructuras localizadas en estratos someros del subsuelo. La aplicación de la geofísica en la arqueología, nos permite estudiar distintas propiedades y parámetros físicos como la susceptibilidad magnética, la densidad, velocidad de la onda electromagnética, resistividad, entre otras, mediante el reconocimiento de contrastes de parámetros entre el medio encajonante y el objetivo a localizar.

Dado que los objetivos de la arqueología son considerados de carácter somero, es decir, situados a profundidades variables desde algunos centímetros hasta unos escasos metros, este tipo de mediciones indirectas son muy utilizadas en el ámbito ya mencionado. En este trabajo se propone el análisis de tratamientos de señales en el dominio temporal o espacial para tener un realce de la información en el procesado, para posteriormente integrarlos en el pos-proceso, contextualizando la zona de estudio y su entorno geológico aplicado al ejemplo de Xalasco ubicado en el municipio de Alzayanca, Tlaxcala.

Aplicando un conjunto de filtros en el procesado es posible identificar características espacio-temporales locales, así como distinguir rasgos en diferentes escalas (Tzanis, 2013).

Adicionalmente al análisis de características espacio-temporales, se propone como una alternativa de interpretación, trabajar en el dominio de frecuencia que nos revele otros aspectos de las ondas como la magnitud de cambio de los componentes de la señal en una escala temporal o espacial, esto con la idea de obtener una mayor información en la interpretación, gracias a las representaciones Tiempo-Frecuencia.

Durante el desarrollo de este trabajo se realizaron distintos procesos con el fin de residualizar y acentuar zonas en las que existen contrastes de manera puntual, entre ellas las de carácter geológico (como es el caso de contactos o límites geológicos) y también anomalías que podrían relacionarse con objetos o artefactos que distan con el medio, las cuales son afines a la exploración arqueológica. Por lo tanto, pueden existir múltiples orígenes para una misma anomalía (principio de no unicidad), por lo que es recomendable aplicar más de una técnica de prospección e integrar toda la información disponible con el propósito de disminuir las incertidumbres en la interpretación de los datos (Pueyo et al., 2007).

El objetivo general del trabajo pretende analizar y evaluar mediante los Sistemas de Información Geográfica (SIG) la ubicación espacial de zonas anómalas de interés mediante álgebra de mapas tomando como base la interpretación de información magnetométrica de campo total y de TRE. A partir de esta guía regional con ayuda de métodos geofísicos más resolutivos se desea obtener una mejor resolución local sobre el mapa regional. Para mejorar la interpretación y la integración de métodos geofísicos, con ayuda del GPR, se espera identificar posibles fuentes anómalas mediante trayectorias en espacio-tiempo como también barridos en tiempo-frecuencia de las trazas con rasgos de interés arqueológico.

La hipótesis de este trabajo consiste en demostrar que mediante un adecuado abanico de técnicas de adquisición de datos en el campo (etapa exploratoria); así como en las etapas subsecuentes de corrección; filtrado y/o realce de la información geofísica, es posible mejorar sustancialmente los resultados que mediante técnicas tradicionales no son aprovechadas adecuadamente.

Usando un cuidadoso análisis que brindan las técnicas estadísticas que ofrecen los (SIG) y combinándolos con los análisis habituales utilizados en la disciplina (análisis espectral, Deconvolución de Euler, entre otros), se aplican en un estudio específico en arqueología.

## **CAPÍTULO 1: MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SOMERA APLICADOS EN ARQUEOLOGÍA**

Los métodos geofísicos fueron desarrollados inicialmente para la investigación de rasgos geológicos de interés, pero durante los últimos años se han vuelto cada vez más importantes para la prospección arqueológica. Es en 1946 cuando Atkinson, en Inglaterra, y H. De Terra, en México, realizan los primeros ensayos de medidas en superficie (Hesse, 1966), sin embargo, es una decena de años más tarde cuando los métodos geofísicos adquieren un nuevo desarrollo en los laboratorios de varios países europeos, siendo el método eléctrico y el magnético los más utilizados. Por lo que surge la inquietud entre algunos geofísicos de adecuar los métodos convencionales de prospección para aplicarlos a estas investigaciones a pequeña escala, es decir, estructuras enterradas a poca profundidad y de pequeñas dimensiones. Por otra parte, y a la vista de los resultados obtenidos por los geofísicos, son muchos los arqueólogos que solicitan la realización de estudios geofísicos en sus yacimientos a fin de enfocar y optimizar su tiempo y dinero, pues pueden direccionar desde el primer momento la excavación a las zonas de interés detectadas por los geofísicos. Durante la década de los 80 se realizaron estudios tanto en lugares situados en campo abierto, como en zonas urbanas y en el interior de edificios (Cámara, 1989).

Con el mejoramiento de los instrumentos geofísicos y los métodos de aplicación, junto con el tratamiento e interpretación de datos informáticos, han permitido en muchos casos el estudio y la medición de contrastes subterráneos atribuibles a actividades históricas y prehistóricas relacionadas con el hombre con gran precisión y velocidad, evitando así cualquier destrucción.

Debido a la nueva e interesante vertiente de la prospección somera que propicia la arqueología y sus múltiples adelantos tecnológicos, han puesto al servicio de las investigaciones históricas, desarrollos científicos que han dado lugar a novedosos procedimientos y metodologías de gran utilidad a la hora de documentar hallazgos arqueológicos. Instrumentos y metodologías que, tradicionalmente, se relacionaban con otros campos de estudio, como la Informática, la Geología, la Física o la ingeniería Civil –por mencionar algunas de las disciplinas más conocidas–, y que hoy en día se han convertido en un conjunto de integración de herramientas imprescindible para un análisis de exploración arqueológico.

Una de las premisas que debe seguirse en la prospección de sitios arqueológicos es, dentro de lo posible, la no invasión de zonas de patrimonio, dicha premisa continúa siendo uno de los pilares fundamentales de la exploración indirecta de la Arqueología.

De este modo, y gracias a la renovación periódica de la disciplina, las técnicas no invasivas se han convertido en una de las principales herramientas de la arqueología contemporánea, permitiendo la caracterización de materiales y restos patrimoniales de interés histórico-arqueológico y, entre otras, resumir la información para delimitar futuras zonas y sitios puntuales de excavación o muestreo directo.

## **Variables a considerar de la geofísica arqueológica**

La prospección geofísica consiste en el conjunto de técnicas que miden en la superficie del terreno una amplia gama de propiedades físicas de los materiales del subsuelo. Casi todas las técnicas usadas en aplicaciones arqueológicas y paleontológicas se derivan de la geofísica de exploración a gran escala, y cómo se ha realizado contemporáneamente, en algunos casos han sido modificadas radicalmente para adecuarlas a tipo de estudios de exploración de restos fósiles. Sin embargo, de la distinta variedad de técnicas experimentadas en las geociencias, sólo algunas han tenido éxito rotundo para aplicaciones a pequeña escala, destacando el gradiente magnético, la susceptibilidad magnética, algunas configuraciones eléctricas y principalmente el GPR (Blancas et al., 2015).

Un requisito importante para obtener buenos resultados con las técnicas geofísicas es la presencia de diferencias o contrastes que se puedan medir entre las propiedades físicas de un elemento arqueológico y los sedimentos circundantes. En el caso de estudios paleontológicos se aprovecha el contraste de propiedades entre los restos óseos fosilizados y el contexto, lo que permite localizar los restos enterrados.

Los aspectos a valorar contemplan tanto las variables teóricas de las técnicas utilizadas como también las condiciones que ejerce un conocimiento del contexto arqueológico, el análisis de distintas técnicas de prospección de contrastes en el terreno (Pueyo, et. al, 2007), es decir, valorar cuáles son los elementos arqueológicos a analizar. Estos valores, en el caso de la

búsqueda de elementos no naturales, son en muchos casos, de varios órdenes de magnitud inferiores o superiores al medio natural, esperando contrastes entre los distintos niveles arqueológicos (siendo en el caso de materiales con restos constructivos valores altamente contrastantes, mientras que los terrenos naturales son de tipo medio-alto). Es común que en varios casos de estudio sean posibles de identificar variaciones de la susceptibilidad magnética entre elementos cerámicos y el terreno natural. Por lo tanto, además de las propiedades geofísicas intrínsecas del elemento a analizar, también debe valorarse el contraste con el medio en el que se encuentra el objetivo.

Por otro lado, existen sitios que presentan una serie de limitaciones a la hora de llevar a cabo la investigación geofísica, como son: el trazado urbanístico de la zona, que influye en la elección de la dirección el tamaño de los perfiles; la red subterránea de alcantarillado, que puede enmascarar la anomalía producida por estructuras de interés e incluso impedir la realización de medidas; o la existencia de instalación eléctrica, que condiciona la elección del método geofísico a utilizar. Estas son distintas limitaciones que se presentan en la realización de estudios geofísicos en zonas urbanas o en interiores de edificaciones. Dado que la prospección eléctrica es el método que permite obtener un mayor rendimiento en la investigación urbana, se debe tomar en cuenta el impedimento de introducir los electrodos convencionales en el terreno. Una posibilidad para superar este problema es utilizar, por ejemplo, *electrodos blandos* (Cámara, 1989), que se sitúan directamente en la superficie sin necesidad de perforarla. O bien técnicas de Tomografía Eléctrica 3-D, desarrolladas por (Tejero et al., 2015). También es posible encontrar limitaciones de prospección en zonas que impidan el transporte o acople de los equipos como es el caso de realizar levantamientos en zonas de cultivo en medios rurales.

## **Integración de las técnicas geofísicas para la exploración somera.**

En algunos casos de estudio aplicados a la arqueología es posible observar que los autores, en su mayoría, realizaron investigaciones en donde los datos son interpretados como imágenes en formato ráster, obteniendo interpretaciones de carácter cualitativo, quedando un poco ambiguo el flujo de trabajo empleado para el procesamiento de datos. Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, en los últimos años ha existido un aumento de la geofísica en

la exploración arqueológica, siendo la recolección de datos magnéticos uno de los métodos más empleados e inclusive se ha podido observar la integración de técnicas geofísicas de alta resolución como el empleo de métodos electromagnéticos, eléctricos, como es el caso del *Radar de Penetración Terrestre* (GPR, por sus siglas en inglés), Polarización Inducida (IP), Tomografía Eléctrica e inclusive otro tipo de datos potenciales como es el caso de la gravimetría, entre otros.

Dados los casos en que la información disponible con anterioridad a los trabajos geofísicos sea escasa es recomendable la realización de la integración de la prospección geofísica con más de una técnica. Dependiendo de la técnica utilizada y de la propiedad analizada, pueden existir múltiples orígenes para una misma anomalía, por lo que es recomendable aplicar más de una técnica de prospección e integrar toda la información disponible con el objetivo de disminuir las incertidumbres en la interpretación de los datos (Pueyo et al., 2007).

Una de las técnicas más empleadas en la exploración arqueológica es a través de la magnetometría la cual se realiza mediante la medida de las variaciones de la intensidad del campo magnético terrestre y del gradiente vertical de campo magnético como indicadores de la variación de la susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo. El campo magnético terrestre, es un campo potencial relacionado con la geodinámica de nuestro planeta (Chapman and Furlong, 1992).

La intensidad del campo magnético terrestre depende de factores externos que conforman las variaciones a corto plazo en función del tiempo, de la geolocalización de la zona de estudio y de los tipos de materiales anómalos en el subsuelo.

Las respuestas anómalas del campo magnético ocasionadas por dichos objetos dependen principalmente de las propiedades y las respuestas de estos como su susceptibilidad magnética y de su posición, siendo mayores las anomalías de aquellos elementos localizados más próximos a la superficie que aquellos que son más profundos o que pudieran presentar mayores contrastes laterales en amplitud.

En el caso de una prospección geofísica de tipo arqueológico el objetivo es la búsqueda de elementos con alta susceptibilidad magnética en las proximidades de la superficie de estudio o los cambios de espesores de los materiales antropogénicos o en su caso el aporte de

elementos de alta susceptibilidad. En este contexto, los materiales metálicos y de origen cerámico suelen presentar anomalías bien definidas y de alto contraste (Pueyo et al., 2007).

Otra de las principales técnicas que se emplean ampliamente en la prospección somera y por lo tanto a la arqueología, es la exploración eléctrica que comúnmente es posible encontrar en la literatura bajo una gran variedad de configuraciones o arreglos en la adquisición de datos de resistividad eléctrica, lo cual nos ayuda a medir la variación de la resistividad en función de la profundidad y la variación lateral desde superficie. La prospección eléctrica aplicada al mapeo de estructuras someras, nos permite explorar zonas u objetivos con contrastes resistivos, por ejemplo, que nos de la disposición y tamaño de los distintos elementos de origen natural o cultural.

Una de las técnicas más empleadas en los reservorios históricos, es la *tomografía eléctrica* el cual es un método de resistividad multielectrónico, basado en la modelización 2-D de la resistividad del terreno mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas); con lo cual es posible obtener secciones 2D e imágenes 3D de la resistividad eléctrica del subsuelo (Tejero et al., 2015, Chávez et al., 2016)

De igual manera que con las otras técnicas, la resistividad permite identificar objetos y rasgos particulares que contrasten con las propiedades de los materiales encajonantes. Desde el punto de vista arqueológico es una técnica muy empleada en este tipo de prospección lo cual resulta ideal también para localizar vestigios arqueológicos, diques, fracturas, contaminantes, etc.

Uno de los arreglos que comúnmente se emplea en la tomografía eléctrica para la arqueología y paleontología es el dipolo-dipolo, el cual nos permite destacar variaciones laterales de resistividad debido a su alta sensibilidad y resolución. Una ventaja importante que presenta esta metodología tiene que ver con la adquisición de los datos, la cual está totalmente automatizado (Chávez et al., 2016), realizando un gran número de medidas, resultando como producto, secciones 2-D de alta resolución.

El GPR es una técnica geofísica de alta resolución que emite pulsos electromagnéticos mediante una fuente artificial, este emite pulsaciones con anchos de banda comerciales que van del orden de 10 MHz a frecuencias de hasta 2 GHz.

Es posible construir secciones bidimensionales a través del registro de las ondas electromagnéticas, siendo en principio, de manera similar a la exploración sísmológica. Dada la resolución a profundidad que esta técnica maneja, es posible mapear objetos anómalos que emitan contrastes electromagnéticos. Cuando el trazado de rayos llega a una interface contrastante entre dos materiales con propiedades electromagnéticas distintas (en función de parámetros electromagnéticos gobernados por la conductividad, constante dieléctrica, permeabilidad magnética y velocidad de propagación del medio), parte de ellas se reflejan, se refractan y otra porción es transmitida al interior del subsuelo atenuándose con el inverso de la distancia a profundidad.

La capacidad de esta técnica para prospectar lo que yace dentro de las profundidades someras, la convierte en una herramienta de gran interés para la investigación arqueológica, ya que se pueden planear estrategias de excavación a partir de la información recuperada. Como consecuencia de esto, el GPR ha sido una de las técnicas con mayor crecimiento en la investigación arqueológica durante los últimos veinticinco años. Cuyo resultado será una serie de planos horizontales a distintas profundidades llamados cortes de profundidad, similares a los obtenidos en una tomografía médica (Blancas et al., 2015).

Con la breve introducción de las técnicas geofísicas de alta resolución aplicadas a la exploración Arqueológica aquí mencionadas y a las bondades que éstas presentan, podemos aseverar que dichas técnicas lograrán una buena estimación de los objetivos que se buscan en esta disciplina. El análisis integrado de distintas técnicas – medida de distintas propiedades y parámetros físicos mediante datos potenciales tales como la Prospección magnética o la Prospección Eléctrica y Electromagnética – permite vincular los cambios en dichas propiedades a una determinada fuente de origen con un mayor grado de certidumbre.

## **CAPÍTULO 2: DESCRIPCIÓN DEL PROCESAMIENTO CONVENCIONAL EN LAS TÉCNICAS DE LA EXPLORACIÓN SOMERA.**

### **2.1 El método magnético y su uso en geofísica somera.**

La prospección del subsuelo mediante los métodos potenciales permite obtener anomalías gravimétricas y magnéticas ocasionadas por los contrastes de propiedades físicas de las rocas dado con su entorno geológico. Estos productos obtenidos a partir de las mediciones en campo suelen ser utilizados para estimar espacialmente las fuentes que las originan. Dichos contrastes de medición pueden estar directamente relacionados con estructuras geológicas tales como contactos, fallas o diques, siendo la exploración de datos potenciales una herramienta importante en el modelado de estructuras relacionadas con estos cuerpos geológicos (Nava, 2010). En otras palabras, los requerimientos para una investigación geofísica de este tipo están basados principalmente en la estimación de la forma o geometría, la profundidad y el contraste de propiedades físicas de los materiales (densidad o la susceptibilidad magnética) que permiten resolver los resultados esperados.

A través de la literatura arqueológica es común ver a la prospección magnética como el método geofísico más ampliamente aplicado. Dentro de sus mayores ventajas para conservar el patrimonio arqueológico es que es un método no invasivo, de operación fácil y sencilla en campo. En la magnetometría en general se acostumbra a localizar estructuras de escala kilométrica en tamaño y profundidad, pero en la arqueología se buscan objetivos con dimensiones y profundidades de escasos metros (regularmente menor a los 10 metros) (Argote, 2008). En este contexto, los materiales de origen cerámico o metálico suelen presentar anomalías bien definidas (Pueyo et al., 2007).

Una de las características que resaltan en esta técnica son los suelos sobre los cuales se han establecido asentamientos humanos; éstos desarrollan un incremento en su susceptibilidad magnética resultado del ambiente de reducción (Argote, 2002).

Las anomalías de objetos arqueológicos o, así como de rocas y minerales naturales se deben principalmente a la presencia del mineral magnético más común, la magnetita ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), o algunos minerales en condiciones de oxidación-reducción, esto es, aquellos elementos

que presentan gran facilidad para ceder electrones y oxidarse. Todas las rocas en la naturaleza contienen valores de magnetita, que van desde muy pequeñas fracciones a unidades porcentuales más altas (Smekalova et al., 2008).

La respuesta característica de estructuras arquitectónicas o simples restos habitacionales por asentamientos históricos dependen del contraste magnético de dichos materiales constructivos con respecto al medio sobre en el que se establecen.

Otros de los factores importantes a identificar en los sondeos magnéticos son las actividades del hombre relacionadas con el uso del fuego para calefacción, cocina, producción e industria, modificando respuestas en las propiedades geológicas, creando patrones especiales de anomalías en el campo magnético de la Tierra, detectables con los magnetómetros (Smekalova et al., 2008).

La aplicación de los métodos potenciales en la detección de estructuras u objetos arqueológicos pretende mayormente la detección de anomalías magnéticas de origen antrópico. Dichas alteraciones son resultado de dos fenómenos magnéticos diferentes, en presencia de un campo magnético, materiales tales como suelos, rocas y objetos ferrosos pueden magnetizarse. Se dice que esta magnetización es inducida.

Además de la magnetización inducida, que desaparece cuando se elimina el campo aplicado, algunos materiales exhiben una magnetización remanente, magnetización que persiste en ausencia de un campo aplicado. Las arcillas cocidas al horno y algunas rocas conservan una magnetización termo remanente después de haber sido calentadas a varios cientos de grados centígrados y luego enfriadas en un campo magnético. La magnetización remanente también puede surgir de un cambio químico o de la sedimentación de partículas pequeñas en un campo magnético (Weymouth y Huggins, 1985).

Existe una gama de respuestas de tiempo entre los extremos de la magnetización permanente y el componente de la magnetización inducida de manera rápida. Debido a que la respuesta temporal depende de los tamaños de partícula en el suelo, partes de los suelos pueden magnetizarse muy rápidamente, mientras que otras partes cambian su magnetización muy lentamente. Los compuestos en suelos que son importantes para causar la magnetización son la hematita, magnetita y maghemita.

Al realizar una medición de campo geomagnético en la superficie terrestre, la lectura tomada corresponde a la superposición de varios campos generados por diversos tipos de fuentes (Gres, 2010). El campo geomagnético contiene las siguientes contribuciones

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \dots \quad (1)$$

Donde B es el campo geomagnético en un punto geográfico medido en la superficie de la Tierra.

$B_0$ : Es el campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro.

$B_r$ : Recibe el nombre de campo residual, puede ser asociado a los dipolos localizados en toda la corteza terrestre, abarcan grandes extensiones, ubicados en diferentes regiones del planeta.

$B_c$ : Denominado campo cortical, tiene su origen en la corteza terrestre en regiones muy pequeñas, sus efectos son localizados y usualmente se conoce como campo de las anomalías.

$B_t$ : Es el campo magnético de origen externo. La medición de este campo en superficie varía más sensiblemente con el tiempo que los otros términos.

Usualmente, la suma del campo dipolar con el campo residual es llamada Campo Principal y a la suma de este con el campo cortical, se le denomina Campo Interno, mientras que el término  $B_t$  recibe el nombre de Campo Externo. De acuerdo con lo anterior se establece que:

$$B = f(\varphi, \lambda, R, t) \dots \quad (2)$$

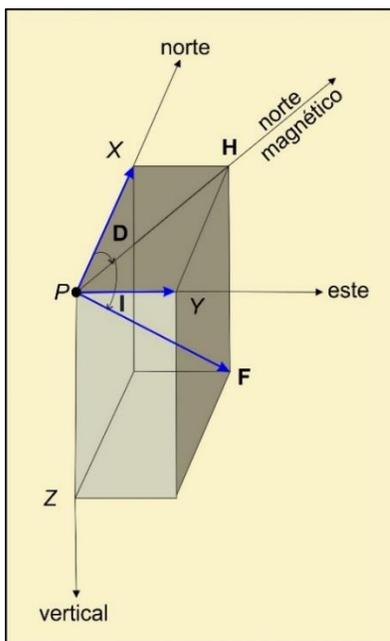
Esto es que el campo geomagnético es función de la latitud  $\varphi$  y de la longitud  $\lambda$ , de la distancia al centro de la Tierra R y del tiempo t (Muniz, 1997), es decir, varía en el tiempo y en espacio. La principal fuente del campo geomagnético es de origen interno a la tierra y constituye un 90% del campo total. A esta componente del campo se la conoce como Campo Principal.

Y, por último, dentro de los factores internos, en medida mucho menor contribuyen al campo magnético las fluctuaciones peculiares de la geología local. Estas últimas se denominan

Anomalías Magnéticas y no superan algunas centenas de nT (Muniz, 1997). Esta es la parte que es de gran interés en la prospección magnetométrica.

El segundo es el campo que se produce en el exterior de la Tierra y contribuye con variaciones de relativamente poca amplitud. Es causado por corrientes eléctricas en las partes elevadas de la atmósfera terrestre, pues se sabe que la atmósfera superior esta ionizada, la cual es provocada por la radiación ultravioleta de los rayos solares. La circulación diaria de las corrientes de aire en la atmósfera que son causadas por la atracción gravitacional del sol y la luna, dan una satisfactoria explicación de las variaciones magnéticas diarias (Granadas, 2010).

El campo magnético de la Tierra observado (o campo geomagnético) es un vector, es decir, tiene magnitud, dirección y sentido, por lo que podemos referenciar a un sistema cartesiano: el eje "X" direccionado hacia el norte geográfico, el eje "Y" direccionado al este geográfico y el eje "Z" positivo hacia bajo de la superficie de medición (Figura 2.1).



**Figura 2.1** Definición de los elementos geomagnéticos. (Modificado de Lowrie, 2007) .

De la Figura 2.1, se observa:

$P(X, Y, Z)$  = Punto de observación.

$F$  = Es el módulo del vector  $B$  y es llamado intensidad total o vector de campo total magnético. (El módulo de las tres componentes;  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ , es la cantidad que se mide en campo).

$X$  = Componente horizontal de campo magnético direccionado hacia el Norte.

$Y$  = Componente horizontal de campo magnético direccionado al Este.

$Z$  = Componente vertical de campo magnético direccionado hacia abajo.

$D$  = La declinación es el ángulo que forma la componente  $H$  con la dirección norte.

$I$  = La inclinación es el ángulo que forma el vector de campo geomagnético con el plano horizontal y también es el ángulo entre la componente  $H$  y el vector  $F$ .

### **El procesamiento de los datos magnéticos en exploración geofísica somera.**

Haciendo referencia a la ecuación 1, la etapa inicial del procesamiento de datos en magnetometría de exploración somera, consiste en eliminar, filtrar o minimizar los efectos del campo magnético relacionado con las fuentes que no son de interés.

Dado que las fuentes en el subsuelo relacionadas con estudios arqueológicos son el objetivo, entonces es posible corregir los datos crudos de la exploración eliminando las fuentes externas (variación diurna) y aquellas del campo principal de origen interno; descritas por modelos matemáticos como el Internacional Geomagnetic Reference Field (IGRF, por sus siglas en inglés).

El IGRF predice los valores del campo, extrapolando ascendentemente los esféricos armónicos derivados de los datos de distintos observatorios. En un levantamiento magnético esta variación está presente y entre más grande sea el área de estudio mayor será el efecto en los datos. (Jankowski et al., 1996).

Las correcciones se realizan para cada uno de los levantamientos magnetométricos, por lo cual, los datos obtenidos en campo, donde se desea ordenar, depurar, analizar y corregir de

---

<sup>1</sup>El IGRF es publicado por el Centro de Geofísica Nacional de datos (NOAA), tienen una vigencia de 5 años, actualizándose con dicha periodicidad.

los efectos o condiciones presentes que lleguen a perturbar los valores de campo magnético de la zona de estudio, esto con el fin de obtener los rasgos de las anomalías magnéticas presentes.

La primera corrección realizada por variación diurna es a través de un modelo matemático que se construye a partir de regresión lineal mediante mínimos cuadrados, en el cual se calculan las variaciones entre el modelo matemático y los datos de la estación de base magnética, para cada tiempo en que se realizó la medición del levantamiento.

Este tipo de corrección debe realizarse y analizarse cuidadosamente, debe realizarse tanto para levantamientos aeromagnéticos como terrestres a través de mediciones continuas durante el periodo en el que se realice el levantamiento en campo, siendo esto sobre una estación base.

En este paso obtenemos la anomalía de campo total (contribución cortical del campo geomagnético). Como un modelo lineal queda expresado de la forma:

$$F = m * t + b \quad (3)$$

Donde  $m$  es la pendiente de la recta,  $b$  la ordenada al origen,  $t$  el tiempo y  $F$  el valor de la magnitud del campo geomagnético. Después, al dato de la base magnética se le resta el valor encontrado con el modelo matemático (ecuación 3) para los tiempos en que se tomó la lectura del estudio, obteniendo el coeficiente  $\delta F$ .

Finalmente, para obtener la anomalía magnética de campo total consiste en sustraerle al valor observado  $F_{obs}$ , el valor de  $F_{IGRF}$  y  $\delta F$  (datos corregidos por variación diurna) de la siguiente manera:

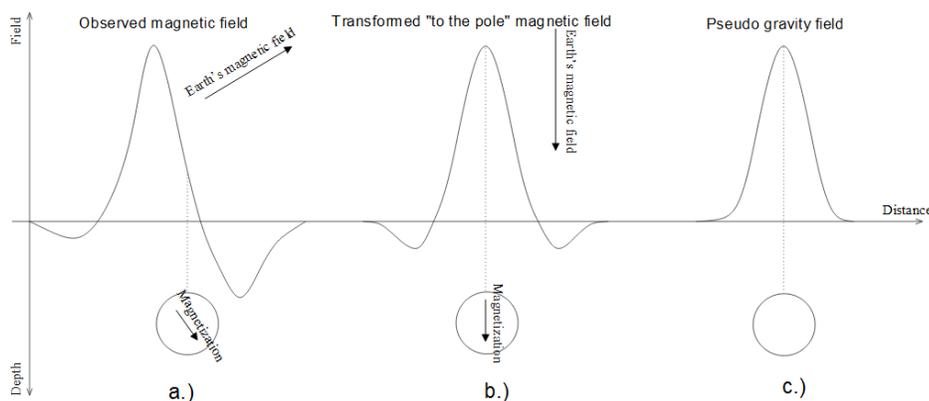
$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F \quad (4)$$

Donde;  $\Delta F$  es la anomalía magnética de campo total

Posteriormente de haber obtenido la anomalía magnética de campo total, es posible obtener imágenes con métodos que nos permiten filtrar o realzar rasgos que son de interés en la exploración magnética como también es posible atenuar pseudo-señales o ruido ambiental que pueden estar inmersas en el mapa de Intensidad Magnética Total. A continuación, se discuten filtros que han dado buenos resultados en la exploración magnética aplicada a la arqueología o a la exploración somera.

La siguiente serie de tratamientos se ha desarrollado para estimar espacialmente las fuentes y en muchos casos, la anomalía de campo total puede tratarse como un campo potencial que permite el uso de algunas transformaciones estándar (Santamaria, 2008). Estos son la continuación analítica ascendente y descendente, la reducción al polo, la descomposición del campo total en sus componentes. Todas estas transformaciones se basan en la transformada rápida de Fourier (FFT), como también la señal analítica. Otro tipo de filtrado que se suele emplear para la localización de fuentes es la deconvolución de Euler, entre otros.

La reducción al polo de datos magnética es un método auxiliar de análisis cualitativo instaurado y mejorado por (Baranov, 1957 and 1975). El propuso el uso de datos magnéticos y convertirlos a pseudogravedad resolviendo la ecuación de Poisson, este mapa se puede comparar con un mapa de la gravedad, ya que la atracción gravedad es vertical (Santamaria, 2008). La contribución de la magnetización remanente se supone que es insignificante.



**Figura 2.2** Relación del mismo objeto entre el campo observado, reducción al polo y pseudo gravedad (Manual de usuario de software Magpick, 2009).

De la Figura 2.2, la curva (a) tiene una forma compleja y la ubicación real del objeto está entre el mínimo y el máximo. La ubicación real depende de la inclinación de campo de la Tierra y la declinación, así como la dirección de magnetización del objeto. En el polo magnético (b) el campo de la Tierra es dirigido hacia abajo. En este caso (b) el máximo principal del campo está situado justo encima del objeto. Por lo tanto, la ubicación horizontal puede ser fácilmente encontrado. La placa (c) muestra el campo de gravedad desde el mismo objeto. Es similar al campo en el polo magnético, pero no tiene mínimos laterales.

Teóricamente, cuando se aplica la reducción al polo, todas las formas específicas (máximas y mínimas) de las anomalías deben cambiar en formas simples. Sin embargo, para hacerlo se debe conocer la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del objeto, que generalmente es desconocida. En algunos casos se puede suponer que los objetos sólo han inducido magnetización y se utiliza el modelo IGRF para encontrarlo. Debido a esto y otras razones no es de esperar que una imagen transformada sea bastante simple (Manual de usuario de software Magpick, 2009).

Las derivadas direccionales son útiles para realzar características con efectos contrastantes de un conjunto de datos, y las anomalías causadas por cuerpos poco profundos, también suelen dar buenas respuestas para realzar o suprimir características en una dirección dada. La segunda derivada vertical es valiosa porque se relaciona con las correspondientes segundas derivadas horizontales a través de la ecuación de Laplace, que es satisfecha por la anomalía de campo total, así como el potencial escalar si la dirección del campo principal es constante.

El gradiente horizontal tiende a exhibir sus máximos directamente sobre los bordes de las fuentes causantes de las anomalías, a través de la formación de crestas angostas sobre los contrastes abruptos de densidad o magnetización, por lo que puede ser utilizado para aproximar bordes en planta cuando se aplica a una malla de datos (Blakely, 1986).

El gradiente horizontal aplicado a una malla de anomalía  $\delta f(x, y)$ , se define como:

$$h(x, y) = \left( \frac{\delta}{\delta x} \delta f(x, y) \right)^2 + \left( \frac{\delta}{\delta y} \delta f(x, y) \right)^2 \quad (5)$$

Donde  $\frac{\delta}{\delta x} \delta f(x, y)$  y  $\frac{\delta}{\delta y} \delta f(x, y)$  son las mallas de derivadas direccionales en  $x$ ,  $y$  de la anomalía magnética  $\delta f(x, y)$ , calculadas en el dominio espacial, a través de diferencias finitas), o bien, calculadas en el dominio del número de onda, a través de la propiedad de derivación de la transformada de Fourier (Nava, 2010).

Es deseable que el método de gradiente horizontal use una transformación del mapa de anomalía magnética, la reducido al polo.

Uno de los principales objetivos de la magnetometría es determinar la distribución de profundidades asociadas con el basamento y de las fuentes magnéticas, para lo cual se han desarrollado distintos métodos de cálculo, algunos orientados a analizar las características geométricas de las anomalías de manera gráfica e individual relacionados con sus pendientes. Entre los métodos más eficientes para un gran número de datos que operan mediante la aplicación de un operador, que actúa sobre los datos y da como resultado la localización de la fuente en planta y se estima su profundidad; se destaca la Deconvolución de Wener (1953), la Señal analítica y la Deconvolución de Euler (DE).

La deconvolución de Euler (que no es estrictamente una deconvolución) ha demostrado ser particularmente útil en un contexto regional, cuando las rejillas o perfiles de datos pueden ser invertidos sistemáticamente para los parámetros de fuente y el campo de fondo (Purucker, 2006).

Unas de las características de la DE, es que trabaja con la combinación de las derivadas de la intensidad de la anomalía magnética, así como puede aplicarse a perfiles y planos de anomalía y no hace suposiciones acerca del modelo geológico, por lo que la interpretación geológica de los datos, dependerá de la integración con la información geológica de la zona, esta técnica se utilizó en el presente trabajo.

Considerando una función con coordenadas  $(x, y, z)$ , denotada por  $f(x, y, z)$ , cumpliendo como ecuación homogénea y de grado  $n$ , como :

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (8)$$

Además, siendo  $f$  homogénea de grado  $n$ , también satisface:

$$x \frac{df}{dx} + y \frac{df}{dy} + z \frac{df}{dz} = nf \quad (9)$$

Por lo que esta ecuación parcial también es conocida como la Ecuación Diferencial Homogénea de Euler.

Ahora bien, considerando que la función  $f(x, y, z)$ , es una función de la siguiente forma:

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N} \quad (10)$$

Donde  $r = (x^2 + y^2 + z^2)$  y  $N = 1,2,3$ ; y que además  $G$  no depende de  $x, y, z$ ; es homogénea y de grado  $n = N$ , presentándose en la práctica muchas fuentes magnéticas mediante la forma expresada en la ecuación 10.

Considerando el grado de homogeneidad, es interpretado como el índice estructural, el cual representa una tasa de decaimiento del grado homogeneidad de Euler con la distancia y depende de la geometría de la fuente.

Considerando ahora un punto fuente (punto masa, polo magnético aislado, etc.) localizado en el punto  $x_0, y_0, z_0$  que es relativo al plano de medición, se tendrá entonces que la intensidad magnética deberá tener la forma (Thompson, 1982).

$$\Delta T(x, y, z) = f / (x - x_0), (y - y_0), z_0 / \quad (11)$$

Por lo que puede ser descrita como:

$$(x - x_0) \frac{df}{dx} + (y - y_0) \frac{df}{dy} + z_0 \frac{df}{dz} = N \Delta T(x, y) \quad (12)$$

El gradiente en las tres direcciones puede ser calculado usando teoría de potencial estándar ya sea en el dominio del espacio o por medio del número de onda, en cualquiera de los casos, el gradiente vertical puede ser medido y puede ser usado directamente en la ecuación anterior. La ecuación (12) puede ser usada para analizar planos de datos magnéticos; sin embargo, el interés de este trabajo es enfocarnos sobre dos dimensiones. La coordenada en  $x$

es una medida de la distancia a lo largo del perfil y la coordenada en  $y$  puede ser fijada con el valor de cero a lo largo de todo el perfil. Si el gradiente transverso  $\frac{d\Delta T}{dAy}$  en la ecuación (12) se asume como cero, el segundo término de la derecha también se anulará.

$$(x - x_0) \frac{d\Delta T}{dx} - z_0 \frac{d\Delta T}{dz} = -N\Delta T(x) \quad (13)$$

Reagrupando esta expresión:

$$x_0 \frac{d\Delta T}{dx} + z_0 \frac{d\Delta T}{dz} = x \frac{d\Delta T}{dx} + N\Delta T(x) \quad (14)$$

Las derivadas o gradientes en la ecuación (14) suelen ser medidas, o más comúnmente, calculadas por medio de los datos, en el caso de que la derivada vertical  $\frac{d\Delta T}{dz}$  sea calculada por el campo total observado  $\Delta T$ , entonces se puede hacer la suposición de un modelo 2D.

Las únicas cantidades desconocidas en la ecuación (14) son  $x_0$ ,  $z_0$  y  $N$ ; las coordenadas  $(x_0, z_0)$  representan la profundidad y localización a lo largo del perfil del punto fuente equivalente y  $N$  es el tipo de fuente que mejor representa a la anomalía por lo que varios modelos simples tienen su propio valor de  $N$  determinado.

Modelo simple	Índice estructural (N)
Línea de polos	1.0
Polo	2.0
Línea de dipolos	2.0
Punto dipolar	3.0

Tabla 2.1 Tabla que muestra los índices estructurales propuestos por (Thompson, 1982) para cuerpos simples.

Ahora, de acuerdo con Thompson (1982) y Reid et al., (1990), el problema de interferencia de fuentes se puede minimizar suponiendo que los datos de anomalía observada,  $\Delta T$ , están perturbados por un campo  $B$ , llamado campo ambiental, cuya amplitud es desconocida pero constante dentro de una ventana pequeña, con respecto a la superficie del

área cubierta por el levantamiento pero que contiene la información suficiente para resolver la ecuación 14.

De acuerdo a lo anterior, los valores observados dentro de la ventana no son  $\Delta T$ , sino:

$$f(x, y) = \Delta T(x, y) + B \Rightarrow T(x) - B$$

Después de despejar y sustituir la expresión anterior, en la ecuación 10 se tendrá:

$$x_0 \frac{d}{dx} (T(x) - B) + z_0 \frac{d}{dz} (T(z) - B) + N(T(x) - B) - x \frac{d}{dx} (T(x) - B) = 0$$

Desarrollando

$$x_0 \frac{d}{dx} (T(x)) - x_0 \frac{d}{dx} (B) + z_0 \frac{d}{dz} (T(z)) - z_0 \frac{d}{dz} (B) + N(T(x)) - NB - x \frac{d}{dx} (T(x)) + x \frac{d}{dx} (B) = 0$$

Eliminando términos

$$x_0 \frac{d}{dx} (T(x)) + z_0 \frac{d}{dz} (B(z)) - N(T(x)) + NB - x \frac{d}{dx} (T(x)) = 0$$

Agrupando

$$x_0 \frac{d}{dx} (T(x)) + z_0 \frac{d}{dz} (B(z)) + NB = x \frac{d}{dx} (T(x)) + N(T(x)) \quad (15)$$

Adicionalmente se aplica un criterio de aceptación de soluciones relacionado con la incertidumbre de las mismas (desviación estándar), manejándose como una tolerancia:

$$Tol \leq \frac{z_0}{N\sigma_z} \quad (16)$$

Donde  $z_0$  es la coordenada vertical de la fuente calculada en cada posición de ventana, mientras que  $\sigma_z$  es la desviación estándar del cálculo de profundidad. Sólo se aceptan las soluciones que satisfagan la desigualdad 16 y estas pueden visualizarse a través de gráficas 2D.

## La deconvolución de Euler aplicada a la exploración arqueológica. Método de posprocesado.

La Deconvolución de Euler se aplicó en este trabajo mediante la definición de los alcances que se pueden lograr modelando bajo geometrías establecidas con el objetivo de tener una previa idea general de la respuesta magnética que deberá presentar el objetivo de estudio desde el punto de vista arqueológico, tomando como base, estructuras semi-esféricas alargadas como aproximación a la configuración de los restos arqueológicos.

El procedimiento consiste en utilizar modelado directo suponiendo que se realizan las mediciones sobre una línea recta. Una vez construido el modelo sintético, se realizará inversión mediante mínimos cuadrados. Como datos observados se utilizará el mapa del gradiente vertical. Para referencia se tomarán los valores en el Sistema Internacional de medidas para la susceptibilidad magnética (SI).

Para el caso del modelo de una esfera, su volumen de magnetización se encuentra polarizada verticalmente, puede ser considerada como una superficie de distribución de dos polos; uno negativo en la mitad superior de una esfera la cual es la mayor en magnitud y otra que es la contribución del polo positivo en la mitad inferior. Por ello iniciaremos el análisis partiendo del caso más simple que es cuando la inclinación es de  $90^\circ$ , es decir con la esfera imantada verticalmente. Es importante mencionar que raramente se presentará en la realidad debido al magnetismo remanente, pero se puede obtener una buena aproximación. Como la dirección de magnetización de este análisis es vertical, las contribuciones del campo vertical y horizontal serán:

$$Z_A = \frac{4/3\pi R^3 k F_E \text{sen}(i)}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \left[ \frac{3z^2}{(x^2 + z^2)} - \frac{3xz \cotg(i)}{(x^2 + z^2)} - 1 \right] \quad (17)$$

$$H_A = \frac{4/3\pi R^3 k F_E \cos(i)}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \left[ \frac{3x^2}{(x^2 + z^2)} - 1 - \frac{3xz \tan(i)}{(x^2 + z^2)} - 1 \right] \quad (18)$$

Donde;  $R$  = Radio de la esfera.

$k$ = Susceptibilidad magnética.

$F_E$ =Campo magnético no perturbado.

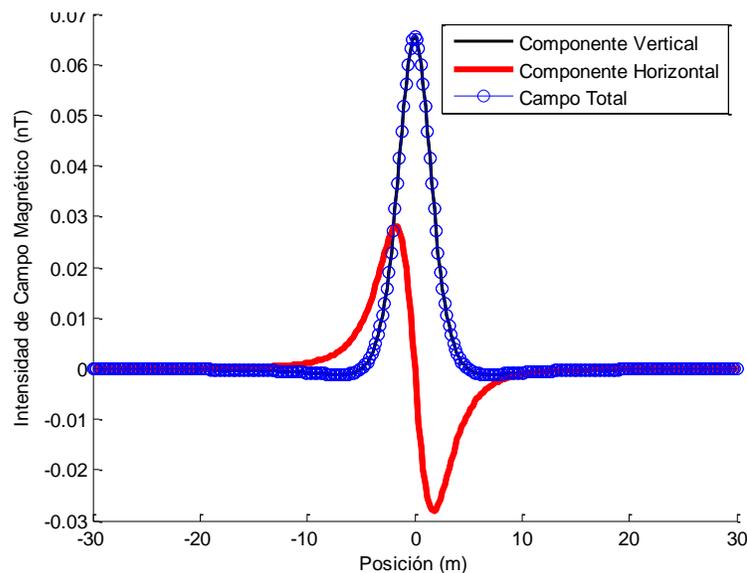
$x$ = Distancia.

$z$ = Profundidad.

Donde  $Z_A$ ,  $H_A$  y  $F_{AT}$  serán los elementos correspondientes al campo magnético inducido por el campo terrestre a un determinado cuerpo geológico, al que se le llama cuerpo anómalo y cuya geometría se trata de determinar.

Sumando la contribución del campo vertical y horizontal de las ecuaciones (17) y (18), la anomalía total de la esfera será:

$$F_{AT} = Z_A \text{sen}(i) + H_A \text{cos}(i)$$



**Figura 2.3 Anomalía de campo total, horizontal y vertical para 90° de inclinación magnética de una esfera uniformemente magnetizada.**

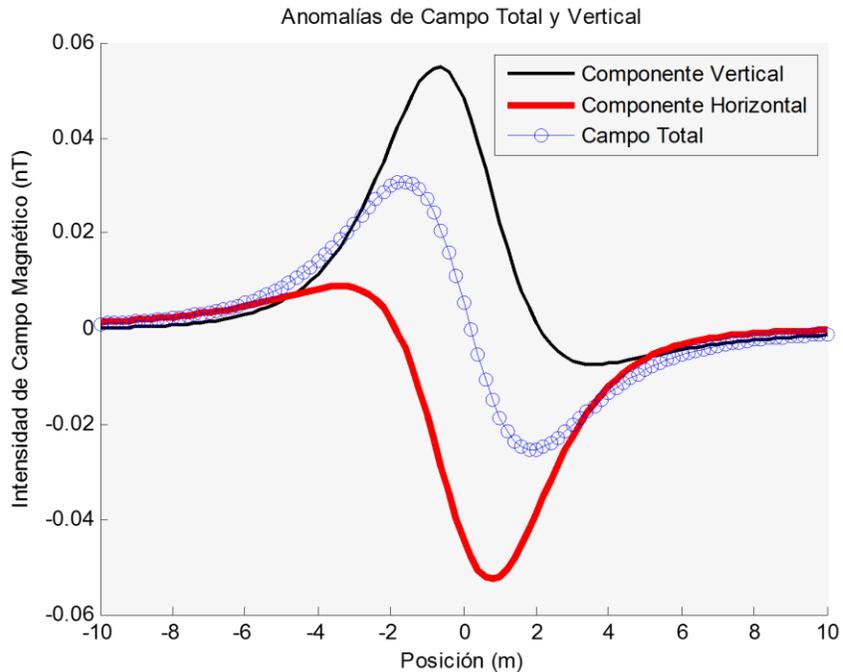
De acuerdo a (Thompson, 1982) se espera que los índices estructurales que mejor den forma al cuerpo sean entre 2.00 y 3.00, los cuales corresponden a un polo puntual y dipolo puntual respectivamente.

Como ejemplo se propone un modelo sintético basado en una esfera homogénea de susceptibilidad magnética aproximada a un cuerpo volcánico andesítico. Los valores de Inclinación magnética y la intensidad de campo magnético se obtuvieron a través del sistema NOAA's (o conocido como el National Centers for Environmental Information) el cual calcula el campo magnético en cualquier lugar de la Tierra. Los modelos geomagnéticos detrás de estas calculadoras se actualizan regularmente para mantener su precisión.

Los datos que se evalúan son los siguientes (Figura 2.4).

<b>Parámetro</b>	<b>Valor</b>
Radio de la esfera	1.5 m
Distancia de la línea de medición	20 m
Distancia vertical de la superficie de medición al centro del cuerpo	3.5 m
Susceptibilidad magnética de roca andesítica	0.0018
Inclinación magnética	47.3873°
Campo magnético promedio	50 nT
Intensidad de campo magnético	40675.4 nT

*Tabla 2.2 Tabla de los parámetros del modelo sintético.*



**Figura 2.4 Modelo sintético de la esfera propuesta en el que se ejemplifica la contibución de la componente Vertical, Horizontal y el Campo Total magnético.**

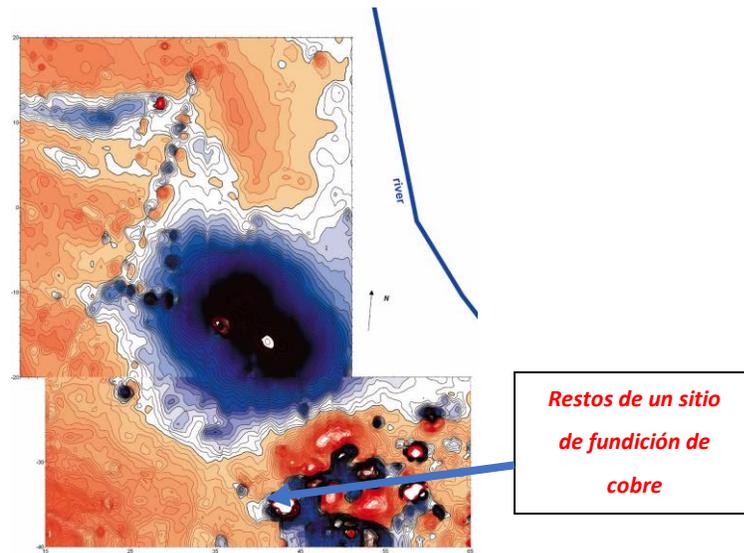
La respuesta modelada representa al modelo sintético de una esfera con un valor de inclinación magnética de  $47.3873^\circ$  en el que es posible observar una mayor magnitud en la componente vertical, mientras que la componente horizontal manifiesta un mínimo con magnitud opuesta a la vertical. La anomalía sobre la cual se trabajará en los resultados fue el campo total magnético (línea con círculos azules de la Figura 2.4).

Con los parámetros establecidos mediante el proceso de inversión entre los datos predichos y datos observados, será posible construir la anomalía de campo total para finalmente calcular la deconvolución de Euler 2D mediante un software libre.

### **Prospección magnética aplicada a la arqueología (Casos de estudio)**

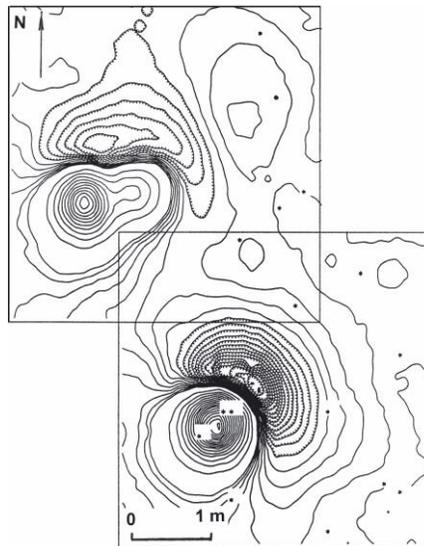
En la literatura, se pueden encontrar numerosos ejemplos del método magnético aplicado a la exploración arqueológica.

En la provincia alemana de Baviera se han utilizado estudios magnéticos para investigar los sitios medievales de fundición de cobre. Desde 1986, las excavaciones se han llevado a cabo cada año en el establecimiento de hierro prehistórico en Crawcwellt, en el noroeste de Gales, Gran Bretaña. (Crew et al., 2003).



**Figura 2.5** Mapa magnético. Intervalo de contorno 20 nT

La escoria de fundición de cobre es extremadamente magnética allí; por lo que los restos de la producción de cobre son contrastantemente magnéticos: fragmentos de arcilla, mineral carbonizado, pozos llenos de tierra quemada, cenizas, etc. Por lo tanto, el magnetómetro podría registrar fácilmente fuertes anomalías magnéticas en los sitios de extracción de cobre. En la Figura 2.6 se observa el sitio de fundición de cobre y es posible reflejar en el mapa magnético como un grupo de anomalías muy fuertes.



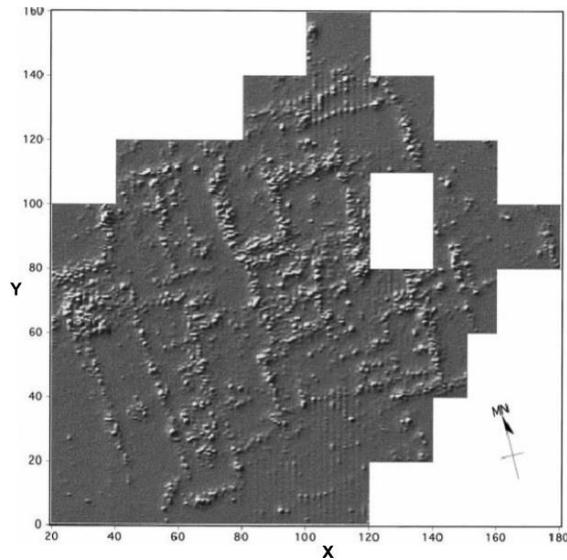
**Figura 2.6 Mapa magnético sobre hornos en Crawcwellt. Intervalo de contorno 10 y 100 nT. (Dibujo de Bruce W. Bevan en 2003).**

También se llevó a cabo un sondeo magnético de alta resolución en cuatro hornos prehistóricos y un horno medieval, que produjo mapas detallados de sus señales magnéticas. A través del modelado matemático de estos mapas, los autores utilizaron dipolos magnéticos, por lo que estimaron la dirección de la magnetización total.

Otro ejemplo interesante fue un estudio magnético realizado en el sitio arqueológico de Loma Alta, en el estado de Michoacán (Carot y Berthelot, 1996; Hesse et al., 1997).

Las estructuras pertenecientes a este sitio se encontraban totalmente cubiertas por sedimentos de origen lacustre, por lo que la implementación de métodos geofísicos resultaba viable para la detección de su patrón de asentamiento y la localización de restos arquitectónicos.

Para su visualización final (Figura 2.7), los datos fueron presentados como un mapa de relieve de sombras (*shaded relief map*) con una máscara de convolución direccional orientada hacia el noroeste. El tratamiento de los datos geofísicos en esta forma es común en muchos proyectos internacionales. Esta imagen proporcionó resultados que posteriormente se corroboraron en campo por medio de excavaciones, una serie de resultados exitosos.



**Figura 2.7** Mapa en relieve de sombras del gradiente vertical del campo magnético con coordenadas arbitrarias, Loma Alta, Michoacán (Hesse et al., 1997).

## 2.2 Métodos electromagnéticos y su uso en geofísica somera.

La técnica del GPR consiste en la emisión de impulsos electromagnéticos de muy corta duración y de alta frecuencia hacia el subsuelo, con el fin de detectar estructuras subterráneas cercanas a la superficie y elementos de interés conocidos como anomalías (Nabighian, 1988).

La técnica se fundamenta en las ecuaciones de Maxwell, las cuales relacionan el campo eléctrico y el campo magnético con las fuentes que los producen a partir de una serie de parámetros constantes para cada medio, estas constantes describen el comportamiento de las ondas electromagnéticas en diferentes materiales. La forma en que el campo electromagnético interactúa con el medio de propagación, determina el comportamiento de la señal emitida, presentando efectos de reflexión, transmisión, atenuación y dispersión (Elizondo, 2005).

La teoría que constituye el funcionamiento del GPR se desarrolla en la segunda mitad del siglo XIX. La falta de los soportes tecnológicos adecuados impidió durante mucho tiempo su desarrollo. Después de que Maxwell y Hertz (1864-1886) enunciaran las leyes físicas que rigen la propagación de las ondas electromagnéticas en los medios, se tuvo que esperar hasta los

años 30 del siglo XX, cuando Sir Watson y Watt construyeron el primer sistema radar que fue utilizado en la Segunda Guerra Mundial para fines bélicos.

Desde el punto de vista de la investigación, la comunidad de ingeniería eléctrica y geofísica empezaron a prestar mucha atención, impulsando desarrollos como la adquisición múltiple de datos (Fisher et al., 1992), procesamiento de datos digitales (Maijala, 1992; Gerlitz et al., 1993), y simulación numérica 2D (Zeng et al., 1995; Cai et al., 1995). Mientras que la simulación numérica fue aportada por Roberts et al., 1996. Los avances en las aplicaciones de la arqueología (Goodman, 1994), medioambiental (Brewster et al., 1994), estratigrafía geológica utilizando facies de radar (Jol, 1996) y muchas otras áreas se expandieron.

Entre tanto las investigaciones realizadas en México presentan aplicaciones del GPR ampliamente documentadas como técnica no invasiva y de alta resolución, optimizando la gran versatilidad que lo caracteriza. Los campos de utilización incluyen investigaciones arqueológicas (Barba et al., 2015; Argote, 2008); estimación de parámetros petrofísicos (Centeno, 2016), entre otras aplicaciones que primordialmente se emplean en la industria geotécnica e ingeniería civil.

En el caso de la detección indirecta de sitios arqueológicos, el GPR se está convirtiendo rápidamente en la herramienta geofísica más versátil que puede ayudar a reducir la necesidad de excavaciones arqueológicas invasivas. Los datos de GPR no son triviales y procesarlos adecuadamente o extraer la información necesaria para resolver un problema no siempre es sencillo.

En la descripción de la propagación de ondas electromagnéticas, la intensidad del campo eléctrico  $E$  estático puede existir en ausencia de un campo magnético  $H$ ; un condensador con una carga estática  $Q$  proporciona un ejemplo. Del mismo modo, un conductor con una corriente constante  $I$  tiene un campo magnético  $H$  sin un campo  $E$ . Sin embargo, cuando los campos son variables en el tiempo,  $H$  no puede existir sin un campo  $E$ , tampoco puede existir sin un campo  $H$  correspondiente.

Aunque mucha información valiosa se puede derivar de la teoría del campo estático, sólo con campos variables en el tiempo se puede demostrar el valor completo de la teoría del campo electromagnético. Los experimentos de Faraday y Hertz y los análisis teóricos de Maxwell involucraron campos variables en el tiempo (Edminister, 1993).

Las ecuaciones de Maxwell que describen la física electromagnética además de las relaciones constitutivas que cuantifican las propiedades del material son las bases para describir cuantitativamente las señales de GPR (Annan, 2001). Todos los fenómenos electromagnéticos macroscópicos clásicos pueden explicarse a partir de las ecuaciones de Maxwell dadas por:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (19)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (20)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (21)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (22)$$

Donde:

$H$  = Intensidad magnética [ $\frac{A}{m}$ ]

$J$  = Densidad de corriente de conducción [ $\frac{A}{m^2}$ ]

$D$  = Corriente de desplazamiento

$E$  = Campo eléctrico [ $\frac{V}{m}$ ]

$B$  = Inducción magnética [*Tesla* o  $\frac{Wb}{m^2}$ ]

$\rho$  = Densidad de carga eléctrica [ $\frac{C}{cm^2}$ ]

Las expresiones anteriores representan a los campos electromagnéticos y fuentes en el vacío. Las ecuaciones de Maxwell para los campos eléctricos  $\vec{E}$  y magnéticos  $\vec{B}$  pueden considerarse como ecuaciones que representan a los campos para cualquier punto en el espacio, siempre y cuando se especifiquen todas las fuentes  $\rho$  y  $\vec{J}$ . Como se mencionó anteriormente, éstas expresiones son válidas para observaciones macroscópicas, ya que se toma el promedio de campo o una fuente sobre un volumen grande en comparación con el volumen ocupado por un solo átomo o molécula. Por lo que suele llamarse a tales cantidades como los campos macroscópicos promediados y fuentes macroscópicas (Jackson, 1975).

Es decir,  $\vec{E}$  y  $\vec{B}$  son las ecuaciones microscópicas promedios o de Maxwell del vacío de  $\vec{E}$  y  $\vec{B}$ . De forma similar, las densidades de carga y corriente  $\rho$  y  $\vec{J}$  son promedios macroscópicos de las densidades de carga y corriente "libres" en el medio.

Es necesario que las ecuaciones de Maxwell estén en función de las propiedades físicas del medio geológico, esto se logra a través de un artificio matemático que asocian directamente el comportamiento del campo electromagnético con las propiedades físicas del medio geológico, dichas propiedades son la conductividad eléctrica  $\sigma$ , constante dieléctrica absoluta  $\epsilon$  y la permeabilidad magnética  $\mu$ . Esta adaptación se le conoce como relaciones constitutivas y están descritas como:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (23)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (24)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (25)$$

Sin embargo, es común ver expresada a la constante dieléctrica relativa del medio  $K$  como  $K = \epsilon/\epsilon_0$ , donde  $\epsilon_0$  es la constante o permitividad dieléctrica en el vacío ( $8.85 \times 10^{-12}$  F/m).

El GPR trabaja utilizando ondas electromagnéticas que se propagan en materiales dieléctricos con poca pérdida, es decir en medios clasificados como dieléctricos disipativos. La conductividad de un medio nos proporciona una medida de la respuesta de sus cargas libres en presencia de un campo eléctrico externo, siendo el factor de proporcionalidad entre el campo aplicado y la densidad de volumen de corriente debido al movimiento de estas cargas libres.

La profundidad de penetración y las pérdidas de amplitud asociadas con la propagación de una onda electromagnética en la tierra pueden ser estimadas por el efecto de piel o skin depth ( $\delta$ ) (Greaves et al., 1996), el cual es definido como la profundidad de penetración a la cual la amplitud de la onda electromagnética se ve disminuida a una razón de  $1/2.71828$  (relación  $1/e$  o 37%) de su amplitud original, y viene dado por la fórmula siguiente:

$$\delta = \frac{1}{\alpha} = \frac{1}{\frac{\sigma}{2} \sqrt{\mu/K}} \Rightarrow \delta = \frac{2}{\sigma} \sqrt{K/\mu} \quad (26)$$

Las ondas electromagnéticas viajan en un medio a una velocidad que depende de la constante dieléctrica relativa del subsuelo, de la velocidad de la luz  $c$  en el vacío (0.3 m/ns), y de la permeabilidad magnética relativa. La velocidad de la onda electromagnética ( $V_m$ ) en un material viene dado por:

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{\left(\frac{K\mu_r}{2}\right)(1 + P^2) + 1}} \quad (27)$$

donde  $P = \frac{\sigma}{\omega\epsilon}$  es el factor de pérdida. En materiales con un bajo factor de pérdida, ésta tiende a cero. Además, como se ha explicado antes, los suelos con características magnéticas son muy poco comunes, de modo que se puede asumir a  $\mu_r = 1$ , por lo que en este caso la velocidad de la onda electromagnética en función de un medio dieléctrico disipativo viene dada por:

$$V_m = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (28)$$

La profundidad de penetración ( $D$ ) puede ser determinada por la expresión (29), calculando antes la velocidad en el medio  $V_m$  utilizando la ecuación (28). Finalmente, el tiempo doble de propagación puede ser determinado gráficamente de las señales del GPR (radargramas). Por lo que la profundidad se representa de la siguiente manera:

$$D = \frac{(T * V_m)}{2} \quad (29)$$

Este es un método que no afecta al medio ambiente, no necesita establecer una invasión al suelo mediante electrodos, solamente es necesario el acoplamiento de la antena transmisora-receptora con la superficie a la que se desea prospectar. Es rápido y de fácil aplicación en proyectos donde es necesario conservar el patrimonio de estructuras arquitectónicas, esto desde el punto de vista que corresponde a la exploración arqueológica (Chávez et al., 2004).

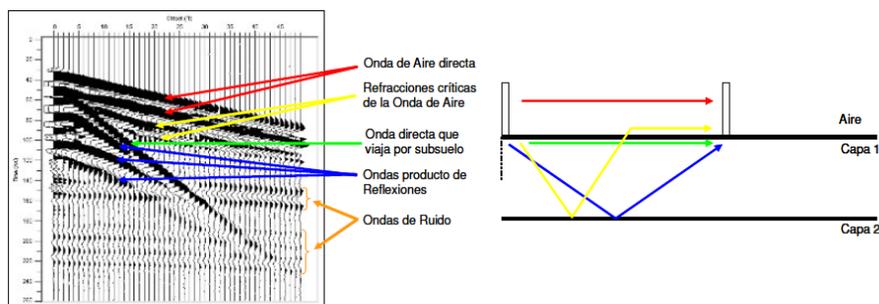
En la exploración de GPR, es posible contar con antenas bajo un ancho de frecuencias proporcional al tipo de estudio y objetivo al que se desea aplicar. En la actualidad se cuentan con dos tipos de antenas; monoestáticas y biestáticas. El tipo de levantamiento más común es a partir de perfiles bidimensionales, esto es, desplazando la antena (monoestática) o las dos antenas sin variar la separación existente entre ellas (biestáticas) a lo largo de una línea.

Durante el desplazamiento se emite un elevado número de pulsos por segundo dependiendo del parámetro de muestreo durante la adquisición. Esto permite que la adquisición de datos, aunque sea en realidad puntual se pueda considerar continua por la cantidad de trazas que se tienen en todo el perfil, dependiendo siempre de la velocidad de desplazamiento de la antena. Este desplazamiento debe realizarse a una velocidad lo más constante posible, siendo conveniente utilizar un odómetro durante la adquisición de datos (Gutiérrez, 2004).

Otro arreglo que es muy común en el modo biestático es el Punto Común Medio (CMP) el cual estima la velocidad de propagación de onda electromagnética de forma puntual. Este tipo de sondeo es equivalente al concepto de un *CMP gather* en la adquisición sísmica donde el objetivo es obtener numerosas reflexiones de un mismo punto de atribución. Los sondeos CMP se usan para obtener una estimación de la velocidad de la señal del radar en función de la profundidad en el suelo, variando la distancia de la antena en un lugar fijo y midiendo el cambio del tiempo de recorrido bidireccional a las reflexiones (Annan, 2003).

Los datos se recogen en múltiples desplazamientos, ya que las antenas se mueven simétricamente a partir de la posición de desplazamiento cero. La calidad de los datos de salida mejora significativamente con un gran número de desplazamientos y muestras.

Los tiempos de llegada de la reflexión deben tener una dependencia hiperbólica (de primer orden) en la separación de la antena. El análisis del tiempo de la hipérbola versus la separación permite estimar la velocidad de propagación y la profundidad objetivo (Annan, 2003).



**Figura 2.8 Tipos de ondas asociados a un perfil CMP (Tomada de Russian, 2006).**

Es posible obtener una gran cantidad de apilaciones de CMP a una sola traza, dando como resultado una sección apilada corregida con una relación señal-ruido significativamente

mejorada. El método de análisis de velocidad utilizado comúnmente se basa en calcular el espectro de velocidad.

Las velocidades de apilamiento se interpretan a partir de los espectros de velocidad eligiendo la función de velocidad que produce la mayor coherencia en tiempos con amplitudes de eventos significativos (Manual del usuario, RADAN 6.5 GSSI, 2007).

## **Procesamiento de los datos de GPR.**

A pesar de que en muchos casos el GPR es usado en forma empírica o cualitativa visualizando en campo durante la adquisición una imagen procesada automáticamente con filtros estándar en la unidad de control, es necesario realizar un pos procesado a los datos en función de algunas características tales como el filtrado frecuencial y temporal del levantamiento, el entorno y medio geológico y las propiedades de los objetos a investigar (Gutiérrez, 2004).

De acuerdo a la literatura, los datos de GPR son tratados a partir de una secuencia de procesamiento convencional que consiste principalmente en: la corrección de posición, filtrado en frecuencia, ganancia, Deconvolución predictiva y en algunos casos la migración.

### Corrección de Tiempo cero (Corrección estática)

Esta corrección es muy importante debido a que, a diferencia de los datos sísmicos donde el tiempo cero corresponde al momento de explosión o disparo, el GPR usa el tiempo igual a cero para el momento de la llegada de la onda de aire a la antena receptora. Posterior a esto, todas las trazas en un mismo perfil deberían coincidir en un mismo tiempo cero, y de no ser así se hace un ajuste para corregirlo (Annan, 2003).

### Filtrado

Uno de los filtrados que comúnmente se utilizan en la exploración de GPR son los FIR verticales y horizontales, Los filtros FIR tienen una respuesta de impulso de duración o respuesta finita de ahí su nombre. Estos filtros, al encontrar una característica en los datos durante su análisis, están garantizados para dar salida a una versión filtrada finita de esa

característica. Esta propiedad permite diseñar filtros perfectamente simétricos y con características de fase lineal.

Por lo tanto, los filtros FIR producirán resultados simétricos, por lo que las reflexiones no se desplazarán en el tiempo ni en la posición.

Existen dos tipos de filtros FIR; Boxcar y Triangulares: El Filtro Boxcar es una función de ventana rectangular que realiza un promedio de ejecución simple en los datos. Se promedia una parte de los datos, determinada por la longitud del filtro, y el promedio se emite como un único punto en el centro de la parte activa de la ventana del filtro. El filtro pasa a la siguiente muestra y se repite el proceso. El filtro Boxcar asigna el mismo peso a los datos a lo largo de la longitud del filtro.

Filtro Triangular: este filtro enfatiza el centro del filtro más fuertemente que en sus extremos. Este tipo de filtro es un promedio móvil ponderado, con la función de ponderación en forma de triángulo.

### Deconvolución predictiva

La deconvolución predictiva es un procesado que tiene como objetivo mejorar la resolución vertical de los radargramas. La aplicación de este filtrado especial es debido a que se considera que la traza registrada por la antena receptora del GPR es una señal que depende de la respuesta deseada o ideal de la antena empleada en el estudio (del pulso inicial) y de los efectos que ejercen sobre la señal los materiales del suelo durante su propagación, actuando éstos como un filtro sobre la señal emitida. De esta forma se persigue transformar el radargrama de campo en un registro donde las señales representen principalmente la reflexión primaria relacionada a dicho pulso o filtro inicial (Tavera, 2008). Uno de los resultados que pretende realizar dicho proceso es el eliminar las reflexiones múltiples que son características de una onda que posiblemente se dispersó durante su trayectoria en el medio geológico o también el efecto del múltiple suele estar ligado a la reflexión de la onda incidente con un reflector relacionado a materiales con una alta impedancia como es el caso de las estructuras metálicas, entre otras.

El proceso consiste en, dada la traza en un determinado tiempo “ $t$ ” (Operator length), predecir el valor de la misma en un tiempo “ $t+a$ ”, siendo “ $a$ ” el denominado intervalo de predicción (prediction lag) (Manual del usuario, RADAN 6.5 GSSI, 2007). El valor del parámetro “ $a$ ”, que debe ser igual o similar al intervalo temporal entre las múltiples, determina la longitud deseada del impulso de salida del filtro.

Durante el diseño del filtro, antes de aplicarlo, se suele añadir un pequeño porcentaje de ruido blanco a la señal. Este proceso se conoce como preblanqueo.

Este tratamiento se aplica para una determinada longitud de tiempo de predicción, “ $l$ ” (prediction lag), que es el tiempo doble de propagación de la reflexión primaria, es decir, el tiempo que ha tardado la señal en alcanzar el reflector que provoca las múltiples y regresar hasta la antena receptora y que indica así mismo la longitud del filtro utilizado.

Finalmente, la longitud del operador especifica el tamaño del filtro utilizado en términos del número de muestras que componen una longitud de impulso (Operator length).

Los filtros más largos dan una mejor aproximación de la ondícula del radar y generalmente dan mejores resultados, pero tardan más en procesarse.

Hay que considerar también que el desconocimiento frecuente de la forma original del impulso transmitido, se añade que la señal registrada normalmente contiene ruido que no puede despreciarse (Tavera, 2008).

## Ganancia temporal

Debido a las pérdidas por conducción, difracción, polarización, reflexión y a que el frente de ondas se extiende de forma esférica, las señales electromagnéticas que se propagan en el subsuelo sufren una fuerte atenuación, ligado principalmente a la anisotropía del medio. Las señales que provienen de reflexiones más profundas comúnmente llegan a ser enmascaradas o invisibles debido a la amplitud de las señales más someras. La igualación de amplitudes mediante la aplicación de algún tipo de función de ganancia dependiente del tiempo compensa la caída rápida en las señales de radar desde profundidades más grandes. Esto se conoce como "ganancia de tiempo" (Annan, 2003).

Es común observar que los levantamientos en medios urbanos, las reflexiones de mayor amplitud en los registros (radargramas) se llevan a cabo en los primeros centímetros de su trayectoria, esto es, en la interfaz antena-carcasa y en la reflexión proveniente de la carpeta asfáltica.

La aplicación de los algoritmos de ganancia puede llevarse a cabo antes o después del filtrado, aunque teniendo en cuenta que el proceso de ganancia temporal no es un proceso lineal, es preferible hacerlo después del filtrado (Gómez, 2008).

Los algoritmos que llevan a cabo esta amplificación se denominan algoritmos de ganancia temporal y permiten multiplicar la señal por una función temporal que la amplifica de forma selectiva para compensar el hecho de que la atenuación crece con el tiempo. Las ganancias más utilizadas en la práctica son:

#### Control automático de la ganancia (AGC)

Este algoritmo calcula el valor medio de la amplitud de cada traza, por lo que ajusta el valor de la amplitud de todas las muestras dentro de una ventana temporal dada para que tengan la amplitud media calculada para cada onda o señal. Esta ventana se desplaza a lo largo de la traza hasta que todos valores de la traza se modifiquen de acuerdo con este criterio (Gómez, 2008).

#### Ganancia SEC (energy decay)

Un problema importante con los datos de GPR es que la atenuación en el suelo puede ser altamente variable. Uno puede tener un entorno de baja atenuación donde se pueden alcanzar fácilmente profundidades de exploración de 10 metros, mientras que en otras situaciones la atenuación puede ser bastante alta y se pueden penetrar profundidades de sólo 1 a 2 metros.

Una forma simplificada de ver la amplitud de las señales en función del tiempo se muestra en la ecuación (30) y (31). Una onda esférica que se extiende en el suelo decaerá inversamente como la distancia de la forma de onda en el subsuelo y también se atenuará exponencialmente dependiendo de las pérdidas de conductividad en el material.

$$A(d) = \frac{A_0 \exp(-2\alpha d)}{2d} \quad (30)$$

$$A(t) = \frac{A_0 \exp(-\alpha * v * t)}{v * t} \quad (31)$$

Donde

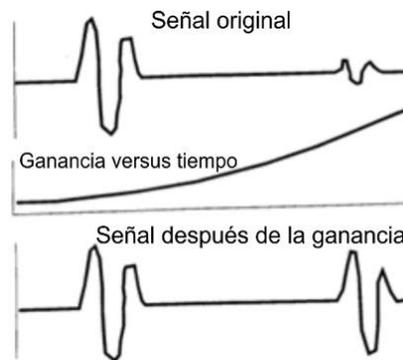
$A(d)$ = Amplitud versus distancia

$A(t)$ = Amplitud versus tiempo

$\alpha$ = atenuación

$v$ =velocidad

Dicho de otra manera, se aplica una ganancia que crece en tiempo de forma exponencial y de forma directamente proporcional a la distancia con objeto de compensar la atenuación dada por la expresión (31). Esta ganancia se denomina SEC (Spherical and Exponential Compensation también denominada "Energy Decay"). El concepto está representado en la Figura 2.9.



**Figura 2.9** Concepto de ganancia variable en el tiempo donde la amplificación de la señal varía con el tiempo.

### Ganancia lineal y exponencial

En esta ganancia, el factor por el que se multiplica con las trazas de un radargrama consta de una parte lineal y otra exponencial, esto es  $g(t) = (1 + at)\exp^{bt}$ . Las constantes  $a$  y  $b$  las elige el usuario observando distintas trazas que componen un radargrama (Gómez, 2008).

## **La transformada corta de Fourier (STFT) aplicada a la prospección arqueológica. Método de posprocesado.**

Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830) brindó un análisis matemático para mostrar el mundo desde una perspectiva diferente a la del tiempo. La transformada de Fourier puede ser vista como un prisma matemático que descompone una función en las frecuencias que le forman, de una manera análoga sucede en la naturaleza mediante un prisma de cristal con la luz que lo atraviesa.

Sin embargo, el análisis de Fourier presenta un gran problema al pretender determinar el instante en que ocurre un evento en particular, por lo que se hizo necesario el mejoramiento en los procesos que involucran al análisis de señales en las distintas disciplinas de la ciencia e ingeniería. En la implementación de estas actualizaciones a los estudios previos realizados por Fourier, aparece en 1946, Denis Gabor quien adapta la transformada de Fourier para permitir el análisis en el tiempo aplicando la misma transformada de Fourier a pequeñas secciones de la señal; desarrollando una técnica conocida como el ventaneado (Burke, 1997). Este procedimiento no resuelve todas las dificultades por lo que en algunas ocasiones se tiene la necesidad de efectuar análisis más detallado, debido a que la misma ventana se aplica para todas las frecuencias (Cortés et al., 2007).

### **Representaciones Tiempo-Frecuencia Lineales.**

Debido a su sencillez y similitud en cuanto a concepto y estrategia de cálculo con los métodos espectrales clásicos, las representaciones Tiempo-Frecuencia lineales son ampliamente utilizadas (Elizondo, 2005).

Entre las principales exponentes de este tipo de representaciones se encuentran la Transformada Corta de Fourier, la Transformada de Gabor y la Transformada Wavelet. El propósito de este capítulo se centrará en la Transformada Corta de Fourier.

## Transformada corta de Fourier.

Como se mencionó anteriormente en la introducción de este capítulo, Denis Gabor en 1946 adaptó la Transformada de Fourier para poder analizar una pequeña sección de la señal en un determinado tiempo (mediante una especie de ventana). Esta adaptación es la que se conoce como STFT, la cual lleva una señal del plano del tiempo al plano bidimensional de tiempo y frecuencia.

La forma de seccionar la señal se realiza mediante una función  $h(t)$  tiempo-ventana que será desplazada, cuyo ancho corresponde a la longitud de cada segmentación de la señal. Con la función ventana delimitamos la señal alrededor de un instante de tiempo  $\tau$  y calculamos su transformada de Fourier, luego trasladamos la función ventana hasta que no se superponga con la anterior, cubriendo una nueva porción de la señal a la que volvemos a calcular su transformada de Fourier. Este proceso es reiterado hasta que se ha cubierto la totalidad de la señal y dicho proceso puede representarse de la siguiente manera:

$$STFT(t, \omega) \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)h^*(\tau - t)e^{-i\omega t} dt \quad (32)$$

Si consideramos a  $h(t)$  como una función ventana de valores sólo reales, no complejos, de tal manera que  $h(-t) = h^*(t)$  entonces nos queda:

$$STFT(t, \xi) \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)h(t - \tau)e^{-i\xi t} dt \quad (33)$$

La expresión anterior calcula el producto interno entre la señal y la función tiempo-ventana desplazada y calculada (Acevedo, 2009).

De esta forma, se logra una representación tiempo-frecuencia de la señal, que permite conocer no sólo el valor de sus componentes en frecuencia, sino también su ubicación temporal. Sin embargo, el inconveniente surge dado que una vez que se escoge un determinado tamaño para la ventana de tiempo, dicha ventana es la misma para todas las frecuencias. Muchas señales requieren un acercamiento más flexible, de modo tal que sea posible variar el tamaño de la ventana para determinar con mayor precisión el tiempo o la frecuencia, a esto obedece el principio de incertidumbre de Heisenberg.

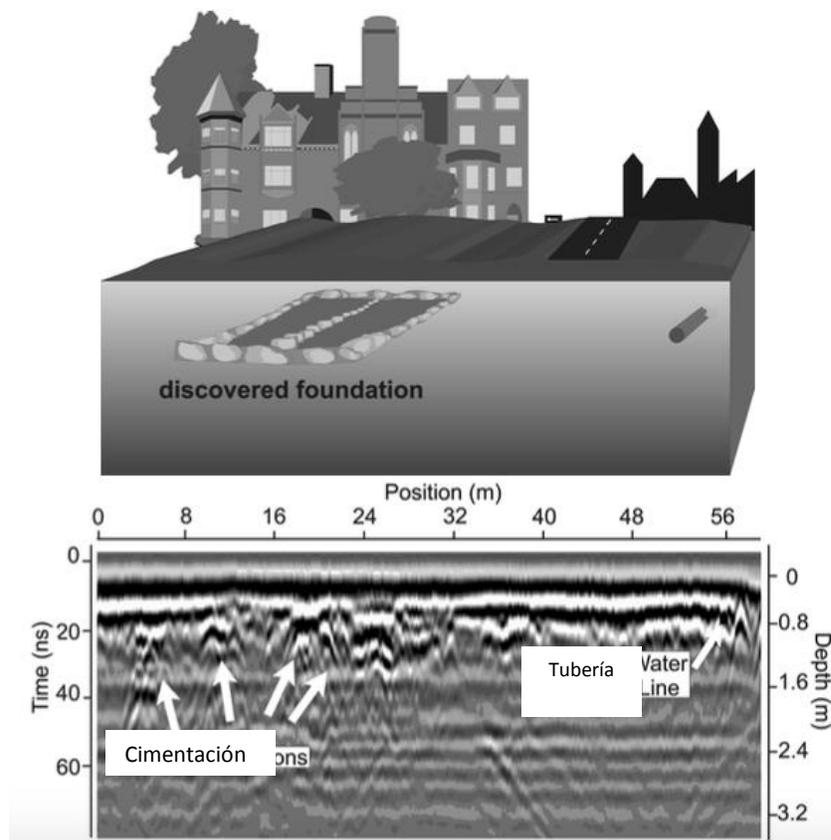
## **Prospección electromagnética mediante GPR aplicada a la arqueología (casos de estudio)**

A continuación, se presenta una perspectiva nacional e internacional de las investigaciones arqueológicas aplicando estudios de GPR. El enfoque que aquí se muestra está esencialmente encaminado hacia el tipo de procesado utilizado, sin embargo, son pocos los ejemplos disponibles de investigaciones especializadas a la metodología del procesado y pos-procesado aplicada a la arqueología. Se mostrarán resultados, de los cuales se enfocan principalmente al filtrado de ruido que está ligado a zonas urbanas, como es el caso de reflectores que enmascaran a la señal objetivo y saturación de frecuencias espurias, entre otras. También se aplican filtrados convencionales de frecuencia de acuerdo al ancho de banda de las antenas y el filtrado de substracción de la media (subtract mean).

### **Cimientos de una antigua catedral en Dinamarca (Annan, 2003)**

Este estudio de GPR se llevó a cabo en Dinamarca, donde se sabía que existía una vieja cimentación perteneciente a una catedral debajo de la ciudad actual. Partes de la catedral habían sido descubiertas cuando se instalaron líneas de drenaje y redes hidráulicas, aunque la extensión y ubicación de la cimentación permanecieron aún sin localizar. Es por esto que se empleó un estudio de GPR mediante una frecuencia de 200 MHz para hacer un mapa que estimara la extensión y ubicación de dicha estructura. Los datos recolectados muestran claramente las bases y estructuras como también localizan la línea de drenaje/tubería.

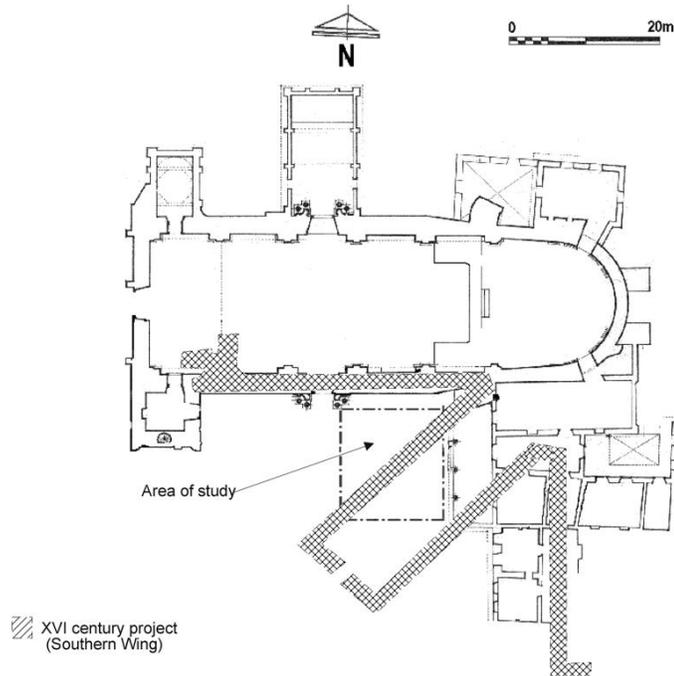
La información resultante del levantamiento facilitó la planificación futura de la ciudad para evitar la interrupción con la estructura histórica.



**Figura 2.10 Radargrama representativo al estudio realizado en la catedral de Dinamarca (Tomado de Annan, 2003).**

Posteriormente se mencionan los resultados obtenidos en la basílica de nuestra señora de la salud, Patzcuaro, México realizado por Chávez et al., 2004. En el cual se realizaron estudios de GPR en conjunto con el gradiente magnético. El objetivo de este estudio es la localización de los restos de la construcción de una antigua nave anexa al edificio principal de la actual iglesia en la que se observó la presencia de un patrón de anomalías que podrían relacionarse con vestigios históricos, más antiguos que los posibles restos de la actual nave anexa a la basílica.

Este tipo de yacimientos presentó una serie de limitaciones a la hora de llevar el levantamiento, como son: el trazado urbanístico de la zona, que influye en la elección de la dirección y el tamaño de los perfiles; la red subterránea de alcantarillado, que pudo enmascarar la anomalía producida por estructuras de interés e incluso impedir la realización de medidas; o la existencia de tendidos eléctricos, que condicionó la elección del método geofísico a utilizar.



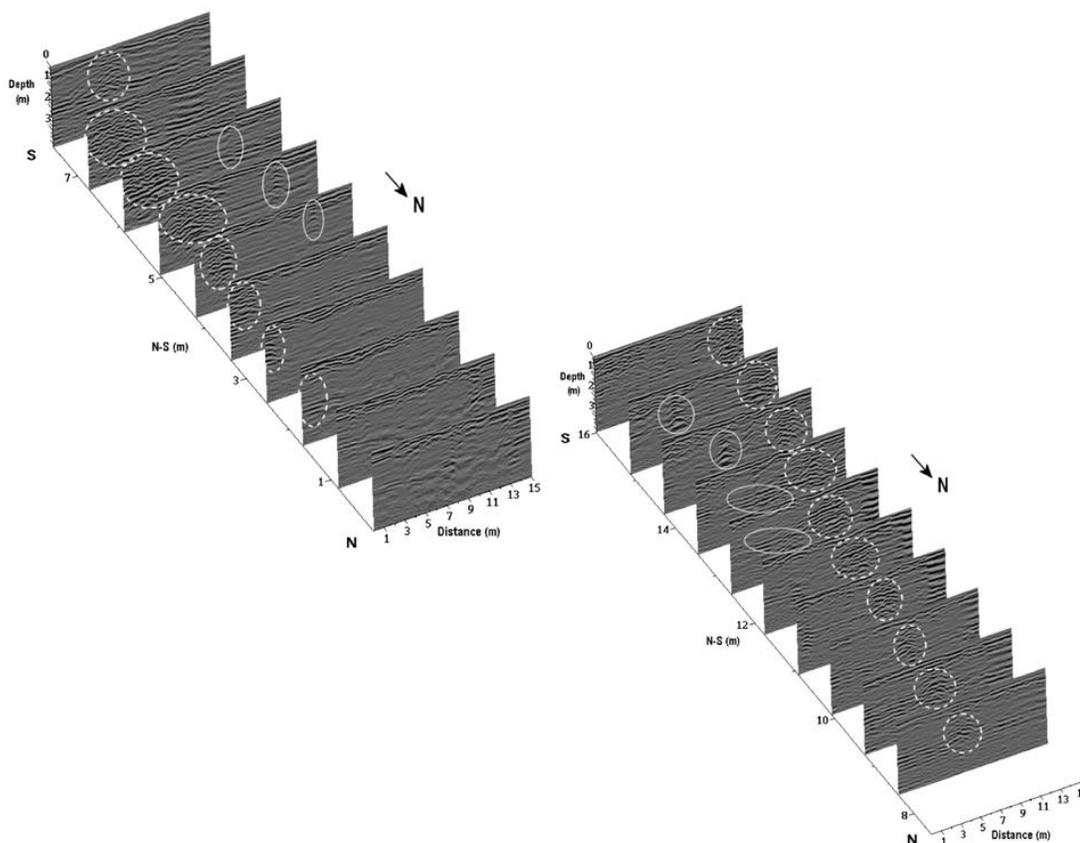
**Figura 2.11 Plano arquitectónico de la iglesia actual (línea continua) y posición probable de las paredes de la nave SW (línea discontinua), (Chávez et al., 2004).**

El levantamiento de radar se realizó con un equipo SIR 2000 con antena de 200 Mhz en modo monoestático. Se tomaron datos continuos a lo largo de 20 líneas con orientación E-W de 15 m de longitud y una separación de 0.8 m entre cada línea. La ventana de tiempo de observación fue modificada a 100 ns después de realizar una reducción a los 200 ns originales, parámetro que fue elegido durante la adquisición. Este tipo de correcciones se realizan debido a que la señal, al alcanzar profundidades mayores, sufre atenuaciones y suelen arrojar interpretaciones no útiles.

Se llevaron a cabo una serie de experimentos para estimar la permitividad eléctrica relativa, encontrándose un valor de 15. Estos estudios previos se hicieron en un área en donde se sabía exactamente la posición y profundidad de un antiguo desagüe, realizando cálculos donde se obtienen las velocidades a partir del tiempo de tránsito o viaje del pulso del GPR hacia dicha estructura urbana para obtener posteriormente la constante o permitividad eléctrica.

Se aplicó un filtro pasa bandas tipo butterworth con una frecuencia de corte a los 25 y 400 Mhz para eliminar señales espurias de baja y alta frecuencia. También se aplicó un filtro de substracción de la media y un filtro de promedios móviles (running average) para el suavizado de

los datos, así como un declipping de 5 trazas para realizar las ganancias.



**Figura 2.12 Radargramas obtenidos en la zona de estudio. Se enmarcan en círculos punteados las anomalías más importantes detectadas por el radar (Chávez et al., 2004).**

En la Figura 2.12 se muestran los 20 perfiles tomados en el patio interior de la Iglesia en forma de cortes transversales, siguiendo la dirección de observación.

Los 20 perfiles presentan un conjunto de reflectores con características similares. Los autores identificaron las reflexiones más superficiales en cada perfil, corresponden a los primeros estratos debajo de la superficie. Este es el relleno apisonado sobre el que se construye el piso actual de la Basílica. Se pone de manifiesto la existencia de una estructura que se refleja en todos los perfiles, a partir del quinto, de una forma más evidente. Haciendo un seguimiento global, ésta tiene una dirección NW-SE (Figura 2.12, círculos punteados) y continúa en el resto alejándose paulatinamente del origen en esa dirección.

Las profundidades medias de las estructuras asociadas con las anomalías se observaron entre los 0.5 m y los 2.0 m. Este alineamiento parece concordar con la posición de los cimientos de la nave buscada. En círculos continuos se han identificado otras anomalías sin aparente relación con la anterior. También se observan anomalías aisladas en los perfiles 18 y 19 que pueden corresponder a una tubería. En los radargramas 3, 4 y 5 se ven algunos rasgos más profundos, en torno a 2 m.

Las investigaciones que se realizaron previas a la década del 2000 fueron principalmente interpretaciones sobre imágenes en formato ráster. Como se vio en los anteriores casos de estudio del GPR, la mayoría de los trabajos se presentan en forma de mapas o radargramas, obteniendo resultados muy acertados en algunos casos como también no muy claros en otros.

Es posible observar que el algoritmo de procesado que más se emplea es el convencional, utilizando filtrados espaciales principalmente y correcciones espaciales.

Los estudios geofísicos mediante GPR que se emplean en la exploración arqueológica en México es plausible ya que son escasos, como también de manera internacional, sin embargo, ha habido un desarrollo notable a partir de su uso a finales de la década de los 90's. No obstante, es un tanto incipiente la incursión de este método aunado a que muchos arqueólogos aún desconfían de la funcionalidad de dichos métodos indirectos. Por lo tanto, es necesario seguir apoyando este tipo de investigaciones como también implementando nuevos algoritmos de procesamiento e interpretaciones procedentes de sitios arqueológicos (Argote, 2008).

### **2.3 Métodos eléctricos de prospección y su uso en geofísica somera.**

Los métodos eléctricos de prospección, también denominados geoeléctricos estudian, por medio de mediciones efectuadas en la superficie, la distribución en profundidad de parámetros electromagnéticas. Existen tres parámetros principales o constantes materiales que en principio podrían utilizarse para identificar los cuerpos situados en el subsuelo. Estas magnitudes son la permeabilidad magnética  $\mu$ , la constante dieléctrica  $\epsilon$  y la resistividad  $\rho$  (Orellana, 1982).

Tras distintos intentos por aplicar dichos conocimientos para la exploración de yacimientos, fue hasta 1913 el primer caso de éxito gracias a Conrad Schlumberguer, este investigador descubrió en dicho año el yacimiento de sulfuros de Bor (Servia) por medio de la polarización espontánea, primer hallazgo geofísico de mineral no magnético.

Los métodos eléctricos de campo artificial entran en su mayoría de edad con el estudio tectónico de la cuenca silúrica de Calvados (Francia) realizados en 1913 por el ya mencionado Conrad Schlumberguer, quien en el mismo año había obtenido el primer éxito de los métodos eléctricos de campo natural. Alrededor de 1915, C. Schlumberguer, y el americano Frank Wenner, independientemente, idean el dispositivo tetraelectródico que será la base del progreso de trabajos posteriores (Orellana, 1982).

Las mediciones de resistividad eléctrica se han utilizado para trabajos arqueológicos desde 1946 (Atkinson, 1952). La resistividad depende en gran medida del contenido de agua y uno intuitivamente espera grandes diferencias entre rocas, la arcilla, el suelo húmedo, el suelo excavado, la arena, etc. Sin embargo, a través de los estudios realizados en la arqueología se han encontrado firmas de resistividad donde ha sido posible identificar contrastes claros que se relacionan con trayectos de paredes, zanjas, tumbas, pozos y cavidades subterráneas de origen antropológico e histórico (Aitken, 1974).

La resistividad eléctrica aplicada a la arqueología no ha sido muy empleada comparada a los métodos potenciales, sin embargo, en las últimas dos décadas han crecido los trabajos que se dedican a esta disciplina. En México, entre los primeros estudios que involucraron levantamientos geofísicos se realizaron en la zona arqueológica de Teotihuacán, para la localización de túneles (Manzanilla, et al, 1989). De hecho, en este estudio ya fue necesario integrar distintos métodos indirectos para obtener una mejor información del sitio (Oztoyohualco y en la Pirámide de la Luna) dichos métodos consistieron en levantamientos gravimétricos y magnetométricos.

### **Método de Tomografía Eléctrica Resistiva (TRE)**

Los sondeos de resistividad eléctrica se han utilizado durante muchas décadas en las investigaciones hidrogeológicas, mineras y geotécnicas. Más recientemente, se han presentado resultados muy satisfactorios en el área de la arqueología y estudios ambientales.

Las mediciones de resistividad se hacen normalmente inyectando corriente en el suelo a través de dos electrodos de corriente (colocados en los extremos del arreglo), y midiendo la diferencia de tensión resultante en dos electrodos de potencial (colocados en la parte interior de los electrodos extremos del arreglo). A partir de los valores de la corriente ( $I$ ) y del voltaje ( $V$ ), se calcula un valor de resistividad aparente ( $\rho_a$ ).

Las ecuaciones de Maxwell forman parte importante de las leyes que rigen a las ondas electromagnéticas en la aplicación de corriente eléctrica al terreno, estas ecuaciones consideran un medio homogéneo, isotrópico y lineal, citando precisamente a la ley de Ampere y Faraday en el dominio del tiempo (Ecuación 19 y 20).

Sin embargo, a diferencia de la propagación de ondas electromagnéticas, aquí se tratarán a las ecuaciones como un campo estacionario y por ende habrán de anularse las derivadas temporales, y tendremos:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad (34)$$

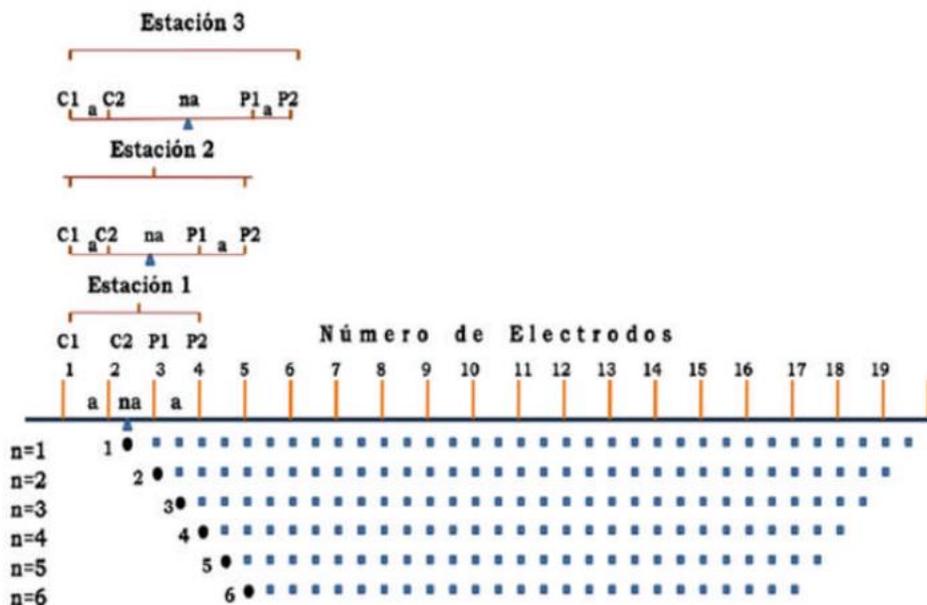
$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad (35)$$

Al realizar un levantamiento de resistividad eléctrica, el valor de resistividad calculado no es la resistividad verdadera de la subsuperficie, sino un valor "aparente" que es la resistividad de un medio homogéneo que dará el mismo valor de resistencia para la misma disposición de electrodos. Por lo que la resistividad "aparente" y la "verdadera" no son términos similares. Para determinar la verdadera resistividad subsuperficial, debe realizarse una inversión de los valores de resistividad aparente medida utilizando algoritmos estadísticos (Loke, 2000).

Como una alternativa a los SEV's se empezó a desarrollar el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), que es una combinación del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y el Perfilaje Eléctrico, es decir, que toma en cuenta la variación de resistividad tanto en la vertical como los cambios laterales sobre el levantamiento establecido por electrodos. El resultado, al ser en dos dimensiones, es un modelo sensible a cambios o variaciones en la longitud horizontal de resistividad eléctrica en el subsuelo (Montiel, 2015).

La base del método parte de los 4 electrodos, dos por los cuales es inyectada una corriente eléctrica al subsuelo y dos electrodos que medirán la diferencia de potencial.

En un levantamiento, este procedimiento se realizará repetidamente para tantas combinaciones de electrodos corriente – potencial sean definidas (Aguirre et al., 2014).



**Figura 2.13** Esquema del funcionamiento de la tomografía eléctrica en 2D. *C1* y *C2* corresponden a los electrodos de corriente, *P1* y *P2* a los electrodos de potencial, *a* es la distancia entre electrodos y *n* es el nivel de profundidad o lo que es el radio de la distancia entre los electrodos de potencial y los de corriente (Loke and Barker, 1995).

Uno de los arreglos más comunes que se emplean en la adquisición de datos en Tomografía eléctrica para objetivos someros, es el de tipo Wenner- Schlumberger el cual es una configuración híbrida: es una composición de las características de los dispositivos Wenner y Schlumberger, en donde los electrodos de inyección de corriente (*A* y *B*) se sitúan por fuera de los electrodos de potencial (*M* y *N*). Es moderadamente sensitivo tanto a estructuras verticales como a horizontales, útil en donde se esperan cuerpos con extensión en ambas direcciones. La profundidad de investigación aproximada para este arreglo es la quinta parte de la longitud total del tendido. La separación entre el electrodo de potencial y el de corriente se denota como *na*, mientras que *a* es la separación que hay entre los dos electrodos de potencial.

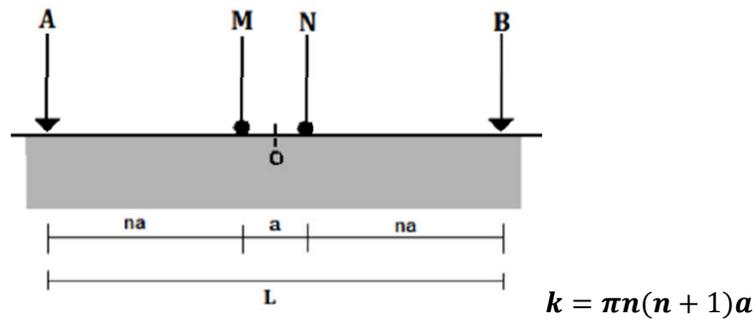


Figura 2.14 Disposición de los electrodos en el arreglo Wenner-Schlumberger

### Procesamiento de Tomografía de Resistividad Eléctrica

Los métodos geofísicos se basan en el estudio de los diferentes campos físicos que se generan o propagan en el interior de la Tierra. Entre los más importantes se encuentran el gravitatorio, el magnético, el electromagnético y el sísmico. Al conjunto de estos valores medidos en campo se les denomina como datos observados (de los campos anteriormente mencionados dependen, principalmente, de las propiedades físicas de las rocas), y al conjunto de parámetros se les nombra “modelo”.

Si se establecen las relaciones teóricas entre los valores de los parámetros de modelo, siendo estos conocidos a priori, para predecir los resultados de los sondeos o los datos observables, se resuelve el denominado problema directo. Por el contrario, si a partir de los valores de los datos medidos se infieren los valores de los parámetros del modelo, se resuelve el problema inverso. La diferencia fundamental entre ambos es que mientras que el problema directo tiene una solución, el problema inverso presenta el problema de la no unicidad o ambigüedad del problema inverso (Biosca, 2011). Por ello es deseable aplicar restricciones a los parámetros del modelo. En el caso del algoritmo de inversión que emplea *EarthImager* para el caso de datos de resistividad, parte de un espacio conformado por una serie de prismas contiguos, los cuales corresponden con la distribución de los puntos de atribución de la pseudosección y la posición de los electrodos en el terreno. Posteriormente se emplea una rutina de modelación mediante mínimos cuadrados o diferencias finitas para el caso del problema directo el cual obtiene el potencial en la superficie cuando se conoce la distribución de

la resistividad del subsuelo. El problema inverso obtiene la distribución de conductividades del subsuelo a partir de las medidas realizadas en la superficie. La no-linealidad del problema inverso original se resuelve normalmente mediante el uso de métodos iterativos. Estos métodos obtienen para cada iteración el modelo (la matriz de sensibilidad o Jacobiana) y los datos, usando algún método numérico, en este caso se emplea mínimos cuadrados con condicionamiento suavizado o inversión robusta para el ajuste de los datos observados y los parámetros estimados, este método se basa en la siguiente ecuación o función objetivo (Loke, 1996):

$$(J_i^T J_i + \lambda_i C^T C) \Delta r_i = J_i^T g_i \quad (36)$$

Donde;

$i$  es el número de iteraciones.

$J_i$  es la matriz Jacobiana de las derivadas parciales.

$\lambda_i$  Índice de amortiguamiento que suaviza el desajuste de los datos con el modelo.

$\Delta r_i$  Este vector almacena los cambios en los valores del modelo de resistividad para cada calculo iterativo. El vector de perturbación que modifica el modelo inicial.

$g_i$  son los residuos entre los algoritmos de los valores observados y los predichos de la resistividad aparente.

$r_{i-1}$  Los valores del modelo de resistividad previo a cada nueva iteración

$C$  es la matriz que restringe el suavizado de las perturbaciones en los parámetros a un valor constante.

Durante el proceso de inversión se considera como criterio de convergencia el error cuadrático medio (RMS, por sus siglas en inglés) entre los datos observados y el modelo actualizado en cada iteración (2.80). El proceso de iteración considera detenerse cuando no varía el modelo obtenido, regularmente esta actualización del modelo presenta el valor más bajo (error) y por ende termina el proceso de inversión.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(d_i^{pred} - d_i^{obs})^2}{N}} * 100 \quad (37)$$

Donde;

$N$  es el número de mediciones

$d_i^{pred}$  los datos del modelo predichos o calculados

$d_i^{obs}$  los datos observados o medidos directamente en campo

El problema de la tomografía geoelectrica consiste en la obtención de imágenes de la distribución de conductividades en el subsuelo. Para ello éste se divide en celdas. En el caso 2-D, se discretiza la sección transversal a la superficie que se localiza debajo del arreglo de electrodos en celdas cúbicas o bloques. El objetivo determinado es obtener la resistividad de cada bloque rectangular que producirá una sección de resistividades en la superficie que no discrepe en el sentido de los mínimos cuadrados con los datos obtenidos en campo (Salgado et al., 2002).

### **Tomografía de Resistividad Eléctrica aplicada a la arqueología (casos de estudio)**

Para la localización de restos arqueológicos es habitual la utilización de técnicas geofísicas combinadas para obtener un preámbulo más detallado acerca de sitios que en algunos casos no es posible realizar excavaciones. Los métodos geofísicos no son destructivos y son rápidamente empleados en zonas con estas restricciones, por lo que en ciertos sitios estos métodos pueden ser la única herramienta accesible que al arqueólogo se le permita usar.

La prospección eléctrica es una de las herramientas que más se han empleado en la exploración arqueológica gracias a los equipos disponibles hoy en día, la tendencia es la realización de gran cantidad de perfiles para fabricar un mallado, que cubra toda la zona de estudio y permita obtener información de carácter espacial sobre la profundidad, la dirección y la longitud de las estructuras enterradas. Las facilidades mencionadas anteriormente han permitido automatizar una gran cantidad de toma de datos haciendo uso de herramientas matemáticas y

computacionales, proporcionándonos una imagen o cartografía de la resistividad real del subsuelo, por lo que la Tomografía Eléctrica es un buen complemento para localizar estructuras superficiales en el caso de tener recubrimientos o rellenos sobre los sitios de estudio.

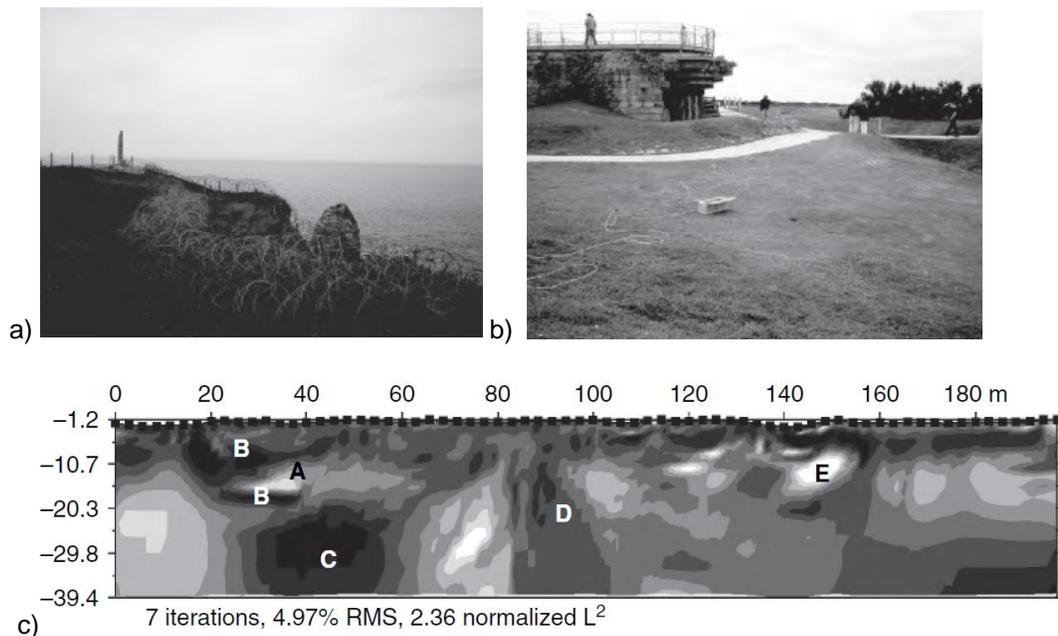
A continuación, se presentan dos casos de estudio donde se aplicó la técnica de TRE, a pesar de no ser muy antiguos y a grandes escalas de penetración vertical, ejemplifican una buena resolución ya que los objetivos se encuentran de manera somera y los contrastes son evidentes.

De nueva cuenta mencionaremos una de las temáticas más importantes en el desarrollo de equipamiento e instrumentación geofísica como es el caso de las guerras bélicas. A través del apoyo científico a este ramo, como se mencionó en el desarrollo de sensores remotos en el capítulo de los métodos potenciales y electromagnéticos ha sido posible obtener aportes que hoy en día son útiles en aplicaciones a pequeña escala como el caso de la arqueología.

El sitio de invasión del Día D en Pointe du Hoc, Francia (Figura 2.15a) es un importante campo de batalla de la Segunda Guerra Mundial y sigue siendo hoy un valioso recinto histórico, pero su existencia se ve comprometida por el riesgo de colapsos por erosión. El método de resistividad se utilizó allí para estudiar el efecto de la infiltración del agua subterránea en la estabilidad de la ladera. La gran cantidad de acero enterrado, hormigón y espacios vacíos en el sitio hace difícil la interpretación hidrogeológica de los datos de resistividad.

Se obtuvo un perfil de resistividad mediante el levantamiento de un tendido de Tomografía Eléctrica que pasaba a pocos metros de una zona estratégica de ataque delimitada por una rejilla de 155 mm (Figura 2.15b). La sección de resistividad mostrada en la Figura 2.15c fue construida e interpretada por Everett et al. (2013). La pequeña zona de alta resistividad (A) que se muestra aproximadamente a los 15 m de profundidad, con el halo de baja resistividad (B) que lo rodea, es la firma geofísica de la trinchera y sus cimientos. La zona más grande y más profunda de baja resistividad (C) que se extiende de 25 a 60 m a lo largo del perfil es probablemente de origen geológico, tal vez una zona de acumulación de agua subterránea. La zona vertical de alta conductividad (D) a aproximadamente 90 m no se asocia inmediatamente con ninguna característica antropogénica conocida; se interpreta como un conducto vertical para el agua subterránea que fluye desde profundidades sustanciales a la superficie. La zona

altamente resistiva (E) a una distancia de 145-150 m a lo largo del perfil se expone por una gran losa de hormigón enterrado.



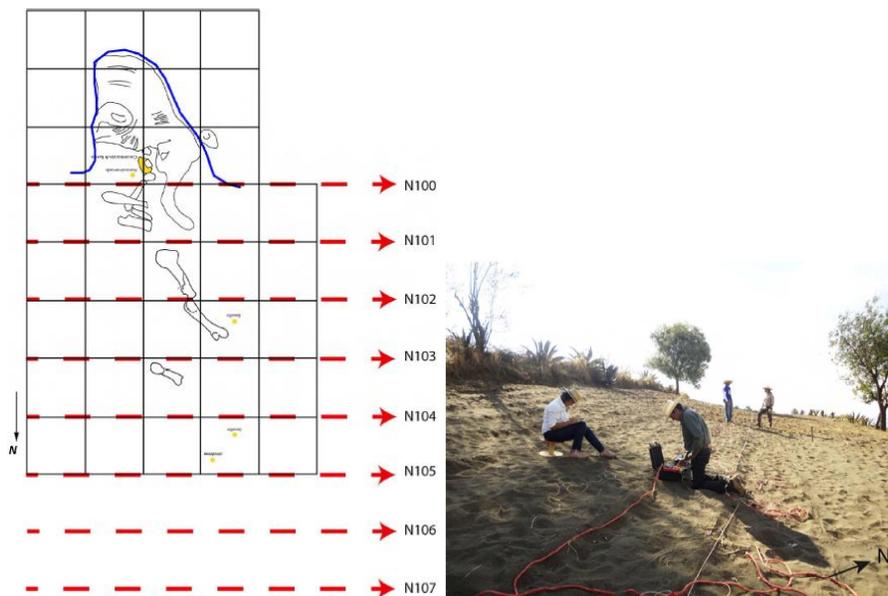
**Figura 2.15 (a) Campo de batalla de la Segunda Guerra Mundial, Pointe du Hoc, Francia. (b) La adquisición de datos de resistividad que pasa cerca de una fortificación alemana histórica. (c) Sección de resistividad que muestra las características naturales y culturales del subsuelo. Las etiquetas A-E descritas en el texto (Everett et al., 2013).**

El siguiente trabajo se realizó en Santa Ana Tlacotenco, Milpa Alta, México con la finalidad de identificar restos óseos y molares de mamut. Este estudio es una aplicación de estudios geofísicos realizados de manera nacional el cual es uno de los ejemplos más claros que indican una óptima resolución al integrar datos geofísicos a la exploración arqueológica. El estudio consistió de dos etapas principales.

Los estudios geofísicos preliminares se enfocaron principalmente en la parte este de la terraza de cultivo. En la segunda etapa se realizaron estudios con técnicas geofísicas con mayor resolución para definir el área de excavación y la ubicación de los restos de mamut enterrado en capas de suelo y ceniza volcánica para determinar puntualmente la firma de dichos restos óseos.

En esta sección vamos a concentrarnos en la interpretación cualitativa de los perfiles de Tomografía Eléctrica ya que además de estos, se integraron datos magnéticos, de GPR y topográficos.

Sobre la terraza de cultivo se realizaron ocho trayectos de 10 metros de longitud, en dirección oeste a este, con un intervalo de muestreo de 1 m y una separación entre trayectorias de 1 m. El dispositivo utilizado para la Tomografía Eléctrica fue el dipolo-dipolo, el levantamiento de los datos sobre el terreno se muestran en la Figura 2.16.



**Figura 2.16 Levantamiento de datos con Tomografía Eléctrica y disposición del dispositivo usado.**

Se seleccionaron los cuatro primeros trayectos de norte a sur ya que ofrecieron los rasgos más representativos de la posición anatómica de los restos del mamut encontrados durante los trabajos de excavación, realizados previamente.

El perfil N100 ubicado al sur de la terraza contenía la mayor cantidad de información según se releva en el mapa de la Figura 2.16, los huesos de la cabeza y las defensas del mamut son atravesados por este trayecto.

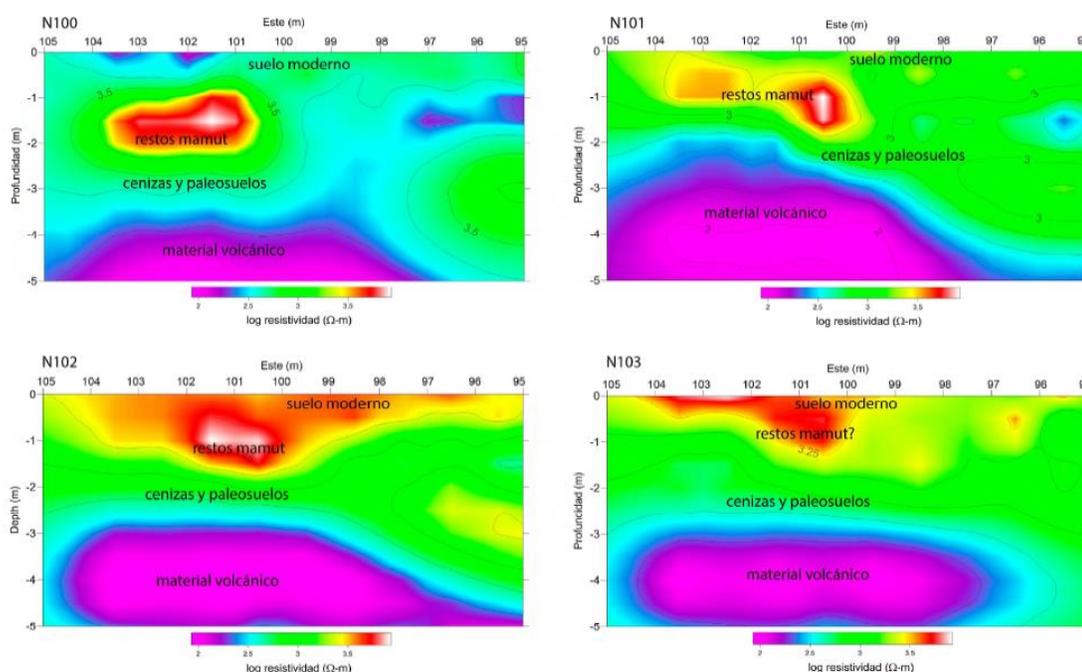
La imagen de los perfiles en la Figura 2.17, exhibe la zona del mapa ubicada entre E101-104. Mientras que para la profundidad de 1-2.3 m, se trata de una anomalía de alta resistividad originada por gran parte de los huesos del mamut mezclados con ceniza, dentro de una matriz aparentemente de ceniza alterada y paleosuelos. En el perfil se señala también la interpretación de las distintas secuencias geológicas asociadas con los cambios de resistividad, se interpretan básicamente tres horizontes principales, el suelo moderno en la parte superficial, la mezcla de

materiales volcánicos, cenizas y paleosuelos; y a mayor profundidad se identificó el material parental.

Las secciones de resistividad N101 y N102 muestran la anomalía eléctrica en color rojo-anaranjado a una profundidad menor, consecuencia de la pendiente del terreno que baja. En N101 la anomalía se divide en dos partes que aparentemente son resultado de las patas delanteras y de una de las defensas.

Mientras que en N102 la anomalía se concentra aproximadamente de E100-102, relacionándose con dos huesos grandes de las patas traseras ubicados más al norte.

La última sección que contiene información paleontológica relevante es el perfil N103, se observa una capa de material superficial más resistivo que forma parte del suelo moderno y parece contener la contribución lateral del grupo de huesos ubicados al sur y del fragmento menor localizado de E102-103 (Blancas et al., 2015).



**Figura 2.17** Perfiles de Tomografía Eléctrica en Santa Ana Tlacotenco.

Con los resultados mostrados anteriormente se es posible concluir que la Tomografía Eléctrica es un método muy eficaz dada su alta resolución en objetivos someros, gracias a esto se ha logrado construir secciones que representen de manera espacial las fuentes esperadas,

como son los casos que se presentaron anteriormente, objetos como armamento y varillado metálico, rocas alineadas de origen antrópico y restos óseos. Una de las características exitosas que se identificaron en los tres ejemplos fueron los contrastes que respondieron de manera notoria por lo que siempre es considerable que el medio encajonante y los objetos antrópicos contengan distintos parámetros físicos.

Por otro lado, aunque no se hizo mucho hincapié en el algoritmo de inversión utilizado o filtros empleados para la optimización del proceso (ejemplo de Santa Ana Tlacotenco y Campo de batalla en Pointe du Hoc, Francia), es posible notar que los resultados fueron ideales para ser interpretados de manera cualitativa inclusive de manera individual, sin embargo, se recomienda una integración de más técnicas para construir mejores mapas interpretativos.

## **CAPÍTULO 3: ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA.**

### **Contexto arqueológico.**

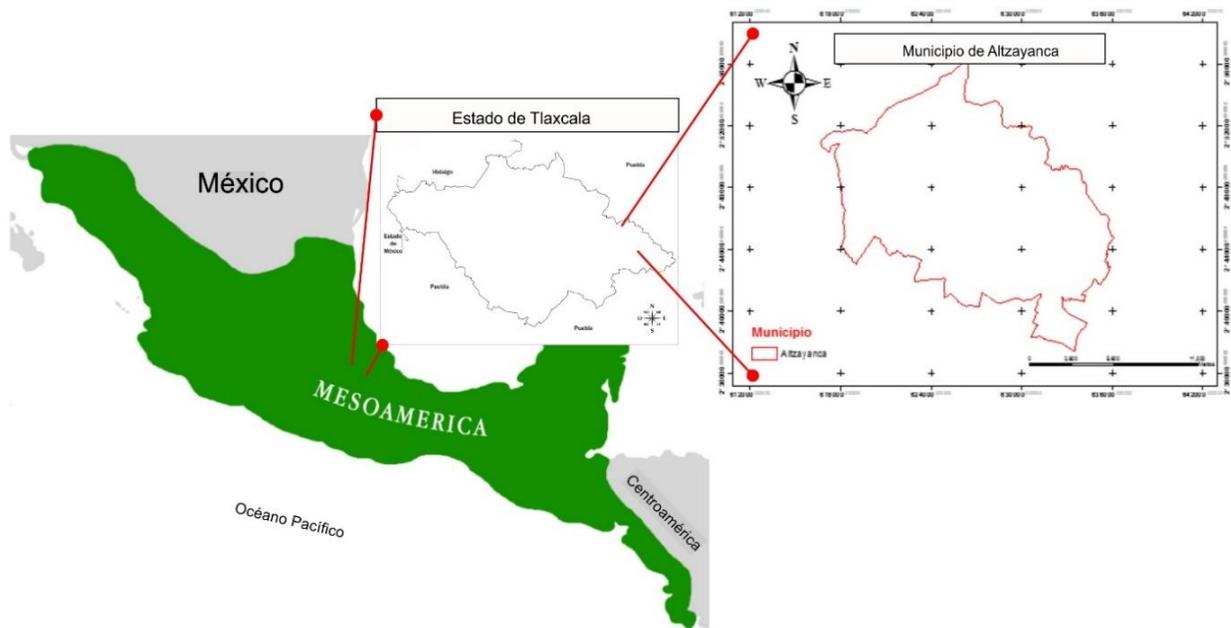
En el área de Xalasco, Alzayanca (Figura 3.1) se han encontrado evidencias que corresponden a un sitio arqueológico con ocupación humana durante el periodo Clásico mesoamericano (200 a 700 d.C.), con una base poblacional local del área poblano-tlaxcalteca y otra claramente con influencia teotihuacana, manifestando ciertas relaciones con el sur de Puebla y la costa del Golfo. Debido a que la orientación arquitectónica de las estructuras era similar a la existente en Teotihuacan, así como por la presencia de obsidiana de Sierra de las Navajas, cerámica utilitaria y ritual importada de la gran urbe, se ha considerado que Xalasco estuvo habitado por gente procedente o relacionada directamente con la sociedad teotihuacana de ese tiempo, sugiriendo que Xalasco fue un enclave de este centro rector (Manzanilla et al., 2011). Los rasgos que fueron posibles de observar en campo se dirigen a un montículo antropogénico localizado en la parte central de un polígono ocupado para el uso agrícola, además de esto también se identificaron muestras físicas tales como puntas de flecha de obsidiana, bloques de piedra tallados por el hombre y restos de cerámica.

A lo largo de los años, en Tlaxcala se han encontrado una serie de restos que pertenecen a la época prehispánica, como pioneros se han encontrado diversos estudios que simbolizan la exploración arqueológica en esta zona, entre ellos se encuentra Ángel García Cook y Leonor Merino Carrión. Una de las localidades con mayor hallazgo de restos arqueológicos, corresponde a la localidad de Xalasco que se encuentra a 18 kilómetros de Huamantla, siendo un sitio con hallazgos de restos arqueológicos los cuales tuvieron un periodo de ocupación entre el 200 y el 700 D.C. Otros proyectos de salvamento y de investigación de las zonas arqueológicas del Estado de Tlaxcala fueron los realizados por los Arqueólogos L. R. Manzanilla, Alejandro Bautista Valdespino, D. L. Argote y P. López en el área de Xalasco y los Teteles de Ocotitla dentro del estado de Tlaxcala.

Desde los estudios iniciales del grupo del Arqueólogo Ángel García Cook durante el reconocimiento arqueológico del Proyecto Arqueológico Puebla Tlaxcala, en 1974, no existieron actualizaciones oficiales en la caracterización de la zona. No es sino hasta mediados de los años noventa cuando se tienen nuevas noticias sobre el sitio, a raíz de la formación de la Asociación Municipal Téotl, A.C.

Los montículos se distribuyen sobre amplios terrenos actualmente parcelados, separados por veredas, caminos y zanjas modernas, excavadas con el fin de retener un poco de humedad en la superficie y evitar los efectos de la erosión. En estos terrenos se cultiva maíz, frijol, calabaza y durazno de temporal, que se siembra a partir de mayo o junio, al comenzar la época de lluvias.

Con base en los materiales identificados por (Manzanilla et al., 2011) el papel de los sitios en el corredor teotihuacano en Tlaxcala puede interpretarse que los teotihuacanos deseaban bienes de consumo y de lujo existentes en otras regiones de Mesoamérica; por su parte, las elites locales de los sitios ubicados en esta ruta geográfica principal en el oriente del estado anhelaban emular la religión, el simbolismo, el atuendo y costumbres de sus homólogos en la floreciente urbe. La finalidad del intercambio era realzar y patentizar el estatus preexistente, bajo el entendido de que el acceso a ciertos materiales exóticos o de prestigio estaba restringido a la élite. Este uso de los bienes foráneos le legitimaba, a la vez que mantenía vínculos con las élites de diferentes regiones.



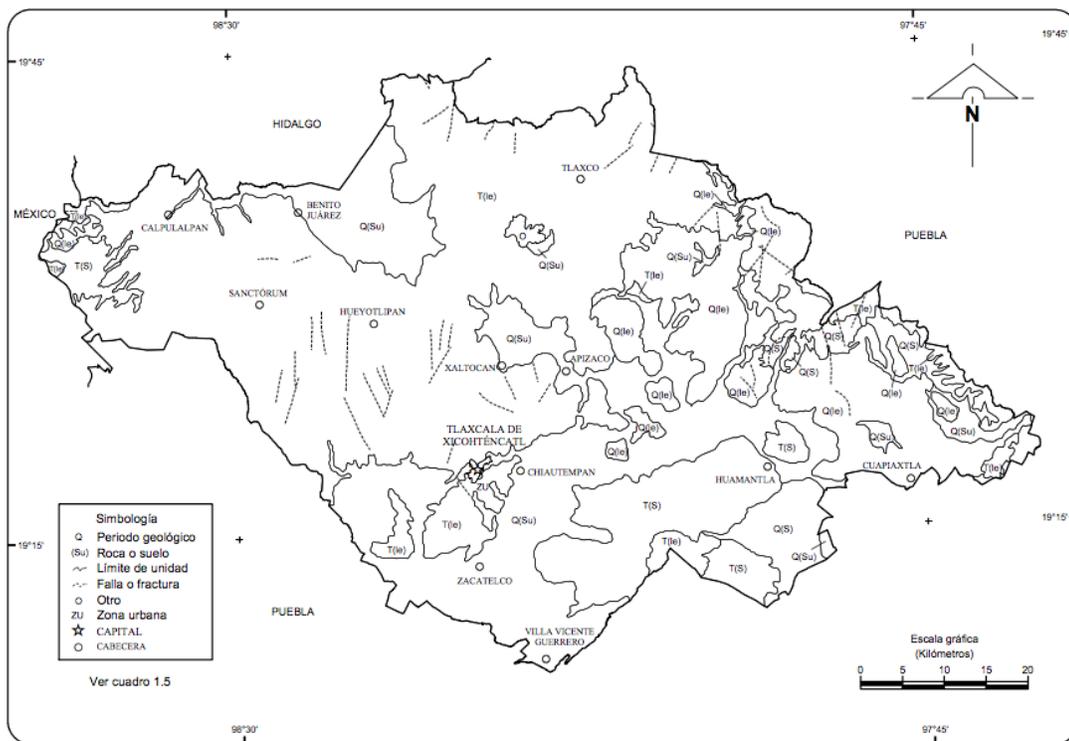
**Figura 3.1 Localización del municipio de Altzayanca en la República Mexicana.**

## **Contexto geológico.**

El estado de Tlaxcala se ubica en la parte central de la República Mexicana, y se localiza dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Esta región describe un vulcanismo que está conformado principalmente de estratovolcanes, calderas y domos de composición andesítica (Mooser et al. 1996).

El estratovolcán, La Malinche se ubica en el límite entre la FVTM y la sierra Madre del sur, al norte y noroeste de este gran estratovolcán, se observa un campo volcánico reciente que rodea la zona urbana del municipio de Apizaco, compuesto de conos monogenéticos de composición basáltico-andesítica, emitiendo corrientes moderadas de lava, cubriendo parcialmente a rocas correspondientes al Plioceno, al noreste se encuentra la sierra de Tlaxco, dónde sus elementos principales son un conjunto de volcanes erosionados alineados en la dirección NW a SE, algunos de estos muestran grandes cráteres y calderas cuyas emisiones lávicas y piroclásticas contribuyen al relleno de esta región. Debido a estar en las proximidades del volcán La Malinche, la geología mencionada forma parte importante de la zona de trabajo (Angulo,2013).

El área de trabajo se encuentra dominada por rocas volcánicas del tipo andesitas y tobas andesíticas, en especial arenas y gravas formadas con este tipo de roca originadas en el Pleistoceno.



**Figura 3.2 Mapa geológico general de Tlaxcala. Fuente: INEGI, Continuo Nacional del Conjunto de Datos Geográficos de la Carta Geológica, 1:250 000, serie 1.**

En cuanto a la edafología, los suelos dominantes de la zona son Regosol (49%), Durisol (25%), Leptosol (22%) y Fluvisol (1%).

El uso de suelo consta de la agricultura (70%) y zona urbana (3%), mientras que la vegetación está formada por Matorral (23%), bosque (3%) y pastizal (1%); el uso potencial de la tierra es para la agricultura en su mayoría (Juárez, 2017).

### Marco geomorfológico.

La morfología presente en la zona de estudio se debe a la actividad volcánica y a los procesos exógenos. Las topofomas que muestra la región de manera general, abarca: sierras, lomeríos, llanuras y mesetas. En los extremos norte y sur, se localizan los volcanes Huintetepetl y la Malinche (Martínez et., al. 2007).

En la región se encuentran elementos como tobas, abanicos volcánicos, depósitos lacustres antiguos y modernos, así como también, depósitos aluviales. Los depósitos tanto aluviales como lacustres se ubican en valles y planicies con elevaciones aproximadas a los 2200 msnm.

## Logística de campo.

### Magnetometría

La adquisición de datos magnéticos conlleva tomar una serie de lecturas en intervalos regulares dentro de un mallado. El espaciamiento entre las líneas de dicho mallado y las estaciones de lectura es dependiente de la aplicación del estudio. Objetivos pequeños requieren mayor resolución y *grids* más densos.

Durante el estudio de Magnetometría se realizó un levantamiento que constó de 30 líneas de 400 m con separación entre ellas de 10 m cuya dirección es casi NE-SW en la zona de interés, con separación de 3m por dato y con el sensor a 1m de altura del terreno (Figura 3.3). Cabe mencionar que, para lograr una mejor resolución de las anomalías, fue necesario crear una mayor densidad de muestreo en gabinete.

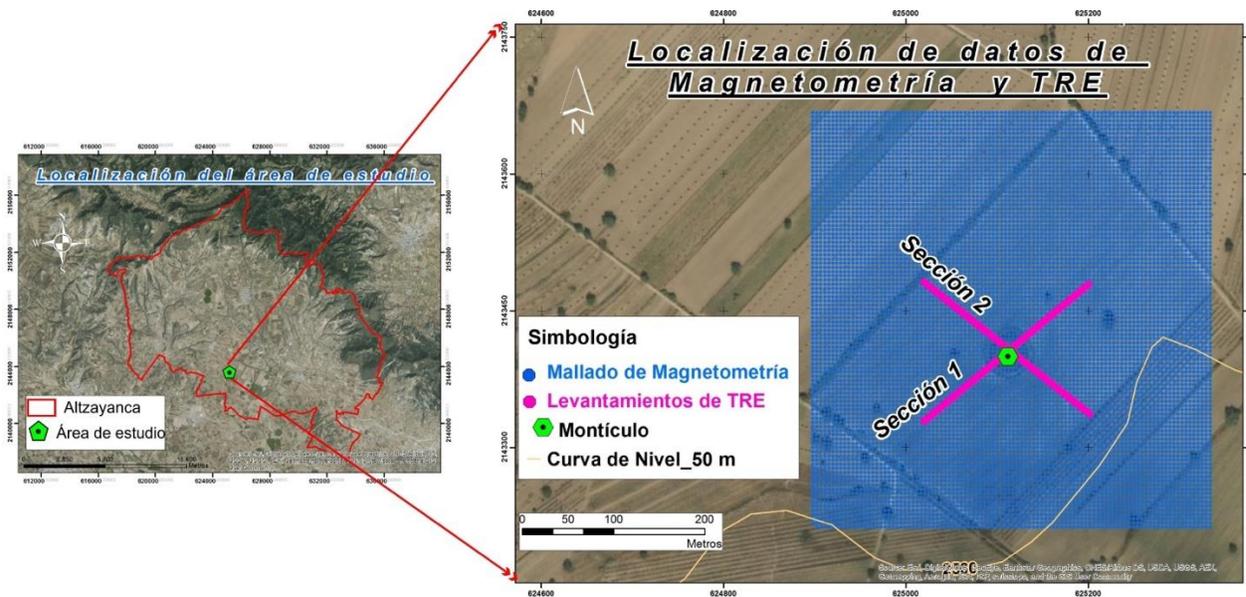


Figura 3.3 Localización del mallado magnético (puntos en azul) y los dos tendidos perpendiculares de Tomografía Eléctrica (línea discontinua en rosa).

El equipo empleado para la toma de datos en la base magnética consistió de un *Magnetómetro GSM-19T / Gradiómetro GSM-19TG*, se usó para obtener los datos de la base magnética y es considerado como un equipo accesible, que se puede usar en entorno exigentes, eficiente y descarga rápido de datos, el GSM-19T está diseñado para ofrecer el máximo valor en un sistema de precesión de protones. Una de sus características es el sistema de precisión de protones con GPS integrado de alta sensibilidad para estudios sobre el terreno.



**Figura 3.4** La consola y el sensor del equipo GSM-19T utilizado para la base magnética.

Especificaciones del equipo empleado para la base magnética

<b>Sensibilidad</b>	0.15 [nT] @ 1 lectura por segundo. 0.05 [nT] @ 1 lectura cada 4 [segundos].
<b>Precisión absoluta</b>	+ / - 0.2 [nT]
<b>Rango Dinámico</b>	20,000 a 120,000 [nT]
<b>Tolerancia de Gradiente</b>	Más de 7,000 [nT / m]
<b>Frecuencia de muestreo</b>	60 +, 5, 4, 3, 2, 1, 0,5 [segundos]
<b>Temperatura de funcionamiento</b>	-40 a 50 [°C]
<b>Resolución</b>	0.01 [nT]

*Tabla 3.1 Especificaciones del Magnetómetro para la base magnética GSM-19T y para el Gradiómetro GSM-19TG*

El equipo empleado para realizar la adquisición de las líneas magnéticas fue la consola GSM-19TGW Proton Precession configurado con mochila, adicional para las lecturas del gradiómetro lecturas (simultáneas), sistema de GPS incorporado y VLF EM. The Walking Proton

Precession magnetómetro es una aplicación única de la electrónica y la física que proporciona un registro casi continuo de la tierra sobre la cual se lleva el instrumento. GEM ofrece hasta 0.5 segundos de muestreo para dar cabida a los sondeos a paso de hombre. Incluye la exportación de datos en un formato estándar XYZ (es decir, orienta las líneas y las coloca en un plano) para facilitar su uso en programas de software estándar-comerciales, un formato de exportación programable para el control total de los valores de elevación de salida de GPS para insumos de modelos geofísicos.



**Figura 3.5** La consola y el sensor del equipo GSM-19TW.

#### Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

Se realizaron un par de levantamientos de Tomografía Eléctrica Resistiva 2D: de 240 m cada sección, con una separación entre electrodos de 5m (48 electrodos) mediante el arreglo Wenner-Schlumberger (Ver mapa de la Figura 3.3).

El equipo empleado para los levantamientos de Tomografía Eléctrica 2D consistió de un *SYSCAL Pro Switch*, este mide la resistividad eléctrica del terreno el cual integra un transmisor, receptor y el interruptor. Se suministra energía a través de una batería de 12 Volts. Para realizar las mediciones en campo fue necesario contar con electrodos, marro y cables tipo caimán; se emplearon un total de 48 electrodos los cuales están constituidos de aleación de cobre, bronce y zinc. Para obtener un buen acople al medio, es necesario emplear el uso del marro.

También fue necesario el uso de 3 carretes de cable, que permitían dar comunicación a los 48 electrodos simultáneamente, esto permitió que el equipo midiera e hiciera las aperturas automáticamente. Con este equipo es posible obtener una gran cantidad de datos gracias a que el proceso de adquisición es automatizado, afectando de manera positiva la buena resolución resultante en las secciones 2D.

Especificaciones del equipo empleado para TRE:

<b>Duración del pulso.</b>	0.2 s, 0.5 s, 1 s, 2 s, 4 s, 8 s.
<b>Corriente máxima.</b>	2.5 A, precisión de 0.2%
<b>Voltaje máximo.</b>	800 V en modo de conmutación, 1000 V en modo manual.
<b>Voltaje de salida.</b>	800 V (1600 V de pico a pico) en el modo de interruptor, 1000 V (2000 V de pico a pico) en el modo manual.
<b>Rango automático.</b>	10 canales de entrada.
<b>Impedancia de entrada.</b>	100 Ohms.
<b>Proceso de la señal.</b>	Lectura de corriente, tensión, desviación estándar, 20 ventanas de PI.
<b>Temperatura de funcionamiento.</b>	20 a 70 °C.
<b>Resolución</b>	0.2 %, 1 microVolts.
<b>Dimensiones</b>	31x23x36 cm
<b>Peso</b>	13 kg, con cable 2/24 para llevar a cabo:23 kg

Tabla 3.2 Especificaciones de la consola SYSCAL Pro Switch.

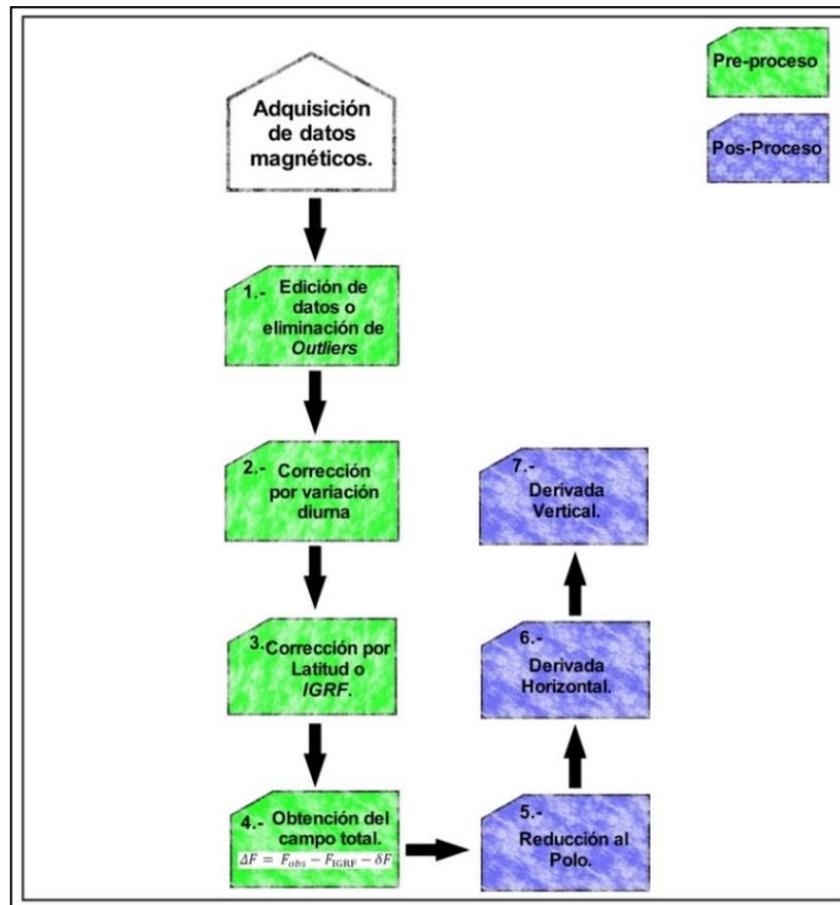


Figura 3.6 Consola SYSCAL Pro Switch (Iris Instruments).

## Metodología

### Correcciones y pre-proceado de datos magnéticos.

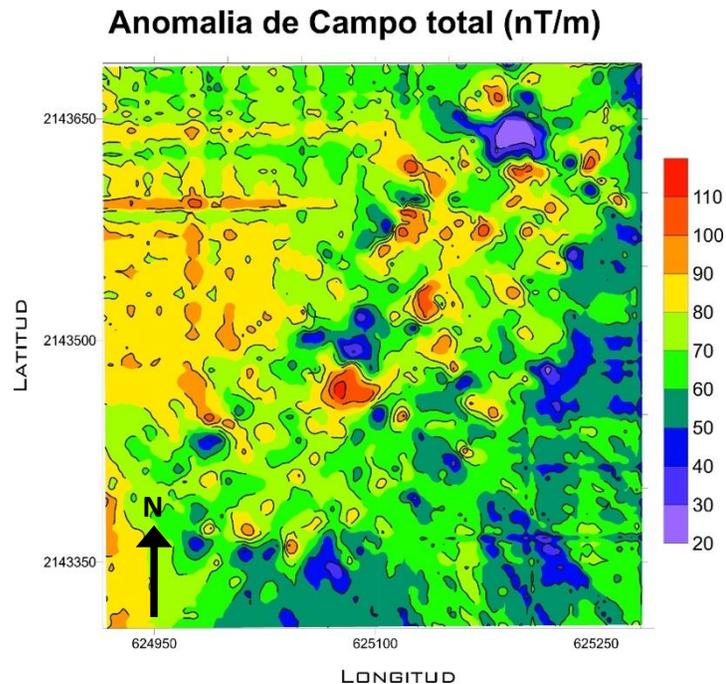
El flujo de correcciones realizadas para este levantamiento se representa mediante el siguiente esquema, dado que el pre-procesado y el pos-procesado ya fue explicado en el Subcapítulo 2.1, aquí sólo discutiremos los resultados obtenidos.



**Figura 3.7** Diagrama de flujo del tratado de los datos magnéticos terrestres que separa a las correcciones y al procesado. El pre-proceso contempla las correcciones que eliminan efectos ajenos a la geología. El pos-proceso contempla los productos que pueden obtenerse del tratado de los datos y está en función de los objetivos de este trabajo.

Para la realización de la interpolación se empleó el método de Kriging 2D. El método de *Kriging* nos permite obtener nuevos puntos partiendo del conocimiento de un conjunto discreto de puntos. Este es un método de análisis geoestadístico que se basa en la premisa de que la variación espacial continúa con el mismo patrón, tiene como base científica el semivariograma el cual define la varianza entre dos observaciones como una función de la distancia que las separa, mediante modelos estadísticos que incluyen la autocorrelación. En este trabajo, el Software empleado fue *Surfer 10*, utilizando el interpolador de Kriging.

Mapa de Anomalía del campo Total.



**Figura 3.8 Mapa de Anomalia de Campo Total.**

Para las correcciones de los datos magnéticos (pre-procesado) se utilizó Excel para así obtener el Campo Total. De Excel se exportó a un archivo *.dat* la información de la Anomalia de Campo Magnético (las coordenadas *x*, *y* y el valor del campo) para interpolarlo en Surfer 13. La escala de colores asignada oscila desde 20 nT hasta los 120 nT con un tipo de paleta de gradiente, esta escala se consideró con objeto de distinguir de mejor manera los contrastes del campo magnético.

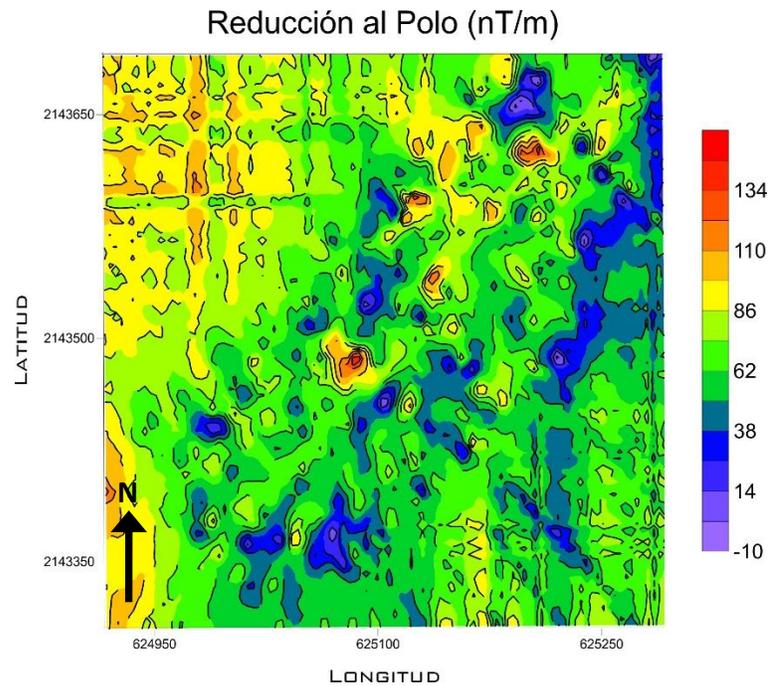
Mapa de Reducción al polo.

La siguiente operación aplicada es la reducción al polo que pertenece al pos-procesado, es una técnica que recalcula los datos de intensidad magnética total como si el campo magnético inducido tuviera una inclinación de  $90^\circ$ , es decir, las anomalías toman aproximadamente la misma forma que sería observada en el polo magnético.

A partir del Centro de Geofísica Nacional de datos (NOAA) obtuvimos tanto la inclinación como la declinación de la zona de trabajo. A continuación, se muestran los valores obtenidos en decimales:

$$I^{\circ} = 47.3873; D^{\circ} = 4.5381$$

Una vez aplicado la reducción al polo, se obtuvieron anomalías ubicadas directamente sobre las fuentes que las producen. Los procesos posteriores requieren anomalías magnéticas reducidas al polo.

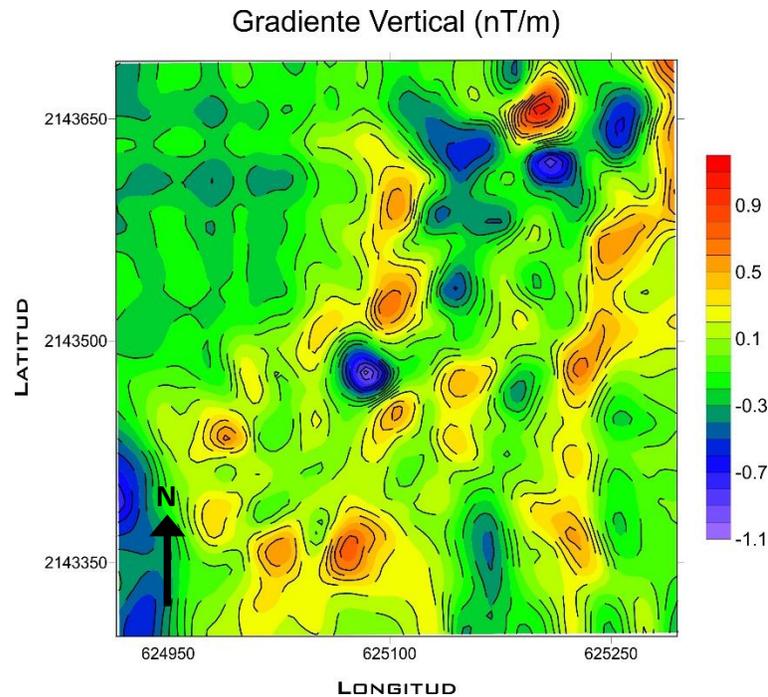


**Figura 3.9 Mapa de Anomalía Reducida al Polo.**

Se observa que la respuesta de la anomalía reducida al polo es muy similar a la anomalía del mapa de Campo Total, aunque existen una mayor cantidad de mínimos magnéticos, los dipolos siguen manteniéndose en la misma zona. A partir de este mapa y los siguientes resultados, se realizó el pos-procesado mediante el software *MagPick* para finalmente exportar los valores XYZ a Surfer 10 para la interpolación.

Mapa de Gradiente Vertical.

Con este proceso fue posible obtener una mejor ubicación de las anomalías que se señalaron en los procesos anteriores, aplicando el gradiente vertical con filtro pasa bajas para lograr acentuar anomalías someras.



**Figura 3.10 Mapa de Gradiente Vertical**

Cabe mencionar que la anomalía central del mapa ( $X=625083.3$ ,  $Y=2143478$ ) se encuentra orientada a la parte central del montículo y era evidente que se podrían encontrar anomalías que se manifestaran a esta localización, sin embargo, en cada paso del pos-proceso, la anomalía que se extiende al noreste seguía manifestándose por lo que podría ser una buena aproximación de otra fuente antrópica.

Mapa de Gradiente Horizontal.

El gradiente horizontal tiende a exhibir sus máximos directamente sobre los bordes de las fuentes causantes de las anomalías (Blakely, 1986). Con este proceso también fue posible corroborar la presencia de las dos anomalías dipolares, descartando la presencia de más posibles fuentes con las características de bajos magnéticos.

### Gradiente Horizontal (nT/m)

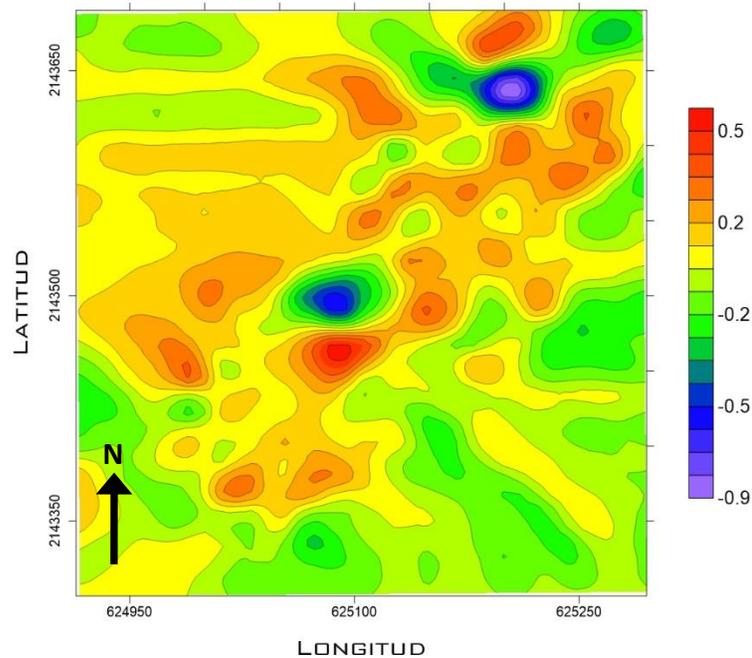


Figura 3.11 Mapa de Gradiente Horizontal

### Inversión de datos de TRE.

De acuerdo a los objetivos del trabajo, dada la resolución que se esperaba obtener en los estratos someros, el arreglo que se decidió utilizar fue Wenner-Schlumberger para ambos levantamientos.

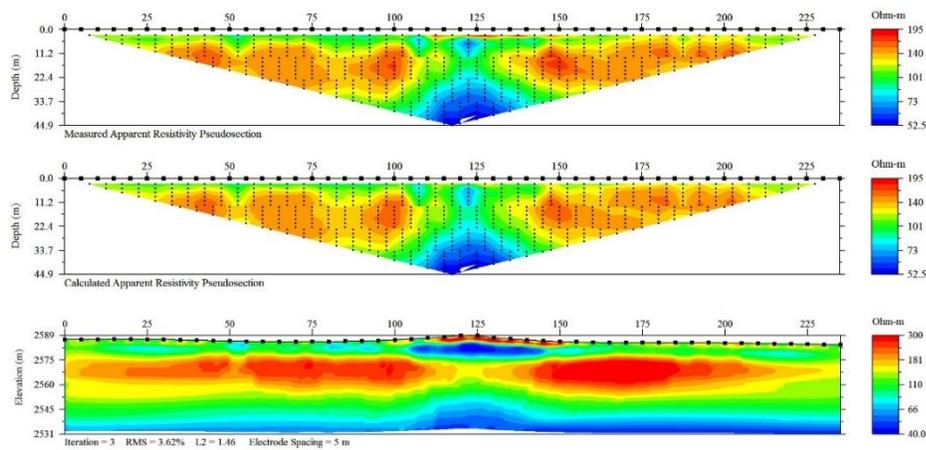
En el procesado, el objetivo concreto es obtener la resistividad de cada celda o conjunto de bloques rectangulares en los cuales se discretiza el modelo de datos adquiridos y posteriormente, mediante un algoritmo de inversión se producirá una sección de resistividades el cual no discrepe en el sentido de los mínimos cuadrados con los datos obtenidos en campo. El software empleado para invertir fue *Earthimager* el cual utiliza como método la Inversión Suavizada, su condicionamiento es estar normalizado con una norma L2, tendiendo a producir un modelo con una suave variación en los valores de resistividad. Si esta variación es continua, la aproximación del modelo obtenido es aceptable. La norma L2 es otra medida para ajustar los datos y se define como la suma cuadrática ponderada del error RMS (ecuación 37).

Cabe mencionar que, para lograr realizar la inversión, es necesario utilizar el archivo con extensión. urf, es importante en este archivo de texto, estructurar el tipo de arreglo que se utilizó en campo y el espaciamiento entre los electrodos. Estos pueden ser editables en el encabezado.

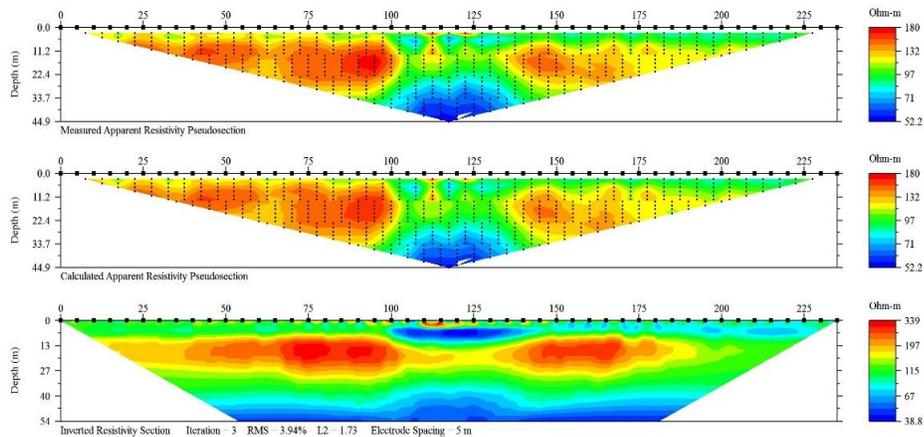
Mientras que para el archivo con extensión. trn es posible incluir la topografía de la zona, su estructura es muy parecida a un archivo. urf ya que se pueden agregar comentarios seguidos de las unidades en que se está trabajando, el valor que equivale a la distancia horizontal y por último las dos columnas donde la primera corresponde a la distancia entre los electrodos y la segunda a la elevación que tiene al nivel medio del mar.

Con motivo de visualización, se incluyó la topografía a una de las secciones, esto para comprobar la existencia de alguna variación al momento de la inversión entre las dos secciones, sin embargo, los resultados continuaron siendo similares.

Los resultados obtenidos para las dos secciones de tomografía que se localizaron espacialmente sobre el montículo se manifestaron de la misma manera arrojando un error de RMS de 3.62% y 3.94% en la tercera iteración en ambos casos.



**Figura 3.12 Sección 1 SW-NE de Tomografía Eléctrica (Datos Observados, Datos Calculados y Modelo Invertido con corrección topográfica).**



**Figura 3.13 Sección 2 NW-SE de Tomografía Eléctrica (Datos Observados, Datos Calculados y Modelo Invertido).**

Los resultados obtenidos en ambos modelos nos permitieron observar que en la zona central, donde se localiza el montículo, podemos apreciar una anomalía que corresponde a un lóbulo alargado horizontalmente con una resistividades entre los 38 y 73 Ohm/m lo cual es indicador de una zona bastante conductora en relación a las secuencias volcánicas a profundidades mayores y esto se debe directamente a una acumulación de agua que probablemente corresponda a la poca permeabilidad de sedimentos siliciclásticos que factiblemente fueron usados como cimientos en la construcción de esta estructura arqueológica.

Mientras que, a una profundidad mayor, entre 11 y 30m, fue posible apreciar un aumento en la resistividad del subsuelo, es posible relacionar este cambio de resistividad a secuencias volcánicas de roca con baja porosidad y poca permeabilidad, los valores se encuentran en un rango de resistividades de entre 181 a 339 ohm /m.

La obtención de estos resultados preliminares nos permite estimar de una mejor manera la profundidad a la que se propaga dicha anomalía la cual puede relacionarse a alguna(s) estructuras arqueológicas que no superan los 13 metros de profundidad. A continuación, se hará uso de los resultados aquí obtenidos para emplearlos mediante un análisis de Sistemas de Información Geográfica.

Los resultados presentados en este subcapítulo pretenden darnos un panorama general del pre-procesado empleado en la magnetometría ya que estos formarán parte de la integración de datos geofísicos en los Sistemas de Información Geográfica.

## **Formato de datos para la integración de resultados en los SIG.**

A lo largo de este subcapítulo se explican los resultados geofísicos que se emplearon para la exploración arqueológica, así como su integración a los Sistemas de Información Geográfica (SIG) para lograr concluir la hipótesis de zonas potenciales a presentar rasgos que pertenezcan a materiales de construcción prehispánica.

Las técnicas de interpretación son aplicadas a los datos utilizando el software ArcGis especializado para localizar y analizar estadísticamente una serie de datos que el usuario desee, utilizando una combinación de contornos y sombreados para resaltar los patrones de las anomalías en el caso de existir.

Estadística descriptiva para los datos de Prospección magnética.

Para ingresar los datos de magnetometría, el software permite realizar un análisis de estadística descriptiva con el fin de obtener un preámbulo de la organización de los datos. Una vez hecho este paso precursor el programa permite realizar una serie de correcciones necesarias para interpolar. A continuación, se muestran los pasos aplicados a los datos magnéticos corregidos.

En la Figura 3.3 se representa espacialmente los levantamientos de datos magnéticos y de Tomografía Eléctrica.

El primer paso consistió en realizar el análisis de la anomalía de campo total previamente corregido para comprobar si siguen una distribución normal.



Tabla 3.3 Distribución de datos del Residual Magnético (Izquierda) y Estadística descriptiva (derecha).

De igual manera se calcularon las distribuciones de los datos de la población y del rango de interés del modelo (Valores de la Intensidad magnética (-171.23522 a -40)).

Rangos de Distribución	
$P(-171.235 < X < 91.118)$	100%
$P(-171.23522 < X < -40)$	3%

Tabla 3.4 Distribución de los datos de la población y de interés del residual magnético.

Posteriormente, fue posible realizar la interpolación de los datos recolectados mediante un módulo de la plataforma de Arcgis. También se calcularon los datos estadísticos que deben tomarse en cuenta al momento de realizar la interpolación con el método deseado. *Kriging* fue el elegido como el mejor módulo de interpretación ya que arrojó una distribución esperada de los datos.

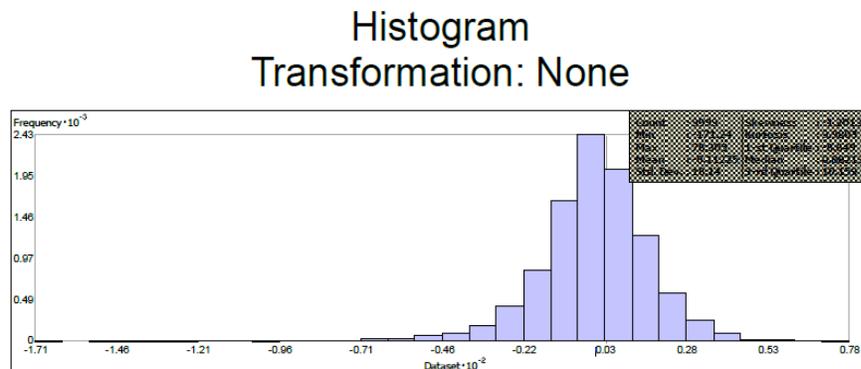
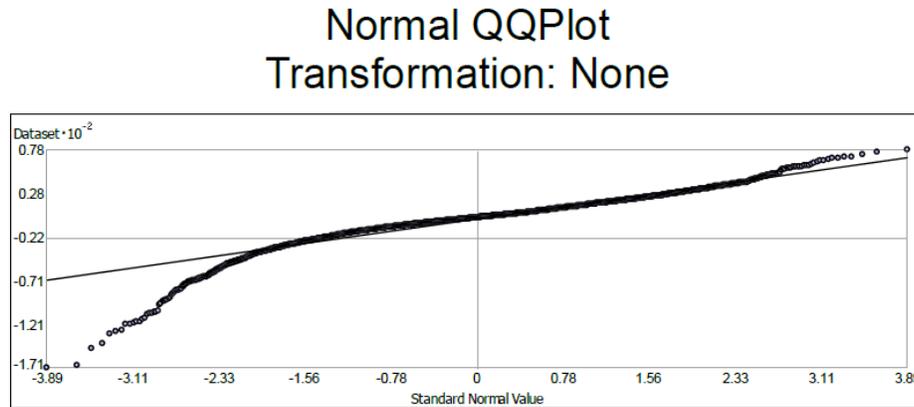


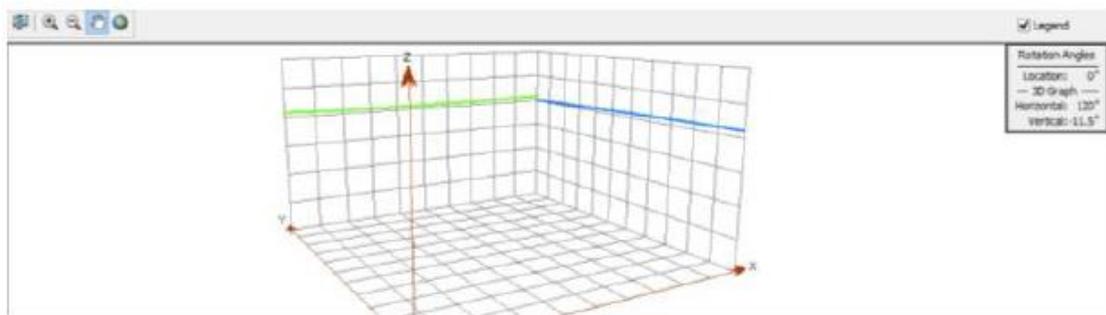
Figura 3.14 Distribución de datos del residual magnético.

La Figura 3.14 nos permitió observar una distribución normal con un sesgo de los datos hacia la derecha. No fue necesario realizar una transformación logarítmica para considerarlo en la interpolación.



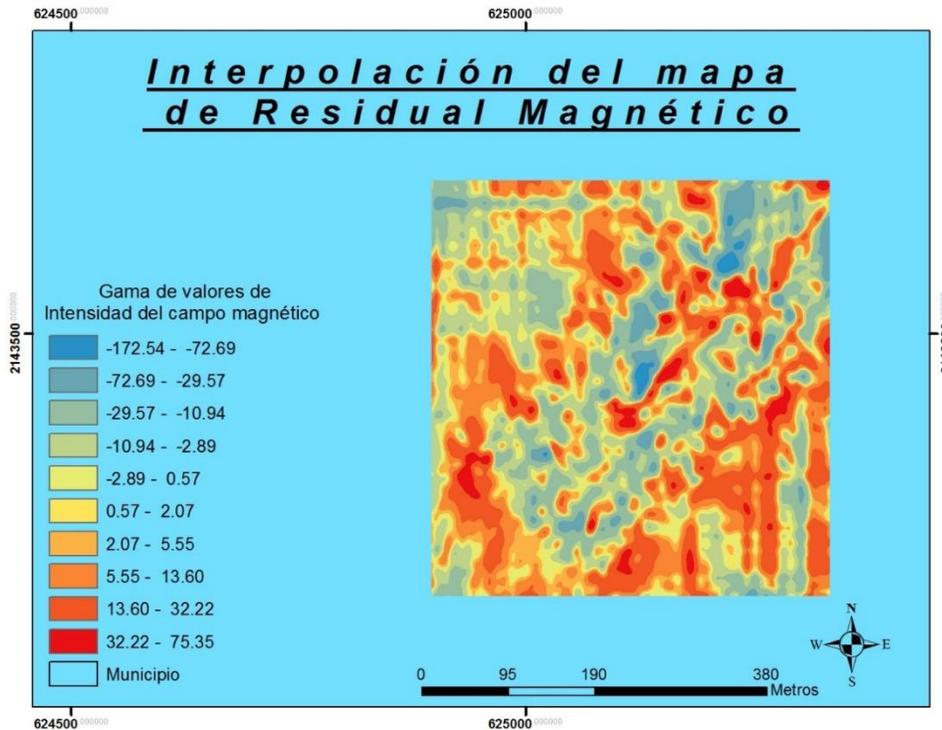
**Figura 3.15** Recta de Distribución normal estándar de datos del Residual Magnético.

Después se realizó el cálculo de distribución de los datos con una distribución normal estándar. Mientras más aproximados se encuentran los puntos a la línea recta del gráfico, más cerca están de seguir una distribución normal. Y finalmente se comprobó si existía una tendencia en los datos, sin embargo, no se determinó una variación cuadrática o cúbica, si no lineal con ligera pendiente positiva, por lo tanto, fue necesario remover este pequeño factor en el algoritmo del interpolado.

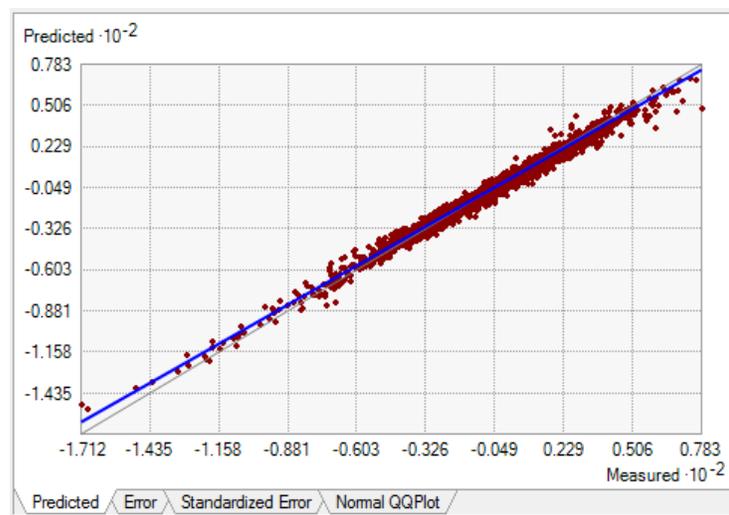


**Figura 3.16** Líneas de tendencia de los datos del Residual Magnético.

Por último, con las observaciones hechas en los datos, se realizó la interpolación



**Figura 3.17 Mapa de la Interpolación del Campo Total Magnético.**



**Figura 3.18 Comparación de errores de los datos observados y los predichos para Magnetometría.**

Finalmente, a manera de comprobación del grado de error de los datos observados y los datos calculados en la interpolación, *Arcgis* permite estimar la raíz cuadrada del error para la capa de resistividad del residual magnético (0.334).

Estadística descriptiva para los datos de TRE.

La inversión de la Tomografía eléctrica se realizó con el software *Earthimager*, dichos resultados fueron presentados en el capítulo anterior. Sin embargo, los SIG's manejan herramientas que se pueden representar mediante un mapa proyectado en superficie, por lo tanto, fue necesario explorar los datos 2D de resistividad y seleccionar a la profundidad de interés, para posteriormente realizar un análisis estadístico.

La profundidad de interés para la Sección 1 fue de 4.6 metros, mientras que para la Sección 2, la profundidad fue de 6.5 metros ya que a estas profundidades se encontraban las resistividades más bajas (38.79 – 61 ohm/metro) y contrastaban con los valores promedio de la zona (valores altos de resistividad).

Finalmente fue necesario realizar el mismo flujo de análisis estadístico que la magnetometría con las dos líneas de tomografía intersectadas.

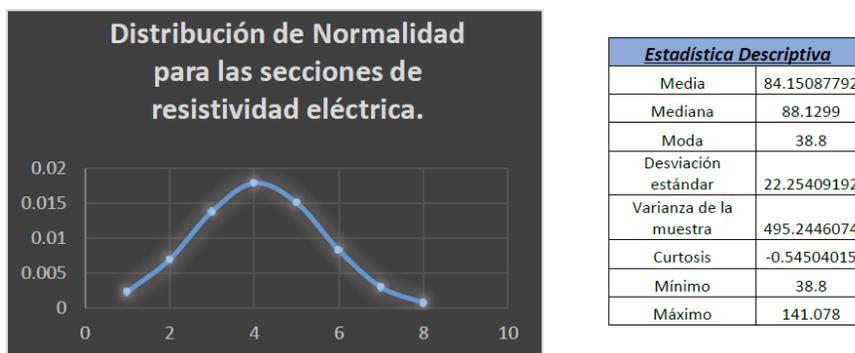


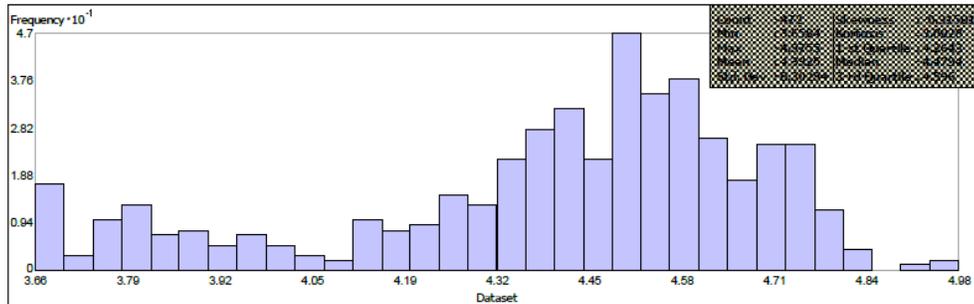
Tabla 3.5 Distribución de datos de la Tomografía Eléctrica (Izquierda) y Estadística descriptiva (derecha).

Mientras que también fue posible calcular las distribuciones de los datos obtenidos, esto es, tanto de los valores que incluyen a la población como el rango de interés del modelo de Tomografía Eléctrica.

Rangos de Distribución	
P(38.799<X<141.078)	97%
P(38.79<X<61)	13%

Tabla 3.6 Distribución de los datos de la población y de interés de la Tomografía Eléctrica.

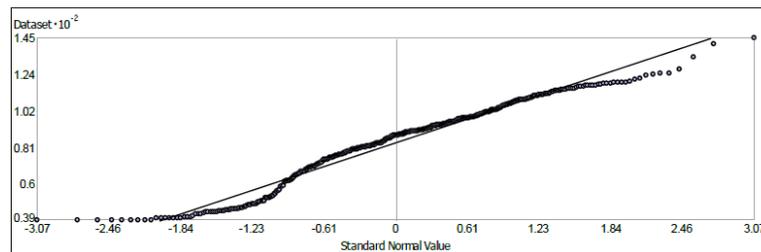
## Histogram Transformation: Log



**Figura 3.19** Distribución de datos de la Tomografía Eléctrica.

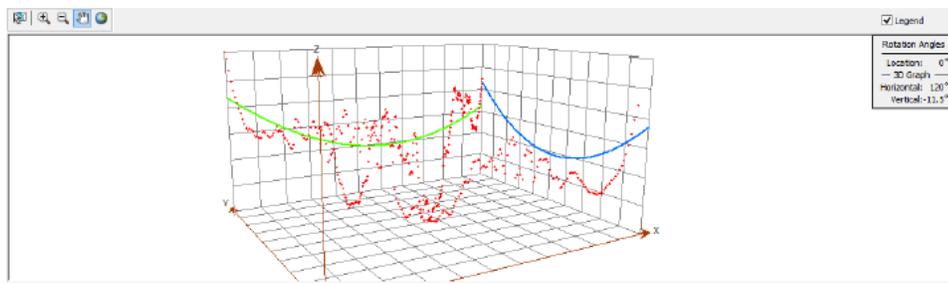
Es importante mencionar que se realizó una transformación de los datos, ya que no presentaba una distribución normal ideal, por lo tanto, se transformaron los datos a una distribución logarítmica, notando un sesgo hacia el sentido positivo.

## Normal QQPlot Transformation: None



**Figura 3.20** Recta de Distribución normal estándar *de las dos secciones de Tomografía Eléctrica*

Posteriormente, tomando en cuenta la transformación de datos, se calculó que tan lejano se distribuían los datos de la recta normal, y se observa un mejor ajuste.



**Figura 3.21** Tendencia de los datos de las dos secciones de Tomografía Eléctrica.

Fue posible observar una tendencia cuadrática en los valores, por lo tanto, fue necesario remover este factor en el algoritmo del interpolado de Kriging lineal. Finalmente, tomando en cuenta las correcciones hechas en el análisis estadístico de la tomografía se obtuvo el siguiente mapa interpolado.

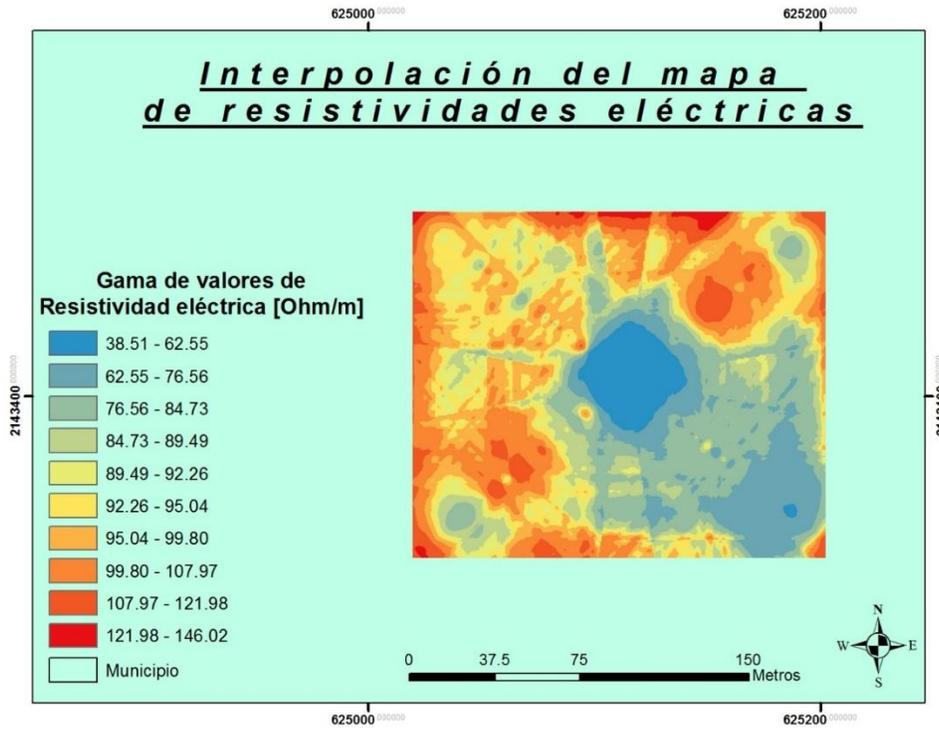


Figura 3.22 Mapa de la Interpolación de las dos secciones de Tomografía Eléctrica.

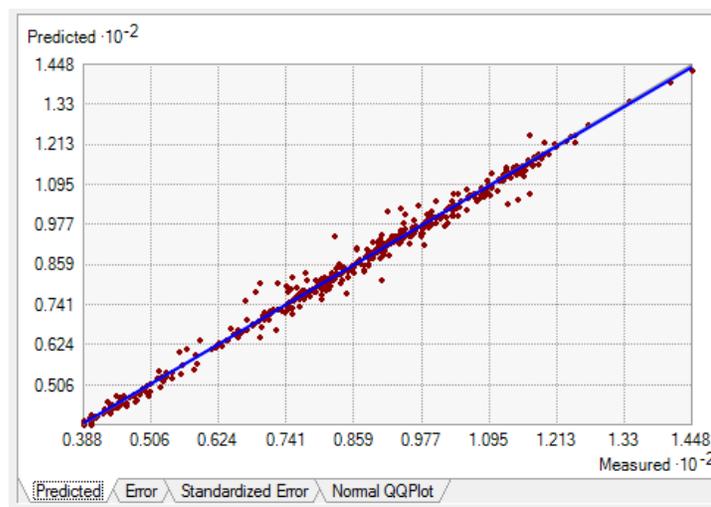


Figura 3.23 Comparación de errores de los datos observados y los predichos para Tomografía Eléctrica.

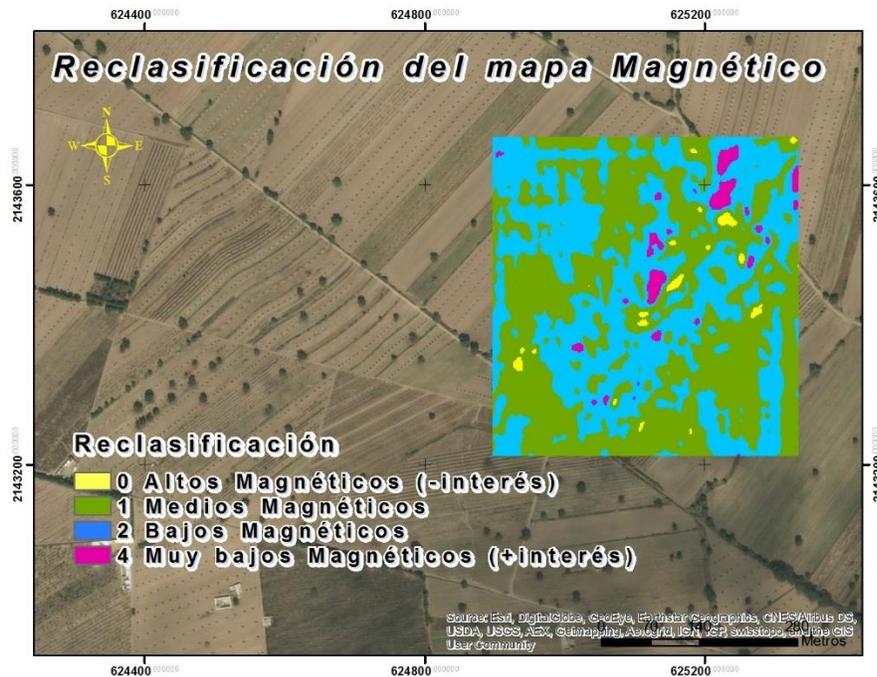
De igual manera que en los datos del campo total magnético se observó que el error es pequeño, presentando una tendencia lineal entre datos observados y predichos en el modelo de interpolación. La raíz cuadrada del error para la capa de resistividad es pequeña (0.454).

## **CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

### **Integración y Pos-procesado de los Datos Geofísicos.**

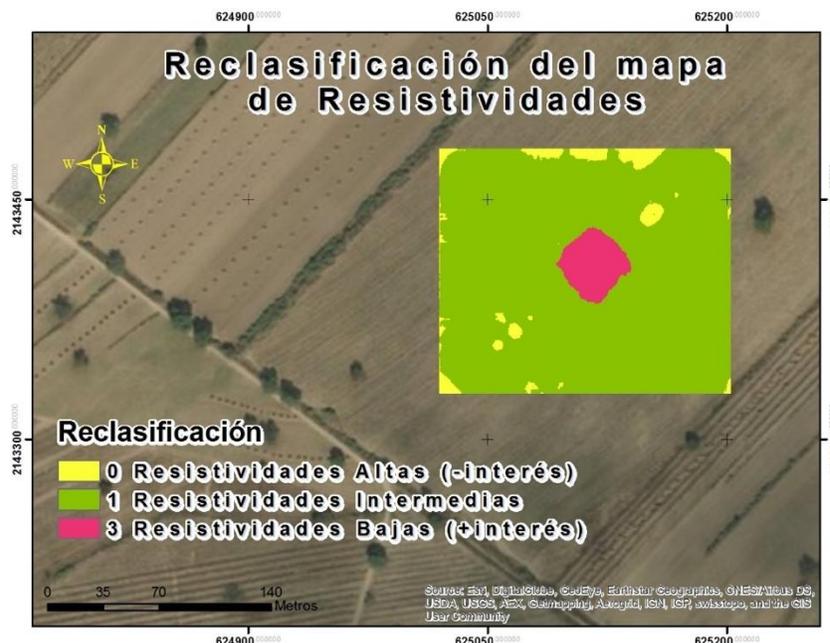
Continuando con el flujo de pasos a seguir en Arcgis, es necesario reclasificar los mapas obtenidos anteriormente (Mapas interpolados de la Figura 3.22 y 3.17) para determinar que valores de interés representan un mayor peso en la interpretación. Esto se realiza de manera independiente para cada mapa como se muestra a continuación.

El modelo conceptual del análisis de probabilidad de localizar anomalías de interés arqueológico, después de realizar la reclasificación para ambos parámetros físicos involucrados, pretende elaborar un mapa final mediante la suma de dichas capas (Residual magnético y Resistividad eléctrica), haciendo uso de la herramienta de *Arctoolbox*, *Raster Calculator* en el módulo de álgebra de mapas. Dicha operación permite visualizar las zonas geográficas en donde coinciden las propiedades ideales para que los parámetros físicos puedan arrojar anomalías muy bajas, relacionadas a la determinación de objetos que contrasten con el medio encajonante. El modelo conceptual utilizado para el Álgebra de mapas, resultante es el siguiente:



**Figura 4.1** Mapa de la Reclasificación de datos magnéticos. Los valores de mayor interés magnético se encuentran entre  $-171.23522$  y  $-40$  con un peso mayor.

Cabe resaltar que los valores ponderados tanto en el residual magnético como de Tomografía Eléctrica son relativos y están sujetos a la interpretación del analista tomando en cuenta al análisis final del mapa resultante del álgebra de mapas. Los pesos empleados para cada capa, corresponden y se ajustan a la anomalía central, dado que la evidencia en campo se encontraba en la zona del montículo y en las cercanías de este.



**Figura 4.2** Mapa de la Reclasificación de Tomografía Eléctrica. Los valores de mayor interés de resistividad eléctrica se encuentran entre 38.8 y 61 ohm/m con un peso mayor.

A continuación, se muestran los pesos empleados para cada rango de valores en ambas variables:

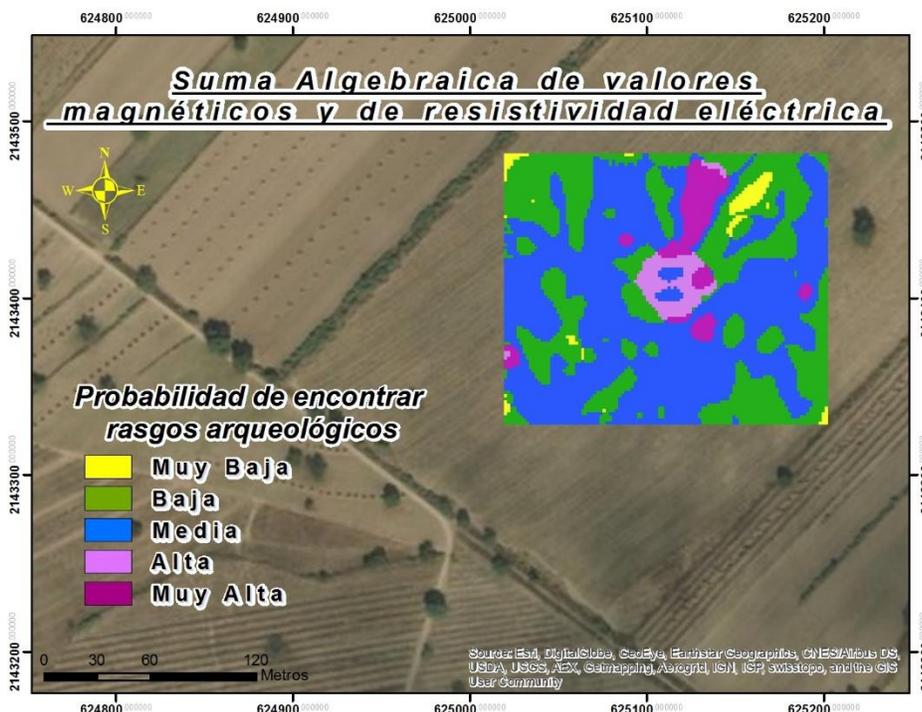
<u><i>Pesos para valores de Intensidad Magnética</i></u>		<u><i>Pesos para valores de Resistividad Eléctrica</i></u>	
-171.23 – -80	4	38.8 – 61	3
-80 – 0	2	61 – 110	1
0 – 40	1	110 – 144.824	0
40 – 78.304	0		

*Tabla 4.1 Pesos establecidos para los valores de residual magnético y la Tomografía Eléctrica.*

Finalmente se aplicará la herramienta del Álgebra de mapas para cumplir con el modelo conceptual de la siguiente manera:

$$\text{Zonas probables de localizar objetos arqueológicos} = \text{Resistividad eléctrica} + \text{Residual magnético}$$

Después de realizar esta operación en *Arcgis*, se obtuvo una clasificación de 5 valores. *Muy alto* corresponde a aquellas áreas con mayor probabilidad de encontrar objetos y construcciones arqueológicas, mientras que el valor de 1, representa al valor mínimo o nula probabilidad de encontrar zonas de interés arqueológico.



**Figura 4.3** Suma de álgebra de mapas de las variables geofísicas para encontrar áreas de interés arqueológico.

Con este resultado fue posible observar que la zona central de la suma algebraica demuestra valores altos, siendo esto un resultado esperado, sin embargo, también fue posible observar que este lóbulo se extiende hacia el noreste, presentando valores aún más altos que la zona central. Esto nos permite tener una mayor visión de la cobertura que indica la anomalía y, por lo tanto, es recomendable realizar estudios de mayor resolución, manteniendo la no invasión del sitio, que nos arrojen resultados más claros de lo que se localiza a profundidades someras en las zonas ya estimadas (ya que los cortes utilizados de las secciones 2D de resistividad, fueron entre 4 y 6 metros de profundidad). Métodos como el radar de penetración terrestre (GPR) nos brindan una alta resolución hasta los primeros en al menos los primeros metros de profundidad.

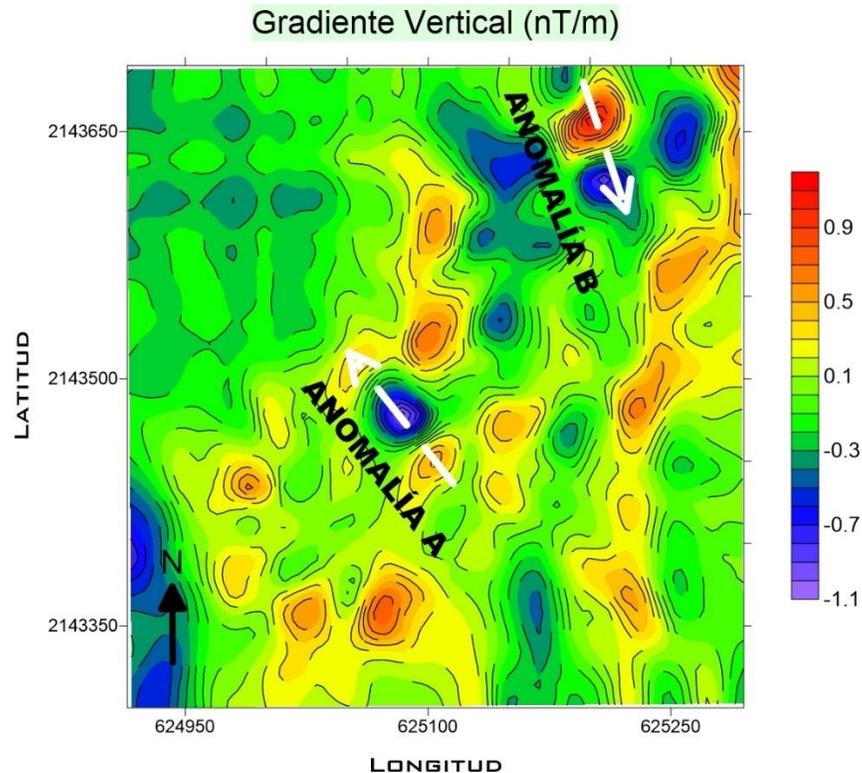
## **Estimación de la profundidad mediante la Deconvolución de Euler.**

Por medio de herramientas automatizadas para la modelación y determinación de profundidades en datos potenciales, se demostrará la presencia de fuentes magnéticas que estén relacionados a restos arqueológicos.

El método se basa en elegir de una malla de datos, anomalías de carácter dipolar para posteriormente realizar una sección con valores en X, Y del perfil sobre un par de anomalías que destacan del mallado.

Posteriormente se calcula el modelo sintético explicado en el subcapítulo de *El Método Magnético y su utilización en Geofísica Somera* en el cual se toma como geometría a la esfera con susceptibilidad magnética aproximada a la esperada de un cuerpo homogéneo de composición andesítico-basáltico.

Al momento de contar con ambas curvas, se calcula un ajuste mediante mínimos cuadrados amortiguados o suavizados (desarrollado en el subcapítulo de *Métodos eléctricos de Prospección en Geofísica Somera*) programado en Matlab, de la anomalía medida en campo (Anomalía A y Anomalía B) y el modelo sintético, esto con el fin de estimar de mejor manera los parámetros de entrada y utilizar el modelo predicho para emplear la Ecuación Diferencial Homogénea de Euler "EDE" con el fin de modelar y dar una estimación de la posición a las fuentes; y para corroborar la autenticidad de la dipolaridad de las fuentes anómalas, así como también de corroborar la localización de las fuentes. Por último, de forma cuantitativa podríamos esperar una simetría entre la forma de la curva de datos observados (Anomalías en campo) y la curva obtenida por el modelo sintético, esto con un porcentaje de error RMS bajo. Dicho coeficiente nos podría acercar a realizar una severidad acerca de la geometría de la fuente.



**Figura 4.4** Mapa del gradiente vertical en el que se muestran las anomalías magnéticas de interés sobre las cuales se realizará el cálculo de la EDE.

Para el presente análisis fue necesario normalizar la magnitud del campo magnético (Gradiente vertical) con el fin de homogeneizar la magnitud en el eje Y de las anomalías observadas con el modelo sintético. Sin embargo, uno de los parámetros a calcular en el modelo sintético es introduciendo el campo magnético promedio sin perturbar del mallado, por lo que se eligió el valor promedio obtenido en el cálculo de la anomalía de campo total. Esta magnitud no tomará importancia ya que en la inversión nos estimará un valor promedio del mapa del gradiente vertical, dentro del rango de [-1.1 a 1.3].

La longitud de la línea de medición para cada anomalía es variable pues depende del tamaño de la zona anómala. Por otra parte, el sentido del perfil A se aproximó hacia el norte magnético terrestre como sería de esperar, sin embargo, el perfil B presenta una orientación inversa y no fue posible tomarla con orientación al Norte magnético.

## Anomalía A

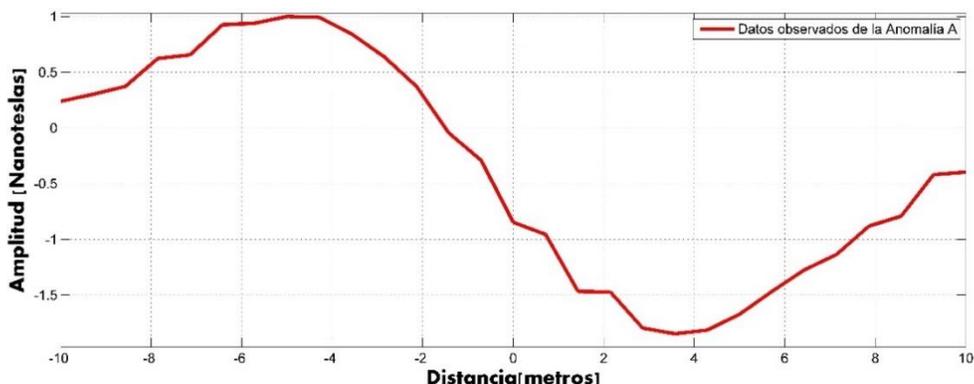


Figura 4.5 Perfil de anomalía A (ver localización en la Figura 4.4).

La anomalía “A” presenta valores máximo y mínimo de 1 y de -1.8 nT respectivamente (Figura 4.5), con valores en la longitud que van de -10 a 10 metros, sin embargo, la distancia en la horizontal no representa importancia para el cálculo, para este caso solo nos representa la curva de manera gráfica. En la siguiente gráfica de la inversión retomará una mayor importancia la estimación de la fuente en el parámetro de la distancia en X. La orientación de esta sección es SE-NE con una longitud de 20 metros.

El siguiente paso consiste en calcular la inversión mediante mínimos cuadrados amortiguados, los parámetros de entrada de la esfera y la anomalía son  $R = 2.19\text{ m}$ ;  $z = 10.3\text{ m}$ ;  $x = 8$ ;  $k = 0.019$ , donde R es el radio de la esfera, z la profundidad de la fuente, x es la distancia en la horizontal o el punto medio de la fuente y k la susceptibilidad magnética. A continuación, se muestra los resultados de la inversión.

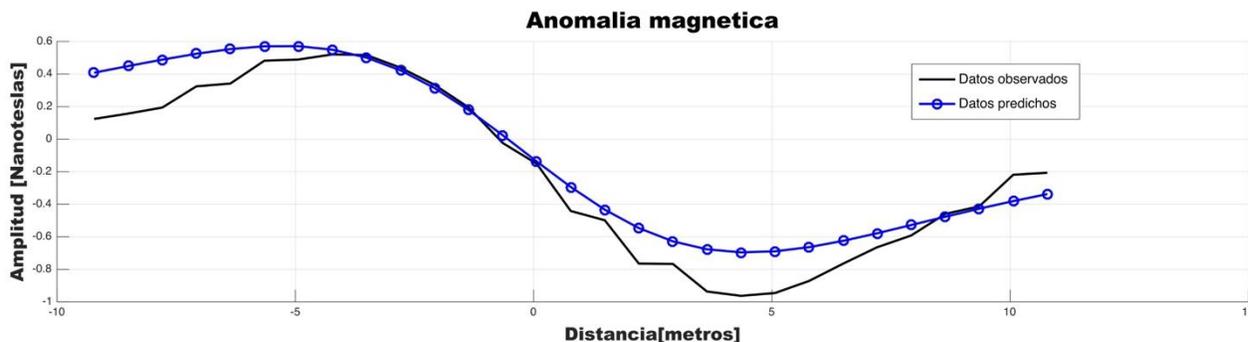


Figura 4.6 Inversión de datos magnéticos de la anomalía A.

Los resultados mostrados por la inversión nos aproximan hacia la curva de los datos observados, sin embargo, no fue posible obtener un ajuste perfecto, si no aproximado, esto podría deberse a la geometría de la fuente el cuál se podría aproximar más a una semi-esfera alargada. El error RMS resultante fue de 2.3966, mientras que los parámetros que el programa sugiere fueron:  $R = 2.08 \text{ m}$ ;  $z = 9.61 \text{ m}$ ;  $x = 6.99$ ;  $k = 0.36$ , posteriormente fue necesario calcular la matriz de resolución la cual está construida por los datos observados y los parámetros estimados del modelo con la finalidad de determinar la unicidad de la solución, es decir, conocer si el modelo buscado (modelo sintético) representa a los datos observados. El parámetro que más osciló fue el de la susceptibilidad magnética, este valor si bien se eligió por valores de tabla de la andesita y basalto, puede cambiar a los valores teóricos debido a la alteración que han sufrido los restos arqueológicos de la zona ya que fueron sometidos a cambios de temperatura de acuerdo a muestras recolectadas en estudios realizados en Xalasco.

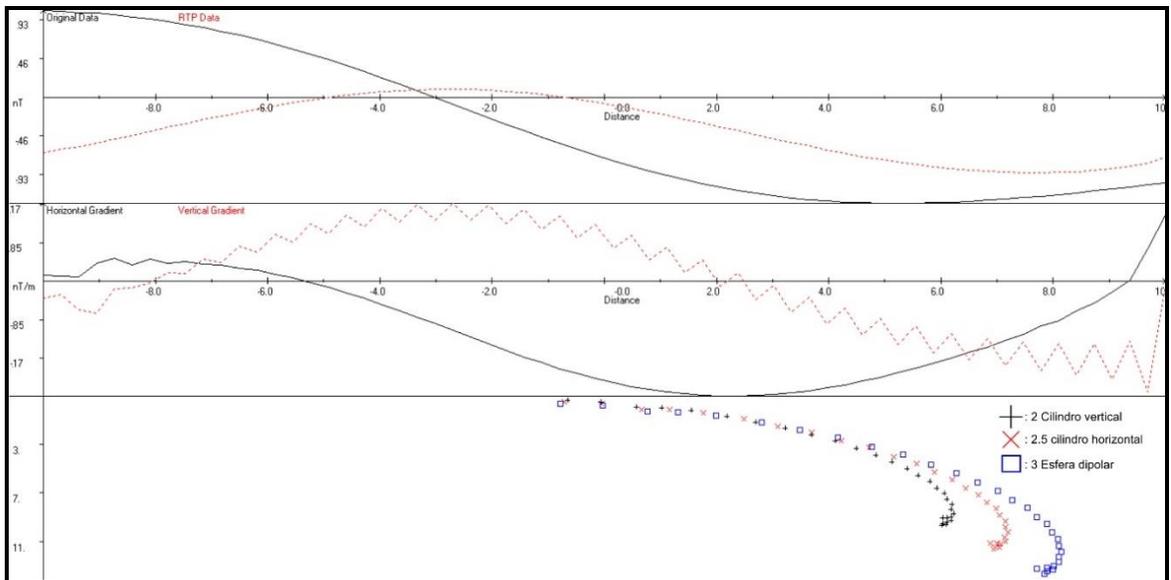
#### Solución a la Deconvolución de Euler "EDE"

Finalmente se realiza la Deconvolución de Euler sobre la Anomalía A empleando el software Euler 1.15 (Cooper 200-2004), los datos que se tienen de entrada para su ejecución son los siguientes:

Valor de campo magnético: 40675.4 nT

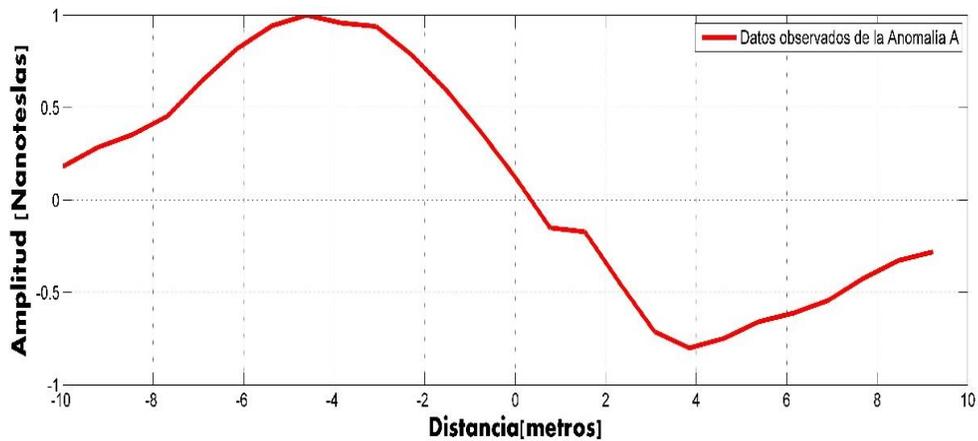
Inclinación campo magnético: 47.3873°

Declinación campo magnético: 4.5381°



**Figura 4.7** Resultados de la Deconvolución de Euler (EDE) en la anomalía. Ventana superior: la línea negra representa a los datos originales (resultado de la inversión), sobre este se realizó el cálculo. Roja discontinua es la reducción al polo. Ventana Central: línea negra es el gradiente horizontal, línea discontinua roja es el gradiente vertical. Ventana inferior: Soluciones obtenidas a partir de los datos originales. Los símbolos representan al índice estructural.

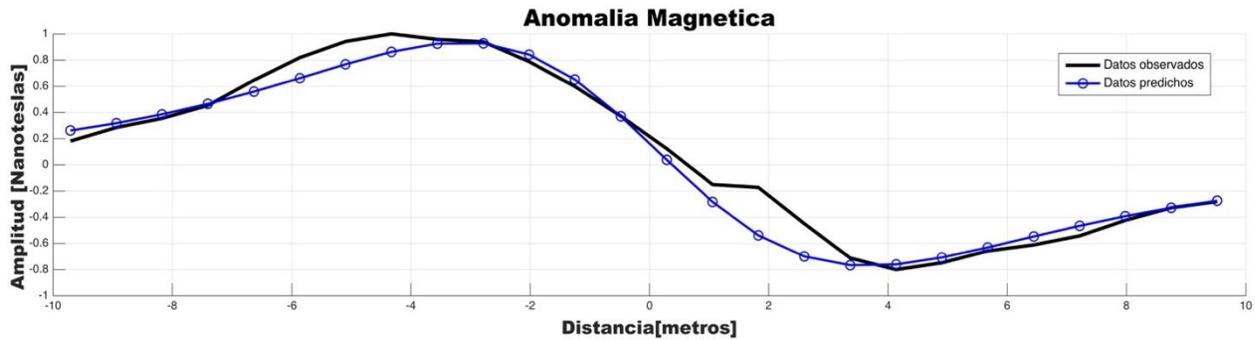
### Anomalía B



**Figura 4.8** Perfil de anomalía B. (ver localización en la Figura 4.4)

La anomalía “B” presenta valores máximo y mínimo de 1 y de -0.8 nT respectivamente (Figura 4.8), con valores en la longitud que van de -10 a 9.5 metros, con una orientación NW-SE y longitud de 19.5 metros.

El siguiente paso consiste en calcular la inversión mediante mínimos cuadrados amortiguados, los parámetros de entrada de la esfera y la anomalía son  $R = 1.21 \text{ m}$ ;  $z = 3.5 \text{ m}$ ;  $x = 5$ ;  $k = 0.0018$ . A continuación, se muestra los resultados de la inversión.



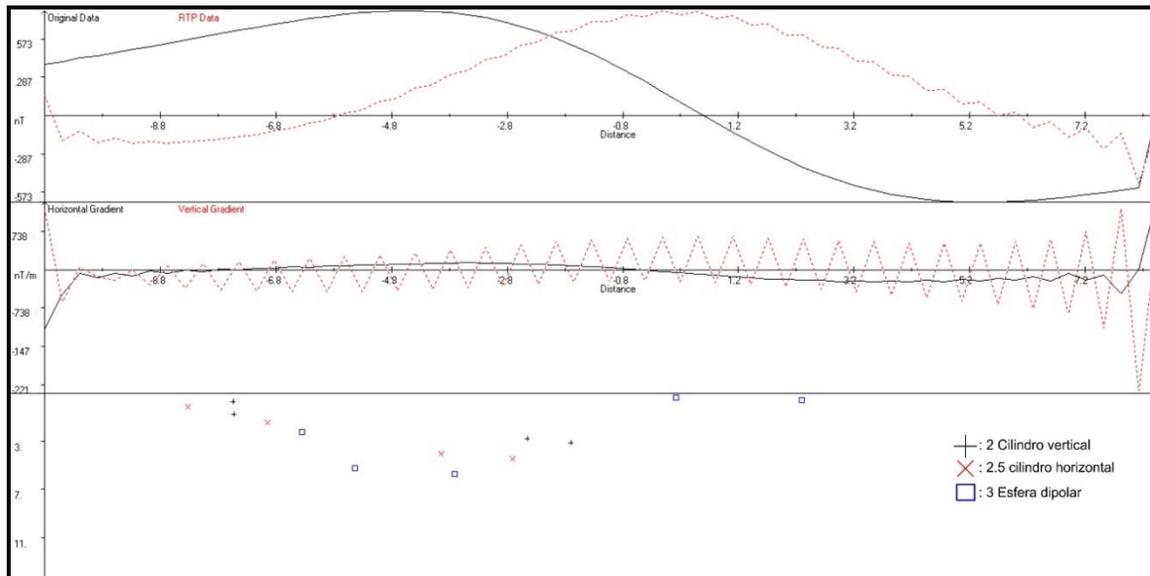
**Figura 4.9 Inversión de datos magnéticos de la anomalía B.**

Los resultados mostrados por la inversión se aproximan mucho más hacia la curva de los datos observados, lo cual nos permite aseverar que la fuente es más cercana a representar a una esfera. El error RMS resultante fue de 0.3329, mientras que los parámetros que el programa sugiere fueron:  $R = 2.03 \text{ m}$ ;  $z = 4.56 \text{ m}$ ;  $x = 8.72$ ;  $k = 0.44$ , posteriormente fue necesario calcular la matriz de resolución. El parámetro que arrojó valores con una desviación estándar mayor fue el del radio de la esfera sin embargo el resultado se aproxima al de la anomalía A (2.08). Es necesario tener presente que las desviaciones en la diagonal de la matriz de resolución deben de ser pequeñas.

Otro de los parámetros en el que se obtuvo una similitud fue en la susceptibilidad magnética los cuales estuvieron entre 0.36 y 0.04, esta respuesta se relaciona a los valores teóricos de materiales como el basalto y a la andesita. Cabe mencionar que de acuerdo a estudios realizados en la zona Xalasco, se han encontrado fragmentos y distintas piezas de Xalnene por lo que la firma de la susceptibilidad magnética también puede relacionarse a este tipo de material.

## Solución a la Deconvolución de Euler “EDE”

Para el cálculo de la EDE se emplearon los mismos valores que en la Anomalía A (Valor de campo magnético, Inclinación campo magnético, Declinación campo magnético).



**Figura 4.10** Resultados de la Deconvolución de Euler (EDE) en la anomalía B.

Una vez obtenido los resultados de la modelación mediante la “*Deconvolución de la Ecuación Diferencial Homogénea de Euler (EDE)*”, fue posible obtener una aproximación acerca de la profundidad de la fuente. El cálculo demostró que se obtuvieron los mejor resultados empleando el índice estructural de 2, 2.5 y 3 por lo que se cumple lo establecido por Thompson, 1982 donde el índice estructural de una esfera dipolar puntual es el 3.

Lo que respecta a la profundidad de la fuente en la anomalía A se observó el rastro desde escasos centímetros de la superficie hasta 12 metros de profundidad. Para la anomalía B, la profundidad se identificó desde el primer metro hasta los 6 metros, por lo que dicho cálculo nos permitió identificar que la fuente tiene una extensión amplia en la horizontal y no se descarta que puedan ubicarse más de una fuente puntual.

## Prospección mediante GPR en Xalasco, Tlaxcala

Los trabajos realizados en campo consistieron en dos modalidades de adquisición de GPR, esto es, un perfil de CMP con la finalidad de identificar las velocidades de onda electromagnética en el subsuelo, la Figura 4.12 muestra el modelo adquirido en campo, su procesamiento y su interpretación de dichas velocidades obtenidas en un punto de atribución. Los resultados obtenidos nos permitieron realizar la conversión de la profundidad en tiempo (parámetro original en el que se adquieren los perfiles 2D de GPR) a la profundidad en metros.

La siguiente modalidad de adquisición consistió en cuatro levantamientos 2D con antena de 270 MHz en forma monoestática. El levantamiento con la técnica de CMP se adquirió con antena de 100 Mhz con 50 trazas m-1, cada traza contiene 512 muestras en una longitud de 15 metros. Mientras que los perfiles 2D se realizaron con longitudes de 32.4 m, 42.40 m, 14.64 m y 31.28 m con una resolución horizontal de 2 cm en cada uno (Figura 4.14).

A continuación, se muestra un esquema representativo del flujo de trabajo empleado en el procesado de los radargramas adquiridos en Xalasco, Tlaxcala.

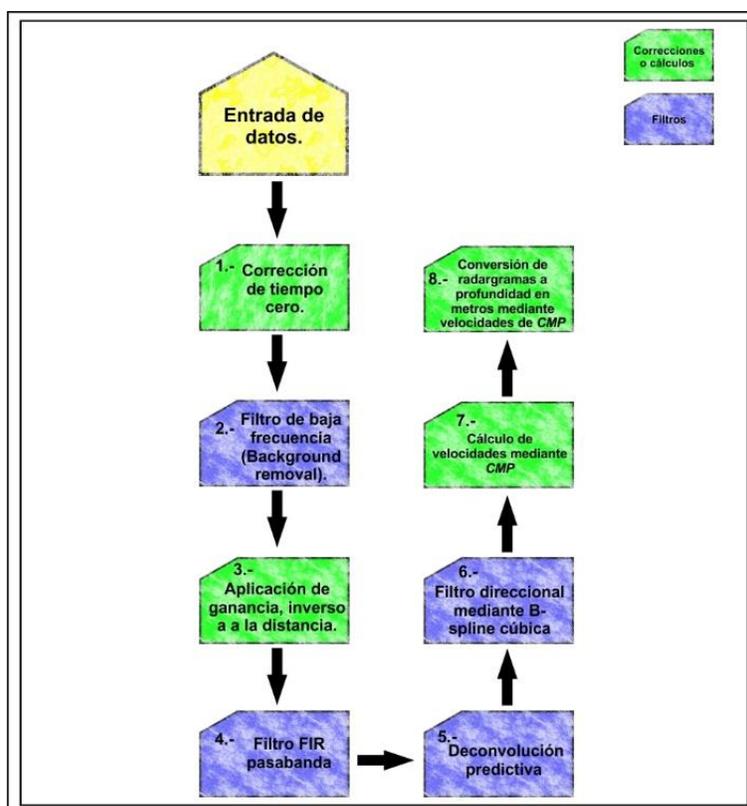
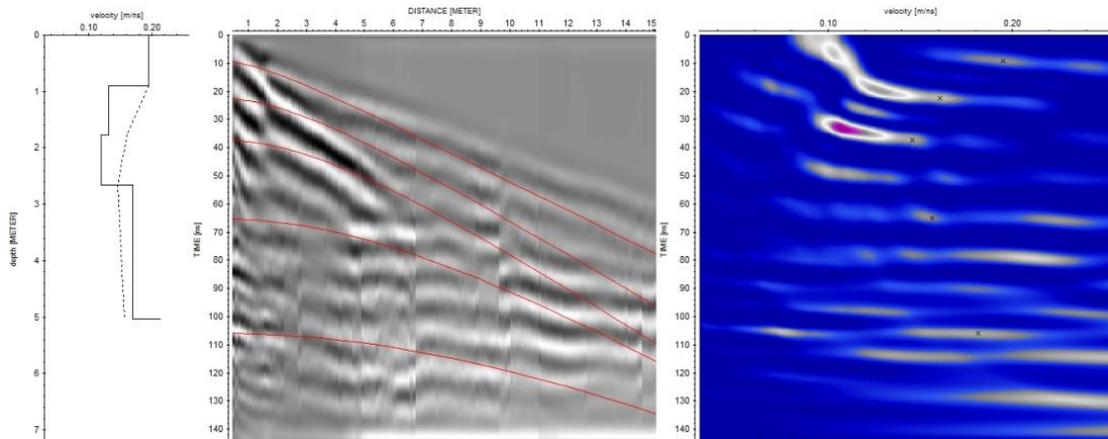


Figura 4.11 Diagrama de flujo en el procesado de radargramas.

Con estos parámetros fue posible estudiar la variación de las ondas emitidas por el GPR, esperando identificar rasgos someros que señalan erosiones antropogénicas en las primeras capas del terreno como también reflectores que se asocian a materiales cerámicos o de construcción por antepasados en dicha área de estudio.

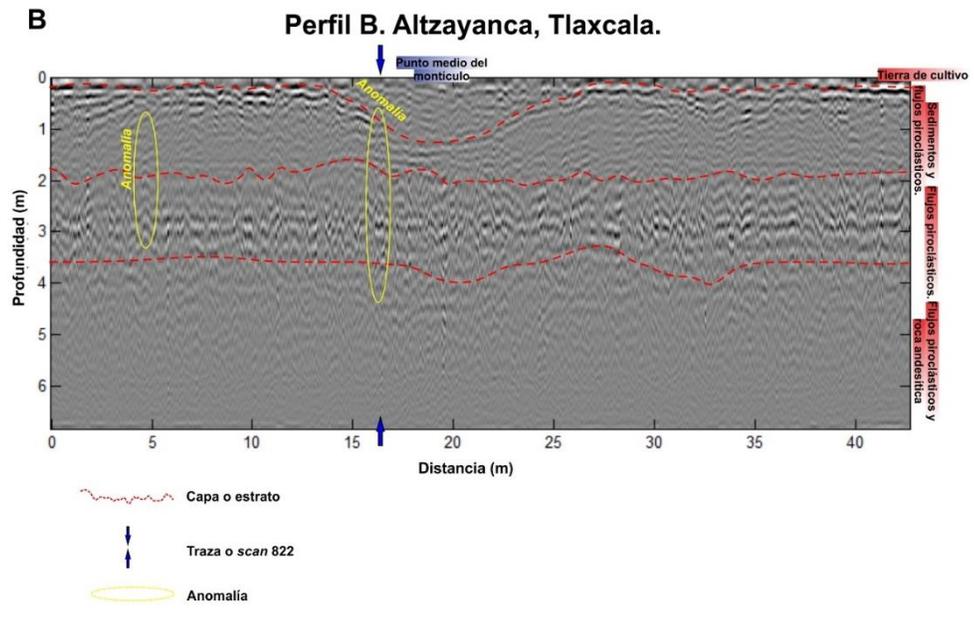
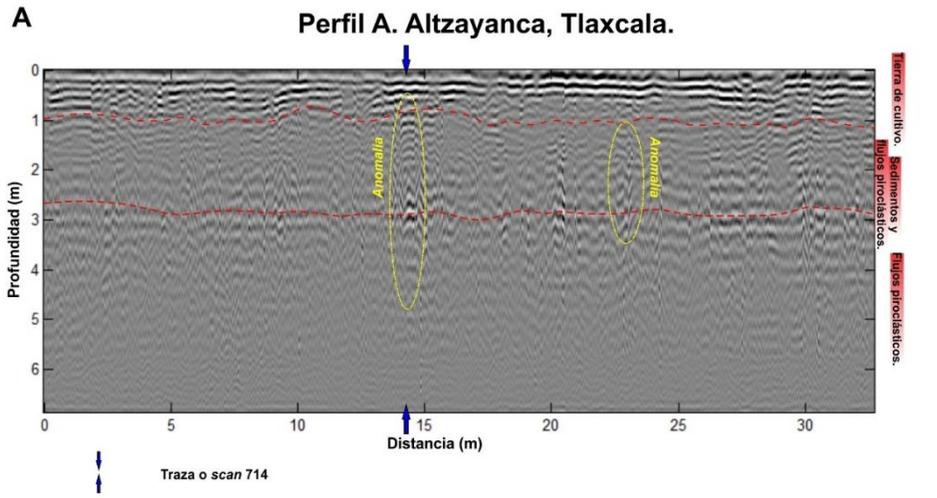


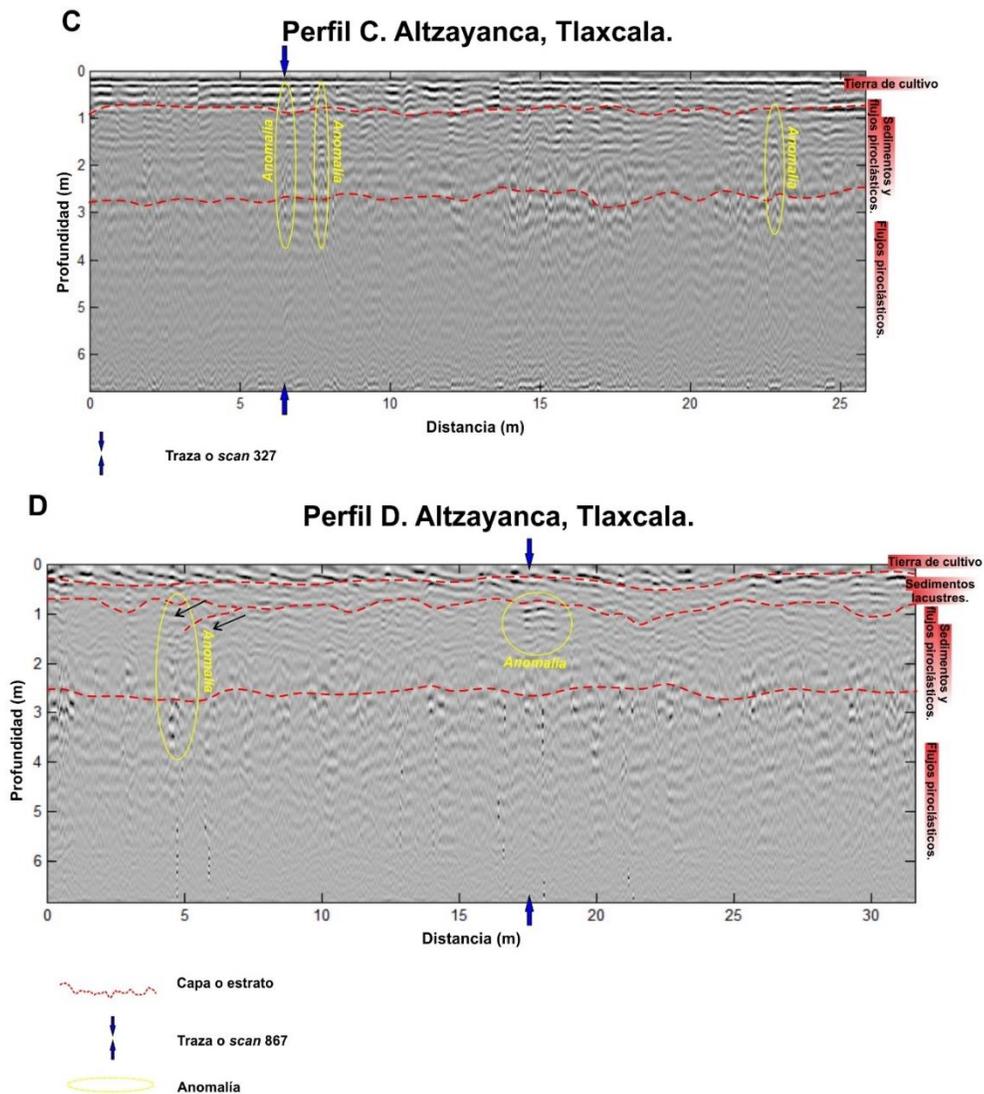
**Figura 4.12** Datos y procesamiento de CMP que indican la velocidad en m ns<sup>-1</sup> de lado izquierdo, los datos adquiridos en la parte central de la imagen y los datos procesados en la parte derecha de la imagen.

A continuación, se muestran los perfiles de GPR y su localización de levantamiento, donde se esperaría encontrar anomalías antropogénicas como anteriormente se mencionó.



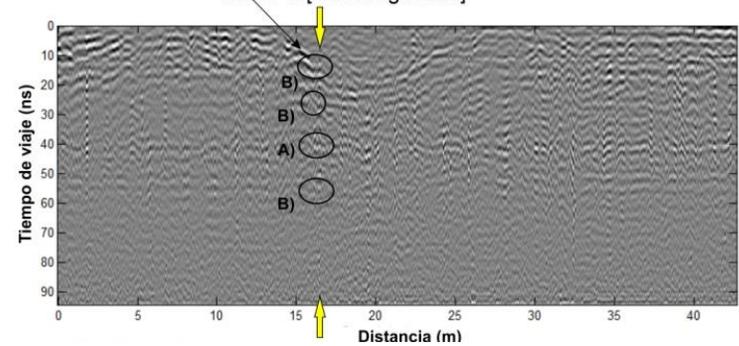
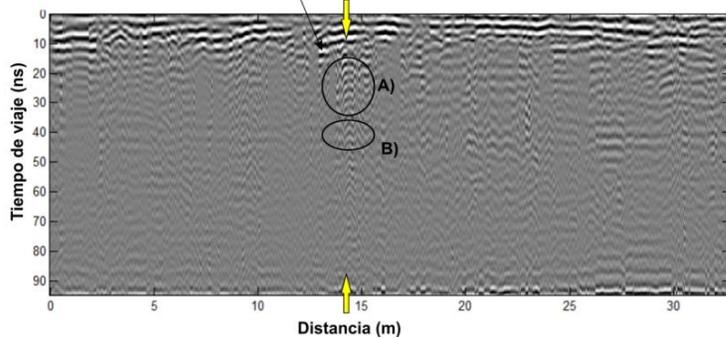
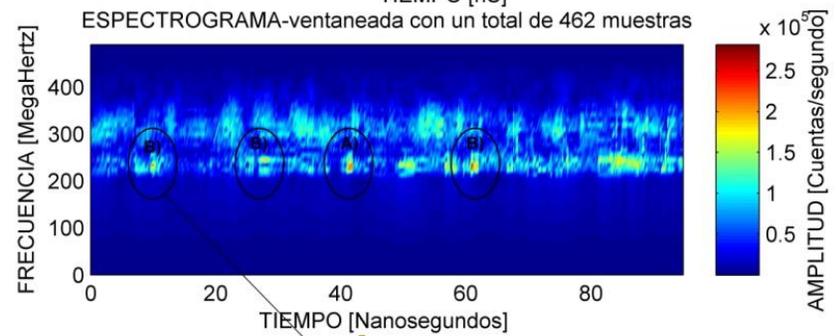
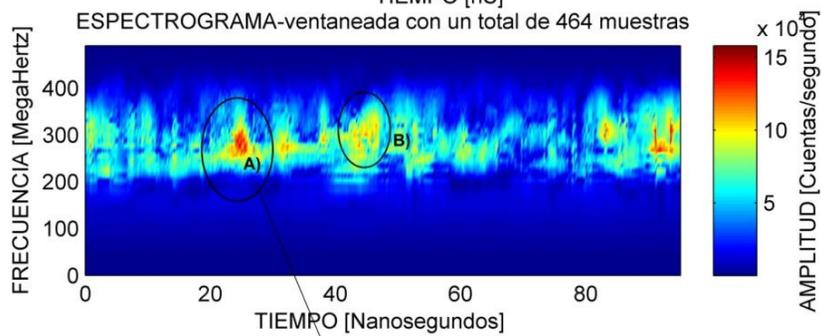
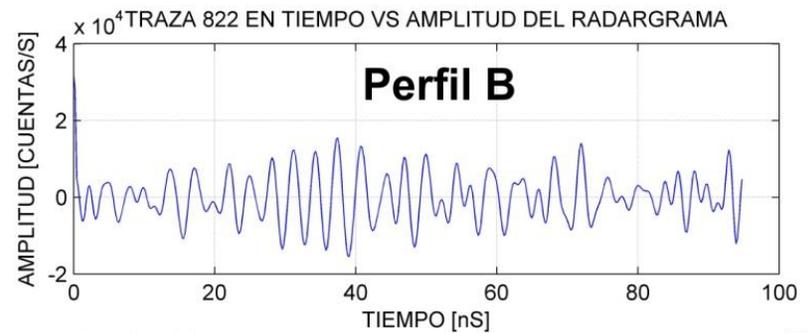
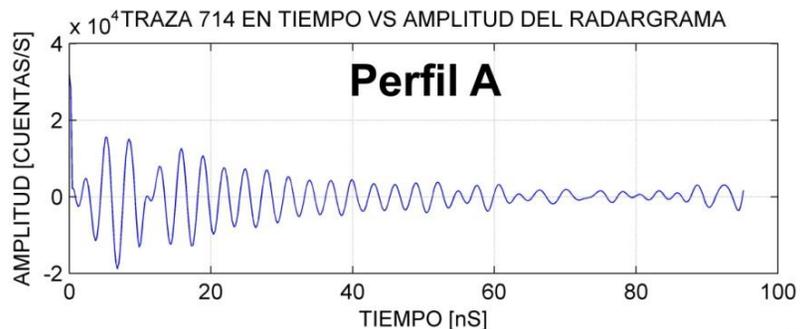
**Figura 4.13** Localización y trayectorias de los perfiles 2D A, B, C y D de GPR en el montículo.

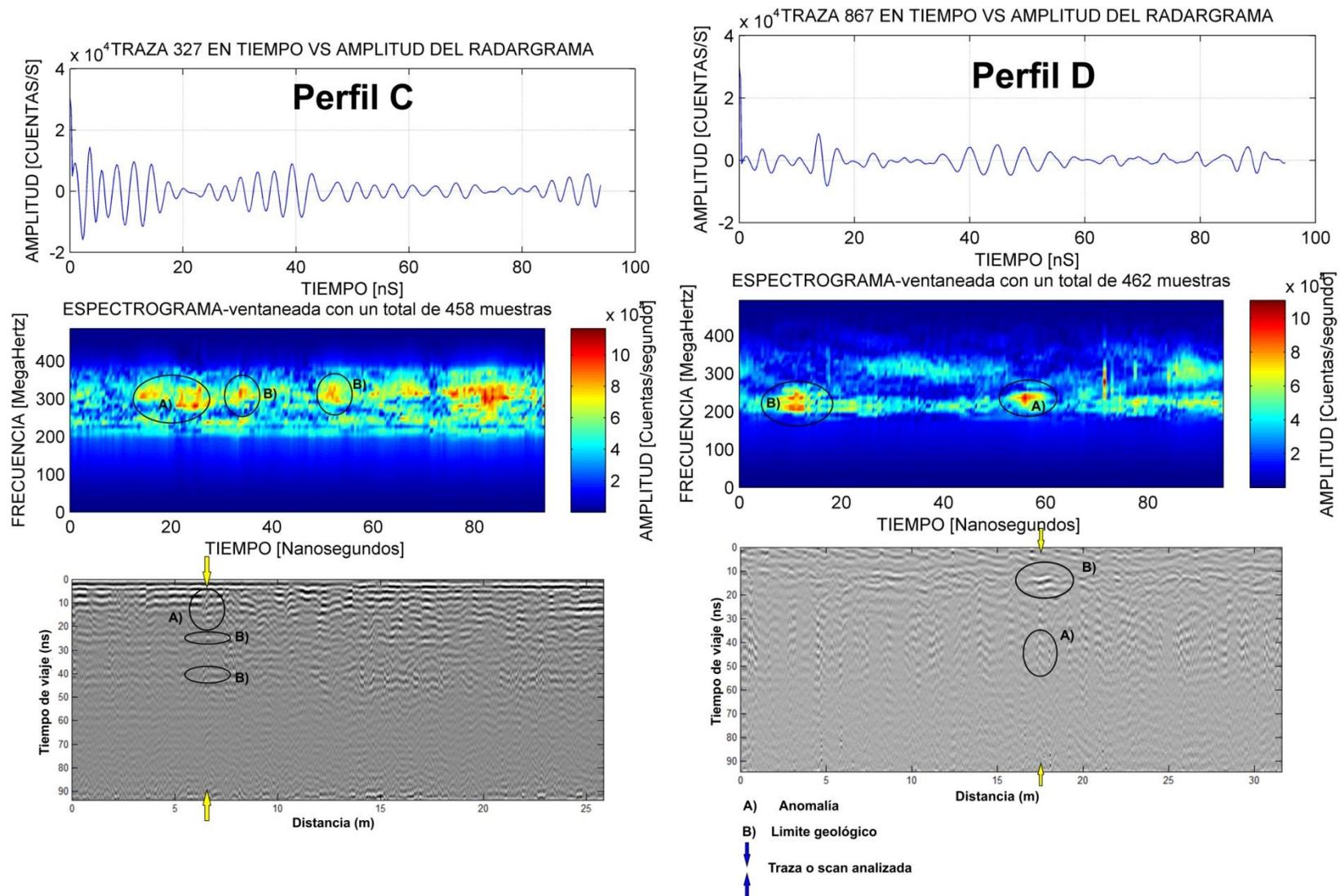




**Figura 4.14** Perfiles 2D (A, B, C y D) de GPR correlacionados con el perfil de CMP. Realizados en un montículo de restos arqueológicos en una zona de cultivo de Tlaxcala, adquiridos con antena de 270 MHz. Se identificaron con líneas punteadas en rojo los límites geológicos, los círculos amarillos representan algunas de las anomalías más representativas de los radargramas, mientras que las flechas en azul representan a las trazas que se analizaron en los espectrogramas.

Por último, se realizó el análisis mediante la respuesta de tiempo-frecuencia con el fin de observar si la frecuencia central de la antena responde dentro de su ancho de banda nominal y a su vez, como ésta varía a través del tiempo de viaje en zonas con contrastes ocasionadas principalmente por contactos geológicos, fuentes antropogénicas relacionadas con objetos de construcciones prehispánicas, o zonas con material erosionado por el hombre durante la prehistoria.





**Figura 4.15** Análisis espectral de 4 trazas representativas de los perfiles A, B, C y D obtenido por medio de la transformada corta de Fourier. En ella se pueden ver los términos de interferencia identificados con círculos negros. Las figuras se dividieron por perfiles, la primera ventana representa a la traza individual en tiempo (*A-scan*) vs amplitud, la segunda ventana es dicha traza en tiempo-frecuencia-amplitud y finalmente la tercera ventana indica el radargrama de origen.

## Discusión de resultados

De acuerdo a los resultados obtenidos mediante los SIG fue posible obtener una visión general acerca de la distribución de las anomalías de resistividad y magnéticas, las cuales se concentran en la parte central por lo que el siguiente paso consistió en realizar trayectos de GPR con la finalidad de identificar alguna fuente que se relacione a vestigios arqueológicos. Una de las grandes ventajas de hacer uso de los SIG es poder planificar de mejor manera, sondeos más resolutivos como se mostró con los resultados de GPR.

La Deconvolución de Euler fue otra alternativa de pos-procesado realizada en este trabajo. Para construir este análisis se trazaron trayectorias sobre dos dipolos del mapa de gradiente vertical, ya que al obtener este mapa se delimitaron de mejor manera las anomalías, tomando como referencia otros trabajos (Granadas, 2010 y Seurey et al., 2016) en los que el trazado de secciones se realiza sobre el mapa magnético de intensidad total y de intensidad vertical. Cabe resaltar que al realizar inversión mediante mínimos cuadrados amortiguados de ambas anomalías es posible estimar parámetros de fuente y a su vez la curva anómala invertida fue útil para realizar el cálculo de la Deconvolución de Euler y se logró integrar mayor información para una mejor interpretación acerca de las fuentes.

Con el análisis desarrollado mediante el GPR fue posible identificar zonas en las que existen contrastes de manera puntual, entre ellas las de carácter geológico (como es el caso de contactos o límites geológicos) y también anomalías relacionadas con objetos o artefactos que se diferencian con el medio, las cuales son afines a la exploración arqueológica.

Una de las aportaciones que se obtuvieron en este trabajo fue la de analizar las trazas individuales de GPR (*A-scan*) en el dominio de la frecuencia, esto con el fin de observar grandes amplitudes que nos indicaran cambios de impedancia que en el tiempo/espacio no son posibles de identificar.

De igual manera el análisis tiempo frecuencia nos permitió observar en que ancho de banda trabajó la antena, tomando como referencia su frecuencia central. En la región de frecuencia se observaron que los rangos de información principal están en 170-400 Mhz.

Otras alternativas que se pueden aplicar al análisis aquí presentado, es realizar pruebas mediante otros exponentes del estudio tiempo-frecuencia como la Transformada de Gabor, la transformada Wigner- Ville y la transformada ondicular donde este último proporcionará el espectro de potencia en bandas de longitudes de onda, pero para toda la serie de datos, suavizando cualquier característica de longitud de onda local.

Tomando como referencia el trabajo realizado por (Elizondo, 2005) en el que se emplea el análisis tiempo-frecuencia mediante la Transformada Wigner-Ville, con los resultados obtenidos en el apartado de GPR de esta tesis fue posible analizar que la STFT es una alternativa que arroja de igual manera una buena resolución para detectar cambios de amplitud en las A-scans. Puntualmente en los resultados fue posible observar cambios en barrido espectral pertenecientes tanto de contactos litológicos como también de anomalías antrópicas.

## **CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES**

En base a la metodología y a los resultados obtenidos en este trabajo, los arqueólogos pueden tomar como premisa la importancia de integrar un amplio abanico de técnicas indirectas para estimar de mejor manera la existencia y localización espacial de fuentes relacionadas a la arqueología. Ya que en la actualidad en este campo de estudio muchas de estas técnicas se atacan de manera individual.

Cada herramienta nos permitió estimar propiedades del medio y de las fuentes con resoluciones que van de lo regional a lo local, así como también nos permitieron realizar interpretaciones en el dominio temporal como el de la frecuencia.

Aunado de realizar las correcciones y procesado correctamente, el pos-procesado tomó un papel muy importante, el cual ayudó a potencializar y a obtener el mayor beneficio posible de las tres técnicas geofísicas (sea de manera individual o integrándolas) sabiendo de antemano que son rentables en la prospección somera.

En este trabajo se analizó el mapa Magnético de Campo Total con la idea de delimitar zonas anómalas o con dipolos magnéticos y por consecuencia analizarlas de manera individual. Para lograr esto fue necesario aplicar pos-proceso en el cual se calculó

la *Reducción del Polo* concentrando dichos dipolos anómalos en su ubicación con respecto al norte magnético. A partir de este proceso se calcularon tanto el *Gradiente Vertical* como el *Gradiente Horizontal* en los que se obtuvieron mapas con zonas anómalas aisladas a los valores promedio del campo magnético.

A estas características se le asoció la ubicación central del montículo en el que presuntamente podría haber restos de piezas arqueológicas, esto fue posible saberlo gracias a estudios arqueológicos previos de la zona. Además de identificar esta zona, con el análisis de este trabajo, se ubicó otro dipolo en el flanco noreste en los mapas calculados por lo cual se desconocía si presenta las mismas características de fuente (geometría, profundidad, susceptibilidad magnética) con respecto a la anomalía central.

Los resultados obtenidos en la estimación de los parámetros de fuente mediante la inversión fueron para la anomalía A de Radio: 2.08 m, Profundidad: 9.61 m, Distancia acumulada: 6.99 m y Susceptibilidad magnética: 0.36. y para la anomalía B los valores fueron de 2.03 m, 4.56 m, 8.72 m y 0.44 respectivamente. Mientras que con la *DE* el índice estructural que mejor modeló a la fuente fue de 2, 2.5 y 3 correspondiendo este último a una esfera dipolar puntual.

Lo que respecta a la profundidad de la fuente en la anomalía A se observó el rastro desde escasos centímetros de la superficie hasta 12 metros de profundidad. Para la anomalía B, la profundidad se identificó desde el primer metro hasta los 6 metros, por lo que dicho cálculo nos permitió identificar que la fuente tiene una extensión amplia en la horizontal y no se descarta que puedan ubicarse más de una fuente puntual.

Con el flujo de procesamiento empleado en el GPR fue posible obtener imágenes resolutivas que permitieron visualizar rasgos en los primeros 3.5 metros de profundidad donde principalmente se observaban las primera capas de sedimento lacustre como también la tierra utilizada para el cultivo.

Por último, cabe mencionar que la zona de estudio implicó un difícil acople de la antena con el terreno debido a los surcos de cultivo, por lo que se recomienda mantener una buena fricción de la antena con el terreno para evitar entrada de aire en los registros.

## REFERENCIAS

- ACEVEDO L., 2009. COMPUTACIÓN PARALELA DE LA TRANSFORMADA WAVELET; APLICACIONES DE LA TRANSFORMADA WAVELET AL ÁLGEBRA LINEAL NUMÉRICA. TESIS DE DOCTORADO, DEPARTAMENTO DE SISTEMAS INFORMÁTICOS UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA, 14-15, 127.
- AGUIRRE P., ESTEVES S., 2014. ANÁLISIS Y ELIMINACIÓN DE RUIDO EN TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, FACULTAD DE INGENIERÍA.
- AITKEN, M.J., 1974. PHYSICS AND ARCHAEOLOGY. CLARENDON PRESS, OXFORD.
- ANGULO J., 2013. MICROZONIFICACIÓN Y ESCENARIOS SÍSMICOS PARA LA CIUDAD DE APIZACO, TLAXCALA. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO. 30-35, 105.
- ANNAN A. P., 2003. GROUND PENETRATING RADAR APPLICATIONS PRINCIPLES, PROCEDURES. SENSORS & SOFTWARE INC.
- ARGOTE, D., 2002. CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE SITIOS ARQUEOLÓGICOS: MEDIO RURAL Y URBANO. TESIS DE MAESTRIA EN CIENCIAS, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, FACULTAD DE INGENIERÍA.
- ARGOTE D., 2008. MODELACIÓN EN 3D DE DATOS MAGNÉTICOS PARA CARACTERIZAR ESTRUCTURAS ARQUEOLÓGICAS. TESIS DE DOCTORADO, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO INSTITUTO DE GEOFÍSICA POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA.
- ATKINSON, J., 1952. MÉTODOS ELÉCTRICOS DE PROSPECCIÓN EN ARQUEOLOGÍA. A. LAMING ET AL., LA DÉCOUVERTE DU PASSÉ, 59'70, A Y J. PICARD Y CIE', PARIS.
- BARANOV V., 1957. A NEW METHOD FOR INTERPRETATION OF AEROMAGNETIC MAPS: PSEUDO-GRAVIMETRIC ANOMALIES, GEOPHYSICS, 22 (2), 359-382.
- BARANOV V., 1975. POTENTIAL FIELDS AND THEIR TRANSFORMATION IN APPLIED GEOPHYSICS, GEOEXPLORATION MONOGRAPHS, SERIES 1-6, GEBRÜDER BORNTRAEGER, BERLIN, STUTTGART.
- BARBA L., MUÑOZ I., BLANCAS J., 2015. EL USO DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS PARA DETERMINAR SISTEMAS CONSTRUCTIVOS Y MATERIALES PRESENTES EN LOS TÚMULOS DEL PERÍODO FORMATIVO EN EL VALLE DE APA, ARICA, CHILE. DEPARTAMENTO DE ANTROPOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE TARAPACÁ, ARICA, CHILE, 156.
- BIOSCA, B., 2011. OPTIMIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE MEDIDA E INTERPRETACIÓN DE LA TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA EN LA PROSPECCIÓN SUPERFICIAL. TESIS DE DOCTORADO, DEPARTAMENTO DE INGENIERIA GEOLÓGICA E.T.S. INGENIEROS DE MINAS DE MADRID.
- BLANCAS, J., BARBA, L., ORTIZ, A., 2015. ESTUDIOS GEOFÍSICOS DE UN MAMUT ENCONTRADO EN CONTEXTO VOLCÁNICO. PRIMERA EDICIÓN, RED DE CIENCIAS APLICADAS A LA INVESTIGACIÓN Y CONSERVACIÓN DEL PATRIMONIO CULTURAL DEL CONACYT.
- BLAKELY, R., 1996. POTENTIAL THEORY IN GRAVITY & MAGNETIC APPLICATIONS. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, U.K.
- BREWSTER, M.L. AND ANNAN, A.P., 1994, GROUND-PENETRATING RADAR MONITORING OF A CONTROLLED DNAPL RELEASE: 200 MHZ RADAR: GEOPHYSICS, VOL. 59, P. 1211-1221.
- BURKE B., 1997. THE WORLD ACCORDING TO WAVELETS, THE STORY OF A MATHEMATICAL TECHNIQUE IN THE MAKING, WESLLESEY MASACHUSSETTS. AK PETERS, WELLESLEY, MA.
- CÁMARA, M.E. 1989: MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS EN INVESTIGACIONES ARQUEOLÓGICAS. PH.D. THESIS, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID: 377.
- CAI, J. AND MCMECHAN, G.A., 1995, RAY-BASED SYNTHESIS OF BISTATIC GROUND-PENETRATING RADAR PROFILES, GEOPHYSICS, VOL. 60, PP. 87-96.

- CAROT P. Y BERTHELOT M.F. (1996). "LA MOMUMENTALIDAD DEL SITIO DE LOMA ALTA, MICHOACÁN, REVELADA POR MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA". EN: LAS CUENCAS DEL OCCIDENTE DE MÉXICO, ÉPOCA PREHISPÁNICA. WILLIAM, E. Y WEIGAND, P. (EDS.), COLEGIO DE MICHOACÁN, CEMCA. P 83-103.
- CENTENO F., 2016. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS PETROFÍSICOS DE MATERIALES GRANULARES, APLICANDO UNA INVERSIÓN DE AMPLITUD, A PARTIR DE SEÑALES EM DE ALTA FRECUENCIA. TESIS DE MAESTRIA, CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.
- CHAPMAN, D.S AND FURLONG K.P, 1992. THERMAL STATE OF THE CONTINENTAL LOWER CRUST IN D.M. FOUNDTAIN, R. ARCULUS AND R.W. KAY (EDITORS) CONTINENTAL LOWER CRUST. AMSTERDAM, EL SEVIER.
- CHÁVEZ R., CAMARA M., PONCE R., ARGOTE D., 2005. "USE OF GEOPHYSICAL METHODS IN URBAN ARCHAEOLOGICAL PROSPECTION: THE BASILICA DE NUESTRA SEÑORA DE LA SALUD, PATZCUARO, MEXICO", TRABAJOS DE PREHISTORIA 61, N.O. 2, 2004, P: 11- 23.
- CORTÉS J., MEDINA F., CHAVES J., 2007. DEL ANÁLISIS DE FOURIER A LAS WAVELETS ANÁLISIS DE FOURIER. SCIENTIA ET TECHNICA AÑO XIII, NO 34, MAYO DE 2007. UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DE PEREIRA. 151-152, 156.
- CREW, P., SMEKALOVA, T., BEWAN, B.W., 2003. HIGH RESOLUTION MAGNETIC SURVEYS OF PREHISTORIC AND MEDIEVAL IRON-SMELTING FURNACES IN NORTH-WEST WALES. IN: "PREHISTORIC AND MEDIEVAL DIRECT IRON SMELTING IN SCANDINAVIA AND EUROPE. ASPECTS OF TECHNOLOGY AND SCIENCE". ED. LARS NORBACH. AARHUS UNIVERSITY PRESS. 2003, P. 209-222, 315-321.
- EDMINISTER, J., 1993. THEORY AND PROBLEMS OF ELECTROMAGNETICS, SECOND EDITION. SCHAUM'S OUTLINE SERIES MC GRAW HILL. PAGES. 332.
- ELIZONDO M., 2005. ANÁLISIS DE SEÑALES DE GPR MEDIANTE LA TRANSFORMADA DE WIGNER-VILLE APLICADO A UN CASO DE INGENIERÍA CIVIL. TESIS DE MAESTRIA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO. 44, 115.
- EVERETT, M., 2013. NEAR-SURFACE APPLIED GEOPHYSICS. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, P: 71.
- FISHER, E., MCMECHAN, G.A., AND ANNAN, A.P., 1992, ACQUISITION AND PROCESSING OF WIDE-APERTURE GROUND PENETRATING RADAR DATA: GEOPHYSICS, 57, P: 495.
- GEOPHYSICAL SURVEY SYSTEMS, INC. 2007. RADAN 6.5 USER'S MANUAL. SALEM, NEW HAMPSHIRE 03079. 139. 16,72.
- GERLITZ, K., KNOLL, M.D., CROSS, G.M., LUZITANO, R.D., AND KNIGHT, R., 1993. PROCESSING GROUND PENETRATING RADAR DATA TO IMPROVE RESOLUTION OF NEAR-SURFACE TARGETS, PROCEEDING OF THE SYMPOSIUM ON THE APPLICATION OF GEOPHYSICS TO ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL PROBLEMS, SAN DIEGO, CALIFORNIA.
- GÓMEZ, R., 2008. APLICACIÓN DEL RADAR DE PENETRACIÓN EN TIERRA (GEORADAR) A LA EXPLORACIÓN NO DESTRUCTIVA DE YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS, GRANADA. TESIS DE LICENCIATURA.
- GOODMAN, D., 1994. GROUND-PENETRATING RADAR SIMULATION IN ENGINEERING AND ARCHAEOLOGY, GEOPHYSICS, VOL. 59, PP. 224-232.
- GRANADAS J., 2010. ANÁLISIS Y DESCRIPCIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LA TRANSFORMADA DE EULER SOBRE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DIPOLARES EN POZOS CONTAMINANTES SOMEROS. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, FACULTAD DE INGENIERÍA.
- GRES G., 2010. ANÁLISIS DE ESPECTROGRAMAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS PARA LA DETECCIÓN DE ESTRUCTURAS. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, FACULTAD DE INGENIERÍA.
- GREAVES R. J., LESMES, D.P., LEE, J.M. AND TOKSOZ, M.N, 1996. VELOCITY VARIATION AND WATER CONTENT ESTIMATED FROM MULTI-OFFSET, GROUND PENETRATING RADAR, GEOPHYSICS, VOL. 61, NO. 3, MAY-JUNE 1996, P: 683-695.

- GUTIÉRREZ J., 2004. ANÁLISIS DEL SUBSUELO UTILIZANDO TÉCNICAS GEOFÍSICAS, SISTEMA GEORADAR RAMAC/GPR, VIII CONGRESO NACIONAL DE TOPOGRAFÍA Y CARTOGRAFÍA, MADRID, ESPAÑA, 19- 22 OCTUBRE DE 2004. P:1-17.
- HESSE A., BARBA L., LINK K. Y ORTIZ A., 1997. "A MAGNETIC END ELECTRICAL STUDY OF ARCHAEOLOGICAL FEATURES AT LOMA ALTA, MICHOACÁN, MÉXICO", *ARCHAEOLOGICAL PROSPECTION* 4:53-67.
- HESSE, A., 1966. PROSPECCIONES GEOPHYSIQUES A FAIBLE PROFONDEUR. APPLICATIONS A L'ARCHÉOLOGIE. PARIS. ED. DUNOD.
- JACKSON J., 1975. CLASSICAL ELECTRODYNAMICS, 2ND ED. (WILEY, NY, 1975). P: 624.
- JANKOWSKI, J. AND SUCKSDORFF, C., 1996. GUIDE FOR MAGNETIC MEASUREMENTS AND OBSERVATORY PRACTICE, INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEOMAGNETISM AND AERONOMY, WARSAW.
- JOL, H., 1996. DIGITAL GROUND PENETRATING RADAR: A NEW GEOPHYSICAL TOOL FOR COASTAL BARRIER RESEARCH (EXAMPLES FROM THE ATLANTIC, GULF AND PACIFIC COASTS U.S.A.), *JOURNAL OF COASTAL RESEARCH*, FALL 1996.
- LAMPE, B. AND HOLLIGER, K., 2000, FINITE-DIFFERENCE MODELLING OF GROUND-PENETRATING RADAR ANTENNA RADIATION, 556 BIS 560, PROCEEDINGS OF THE 8TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND PENETRATING RADAR, GOLD COAST, AUSTRALIA, MAY 23-26, 2000.
- LOKE, M. H., 2000. ELECTRICAL IMAGING SURVEYS FOR ENVIRONMENTAL AND ENGINEERING STUDIES: A PRATICAL GUIDE TO 2-D AND 3-D SURVEYS.
- LOKE, M. H., BARKER, R. D. 1995. "LEAST -SQUARES DECONVOLUTION OF APPARENT RESISTIVITY PSUDECTIONS". *GEOPHYSICS*, 60, 1682-1690.
- LOKE, M. H., BARKER, R. D. 1996. "PRACTICAL TECHNIQUES FOR 3D RESISTIVITY SURVEYS AND DATA INVERSION". *GEOPHYSICAL PROSPECTING*, 499-523.
- LOWRIE W., 2007. FUNDAMENTALS OF GEOPHYSICS, WILLIAM LORIE, 2ND EDITION, CAMBRIDGE. PP: 306.
- MAIJALA, P., 1992, APPLICATION OF SOME SEISMIC DATA PROCESSING METHODS TO GROUND PENETRATING RADAR DATA, FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUND PENETRATING RADAR JUNE 8-13, 1992, ROVANIEMI, FINLAND. GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND, SPECIAL PAPER 16, 365 PAGES.
- MANZANILLA L., BARBA L., CHÁVEZ, R., ARZATE J. Y FLORES L., 1989. "EL INFRAMUNDO DE TEOTIHUACAN, GEOFÍSICA Y ARQUEOLOGÍA". *CIENCIA Y DESARROLLO*, 21-35.
- MANZANILLA, L., AGUAYO, E., HERNÁNDEZ, M., BAUTISTA VALDESPINO, A., 2011. INFORME TÉCNICO FINAL DEL SALVAMENTO DE UN CONJUNTO CON MATERIALES TEOTIHUACANOS EN XALASCO, ATLTZAYANCA, TLAXCALA 2008. ARCHIVO TÉCNICO DE LA COORDINACIÓN NACIONAL DE ARQUEOLOGÍA, INAH, MÉXICO 54 PP.
- MARTÍNEZ M., GUTIÉRREZ C., REYES J., MATA I., SÁNCHEZ L., ORTIZ G., 2007. ESTUDIO HIDROLÓGICO DE LA PORCIÓN ALFA DEL ACUÍFERO ALTO ATOYAC APIZACO, TLAXCALA. IMTA. COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA. P: 7-10.
- MONTIEL, A., 2015. TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA EN EL CAMPUS IXTACZOQUITLÁN DE LA UNIVERSIDAD VERACRUZANA. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, FACULTAD DE INGENIERÍA.
- MOOSER F., MONTIEL A. Y ZÚÑIGA A., 1996. "NUEVO MAPA GEOLÓGICO DE LAS CUENCAS DE MÉXICO, TOLUCA Y PUEBLA" SUBDIRECCIÓN DE CONSTRUCCIÓN, COMISIÓN FEDERAL DE ELECTRICIDAD, MÉXICO D.F.
- MUNIZ, L., 2013. EL GEOMAGNETISMO. CUADERNOS DEL INSTITUTO DE GEOFISICA.
- NABIGHIAN, M. N., 1972. THE ANALYTIC SIGNAL OF TWO-DIMENSIONAL MAGNETIC BODIES WITH POLYGONAL CROSS-SECTION: ITS PROPERTIES AND USE FOR AUTOMATED ANOMALY INTERPRETATION. *GEOPHYSICS*. VOL. 37, NO. 3 (JUNE 1972), P. 507 – 517.

- NAVA M., 2010, MODELADO POR MÉTODOS POTENCIALES DE ESTRUCTURAS SALINAS INFERIDAS POR SISMOLOGÍA DE REFLEXIÓN. TESIS DE MAESTRIA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO INSTITUTO DE GEOFÍSICA POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA.
- ORELLANA, E., 1982. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA EN CORRIENTE CONTINUA. PARANINFO, MADRID.
- PUEYO O., GARCÍA C., DIARTE P., POCOVÍ A., CASAS A., PÉREZ J., RODRÍGUEZ A., 2007, VARIABLES SOBRE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA EN LA CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS. EXPERIENCIAS EN LOS YACIMIENTOS DEL POLÍGONO INDUSTRIAL Y DE LA DEHESA DE TARAZONA.
- PURUCKER MICHAEL E., 2006, CRUSTAL MAGNETISM. RAYTHEON AT PLANETARY GEODYNAMICS LABORATORY GODDARD SPACE FLIGHT CENTER/NASA GREENBELT, MD 20771 U.S.A.
- ROEST, W. R., VERHOERF, J., AND PILKINGTON, M., 1992. MAGNETIC INTERPRETATION USING THE 3-D ANALYTIC SIGNAL. GEOPHYSICS. VOL. 57, NO. 1 (JANUARY 1992), P. 116 – 125.
- RUSSIAN C., 2006. CORRELACIÓN DE FACIES Y CARACTERIZACIÓN DE FRACTURAS UTILIZANDO GPR EN EL ACUÍFERO ARBUCKLE-SIMPSON, OKLAHOMA. TESIS DE LICENCIATURA, UNIVERSIDAD SIMÓN BOLÍVAR ING. GEOFÍSICA P. 40.
- SAMANIEGO J., BERNAL E., (2006). ZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL ESTADO DE TLAXCALA, MÉXICO. BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA NÚMERO ESPECIAL DE GEOLOGÍA URBANA TOMO LVIII, NÚM. 2, 2006, P. 215-221. INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO. 216, 221.
- SANTAMARIA L., 2008. THREE-DIMENSIONAL ANALYSIS OF AEROMAGNETIC AND GRAVIMETRIC DATA OF SEDIMENTARY BASINS FROM PANAMA, CENTRAL AMERICA. LICENCIATE THESIS, LULEÅ UNIVERSITY OF TECHNOLOGY DEPARTMENT OF CHEMICAL ENGINEERING AND GEOSCIENCES DIVISION OF ORE GEOLOGY AND APPLIED GEOPHYSICS.
- SALGADO, J., CONTRERAS, E., DE LA O, M., 2002. APLICACIONES DE LA TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 2-D AL ESTUDIO DEL SUBSUELO. TEMAS DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA VOL. 6 NÚMERO 17, 11-16.
- SEUREY P., GITHIRI J. G., AMBUSSO W., 2016. APPLICATION OF EULER DECONVOLUTION AND FORWARD MODELLING TECHNIQUES IN ESTIMATING DEPTH TO MAGNETIC STRUCTURE IN LAKE BARINGO AREA, IN THE KENYAN RIFT. IOSR JOURNAL OF APPLIED GEOLOGY AND GEOPHYSICS (IOSR-JAGG). VOLUME 4, ISSUE 3 VER. I (MAY. - JUN. 2016), PP 63-72.
- SMEKALOVA T., 2008. BOOK MAGNETIC SURVEYING IN ARCHAEOLOGY, 2008.
- TEJERO A., CIFUENTES G., CHÁVEZ R., LOPÉZ A., 2015. "L" AND "CORNER" ARRAYS FOR 3D ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY: AN ALTERNATIVE FOR GEOPHYSICAL SURVEYS IN URBAN ZONES. NEAR SURFACE GEOPHYSICS. INPRESS.
- TAVERA, M., 2008. APLICACIÓN DEL GEORADAR PARA LA MEJORA DEL RENDIMIENTO DE UNA RED HÍDRICA, TESINA DE MAESTRIA EN INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE, UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE. P:14.
- THOMPSON, D.T., 1982. EULDPH: A NEW TECHNIQUE FOR MAKING COMPUTERASSISTED DEPTH ESTIMATES FROM MAGNETIC DATA, GEOPHYSICS VOL. 47 NO. 1, 31-37.
- TZANIS, A. (2013). MATGPR R.3. MANUAL AND TECHNICAL REFERENCE. UNIVERSITY OF ATHENS.
- WEYMOUTH, J. W., AND HUGGINS, R., 1985. GEOPHYSICAL SURVEYING OF ARCHEOLOGICAL SITES. YALE UNIVERSITY PRESS. GEOPHYSICAL SURVEYING OF ARCHAEOLOGICAL SITES. P. 191-235.
- ZENG, X., MCMECHAN, G.A., CAI, J., AND CHEN, H.W., 1995, COMPARISON OF RAY AND FOURIER METHODS FOR MODELING MONOSTATIC GROUND-PENETRATING RADAR PROFILES, GEOPHYSICS VOL. 60, P: 1727-1734.