UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Integración de métodos geofísicos no invasivos para caracterizar la zona arqueológica Cerro de La Cruz, San Juan del Río, Querétaro

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Vianney Velázquez Sánchez

DIRECTOR DE TESIS

Ing. Alejandro García Serrano

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026

PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)

De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado INTEGRACION DE METODOS GEOFISICOS NO INVASIVOS PARA CARACTERIZAR LA ZONA ARQUEOLOGICA CERRO DE LA CRUZ, SAN JUAN DEL RIO, QUERETARO. que presenté para obtener el titulo de INGENIERA GEOFÍSICO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

VIANNEY VELAZQUEZ SANCHEZ
Número de cuenta: 317132980

Agradecimientos

La culminación de este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo, la ayuda y la compañía de muchas personas que, de una u otra forma, siempre me apoyaron en este camino.

A mis padres, por ser mi sostén incondicional en cada etapa de mi vida. Gracias por enseñarme el valor del esfuerzo, la constancia y la honestidad; por acompañarme con paciencia y amor. Gracias por creer en mi y dejarme perseguir mis sueños y pasiones.

A mi compañero de vida. Gracias por siempre brindarme tu apoyo, tu comprensión, amor y cariño; tu presencia ha sido fundamental para mi en todo momento y tu compañía ha sido mi refugio e impulso para continuar siempre. Gracias por tu dedicación, paciencia y amor incondicional. Te amo.

A mis hermanos, por su amor, cariño, comprensión y complicidad. Gracias por estar presentes en cada etapa de mi vida, por su apoyo incondicional, por creer en mi y ser un sostén importante en cada momento de mi vida.

A mis amigas y amigos, por ser parte fundamental de este proceso. Gracias por siempre acompañarme, por compartir las alegrías y los momentos difíciles, por su cariño y confianza; por apoyarme de tantas maneras y ser un soporte en el camino. Su amistad hizo este recorrido más llevadero y significativo.

A quienes forman parte del D0-05,por brindarme apoyo académico, guía y confianza durante mi formación. Gracias por compartir su conocimiento, por orientarme e impulsarme a mejorar siempre. Su acompañamiento marcaron una diferencia importante en mi desarrollo profesional y personal.

A mi asesor, el Ing. Alejandro García, quien no solo me acompaño en el desarrollo de este trabajo, sino que también me brindó apoyo mucho antes de iniciar este proyecto. Gracias por impulsarme a crecer en distintos ámbitos, por compartir su experiencia conmigo y por guiarme con paciencia en cada etapa. Más allá de su papel como asesor, agradezco la amistad que surgió en el camino, el apoyo constante y la confianza que siempre me brindó. Su presencia fue fundamental para llegar hasta aquí.

Al M.C. Juan Pablo Aguirre, M.C. e I. Manuel Ortiz y Dr. Jorge Alvis, por su tiempo, disposición, aportación y observaciones que realizaron para enriquecer este trabajo. Su ayuda me brindo nuevas perspectivas y me ayudó a mejorar; asimismo, agradezco su acompañamiento y apoyo durante las campañas de adquisición de datos en campo.

A la Dra. Claudia Arango, por facilitar el equipo CMD-4 necesario para la toma de datos y por su aportación a este trabajo escrito, y a la arqueológa Dra. Fiorella Fenoglio, por

permitir la realización de los estudios dentro de la zona arqueológica Cerro de la Cruz.

A los alumnos de la Facultad de Ingeniería: a quienes realizaron sus prácticas profesionales de Ingeniería Geofísica durante el semestre 2023-1, por su participación en la adquisición de datos durante la primera campaña (enero de 2023); y a quienes cursaron las materias de Prospección Gravimétrica y Magnetométrica y Prospección Eléctrica en el semestre 2025-1, por su colaboración en la segunda campaña de adquisición de datos (septiembre de 2024).

A la Universidad Nacional Autónoma de México, donde he tenido la oportunidad de desarrollarme a lo largo de diversas etapas, desde mis primeros pasos en la preparatoria, donde construí amistades y descubrí mis intereses; hasta mi formación profesional y mi labor actual en la Facultad de Ingeniería. Gracias por brindarme las herramientas, el conocimiento y el espacio para crecer. Haber formado parte de esta institución y, ahora, contribuir desde ella es un honor que llevaré siempre con orgullo.

Índice

Agradecimientos **3**

Índice **7**

Índice de figuras **10**

Índice de tablas **10**

Resumen **11**

Abstract **12**

1. Introducción **13**
1.1. Motivación . . . 13
1.2. Planteamiento del problema . . . 13
1.3. Justificación . . . 14
1.4. Objetivo . . . 14
1.4.1. Objetivos específicos . . . 14

2. Zona de estudio **15**
2.1. Ubicación geográfica . . . 15
2.2. Marco geológico . . . 16
2.3. Marco arqueológico . . . 18

3. Marco Teórico **23**
3.1. Método eléctrico . . . 23
3.1.1. Potencial eléctrico . . . 23
3.1.2. Resistividad aparente y factor geométrico . . . 25
3.1.3. Arreglos electródicos 2D . . . 27
3.1.4. Inversión de datos . . . 29
3.2. Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) . . . 31
3.2.1. Función de sensibilidad y Profundidad de investigación . . . 33
3.2.2. Influencia de la topografía . . . 35
3.3. Magnetometría . . . 36
3.3.1. Campo magnético estacionario . . . 36
3.3.2. Campo magnético terrestre . . . 38
3.3.3. Propiedades magnéticas . . . 38
3.4. Prospección magnetométrica . . . 39
3.4.1. Anomalía de campo total . . . 39
3.4.2. Filtros e Interpretación . . . 41
3.5. Método Electromagnético . . . 43
3.5.1. Propiedades electromagnéticas . . . 43
3.5.2. Regímenes electromagnéticos . . . 44
3.6. Conductividad electromagnética . . . 45

3.6.1. Método electromagnético en el dominio de la frecuencia (FDEM) . 45
3.6.2. Acoplamiento electromagnético 46
3.6.3. Respuesta electromagnética 47
3.6.4. Sistema de inducción electromagnética y conductividad aparente . . 50
3.6.5. Tipos de arreglos 52
3.7. Radar de Penetración Terrestre 54
3.7.1. Propagación de ondas electromagnéticas en el GPR 55
3.7.2. Reflexión, transmisión y refracción de ondas de radio 57
3.7.3. Principio de operación y Componentes del GPR 59
3.7.4. Levantamientos GPR 60

4. Metodología **62**
4.1. Prospección Eléctrica 62
4.1.1. Adquisición de datos 62
4.1.2. Procesamiento 64
4.2. Magnetometría 67
4.2.1. Adquisición de datos 67
4.2.2. Procesamiento 69
4.3. Prospección electromagnética: CMD 73
4.3.1. Adquisición de datos 73
4.3.2. Procesamiento 74
4.4. Prospección electromagnética: Radar de Penetración Terrestre 75
4.4.1. Adquisición de datos 75
4.4.2. Procesamiento 77

5. Resultados e Interpretación **79**
5.1. Resultados 79
5.1.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica 79
5.1.2. Magnetometría 84
5.1.3. Conductividad Electromagnética 93
5.1.4. Radar de Penetración Terrestre 101
5.2. Integración de resultados 104
5.2.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D y Señal Analítica 105
5.2.2. Señal Analítica y Conductividad electromagnética 107
5.2.3. Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D y Radar de Penetración Terrestre 108
5.3. Evidencias de origen antropogénico y delimitación de áreas de interés . . . 110

6. Conclusiones **114**

Anexos **116**

A. Tabla de resistividad de las rocas **116**

B. Mediciones de magnetometría **116**

C. Tomografía de Resistividad Eléctrica **118**

D. Magnetometría **118**

E. Conductividad electromagnética **119**

F. Radar de Penetración Terrestre **119**

G. Cubo de Resistividades Aparentes **120**

H. Unidades geoeléctricas **121**

I. Isosuperficie: valores de resistividad altos **122**

J. Isosuperficie: valores de resistividad bajos **122**

K. Fotografía Cerro de la Cruz **123**

L. Estimación de la velocidad de propagación **124**

M. Cortes geoeléctricos **126**

Índice de figuras

1. Zona de estudio: Zona arqueológica Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Querétaro. 15
2. Carta geológica, elaborada a partir de la integración y digitalización de las cartas geológicas de INEGI (2007a) (La Estancia) e INEGI (2007b); SGM (1974) (San Juan del Río). 16
3. Columna geológica regional de la hoja San Juan del Río F14-C77. Tomada de SGM (1974)(San Juan del Río). 17
4. Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Qro. Figura modificada de Zetina (2014) 19
5. Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Qro. Figura tomada de Saint-Charles y Argüelles (1991) 20
6. Localización de entierros y ofrendas respecto al basamento piramidal. Figura modificada de Zetina (2014). Elaborada y modificada en QGIS (2025) . . . 22
7. Figurillas tipo Chupícuaro y cerámica tipo Rojo/Bayo encontradas en Cerro de la Cruz, San Juan del Río. Figuras tomadas de Crespo y Saint-Charles (1996); Saint-Charles y Argüelles (1991). 23
8. a) Fuente puntual en un semiespacio y distribución del potencial. Figura tomada de Loke (2012). b) Subsuelo homogéneo de resistividad con tres electrodos. Electrodo A de corriente y electrodos M y N de potencial. Figura tomada de Orellana Silva (1972) 25
9. Esquema del potencial en un semiespacio homogéneo. 26
10. Arreglo electródico Wenner. 28
11. Arreglo electródico Schlumberger. 28

12. Arreglo electródico Wenner-Schlumberger. 29
13. Representación conceptual del proceso de inversión. Tomada de Scales, Smith, y Treitel (2004). 30
14. Puntos de atribución para un arreglo Wenner-Schlumberger. Figura generada en el software Electre Pro de Iris Instruments. 32
15. Distribución de sensibilidad: Zona de Influencia en arreglo WS. Tomada de Loke (2004) 34
16. Efecto de la topografía en las líneas de corriente y superficies equipotenciales. La colina genera una zona de dispersión de corriente, mientras que el valle, una zona de concentración, afectando los valores de resistividad aparente. Tomada de: González (2024) 36
17. Base magnética del Observatorio Magnético Teoloyucan (24 de enero de 2023). 40
18. Respuesta electromagnética de una corriente inducida debido a un campo magnético variable. Tomada de: McCracken, Oristaglio, y Hohmann (1986) 48
19. Diagrama de acoplamiento entre los campos. Tomada y modificada de: Quiroz Suárez (2020) 51
20. Arreglo de bobinas horizontales coplanares. Figura tomada de Fitterman (2005) 53
21. Arreglo de bobinas verticales coplanares. Figura tomada de Fitterman (2005) 53
22. Arreglo de bobinas perpendiculares. Figura tomada de Fitterman (2005) . 53
23. Arreglo de bobinas verticales coaxiales. Figura tomada de Fitterman (2005) 54
24. Propagación de onda electromagnética. Figura tomada de Lookang (2011) . 55
25. Representación gráfica de la ecuación 3.77. Tomada de Developers (2017) . 56
26. a) Esquema de una onda que incide sobre la superficie que separa dos medios; b) Representación de los parámetros que se relacionan en la refracción y reflexión (Ley de Snell). Figura tomada de Rocha Jaime (2017) 58
27. Principio de operación del Radar de Penetración Terrestre (GPR). Tomada y modificada de Quiroz Suárez (2020) 59
28. Diagrama de las componente del GPR. Tomada de Hernández Tadeo (2014) 60
29. Levantamiento: offset común. Tomada de Developers (2017) 61
30. Ejemplo de radargrama de dos túneles subterráneos (hipérbolas). Tomada de Developers (2017) 62
31. Área de adquisición de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica. Elaborado en QGis (2025) 63
32. Flujo de procesamiento e inversión de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) en el software ResIPy (2025). 65
33. Flujo de trabajo realizado en el software *Voxler* (2025). 67
34. Área de adquisición de datos de Magnetometría. Elaborado en QGis (2025) 68
35. Flujo de trabajo para la preparación de la estación base (2025). 70
36. Flujo de trabajo para el procesamiento magnetométrico en *Oasis Montaj* (2025). 71
37. Adquisición de Conductividad electromagnética. Elaborado en QGis (2025) 73
38. Adquisición de datos de Radar de Penetración Terrestre. Antena: 250 MHZ. Elaborado en QGis (2025) 76
39. Flujo de procesamiento de datos de GPR en el software GPRPy (2025). . . 78

40. Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D. a) Vista en planta en la zona de estudio b)Vista oblicua del cubo de resistividades. Elaborada en ResIPy y QGis (2025) . . . 80
41. Corte Sur-Norte (15 [m]) del cubo de resistividades: Identificación de Unidades Geoeléctricas. Elaborada en ResIPy y QGis (2025) . . . 81
42. Isosuperficie que representa los máximos resistivos o bien la unidad **UG1**. Elaborada en Voxler y QGis (2025) . . . 82
43. Isosuperficie que representa la unidad **UG2**. Elaborada en Voxler y QGis (2025) . . . 83
44. a) Anomalía de campo total del sensor superior b)Anomalía de campo total del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 84
45. a) Anomalía de campo total filtrado por coseno direccional del sensor superior b) Anomalía de campo total filtrado por coseno direccional del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 85
46. a) Anomalía de campo residual del sensor superior b) Anomalía de campo residual del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 86
47. a) Reducción al Polo del sensor superior b) Reducción al Polo del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 86
48. a) Señal Analítica del sensor superior b) Señal Analítica del sensor superior. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 87
49. Gradiente Vertical. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 87
50. Mapa de Anomalía de Campo Total filtrado: Sensor Inferior. Identificación de anomalías. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 88
51. Reducción al Polo: Sensor Inferior.Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 90
52. Señal Analítica: Sensor Inferior. Delimitación de bordes de cuerpos magnéticos. Elaborado en Oasis Montaj (2025). . . . 92
53. Conductividad aparente VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 94
54. Resistividad aparente VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 94
55. Componente en Fase VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 95
56. Conductividad aparente HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 96
57. Conductividad aparente HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 96
58. Componente en Fase HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 97
59. Anomalías electromagnéticas de Conductividad Aparente: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 98
60. Resistividades aparentes promediadas: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025) . . . 99
61. Componente en fase: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025). . . . 100
62. Radargrama: Perfil 6. Elaborado en GPRPy y QGIS (2025). . . . 102
63. Radargrama: Perfil 16. Elaborado en GPRPy y QGIS (2025). . . . 103
64. Radargramas: Visualización 3D - Horizonte plano a 1.2 metros de profundidad. . . . 104
65. Mapa de Señal Analítica (sensor inferior) e isosuperficies asociadas a la unidad geoeléctrica *UG1*. Elaborado en QGIS (2025). . . . 105
66. Cortes geoeléctricos A-A' (W-E) y B-B' (SW-NE) que atraviesan la Anomalía A. . . . 106

67. a) Mapa de Señal analítica b) Conductividad electromagnética aparente filtrada . . . 107
68. Correlación entre el perfil de GPR y el corte geoeléctrico. . . . 109
69. Sectores propuestos para excavación futura en la zona arqueológica de Cerro de la Cruz, San Juan del Río, Querétaro. . . . 113
70. Valores de resistividad en suelos y rocas. Tomada de Milsom (2003); Telford, Sheriff, y Geldart (1990). . . . 116
71. Adquisición de datos en Cerro de la Cruz TRE. Fotografía tomada por alumnos de Prácticas profesionales (semestre 2023-I) (2023). . . . 118
72. Adquisición de datos de Magnetometría. Fotografía tomada por alumnos de Prácticas profesionales (semestre 2023-I) (2023). . . . 118
73. Adquisición de conductividad electromagnética en la zona arqueológica (2024). 119
74. Adquisición de Radar de Penetración Terrestre en la zona arqueológica (2024). 119
75. Cubo de Resistividades Aparentes obtenido de la inversión de datos. Elaborado en ResIPy y QGis (2025) . . . 120
76. Cortes Sur-Norte del cubo de resistividades: Identificación de Unidades Geoeléctricas. . . . 121
77. Isosuperfie obtenida de la inversión de datos: Valores de resistividad altos . Elaborado en Voxler y QGis (2025) . . . 122
78. Isosuperfie obtenida de la inversión de datos: Valores de resistividad bajos . Elaborado en Voxler y QGis (2025) . . . 122
79. Cerro de la Cruz, zona con interferencias magnéticas . . . 123
80. Estimación de la velocidad de propagación mediante ajuste de hipérbolas: (a) Línea 6 y (b) Línea 16. . . . 124
81. Cortes geoeléctricos del cubo de resistividades. . . . 126

Índice de cuadros

1. Etapas de ocupación según Nalda (1975). (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024; Nalda, 1975) . . . 20
2. Etapas de ocupación y desarrollo constructivo del Cerro de la Cruz, según Saint-Charles y Argüelles (1991). . . . 21
3. Características de las líneas tendidas y número de electrodos empleados . . 63
4. Parámetros de apilamiento . . . 63
5. Parámetros de transmisión Tx . . . 63
6. Características del levantamiento de magnetometría . . . 68
7. Parámetros de adquisición del levantamiento GPR. . . . 76
8. Rangos de parámetros empleados en el procesamiento GPR. . . . 77
9. Coordenadas geográficas del Área 1. . . . 111
10. Coordenadas geográficas de la Trinchera 1. . . . 112
11. Coordenadas geográficas de la Trinchera 2. . . . 112
12. Coordenadas geográficas del Área 2. . . . 112
13. Coordenadas geográficas de la Trinchera 3. . . . 113
14. Coordenadas geográficas de la Trinchera 4. . . . 113

Resumen

En la exploración arqueológica, la excavación directa implica un consumo considerable de recursos, por lo que resulta necesario implementar estrategias no invasivas que optimicen la toma de decisiones y orienten de manera más precisa las intervenciones posteriores. En la zona arqueológica *Cerro de la Cruz*, los procesos de nivelación y acondicionamiento asociados al basamento piramidal plantean la necesidad de identificar posibles evidencias de modificación antrópica sin recurrir inicialmente a excavaciones extensivas. Con este propósito, se aplicó de forma integrada Magnetometría, Conductividad electromagnética (CMD), Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y Radar de penetración terrestre (GPR), con el fin de analizar e interpretar las anomalías geofísicas detectadas y delimitar sectores con potencial arqueológico. Los resultados evidenciaron anomalías magnéticas, contrastes de conductividad electromagnética y variaciones de resistividad concentradas principalmente en los primeros metros del subsuelo, desarrolladas dentro de una unidad superficial definida por la TRE. El GPR complementó esta información al caracterizar la heterogeneidad interna del depósito somero, sin registrar patrones asociados a estructuras o elementos enterrados dentro de su rango de penetración. La correlación espacial y coherencia entre las respuestas físicas de los distintos métodos permitieron diferenciar la variabilidad del medio superficial de aquellas alteraciones inducidas por la actividad humana, delimitando áreas de interés para futuras intervenciones. El estudio demuestra que la integración de técnicas geofísicas constituye una herramienta eficaz para el diagnóstico preliminar y la planeación estratégica de excavaciones arqueológicas.

Abstract

Archaeological exploration often involves direct excavation, which requires considerable resources; therefore, non-invasive strategies are essential to optimize decision-making and guide subsequent interventions more effectively. At the *Cerro de la Cruz* archaeological site, documented leveling and ground-conditioning processes associated with the pyramidal structure highlight the need to identify potential anthropogenic modifications without initially resorting to extensive excavation. To address this, an integrated geophysical approach was implemented, combining magnetometry, electromagnetic conductivity (CMD), Electrical Resistivity Tomography (ERT), and Ground Penetrating Radar (GPR) to analyze and interpret detected anomalies and delineate sectors with archaeological potential. The results revealed magnetic anomalies, contrasts in apparent conductivity, and resistivity variations concentrated mainly within the first meters of the subsurface, corresponding to a shallow unit defined through ERT. GPR complemented these findings by characterizing the internal heterogeneity of the near-surface deposit, without identifying patterns associated with buried structures or discrete elements within its effective penetration range. The spatial correlation and physical consistency among methods allowed differentiation between inherent near-surface variability and alterations compatible with human activity, enabling the delimitation of priority areas for future intervention. These results demonstrate that the integrated application of geophysical techniques constitutes an effective tool for preliminary site assessment and strategic planning of archaeological excavations.

1. Introducción

1.1. Motivación

Cerro de la Cruz, ubicado en San Juan del Río, Querétaro, es un sitio arqueológico donde se han identificado patrones de asentamiento, a partir de exploraciones y excavaciones arqueológicas derivadas de investigaciones previas. La información arqueológica disponible ha permitido documentar la presencia de materiales de origen antropogénico, como los encontrados al pie del basamento piramidal. No obstante, estos datos se encuentran limitados, por lo que actualmente se desconoce la distribución y continuidad de evidencias arqueológicas en otras áreas del sitio.

La falta de datos en la zona dificulta la planeación de intervenciones arqueológicas. Ante ello, la aplicación de técnicas geofísicas no invasivas nos ayuda a obtener información del subsuelo y ubicar anomalías que podrían estar asociadas con la presencia de materiales o con actividades de origen antropogénico.

El objetivo principal de este trabajo se centra en identificar zonas con mayor potencial arqueológico, con el fin de contribuir a la planeación de futuras excavaciones, así como identificar qué método geofísico (de los aplicados) ofrece mejores resultados en el sitio.

1.2. Planteamiento del problema

A pesar de que en *Cerro de la Cruz* se han llevado a cabo estudios arqueológicos de exploración, persiste la necesidad de explorar las plazas adyacentes al vestigio principal. Esta situación plantea un problema metodológico, ya que los métodos arqueológicos tradicionales implican inversiones significativas de tiempo y recursos, además de que dependen de la ubicación de las áreas a intervenir, información que actualmente no es precisa

Con ello, surge la pregunta: **¿La integración y correlación de diversos métodos geofísicos (no invasivos) permite identificar y delimitar posibles anomalías asociadas a materiales o actividades de origen antropogénico en la zona arqueológica Cerro de la Cruz?**

A partir del análisis de datos geofísicos, es posible correlacionar e integrar distintas metodologías que ayuden a reducir la incertidumbre en la interpretación de los datos. Por ello, es necesario implementar enfoques conjuntos, que permitan comparar anomalías obtenidas mediante diferentes técnicas y así fortalecer las interpretaciones.

1.3. Justificación

El uso de metodologías geofísicas aplicadas a la arqueología ha demostrado resultados relevantes en diversos estudios, como los realizados por Argote-Espino, López-García, Tejero-Andrade, y ... (2016); Argote-Espino y cols. (2013); Argote-Espino, Tejero-Andrade, Cárdenas-Soto, Cifuentes-Nava, y ... (2020); Chávez, Tejero-Andrade, Cifuentes-Nava, Argote-Espino, y Hernández (2015); Juárez y cols. (2017), evidenciando la utilidad de la integración de distintas técnicas para la correlación de anomalías y la reducción de la incertidumbre interpretativa.

La prospección geofísica ofrece una alternativa no invasiva para el estudio del patrimonio arqueológico, ya que permite obtener información del subsuelo sin recurrir a intervenciones directas sobre el terreno. En la zona arqueológica *Cerro de la Cruz*, la integración de técnicas como la magnetometría, conductividad electromagnética, radar de penetración terrestre y la tomografía de resistividad eléctrica constituyen una estrategia eficiente para detectar posibles objetos o actividad de origen antropogénico, de manera que los arqueólogos puedan optimizar la toma de decisiones y recursos destinados a la exploración del sitio.

Bajo este enfoque, la presente investigación busca aportar un diagnóstico geofísico integral que sirva para la toma de decisiones en la exploración arqueológica del sitio y para la optimización de los recursos destinados a su estudio.

1.4. Objetivo

Analizar e interpretar las anomalías geofísicas obtenidas mediante diversas metodologías de prospección geofísica aplicadas en la zona arqueológica Cerro de la Cruz, con el fin de identificar, caracterizar y delimitar posibles evidencias de origen antropogénico.

1.4.1. Objetivos específicos

- Identificar las anomalías detectadas mediante los distintos métodos aplicados, asociadas a posibles evidencias arqueológicas.
- Correlacionar los métodos geofísicos (empleados) con el fin de disminuir la incertidumbre en la interpretación de los datos obtenidos.

2. Zona de estudio

2.1. Ubicación geográfica

La zona arqueológica Cerro de la Cruz, se localiza en el sur del municipio de San Juan del Río, Querétaro, México, a orillas de la autopista México - Querétaro y del río San Juan. Se trata de una elevación de aproximadamente $25\,m$ de altura respecto al nivel del terreno circundante; la base del cerro está sobre la cota de los 1930 msnm, es acantilada en todos sus frentes y su cima es una superficie plana de aproximadamente $10,000\,m^2$ (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024; Saint-Charles y Argüelles, 1991; Zetina, 2014) (Figura 1).

Al sur y oeste del cerro se localiza el Barrio de La Cruz. Su acceso es por la carretera federal #57 con dirección a la Ciudad de México; a la altura de la localidad, se toma la Av. de La Cruz, rumbo al sur y a unos $200\,m$, un camino conduce al asentamiento prehispánico.

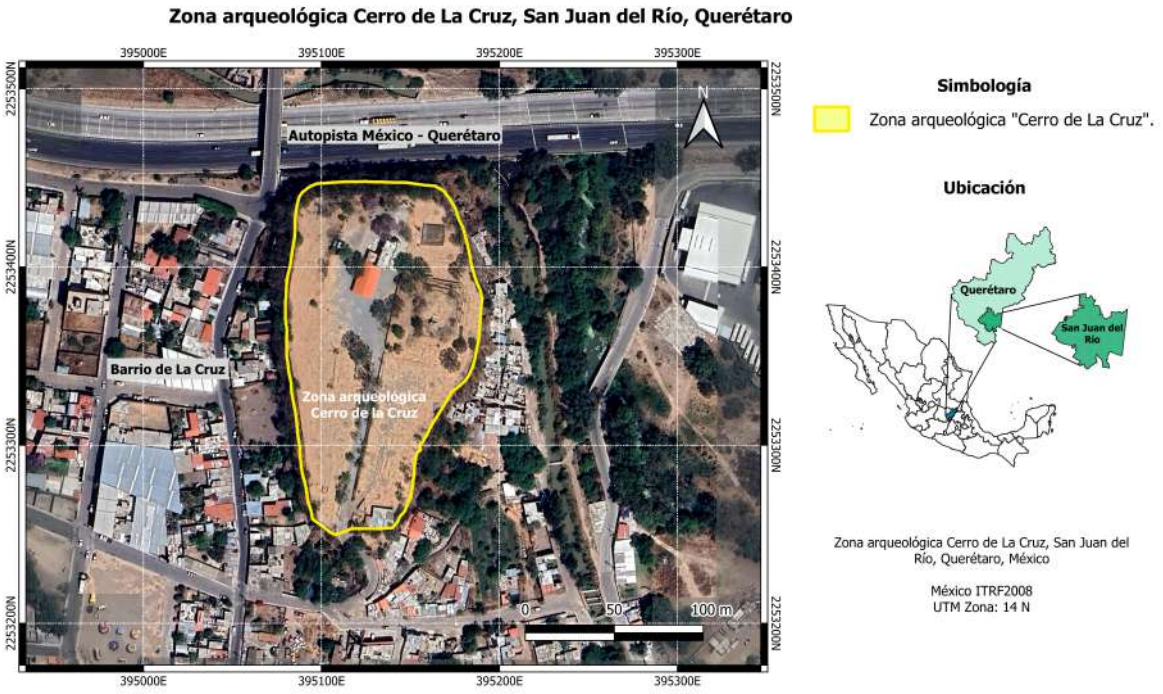


Figura 1: Zona de estudio: Zona arqueológica Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Querétaro.

2.2. Marco geológico

De acuerdo con la clasificación de Provincias Fisiográficas de Raisz (1964), San Juan del Río, forma parte de la provincia fisiográfica del *Eje Neovolcánico*, específicamente en la subprovincia de *Llanuras y sierras de Querétaro e Hidalgo*, esta se extiende desde el oeste de la ciudad de Querétaro, hasta Pachuca, Hidalgo (CONAGUA, 2024; INEGI, 2022).

De acuerdo con las cartas geológicas de INEGI (2007a, 2007b); SGM (1974) (Figura 2), la geología de la zona está representada por rocas ígneas extrusivas de composición ácida, intermedia y básica, entre las que se incluyen riolitas, andesitas y basaltos, así como depósitos piroclásticos (tobas).

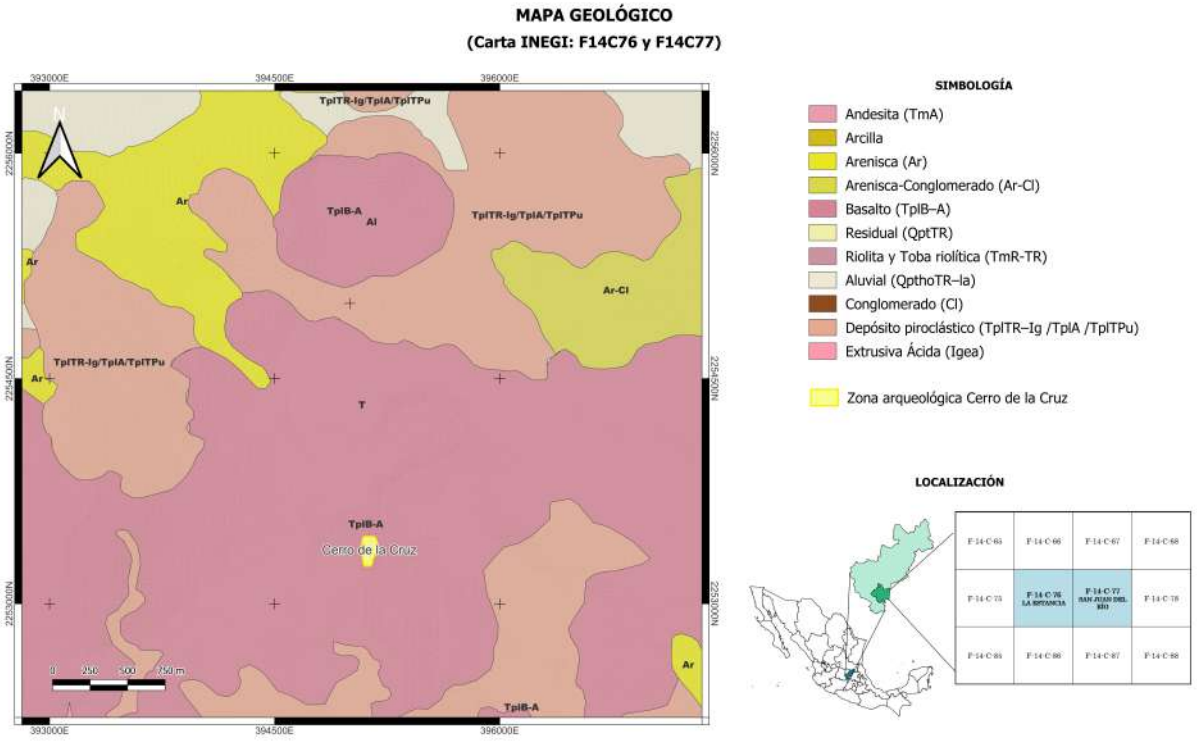


Figura 2: Carta geológica, elaborada a partir de la integración y digitalización de las cartas geológicas de INEGI (2007a) (La Estancia) e INEGI (2007b); SGM (1974) (San Juan del Río).

Las rocas más antiguas corresponden a una secuencia volcánica del Oligoceno-Mioceno, integrada por riolitas (TmR-TR) y derrames de andesita (TmA), que afloran principalmente al noreste y suroeste del municipio (CONAGUA, 2015, 2024).

La actividad ígnea del Mioceno, produjo derrames volcánicos de composición félsica e intermedia, con riolitas de textura porfídica y estructura fluidal, además de flujos de andesita-basaltos afaníticos y vesiculares, cubiertos por tobas andesíticas e ignimbritas

(CONAGUA, 2015, 2024).

En el Plioceno Temprano continúa la actividad volcánica, representada por la formación y evolución de las calderas de Amealco y Huichapan, que expulsaron grandes volúmenes de ignimbritas de composición andesítica y riolítica y tobas pumíticas (TplA, TplTR-Ig, TplTPu) (SGM, 1974).

Durante el Cuaternario, se depositaron materiales piroclásticos félsicos (QptTR), arenas y limos aluviales (QpthoTR-la) (SGM, 1974) que recubren parcialmente las unidades previas.

Esta evolución volcánica se resume en la columna geológica (Figura 3), que integra las principales unidades del Oligoceno-Cuaternario.

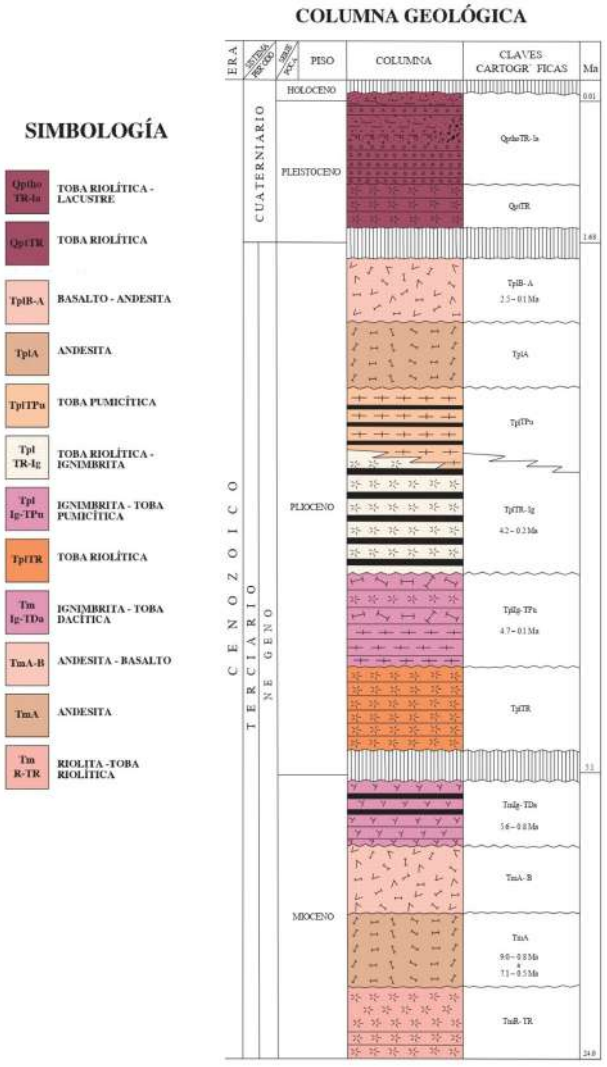


Figura 3: Columna geológica regional de la hoja San Juan del Río F14-C77. Tomada de SGM (1974)(San Juan del Río).

Las unidades litológicas principales identificadas en el municipio incluyen:

- Toba Huichapan: Secuencia de tobas limo-arcillosas de composición andesítica a basáltica, con intercalaciones de areniscas. Aflora al oriente del municipio de San Juan del Río (CONAGUA, 2015; SGM, 2002).
- Toba Amealco: Conformada por tobas riolíticas e ignimbritas félsicas interestratificadas; su composición mineral incluye de cuarzo, feldespato pótasico, plagioclasa y vidrio volcánico. Aflora en el centro y suroeste del municipio (CONAGUA, 2015; SGM, 1974).

2.3. Marco arqueológico

Los primeros datos sobre Cerro de la Cruz provienen de *La Relación de Querétaro (1552)*, documento que consigna la fundación de la ciudad de San Juan del Río poco después de la conquista de Tenochtitlán, con población otomí procedente de Jilotepec, Estado de México (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024).

Sobre este antiguo asentamiento, se tienen noticias desde la época colonial. No obstante, las investigaciones arqueológicas son recientes. Los primeros estudios se realizaron en la década de 1970, con los trabajos de Enrique Nalda (1975) en la Unidad de Análisis San Juan del Río y los reportes de Cuauhtémoc Chávez (1976) sobre la presencia de materiales arqueológicos en el cerro. Tras un periodo de interrupción, en 1986 se retomaron las investigaciones mediante un convenio entre la Universidad Autónoma de Querétaro y el Instituto Nacional de Antropología e Historia, con el objetivo de documentar el conjunto arquitectónico y evaluar su estado de conservación (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024; Saint-Charles Zetina, Almendros López, y González Sosaya, 2001).

Para junio y julio de 1986 se realizó una etapa de campo en la zona, cuyos resultados preliminares se publicaron en la revista Investigación de la *UAQ*, en los que se puede mencionar:

> *En la cima del cerro se localizan los restos de un conjunto arquitectónico prehispánico correspondiente a la última etapa constructiva del sitio, compuesto por una plaza con basamento piramidal al oriente y limitada en el sur por un montículo. Al sur de estos elementos se extiende una gran plataforma de nivelación que llega hasta el borde de la barranca. Este conjunto se encuentra circundado por un muro de contención que sigue el contorno de la barranca; entre este muro y el cantil se identifica un espacio aproximado de dos metros de ancho, donde es visible la roca madre, el cual pudo haber funcionado como una calzada perimetral alrededor del sitio* (Saint-Charles y Argüelles, 1987, 1991) (Figura 4).



Figura 4: Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Qro. Figura modificada de Zetina (2014)

Con base en los resultados iniciales del sitio, se constató que la sección norte de la parte baja sufrió una notable alteración luego de que un costado fuera arrastrado cuando se construyó la carretera federal #57 (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024).

> *La barranca fue reducida en sus dimensiones cuando con la construcción de la autopista México Querétaro durante la década de los 60´s fue cortada en su parte norte - aproximadamente 15 metros-, por lo que cabe la posibilidad de que en ese momento hayan desaparecido otro u otros edificios prehispánicos; tenemos noticia de que cuando esto ocurrió fueron encontrados una gran cantidad de restos óseos y materiales cerámicos como vasijas y figurillas de regular tamaño* (Saint-Charles y Argüelles, 1987, 1991).

La construcción de la autopista no fue la única alteración que hubo en la zona; la cima de la pirámide fue modificada previamente durante el periodo colonial, cuando se edificó una ermita en el siglo XVII, estructura que corona el basamento piramidal. Posteriormente, hacia 1950, se reutilizaron muros de un antiguo edificio para levantar una capilla dedicada a la Santa Cruz, localizada en la sección norte de la plaza y al noroeste del basamento. Asimismo, se reportó la presencia de dos edificaciones al sur de la barranca: una, aparentemente de época colonial y ya en ruinas, y otra que aún funcionaba como almacén, cuya construcción se atribuye a inicios del siglo XX (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024).

Otra alteración importante del sitio se observa en la plataforma sur, afectada por la excavación de un camino en el eje norte-sur, parte de la esquina SE de la plaza y llega

al borde sur de la barranca, que la dividió en mitades. Dado que se trata de un camino excavado, las paredes fueron recubiertas con cantos rodados y cantera para retener la tierra. Este camino puso al descubierto restos de pequeñas plataformas (Saint-Charles y Argüelles, 1991).

El sitio arqueológico desempeñó un papel relevante en distintos momentos de la época prehispánica, particularmente en relación con prácticas de carácter ritual (Zetina, 2014). Esta relevancia se manifiesta en la ocupación del sitio a lo largo del tiempo.

El arqueólogo Nalda (1975) plantea cuatro etapas de ocupación (Cuadro 1):

Etapa	Periodo	Desarrollo del sitio arqueológico
I	500 a.C.–0	Se caracterizaba por la vida aldeana.
II	0–400 d.C.	Aumento demográfico, especialmente tras la llegada de grupos locales.
III	400–800 d.C.	El asentamiento cobró mayor poder y se consolidó como centro regional.
IV	800–1100/1200 d.C.	Tendencia a ocupar sitios más defensivos, hasta el abandono hacia 1200 d.C.

Cuadro 1: Etapas de ocupación según Nalda (1975). (Martínez-Ruiz y Posadas-Juárez, 2024; Nalda, 1975)

De manera complementaria, con el propósito de conocer los elementos arquitectónicos y etapas constructivas, se realizaron excavaciones mediante tres pozos estratigráficos y tres trincheras (Figura 5).

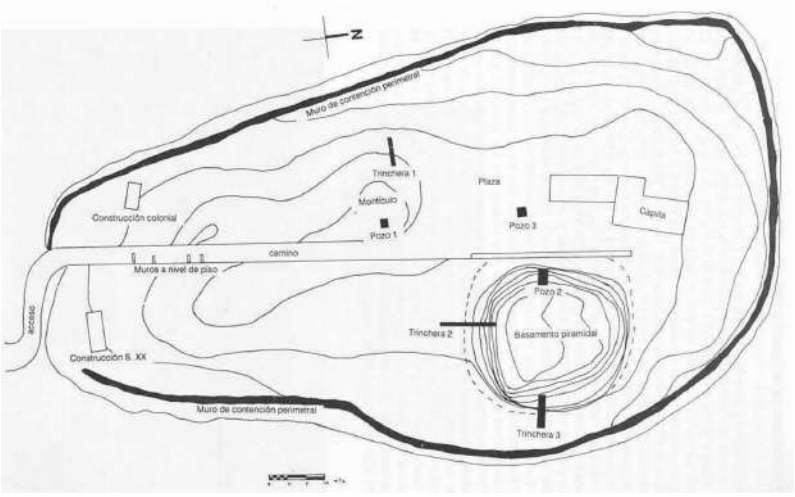


Figura 5: Cerro de la Cruz, San Juan del Rio, Qro. Figura tomada de Saint-Charles y Argüelles (1991)

A partir de la información obtenida de estas excavaciones, fue posible identificar ele-

mentos arquitectónicos, así como establecer una relación entre los procesos de ocupación y las etapas constructivas de Cerro de la Cruz. Con base en esta información, Saint-Charles y Argüelles (1991) propuso cinco etapas de ocupación (Cuadro 2).

Etapa de ocupación	Periodo	Desarrollo del sitio arqueológico
I	500 a.C.–200 d.C.	Primera ocupación del sitio, fechada a partir de cerámica del grupo Chupícuaro. Se realizaron labores iniciales de nivelación mediante acarreos de tierra y arena hacia la cima del cerro. La primera etapa constructiva del basamento piramidal, la cual es identificada por cuerpos escalonados con muros en talud y rellenos constructivos.
II	200–800 d.C.	Etapa de mayor desarrollo constructivo, asociada principalmente a cerámica Rojo/Bayo. Se configuró una plaza en la parte norte del sitio, con un basamento piramidal al oriente y un montículo al sur. Se registran construcciones, así como evidencia de actividades rituales en el área central de la plaza.
III	800–1100/1200 d.C.	Ocupación tardía y discontinua. No se asocia a actividades constructivas relevantes, lo que sugiere una permanencia breve y el abandono del sitio como recinto ceremonial.

Cuadro 2: Etapas de ocupación y desarrollo constructivo del Cerro de la Cruz, según Saint-Charles y Argüelles (1991).

La evidencia arqueológico indica que el patrón de asentamiento se modificó a lo largo del tiempo: mientras que en las primeras etapas las áreas habitacionales se localizaron en las márgenes del río y en el perímetro inferior del cerro, en los momentos tardíos se observa una preferencia por las zonas occidentales (Zetina, 2014).

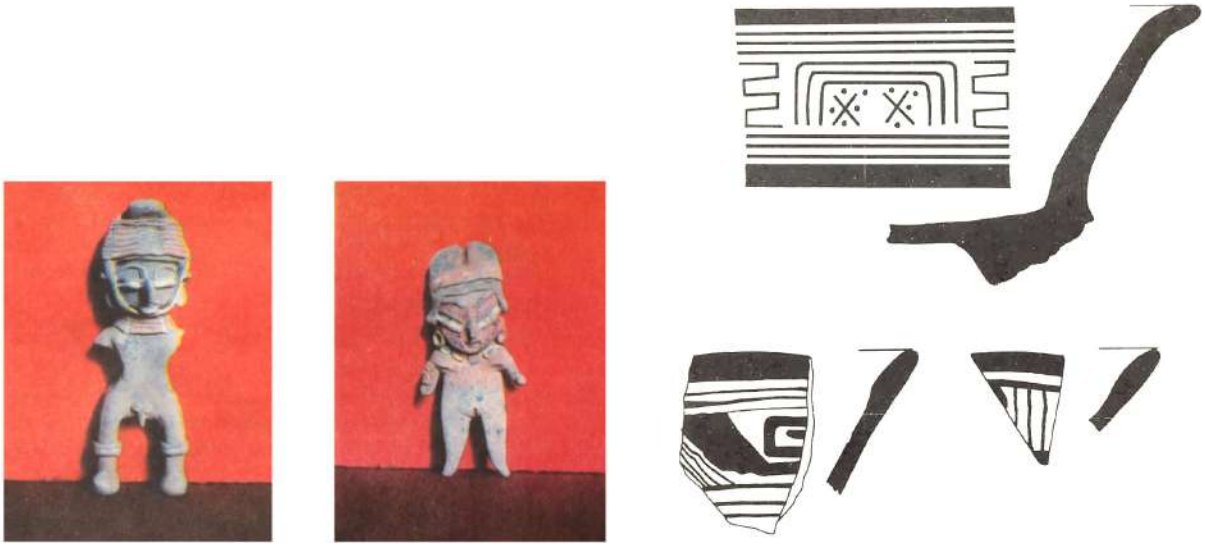
Entre los hallazgos más relevantes destacan restos arquitectónicos, materiales cerámicos y entierros humanos. Durante la liberación del basamento piramidal principal se registraron entierros asociados al derrumbe de su fachada sur, cuya ubicación y características sugieren prácticas rituales vinculadas a la etapa final de ocupación del sitio. Los fechamientos por carbono 14 sitúan el límite más tardío de ocupación permanente alrededor del año 950 d.C. (Figura 6) (Zetina, 2014).



Figura 6: Localización de entierros y ofrendas respecto al basamento piramidal. Figura modificada de Zetina (2014). Elaborada y modificada en QGIS (2025)

Para 1990, derivado de los hallazgos cerámicos, enseres de piedra y restos óseos durante las obras de instalación del drenaje en el Barrio de La Cruz, se realizaron nuevos trabajos de rescate arqueológico. Los estudios, en su primera etapa, fueron efectuados por Viramontes, Crespo y Saint-Charles, en colaboración de Herrera, Brambila y Castañeda (Crespo y Saint-Charles, 1996).

Cerca de cien objetos fueron recuperados; el material cerámico recuperado muestra una notable diversidad, con predominio de cerámica de tipo Chupícuaro. El material cerámico presenta una notable diversidad, con predominio de cerámica del grupo Chupícuaro, así como la presencia de cerámica Rojo/Bayo y estilos asociados al Centro de México y al complejo Xajay. Esta diversidad sugiere la coexistencia de distintas tradiciones cerámicas y apoya la hipótesis de que la fundación del centro ceremonial del Cerro de la Cruz estuvo vinculada a la llegada de grupos procedentes del área nuclear de la tradición Chupícuaro (Crespo y Saint-Charles, 1996; Saint-Charles y Argüelles, 1991) (Figura 7).



(a) Figurillas antropomorfas tipo Chupícuaro. (b) Cerámica Rojo/Bayo El Mogote

Figura 7: Figurillas tipo Chupícuaro y cerámica tipo Rojo/Bayo encontradas en Cerro de la Cruz, San Juan del Río. Figuras tomadas de Crespo y Saint-Charles (1996); Saint-Charles y Argüelles (1991).

3. Marco Teórico

3.1. Método eléctrico

Los estudios eléctricos se han empleado desde hace varios años, con el fin de conocer las condiciones del subsuelo. De acuerdo con (Loke, 2004) el propósito principal de los estudios eléctricos es determinar la distribución de resistividad en el subsuelo tras realizar mediciones en superficie.

La prospección eléctrica involucra la detección en superficie de los efectos producidos por un flujo de corriente eléctrica que interactúa en el subsuelo (Telford y cols., 1990).

3.1.1. Potencial eléctrico

Las ecuaciones de Maxwell rigen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos, constituyendo la base fundamental para el desarrollo teórico del método.

Al considerar un medio lineal, homogéneo e isótropo (MLHI), estas se expresan para la distribución de corriente estacionaria, como:

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \tag{3.1}$$

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \tag{3.2}$$

En un medio de estas características, el campo eléctrico es conservativo, por ello, de acuerdo con el teorema de Helmholtz, el campo eléctrico estacionario es generado por un potencial:

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\nabla\varphi\ (\vec{r}) \tag{3.3}$$

Mientras que la densidad de corriente $\vec{J}$ en un MLHI se describe a partir de la Ley de Ohm (Telford y cols., 1990):

$$\vec{J} = \sigma\vec{E}(\vec{r}) \tag{3.4}$$

La ecuación (3.4) expresa que la densidad de corriente $\vec{J}$ en un punto, es proporcional al campo $\vec{E}$, y que se presenta en la misma dirección y sentido que este. El factor de proporcionalidad es la conductividad (Orellana Silva, 1982).

Sustituyendo $\vec{E}$ en la ecuación 3.4, la densidad de corriente se define como:

$$\vec{J} = -\ \sigma(\vec{r})\nabla\varphi\ (\vec{r}) \tag{3.5}$$

A partir de la integral de flujo que relaciona la corriente I con la densidad de corriente, es posible determinar la divergencia de $\vec{J}$:

$$\nabla \cdot \vec{J} = I\delta\ (\vec{r}) \tag{3.6}$$

De la ecuación (3.5) y (3.6) se obtiene la ecuación diferencial que satisface el potencial eléctrico φ, debido a una fuente puntual en la superficie:

$$\nabla \cdot\ \sigma(\vec{r})\ \nabla\varphi\ (\vec{r}) =\ -I\delta\ (\vec{r}) \tag{3.7}$$

La diferencia de potencial que es medida entre dos puntos de la superficie es descrita por:

$$\Delta\phi(\vec{r}) = \int_{r_1}^{r_2} \vec{E}(\vec{r}) \cdot d\vec{l} \tag{3.8}$$

Sustituyendo la ecuación (3.4) en (3.8), se obtiene una ecuación en términos de resistividad y densidad de corriente:

$$\Delta\varphi(\vec{r}) = \int_{r_1}^{r_2} \rho(\vec{r})\ \vec{J}(\vec{r}) \cdot d\vec{l} \tag{3.9}$$

La ecuación (3.9) fundamenta el método, considerando un régimen de corriente estacionaria y expresa el potencial del medio.

3.1.2. Resistividad aparente y factor geométrico

Considerado dos electrodos que miden la diferencia de potencial, de una fuente puntual en un medio homogéneo (Figura 8), aplicando la ecuación (3.6) en los electrodos de corriente, se puede demostrar que el vector de densidad de corriente primaria es:

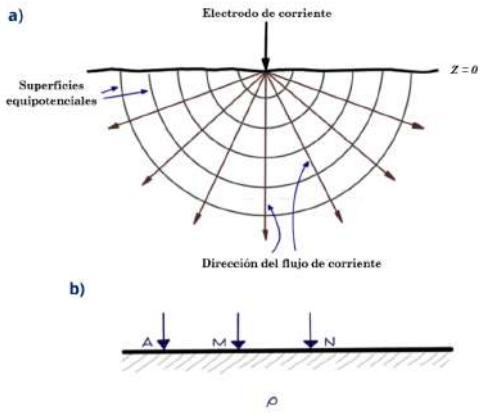


Figura 8: a) Fuente puntual en un semiespacio y distribución del potencial. Figura tomada de Loke (2012). b) Subsuelo homogéneo de resistividad con tres electrodos. Electrodo A de corriente y electrodos M y N de potencial. Figura tomada de Orellana Silva (1972)

$$\vec{J} = \frac{I}{2\pi}\frac{\vec{r}}{r^3} \tag{3.10}$$

Sustituyendo la ecuación (3.10) en la ecuación (3.9), considerando que las mediciones se realizan en dirección de x, el vector puede expresarse $\vec{r} = x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{k}$ y las componentes y, z son nulas $y = z = 0$, por lo que la diferencia de potencial en un medio homogéneo e isótropo es:

$$\Delta\varphi(\vec{r}) = \frac{\rho l}{2\pi}\int_{r_1}^{r_2}\frac{x\,dx}{x^3} \tag{3.11}$$

Resolviendo la integral de la ecuación (3.11) y renombrando $\Delta\varphi$, se tiene:

$$\Delta V = \frac{\rho l}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{3.12}$$

Al despejar ρ de la ecuación (3.12) tenemos:

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)^{-1} \tag{3.13}$$

Si se considera un dispositivo electródico cuadripolar colineal (Figura 9), donde el Punto A inyecta corriente I, que se distribuye en todo el semiespacio hasta llegar al electrodo B, el cual actúa como segunda fuente, pero en sentido contrario y caracterizada con el signo negativo (es decir, cierra el circuito). De los puntos M y N se obtiene la diferencia de potencial del campo eléctrico generado en el semiespacio.

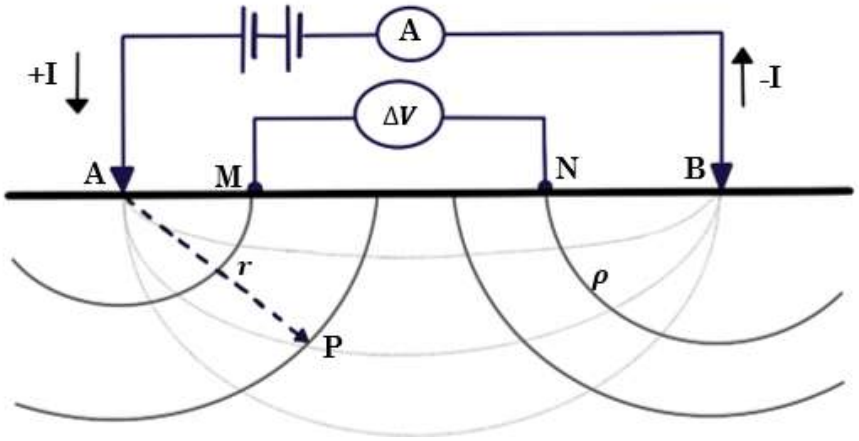


Figura 9: Esquema del potencial en un semiespacio homogéneo.

Considerando lo anterior, se puede reescribir la ecuación (3.13) para un arreglo convencional de 4 electrodos:

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \tag{3.14}$$

Donde r_1 y r_2 son las distancias de los electrodos M y N desde el electrodo A, por lo que r_3 y r_4 son las distancias entre los puntos M y N respecto al electrodo B.

En un medio no homogéneo, pero asumido lineal e isótropo, la resistividad calculada a partir de mediciones de campo no corresponde a la resistividad verdadera del subsuelo, sino a una resistividad aparente (ρ_a). Esta magnitud representa un valor promedio ponderado de las resistividades reales que contribuyen al campo eléctrico medido.

Bajo esta consideración, y a partir de la ecuación (3.14), la resistividad aparente puede expresarse como:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \left[\frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \tag{3.15}$$

De la ecuación anterior (3.15), la expresión entre corchetes depende exclusivamente de la geometría del arreglo de electrodos, por lo que se introduce el *factor geométrico* k, permitiendo reescribir la ecuación (3.15) como:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I}\, k \ [\Omega\,\mathrm{m}] \tag{3.16}$$

La resistividad aparente ρ_a es la variable que expresa los resultados en los métodos geoeléctricos, se define a partir de la diferencia de potencial ΔV, la corriente inyectada (I), las distancias entre los electrodos (A, B, M y N) y el factor geométrico (k).

Es importante resaltar que la resistividad aparente no es un promedio de las resistividades del medio (Telford y cols., 1990); más bien, corresponde a la resistividad que se obtendría si el subsuelo fuera homogéneo, es decir, la resistividad de un medio uniforme que, bajo las mismas condiciones de medición, produciría una diferencia de potencial igual a la observada (Orellana Silva, 1972).

En la Figura 70 (Anexo A) se muestran rangos de resistividad ρ correspondientes a diversos tipos de suelos y rocas, los cuales sirven como referencia para la interpretación de los resultados.

De la ecuación (3.16) se obtiene que k está dado por:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \tag{3.17}$$

El factor geométrico k es una constante que permite relacionar la resistividad aparente con la resistividad real. El valor de esta constante describe la forma del potencial debido a la configuración de los electrodos y depende únicamente de la geometría del arreglo electródico.

3.1.3. Arreglos electródicos 2D

A la disposición geométrica de los electrodos colocados sobre la superficie del terreno se le denomina *arreglo electródico* (Orellana Silva, 1982). En los levantamientos geoeléctricos se emplea un conjunto de cuatro electrodos, conocido como cuadripolo, integrado por dos electrodos de corriente *(A y B)* y dos electrodos de potencial *(M y N)*.

Las mediciones del potencial eléctrico pueden realizarse mediante distintas configuraciones de electrodos, las cuales presentan respuestas diferenciadas ante variaciones laterales y verticales de resistividad en el subsuelo, algunas de las configuraciones utilizadas son:

- *Wenner*:
  Los electrodos de potencial se disponen con un espaciamiento uniforme a, mientras

que los electrodos de corriente se localizan hacia el exterior de los electrodos de potencial, manteniendo el mismo espaciamiento a (Figura 10). Durante la adquisición de datos, todos los electrodos se desplazan de manera conjunta, conservando una geometría constante. Este arreglo presenta una buena resolución vertical, aunque muestra una sensibilidad limitada ante variaciones laterales de resistividad (Orellana Silva, 1982; Reynolds, 2011; Telford y cols., 1990).

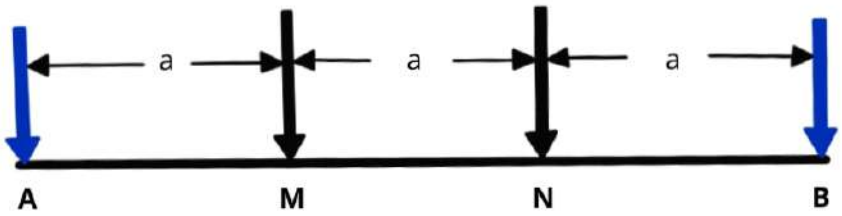


Figura 10: Arreglo electródico Wenner.

Para esta configuración, el factor geométrico k se expresa como:

$$k = 2\pi a \tag{3.18}$$

- *Schlumberger*:
  En esta configuración, los electrodos de potencial se ubican próximos al centro del arreglo, separados por una distancia a, mientras que los electrodos de corriente se colocan hacia el exterior de los electrodos de potencial, a una distancia na, donde n es un factor entero que controla la separación de los electrodos de corriente.
  Durante la adquisición de datos, el espaciamiento entre los electrodos de potencial se mantiene constante, mientras que los electrodos de corriente se separan progresivamente para incrementar la profundidad de exploración (Figura 11). Este arreglo se caracteriza por una buena resolución vertical y una alta sensibilidad a variaciones de resistividad en profundidad (Orellana Silva, 1982; Reynolds, 2011; Telford y cols., 1990).

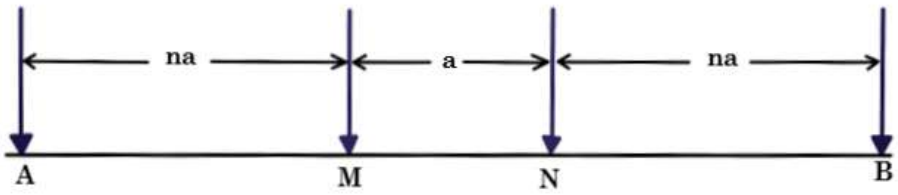


Figura 11: Arreglo electródico Schlumberger.

Para esta configuración, el factor geométrico k está dado por:

$$k = \pi\, n(n+1)\, a \tag{3.19}$$

- *Wenner - Schlumberger*:
  El arreglo Wenner–Schlumberger constituye una configuración híbrida que combina características de los arreglos Wenner y Schlumberger. Presenta una sensibilidad moderada tanto a estructuras horizontales como verticales (Loke, 2000). En este arreglo, los electrodos de potencial se localizan en la parte central, separados por una distancia a, mientras que los electrodos de corriente se sitúan en los extremos del arreglo a una distancia na del centro, donde n puede tomar el valor de *1* para Wenner (Figura 12).

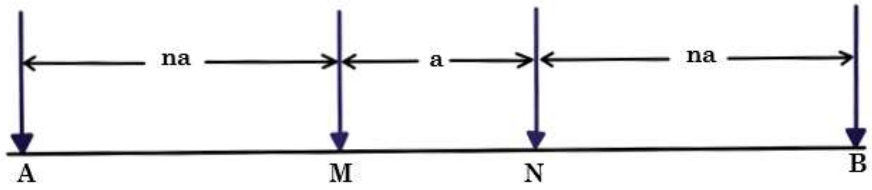


Figura 12: Arreglo electródico Wenner-Schlumberger.

Para esta configuración, el factor geométrico **k** se expresa como:

$$k = \pi n(n+1)\, a \tag{3.20}$$

Este arreglo presenta una capacidad moderada para la detección de estructuras horizontales y verticales; sin embargo, en comparación con otros arreglos, su resolución es relativamente menor, lo cual se refleja en un espaciamiento más amplio entre los contornos de la función de sensibilidad (Loke, 2001).

3.1.4. Inversión de datos

La inversión de datos comprende un conjunto de métodos matemáticos y estadísticos cuyo propósito es estimar un modelo que sea compatible tanto con los datos observados como con las leyes físicas que rigen el sistema bajo estudio (Hernández Sandoval, 2020; Menke, 2012).

Dado que un mismo conjunto de datos puede ser explicado por múltiples modelos posibles, el problema de inversión no es único. Por ello, el objetivo fundamental de la inversión

consiste en estimar un modelo que minimice la discrepancia entre los datos observados y la respuesta teórica calculada, al mismo tiempo que se mantiene una solución estable y físicamente razonable (Menke, 2012).

La relación entre el modelo m y los datos d se establece a través del *problema directo*, el cual permite calcular la respuesta teórica del sistema a partir de un modelo dado. En el proceso de inversión, esta relación se utiliza de forma inversa: se ajustan iterativamente los parámetros del modelo hasta que la respuesta calculada reproduce de manera aceptable los datos medidos. La interacción conceptual entre el *modelo real*, los *datos observados* y el *modelo estimado* se ilustra en la Figura 13.

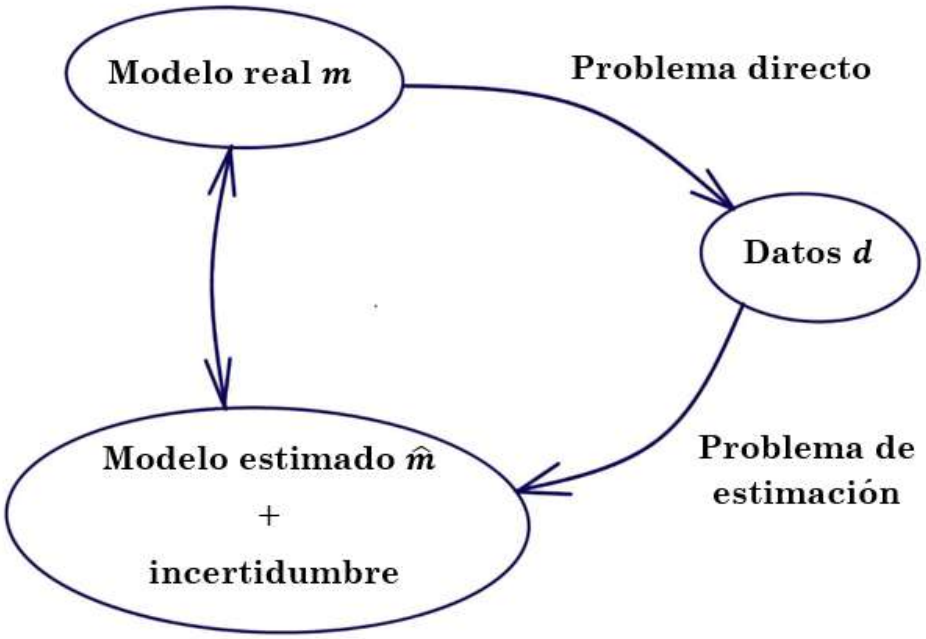


Figura 13: Representación conceptual del proceso de inversión. Tomada de Scales y cols. (2004).

En TRE, la inversión consiste en estimar un modelo de resistividad del subsuelo a partir de mediciones de resistividad aparente, de modo que la respuesta sintética del modelo sea coherente con los datos adquiridos en campo, dentro de un marco matemático necesariamente no único y sujeto a incertidumbre (De la Torre, 2010; Loke, 2004). El modelo obtenido constituye una representación del subsuelo, cuyos parámetros están directamente relacionados con las propiedades eléctricas del medio.

En este trabajo, la inversión de los datos de TRE se llevó a cabo mediante el software *ResIPy*, el cual implementa esquemas de inversión regularizada para la obtención de modelos de resistividad en dos y tres dimensiones. Para una descripción detallada de los algoritmos, supuestos y opciones de inversión empleados por esta paquetería, se recomienda

consultar la documentación técnica y metodológica correspondiente (Blanchy, Saneiyan, Boyd, McLachlan, y Binley, 2020a).

3.2. Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) o ERT por sus siglas en inglés (*Electrical Resistivity Tomography*), es un método geoeléctrico que permite estimar la distribución espacial de la resistividad eléctrica (ρ) del subsuelo a partir de un gran número de mediciones de resistividad aparente (ρ_a). Estas mediciones se obtienen mediante electrodos dispuestos sobre la superficie del terreno siguiendo un arreglo geométrico específico, con el objetivo de construir una imagen de la resistividad verdadera del medio (Tejero Andrade, 2002).

La Tomografía de Resistividad Eléctrica bidimensional (TRE 2D) combina los principios del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)[1] y de la Calicata Eléctrica[2] (Orellana Silva, 1972), lo que permite obtener información tanto de la variación lateral como vertical de la resistividad del subsuelo.

El método consiste en inyectar una corriente eléctrica estacionaria en el terreno mediante un par de electrodos de corriente (A y B) y medir la diferencia de potencial (ΔV) generada entre el par de electrodos de potencial (M y N). A partir de estas mediciones y considerando la geometría del arreglo electródico, se calcula la resistividad aparente (ρ_a) correspondiente a cada configuración.

Actualmente la medición se implementa mediante equipos automáticos multicanales, los cuales permiten optimizar la adquisición de datos, ya que no es necesario desplazar manualmente los electrodos en cada lectura, sino que estos se disponen a lo largo de una línea de longitud finita y se programan secuencias automáticas de adquisición. De este modo, el arreglo electródico se desplaza de manera automática sobre una línea, efectuando una apertura progresiva de electrodos (incrementando la separación entre los electrodos de corriente y de potencial), lo que permite investigar mayores profundidades del subsuelo y obtener una imagen continua tanto lateral como vertical.

Cada medición de resistividad aparente no se asocia a un punto específico del subsuelo, sino a una región influenciada por la geometría del arreglo electródico y por la distribución del campo eléctrico. Para fines de representación y posterior inversión de los datos, estas mediciones se asignan a posiciones denominadas *puntos de atribución*, los cuales corres-

[1] El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) es una técnica geoeléctrica unidimensional que permite estimar la variación de la resistividad eléctrica con la profundidad mediante la expansión progresiva del arreglo de electrodos.

[2] La calicata eléctrica corresponde a una serie de mediciones de resistividad realizadas a lo largo de un perfil con espaciamiento constante entre electrodos, permitiendo una caracterización lateral del subsuelo.

ponden a ubicaciones teóricas donde se concentra la mayor sensibilidad de la medición (Loke, 2000, 2004). La distribución de estos puntos depende del tipo de arreglo electródico utilizado.

En la Figura 14 se muestran los puntos de atribución correspondientes a un arreglo Wenner-Schlumberger.

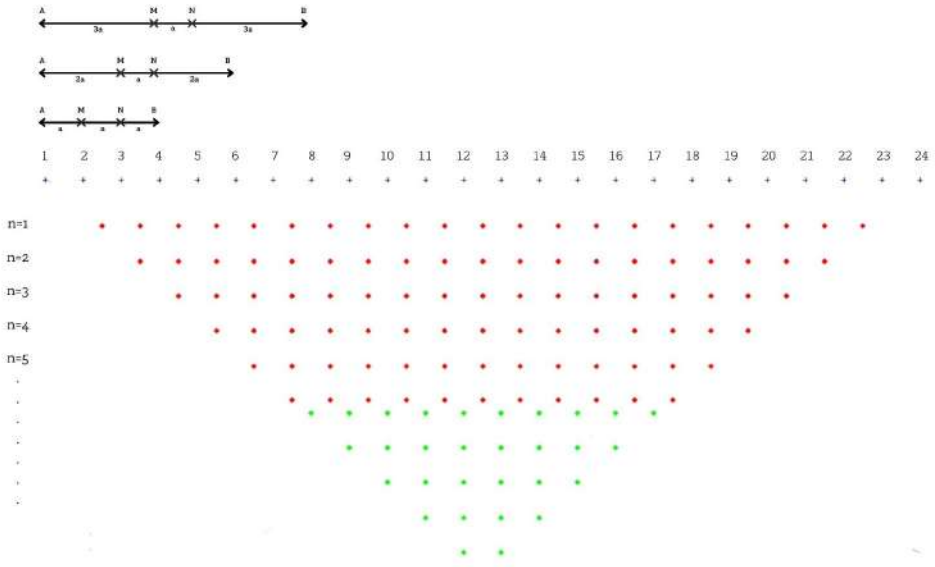


Figura 14: Puntos de atribución para un arreglo Wenner-Schlumberger. Figura generada en el software Electre Pro de Iris Instruments.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica tridimensional (TRE 3D) constituye una extensión metodológica de la TRE 2D, cuyo objetivo es obtener una representación volumétrica de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Estas comparten los mismos principios físicos; sin embargo, la TRE 3D no implica necesariamente el uso directo de los mismos arreglos electródicos para geometrías bidimensionales. La diferencia radica en la configuración espacial de los electrodos y en el esquema de inversión empleado para integrar las mediciones en un modelo volumétrico (Alvarez Barrientos, 2015; Loke, 1996, 2012).

En levantamientos TRE 3D, los electrodos pueden disponerse en una rejilla sobre la superficie del terreno, tal como lo propone Loke (1996), o bien en conjuntos de líneas paralelas o intersectadas, como lo sugiere Aizebeokhai (1999). Esta última resulta útil cuando las condiciones del terreno o del área de estudio limitan la instalación de una malla completa de electrodos, permitiendo optimizar tiempos y logística sin comprometer la capacidad de modelado tridimensional.

Al tener múltiples perfiles TRE 2D paralelos o intersectados, es posible integrar la información adquirida en cada línea para construir un modelo tridimensional, por ende, los

datos no corresponden a mediciones realizadas en las tres direcciones del espacio; el volumen 3D se obtiene mediante la interpolación espacial y la inversión conjunta de los datos adquiridos a lo largo de las líneas 2D (Aizebeokhai, Olayinka, Singh, y Uhugegb, 2011), (Aizebeokhai, 1999) recomienda que la distancia entre líneas no exceda aproximadamente cuatro veces el espaciamiento entre electrodos de una misma línea, a fin de asegurar una adecuada cobertura espacial y reducir los efectos derivados de la interpolación (Loke, 2012).

El resultado del proceso de inversión es un volumen tridimensional, comúnmente denominado *cubo de resistividades*, que representa la distribución espacial de la resistividad eléctrica en las direcciones *x,y,z*. Dichos valores corresponden a resistividades verdaderas estimadas a partir del modelo invertido. A partir de este volumen es posible generar cortes horizontales, secciones verticales e isosuperficies.

3.2.1. Función de sensibilidad y Profundidad de investigación

Un elemento fundamental de esta relación es la *función de sensibilidad*. es un indicador de la afectación del potencial medido en el arreglo utilizado, es decir, describe la influencia que un pequeño cambio en la resistividad del subsuelo tiene sobre el potencial eléctrico medido en superficie (Furman, Tartakovsky, y Warrick, 2003; León Sánchez, 2024).

A partir de esta función es posible definir también la *profundidad de investigación*, que establece la región del subsuelo a la que un arreglo específico es realmente sensible.

En forma general, la *sensibilidad* de un arreglo eléctrico puede definirse como la derivada de la resistividad aparente con respecto a la resistividad local del modelo (León Sánchez, 2024):

$$Sensibilidad = \frac{\partial \rho_a}{\partial \rho_i} \tag{3.21}$$

La ecuación 3.21 da una medida de cómo la resistividad aparente observada es sensible a cambios en la resistividad del subsuelo.

El potencial que se obtiene al modificar $\delta\rho$ esta dado por (Loke y Barker, 1996):

$$\delta\phi = \frac{\delta\rho}{\rho^2} \int_V \nabla\phi \cdot \nabla\phi' \, d\tau \tag{3.22}$$

donde el cambio de la resistividad tiene un valor constante en un pequeño elemento de volumen $\delta\tau$ y cero en cualquier otra parte y ϕ' corresponde al potencial obtenido al intercambiar las posiciones de los electrodos de corriente y potencial.

Para un semiespacio homogéneo, el potencial ϕ en un punto del semiespacio debido a

una corriente unitaria en la superficie del subsuelo, tiene la forma:

$$\phi = \frac{\rho}{2\pi\sqrt{x^2+y^2+z^2}}, \tag{3.23}$$

de forma similar:

$$\phi' = \frac{\rho}{2\pi\sqrt{(x-a)^2+y^2+z^2}}, \tag{3.24}$$

donde a es la separación entre los electrodos.

Al diferenciar las ecuaciones 3.23 y 3.24; al realizar el producto punto, tenemos:

$$\frac{\delta\phi}{\delta\rho} = \int_V \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x-a)+y^2+z^2}{\left(x^2+y^2+z^2\right)^{3/2}\left((x-a)^2+y^2+z^2\right)^{3/2}}\, dx\, dy\, dz \tag{3.25}$$

Se obtiene la expresión de la función de sensibilidad tridimensional, dada para el término dentro de la integral, la ecuación 3.26 es para el arreglo Polo - Polo:

$$F_{3D}(x,y,z) = \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x-a)+y^2+z^2}{\left(x^2+y^2+z^2\right)^{3/2}\left((x-a)^2+y^2+z^2\right)^{3/2}} \tag{3.26}$$

Si se quiere obtener la función de sensibilidad para un arreglo de 4 electrodos, se necesita añadir la contribución de cuatro pares corriente-potencial (AM,AN,BM y BN).

La distribución de sensibilidad es única para cada arreglo. A continuación, se muestra la zona de influencia (extensiones laterales y a profundidad) del arreglo Wenner-Schlumberger (Figura 15).

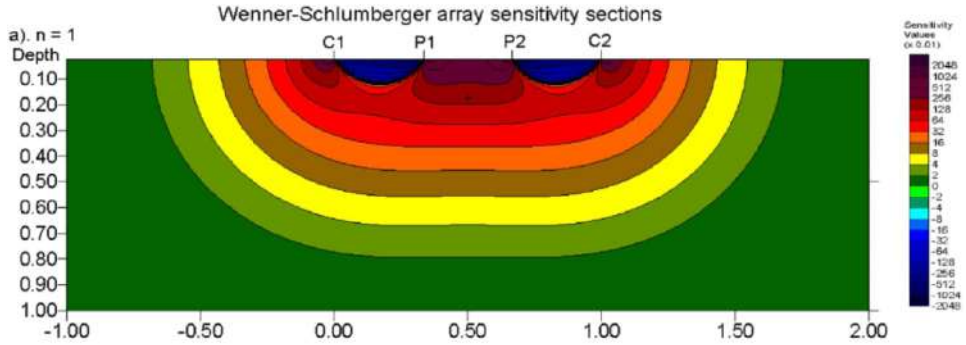


Figura 15: Distribución de sensibilidad: Zona de Influencia en arreglo WS. Tomada de Loke (2004)

La *profundidad de investigación* corresponde a la zona del subsuelo en la que la función de sensibilidad mantiene valores significativos y, por lo tanto, donde los datos poseen capacidad real de resolución.

Estudios clásicos como los de Roy y Apparao (1971) introdujeron la *Depth of Investigation Characteristic* (DIC), definida como la profundidad a la cual una capa delgada produce la máxima contribución a la respuesta medida. Posteriormente, Edwards (1977) propuso la *profundidad mediana*, definida como la profundidad para la cual la mitad de la energía de sensibilidad se encuentra por encima y la otra mitad por debajo, proporcionando una estimación más robusta de la profundidad efectiva de exploración.

Algunos estudios sugieren profundidades aproximadas para distintos arreglos en un medio homogéneo (Loke, 2001; Roy y Apparao, 1971):

$$z_{\text{Wenner}} \approx 0{,}11L, \qquad z_{\text{Schlumberger}} \approx 0{,}125L, \qquad z_{\text{Dipolo–Dipolo}} \approx 0{,}18L, \tag{3.27}$$

donde L es la distancia máxima entre electrodos del arreglo.

3.2.2. Influencia de la topografía

Al realizar un estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica, ya sea en 2D o 3D, es indispensable incorporar información topográfica del área de estudio. La distribución del potencial eléctrico y de las líneas de corriente depende directamente de la geometría de la superficie; por ello, si la topografía no se incorpora en el proceso de modelado e inversión, se introduce un sesgo sistemático en la estimación de la resistividad verdadera (Alvarez Barrientos, 2015; Fox, Hohmann, Killpack, y Rijo, 1980).

La influencia de la topografía se manifiesta desde la etapa de adquisición, ya que los voltajes registrados están condicionados por la geometría real del terreno. En superficies con pendientes pronunciadas —por ejemplo, mayores a 10° o cuya longitud característica supera el espaciamiento entre electrodos (a) la geometría del relieve modifica la trayectoria espacial del flujo de corriente y la distribución de las superficies equipotenciales. Si estas variaciones no se consideran durante la inversión, la respuesta obtenida puede diferir de la que correspondería a un terreno plano equivalente. En un perfil que atraviesa una pendiente, la omisión de la topografía puede generar valores de resistividad aparente artificialmente bajos en la parte inferior y relativamente altos en la parte superior del relieve (Alvarez Barrientos, 2015; Fox y cols., 1980).

Los efectos observados en las secciones o cubos de resistividad se explican por la manera en que el relieve condiciona la distribución espacial del campo eléctrico. En el caso de una elevación superficial, la geometría del terreno modifica la densidad de corriente en el subsuelo inmediato, produciendo variaciones en la respuesta esperada del arreglo electródico. De forma análoga, en una depresión topográfica, la redistribución del flujo eléctrico altera el patrón de potencial medido. Estas variaciones no implican que la medición esté “afectada” en sí misma, sino que la respuesta registrada corresponde a la interacción conjunta

entre la resistividad del subsuelo y la geometría del terreno (Alvarez Barrientos, 2015; Fox y cols., 1980) (Figura 16).

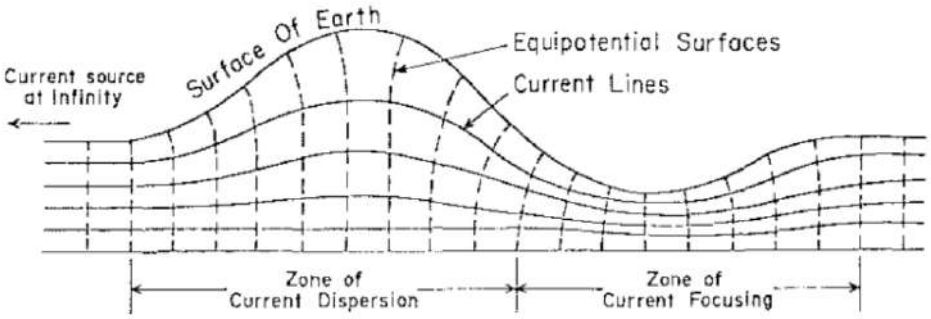


Figura 16: Efecto de la topografía en las líneas de corriente y superficies equipotenciales. La colina genera una zona de dispersión de corriente, mientras que el valle, una zona de concentración, afectando los valores de resistividad aparente. Tomada de: González (2024)

.

3.3. Magnetometría

La magnetometría tiene como objetivo la detección de variaciones locales en la intensidad del campo magnético terrestre, llamadas *anomalías magnéticas*.

El grado al cual un material es magnetizado por un campo magnético se le denomina susceptibilidad magnética (χ). A partir de mediciones superficiales se puede localizar la distribución de las anomalías generadas a partir de la respuesta de la susceptibilidad magnética (Blakely, 1996a, 1996b).

3.3.1. Campo magnético estacionario

La teoría electromagnética define que las ecuaciones de campo para la inducción magnética $\vec{B}$ en ausencia de corrientes eléctricas, pero en presencia de cuerpos que presentan una magnetización $\vec{M}$, que generan las llamadas corrientes magnéticas, las ecuaciones del campo $\vec{B}$ son:

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \nabla \times \vec{M} \tag{3.28}$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \tag{3.29}$$

Para encontrar $\vec{B}$, de acuerdo con las ecuaciones de campo que satisface, es necesario definir un potencial Vectorial $\vec{A}\,(\vec{r})$.

De acuerdo con el teorema de Helmholtz:

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A}_B\left(\vec{r}\right) \tag{3.30}$$

$$\vec{A}_B\left(\vec{r}\right) = \frac{\mu_0}{4\pi}\int_0 \frac{\nabla \times \vec{M}}{R} dV \tag{3.31}$$

La ecuación (3.31) es válida para el calculo del potencial vectorial $\left(\vec{A}\right)$ del campo $\vec{B}$, sin embargo, no se acostumbra a encontrar el campo $\vec{B}$ de esta manera, la cual puede definir otro campo, el campo de intensidad magnética $\vec{H}$.

$$\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{M} \tag{3.32}$$

Las ecuaciones de campo para $\vec{H}$ se definen como:

$$\nabla \times \vec{H} = 0 \tag{3.33}$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = -\nabla \cdot \vec{M} \tag{3.34}$$

De acuerdo con la ecuación (3.34), el campo $\vec{H}$ se puede deducir de un potencial escalar:

$$\vec{H} = -\nabla\varphi_H \tag{3.35}$$

Donde:

$$\varphi_H = \frac{1}{4\pi}\int_{v\prime} \vec{M}\cdot\nabla\prime\ \frac{1}{R\left(r,r'\right)} dV\prime \tag{3.36}$$

La ecuación (3.36) representa el potencial escalar como la contribución de dipolos magnéticos escalares elementales dentro del volumen del cuerpo

$$\varphi_H = \frac{1}{4\pi}\ \int_{v\prime} \frac{-\nabla\prime\cdot\vec{M}}{R\left(r,r'\right)} dV\prime\ +\ \frac{1}{4\pi}\ \int_{s\prime}\ \frac{\vec{M}\cdot d\vec{S}'}{R\left(r,r'\right)} \tag{3.37}$$

Sin embargo, la ecuación (3.37) representa al potencial escalar como la contribución de cargas magnéticas volumétricas $\rho_m = -\nabla\cdot\vec{M}$ y cargas magnéticas de superficie $\sigma_m = \vec{M}\cdot\vec{n}_u$,donde $\vec{n}_u$, es el vector unitario perpendicular a la superficie que encierra al volumen magnetizado.

3.3.2. Campo magnético terrestre

La Tierra actúa como un dínamo natural que genera un campo eléctrico capaz de inducir un campo magnético (Lanza y Meloni, 2006); puede describirse mediante sus líneas de flujo, cuya intensidad varía desde los polos hasta el ecuador. La capacidad de los materiales del subsuelo, estructuras u objetos para magnetizarse depende principalmente de su contenido de elementos ferromagnéticos (Argote Espino, 2002; Telford y cols., 1990).

De acuerdo a los principios físicos fundamentales, el campo magnético terrestre medido en un punto y momento determinados resulta de la superposición de varias contribuciones independientes, cada una originada en una fuente distinta (Lanza y Meloni, 2006).

El campo magnético de la Tierra medido en la superficie proviene de tres fuentes:

I. Campo principal (97 % - 99 %): Generado en los fluidos de la frontera entre el manto y el núcleo de la tierra por el mecanismo geodinamo (Lanza y Meloni, 2006). Es decir, el campo geomagnético es generado por corrientes de convección de material conductor en el núcleo externo líquido. Se asume que el núcleo de la tierra está conformado por hierro y níquel, bueno conductores eléctricos (Telford y cols., 1990).
II. Campo externo (1 % - 2 %): Producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionósfera y en la magnetósfera, debido a la interacción de la radiación electromagnética y el viento emitidos por el Sol con el campo magnético terrestre (Lanza y Meloni, 2006).
III. El campo magnético resultante de un proceso de inducción electromagnética, generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en el manto superior por campo magnético que varía con el tiempo (Lanza y Meloni, 2006).

3.3.3. Propiedades magnéticas

Los mapas de anomalía magnética representan las variaciones espaciales del campo magnético asociadas con la magnetización de los materiales del subsuelo. La magnetización total M, es una magnitud vectorial que se expresa como la suma de dos componentes: la magnetización inducida (M_i) y la magnetización remanente (M_r) (Hernández Sandoval, 2020), según:

$$M = M_i + M_r \tag{3.38}$$

De acuerdo con la ecuación (3.38), la componente de M se produce como respuesta a la magnetización inducida (M_i) y a la magnetización remanente (M_r), que corresponde a la magnetización residual registrada en el material tras la remoción del campo externo (Butler, 2005).

Butler (2005) señala que los materiales débil o moderadamente magnéticos que constitu-

yen la mayor parte de los componentes de la Tierra presentan una magnetización inducida alineada y proporcional al campo magnético terrestre H. Esta relación se expresa como

$$M_i = \kappa H \tag{3.39}$$

Donde κ es la *susceptibilidad magnética*.

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

En consecuencia, las variaciones espaciales observadas en los mapas de anomalía magnética reflejan no sólo contrastes en la intensidad de la magnetización, sino también la influencia de la magnetización remanente, cuya orientación puede no coincidir con la del campo geomagnético presente. Dado que las mediciones magnetométricas corresponden al campo magnético total, la respuesta registrada integra los efectos combinados de ambas componentes. Los tipos de sensores empleados para la medición de estas variaciones mediante magnetómetros se describen en el Anexo B.

3.4. Prospección magnetométrica

El método magnético es considerado uno de los métodos geofísicos más antiguos y uno de los más usados en la exploración. Al aplicar este método se obtienen mediciones del campo magnético sobre la superficie terrestre, esto por medio de un *magnetómetro*. La medición de este campo es puntual, por lo que es posible realizar técnicas como: perfiles y mallas.

3.4.1. Anomalía de campo total

Los magnetómetros realizan mediciones puntuales que incluyen las contribuciones de los campos magnéticos internos y externos. Para identificar las variaciones locales del campo, se puede referir o bien eliminar los efectos producidos por el campo principal y el campo magnético externo, el campo resultante es la anomalía de campo total la cual caracteriza los efectos locales:

$$\Delta T = F_{\text{obs}} - \delta f - F_{\text{IGRF}} \tag{3.40}$$

Donde:

$$F_{\text{obs}} = \text{Medición del equipo}$$
$$\delta f = \text{Variaciones del campo externo (Variación diurna)}$$
$$F_{\text{IGRF}} = \text{Valor del campo magnético principal}$$

Corrección por variación diurna

El campo magnético de la Tierra presenta una variación periódica de corta duración, con un ciclo aproximado de 24 horas, conocida como *variación diurna* (Telford y cols., 1990). Este es causado por cambios en la intensidad y dirección de las corrientes eléctricas inducidas en la ionósfera.

Para remover el efecto magnético que tiene el Sol sobre la ionósfera, se realiza un monitoreo de forma continua en un punto fijo llamado *base magnética*, esta estación debe ubicarse dentro o en las inmediaciones del área de estudio. A partir de los datos obtenidos en la base magnética se construye la curva de *variación diurna* (Figura 17).

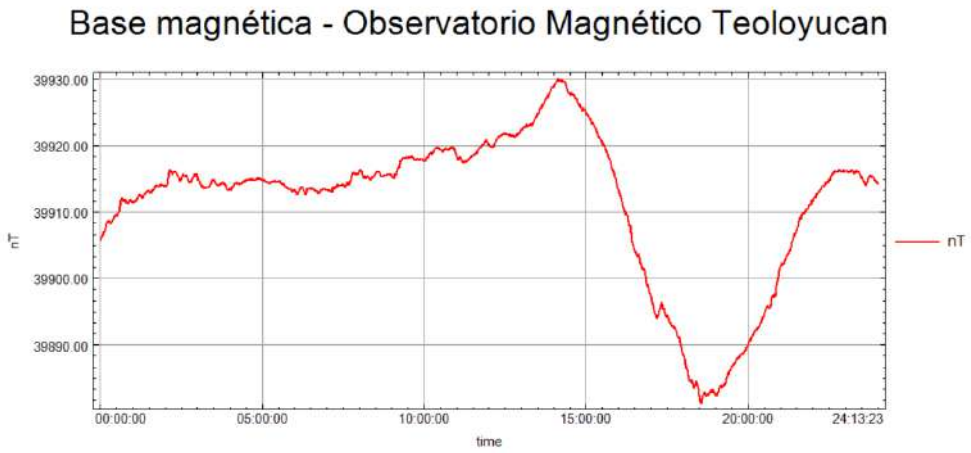


Figura 17: Base magnética del Observatorio Magnético Teoloyucan (24 de enero de 2023).

La forma de calcular los modelos para retirar este efecto son:

I. Modelo por valor promedio: obtenido un valor promedio de las lecturas de la base, usualmente utilizando para levantamientos de varios días.
II. Modelo por valor de referencia: definiendo un punto de referencia que funcionará como modelo de la variación diurna, generalmente se utiliza el primer dato. Es útil para un levantamiento efectuado dentro de un periodo corto.

Corrección por IGRF

La variación del campo magnético principal de la Tierra en función de la latitud, la longitud y el tiempo se describe mediante el modelo del Campo Geomagnético Interna-

cional de Referencia o IGRF (por sus siglas en inglés), el cual se obtiene a partir de la determinación experimental de sus coeficientes (Milsom, 2003).

El IGRF se fundamenta en una solución de armónicos esféricos de la ecuación de Laplace, a partir de la cual se calculan los coeficientes de Gauss. Dado que el campo geomagnético presenta variaciones temporales, su representación matemática requiere actualizaciones periódicas; en consecuencia, el modelo IGRF se recalcula cada cinco años con base en nueva evidencia experimental proveniente de observaciones geomagnéticas a escala global.

En términos de la ecuación del potencial escalar magnético φ se define como (Reynolds, 2011):

$$\varphi\left(r,\theta,\phi,t\right)=a\sum_{n=1}^{N}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}\left[g_n^m\left(t\right)\cos m\phi+\ h_n^m\left(t\right)\sin m\phi\right]P_n^m\left(cos\theta\right) \tag{3.41}$$

Donde:

$$a=6372,\ 2\ \ [km] \tag{3.42}$$

- a es el radio de la Tierra.
- r es la distancia radial desde el centro de la Tierra.
- t es tiempo.

3.4.2. Filtros e Interpretación

En el procesamiento de datos de magnetometría, es habitual la aplicación secuencial de distintos filtros que permiten atenuar efectos no deseados, separar componentes del campo y resaltar las anomalías de interés.

- **Coseno direccional**:
  Es un filtro empleado para remover características direccionales: una dirección preferencial presentada en la malla. La función coseno hace que el filtro sea suave; el nivel de rechazo o paso, puede ser ampliado o reducido por el grado de la función coseno, por esto, las características direccionales muy marcadas pueden ser eliminadas (Phillips, 2007).

$$L(\theta)=|cos^n(\alpha-\theta+\frac{\pi}{2})| \tag{3.43}$$

$$L(\theta)=1-|cos^n(\alpha-\theta+\frac{\pi}{2})| \tag{3.44}$$

  Donde:
  α Es la dirección del filtro en grados

n Es el grado de la función coseno.

- **Continuación ascendente**:
  Transforma el campo potencial medido sobre un plano de observación, en el campo observado sobre otra superficie más alejada (hacia arriba por ser ascendente) de las fuentes que lo causan. Dicha transformación atenúa las anomalías con respecto a la longitud de onda; mientras menor sea esta, será mayor la atenuación (Blakely, 1996a).
  Para obtener la continuación ascendente, se transforma la anomalía al dominio de las frecuencias. El operador empleado es (Phillips, 2007):

$$L\left(r\right) = e^{-hr} \tag{3.45}$$

  Donde:
  h Distancia al nuevo plano de observación, en unidades del terreno
  r Longitud de onda (Radios a cada punto: radianes/unidades del terreno).
- **Campos Regional y Residual**:
  El campo magnético total se considera como la suma del campo regional y el campo residual. El primero son los efectos de los cuerpos profundos (Telford y cols., 1990) y el segundo se considera como un campo anómalo (Blakely, 1996a).

$$\textit{Anomalía de campo} = \textit{Regional} + \textit{Residual}$$

  Una forma de estimar el campo regional es mediante una continuación ascendente (Nettleton, 1954).

Comúnmente se usan *filtros de realce* de anomalías, para interpretar imágenes o perfiles de magnetometría, los más comunes son:

- **Reducción al polo**:
  Las anomalías magnéticas de campo total generalmente se desplazan en el espacio debido a la inclinación del campo ambiental.
  El operador de Reducción al Polo transforma la anomalía total del campo magnético medida en un campo inclinado, ΔT , en una anomalía que sería producida por la misma estructura con magnetización vertical y en un campo ambiente vertical (como si hubiese sido medido en el polo norte) (Phillips, 2007).

$$L(\theta) = \frac{\left[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D-\theta)\right]^2}{\left[\sin^2(I_a) + \cos^2(I_a) \cdot \cos^2(D-\theta)\right] \cdot \left[\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D-\theta)\right]} \tag{3.46}$$

  Donde:
  I Inclinación geomagnética
  I_a Inclinación para la corrección de magnitud (nunca menor a I)

D Declinación geomagnética

- **Señal analítica**:
  Es el módulo de las derivadas en las direcciones x,y y z.

$$a_{\text{sig}} = \sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \tag{3.47}$$

  Útil para localizar borde, particularmente cuando la remanencia y/o baja latitud magnética complica la interpretación (Seequent, 2023).

3.5. Método Electromagnético

Las ecuaciones de Maxwell constituyen el marco fundamental que describe el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos (Ward y Hohmann, 1988).

En un medio lineal, homogéneo e isótropo (MLHI), dichas relaciones se complementan mediante las *ecuaciones constitutivas*; estas expresiones representan una descripción macroscópica del medio, ya que modelan el comportamiento colectivo de las moléculas frente a la aplicación de un campo electromagnético externo (Blancas Vázquez, 2000).

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \tag{3.48}$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \tag{3.49}$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \tag{3.50}$$

donde ε es la permitividad eléctrica, μ la permeabilidad magnética y σ la conductividad eléctrica, parámetros que controlan la propagación y atenuación de los campos electromagnéticos en el subsuelo.

Dependiendo de la frecuencia de operación y de las propiedades eléctricas del medio, el comportamiento electromagnético puede describirse bajo dos regímenes principales:

- Régimen cuasiestático ($\omega\varepsilon \ll \sigma$), donde domina la conducción eléctrica y la respuesta está controlada principalmente por la conductividad del medio.
- Régimen de onda ($\sigma \ll \omega\varepsilon$), donde predomina la propagación ondulatoria y la permitividad dieléctrica controla la velocidad y reflexión de las ondas.

3.5.1. Propiedades electromagnéticas

La respuesta electromagnética de un medio está determinada por tres parámetros fundamentales: la permitividad eléctrica (ε), la permeabilidad magnética (μ) y la conductividad eléctrica (σ) (Reynolds, 2011; Ward y Hohmann, 1988).

I. Permeabilidad magnética (μ): Relaciona la intensidad del campo magnético con la inducción magnética y describe la capacidad del material para magnetizarse en presencia de un campo magnético externo. En la mayoría de los materiales geológicos no ferromagnéticos, su valor es cercano al de la permeabilidad del vacío (Reynolds, 2011; Ward y Hohmann, 1988).
II. Permitividad eléctrica (ε): Cuando las cargas son desplazadas de su posición de equilibrio, el medio se polariza. La permitividad de un material se incrementa desde frecuencias altas a frecuencias bajas (Santamarina y cols., 2005) Describe la habilidad de un material para almacenar energía electromagnética en forma de cargas eléctricas (Jol, 2009) está relacionada con la susceptibilidad eléctrica (χ_e) que indica la sensibilidad que presenta un dieléctrico a un campo eléctrico.
III. Conductividad eléctrica (σ): Representa la capacidad que tiene un material para dejar circular la corriente eléctrica a través de si mismo, es decir, la libertad con la que se mueven las cargas eléctricas. Es dependiente de la temperatura y la frecuencia, así cuando la temperatura disminuye, la conductividad aumenta. Si $\sigma > 1$, se tratará de un metal, si $\sigma < 1$ aislante (dieléctrico), cuando el valor de σ caiga entre los valores anteriores entonces se tendrá un semiconductor (Sadiku, 1995).

3.5.2. Regímenes electromagnéticos

El comportamiento de los campos electromagnéticos en el subsuelo depende de la relación entre la frecuencia angular (ω) y las propiedades eléctricas del medio, particularmente la conductividad eléctrica (σ) y la permitividad eléctrica (ε). Esta relación permite distinguir dos regímenes físicos fundamentales (Reynolds, 2011; Ward y Hohmann, 1988).

El parámetro que controla esta transición es la razón adimensional $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}$, que compara los efectos de conducción eléctrica con los efectos de desplazamiento dieléctrico.

I. *Régimen cuasiestático ($\omega\varepsilon \ll \sigma$):*
Predominan las corrientes de conducción sobre las corrientes de desplazamiento. El comportamiento del campo electromagnético está dominado por la conductividad eléctrica del medio, y los efectos de propagación ondulatoria pueden despreciarse.
Este régimen es característico de métodos electromagnéticos de baja frecuencia, como los sistemas de inducción electromagnética en el dominio de la frecuencia (FDEM).
II. *Régimen de onda ($\sigma \ll \omega\varepsilon$):*
En este régimen predominan las corrientes de desplazamiento y el campo electromagnético se comporta como una onda propagante. La velocidad de propagación, reflexión y transmisión dependen fundamentalmente de la permitividad dieléctrica del medio.

La transición entre ambos regímenes no es abrupta, sino gradual, y depende tanto de la frecuencia de operación como de las propiedades electromagnéticas del material. Esta distinción resulta fundamental para comprender las aproximaciones matemáticas utilizadas en cada método y las simplificaciones aplicadas en las ecuaciones de propagación y atenuación.

3.6. Conductividad electromagnética

3.6.1. Método electromagnético en el dominio de la frecuencia (FDEM)

Cuando la variación temporal del campo magnético primario es senoidal (por ejemplo, cuando circula corriente alterna por una bobina), de acuerdo a la ley de Faraday se inducirán corrientes eléctricas en los materiales conductivos cercanos y se dice que el método está en el dominio de la frecuencia (FDEM) (Milsom y Eriksen, 2011).

Los FDEM generalmente son sistemas que trabajan con un transmisor (Tx) y un receptor (Rx) móviles de ondas electromagnéticas. A través del transmisor, que es una bobina por la que circula una corriente alterna senoidal de frecuencia *f(Hz)*, se genera un campo electromagnético primario que se propaga libremente tanto por la superficie como en el interior del terreno. Este campo está formado por una componente magnética y otra eléctrica ortogonales entre sí, y a su vez perpendicular a la dirección de propagación de onda (Quiroz Suárez, 2020).

La propagación del campo electromagnético en un medio conductor se describe mediante la constante de propagación:

$$\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma} \tag{3.51}$$

y la profundidad de penetración o *skin depth*, que indica la distancia a la cual la amplitud del campo se reduce a $1/e$ de su valor inicial:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \tag{3.52}$$

Para una tierra homogénea, un parámetro adicional conveniente es la relación de la separación entre bobinas y el *skin depth*, conocido como número de inducción:

$$B = \frac{s}{\delta} \tag{3.53}$$

donde s es la separación entre bobinas. Cuando $B \ll 1$, el sistema opera en condiciones de número de inducción bajo, lo que permite simplificaciones analíticas importantes

(McNeill, 1980).

3.6.2. Acoplamiento electromagnético

Autoinductancia e inductancia mutua

Cuando una corriente I circula por un circuito, se crea un flujo magnético que afectará al mismo circuito. Debido al cambio del campo magnético primario con respecto al tiempo, se genera un campo eléctrico, lo que a su vez induce corrientes de inducción que crean un campo magnético secundario. Para calcular la corriente inducida, se utiliza la ley de Faraday (Kaufman y Keller, 1985). El flujo total es la suma del flujo primario (ϕ_p) y el flujo secundario (ϕ_s), de modo que:

$$\varepsilon = -\frac{\partial \phi_p}{\partial t} - \frac{\partial \phi_s}{\partial t} \tag{3.54}$$

Para expresar la corriente inducida en términos de un factor geométrico, se define la autoinductancia L, que representa la relación entre el flujo magnético a través del circuito y la corriente. Así, el cálculo del flujo se reduce a:

$$\phi = \phi_p + \phi_s \tag{3.55}$$

$$\phi = L \cdot I \tag{3.56}$$

La *autoinductancia (L)* depende de los parámetros geométricos del circuito, como su forma y tamaño (Kaufman y Keller, 1985).

Por otro lado, cuando la corriente en un circuito cambia, induce un flujo magnético en otro circuito. Este fenómeno se describe mediante la *inductancia mutua*, que se puede expresar como:

$$\phi_{ij} = M_{ij} I_i \tag{3.57}$$

$$\phi_{ij} = M_{ij} I_j \tag{3.58}$$

La *inductancia mutua M* describe la cantidad de flujo magnético que atraviesa el circuito i debido a la corriente en el circuito j (West y Macnae, 1991). La inductancia mutua depende de la geometría y la orientación relativa de los circuitos, y se expresa de forma simétrica, es decir, *Mij = Mji*.

Impedancia Mutua

La *impedancia mutua* es la relación entre el voltaje inducido en el receptor (Rx) y la corriente que circula por el transmisor (Tx). Este acoplamiento depende del momento magnético, que a su vez está determinado por el número de vueltas de la bobina y el área que abarca (Cruz Jiménez, 2013). La impedancia mutua (Z) se define como:

$$Z = \frac{V_R}{I_T} = -\frac{\rangle \omega \mu_0 \sigma H_R}{I_T} \tag{3.59}$$

El acoplamiento mutuo entre los campos primario y secundario se puede expresar en términos de la *impedancia mutua* del sistema en presencia de un medio conductor (Z), dividido por el acoplamiento mutuo en el espacio libre (Z_0). Las mediciones generalmente se normalizan con respecto a $\frac{Z}{Z_0}$, aunque esta relación también puede ser influenciada por la presencia del campo primario (Butler, 2005).

3.6.3. Respuesta electromagnética

La respuesta electromagnética observada en el receptor provee información acerca de la interacción entre el campo primario producido en el transmisor y el campo secundario inducido en el subsuelo. La respuesta en el receptor será una fuerza electromotriz inducida total producto de la suma de ambos campos (Sansón Vera, 2013).

Si la frecuencia variable es tomada como adimensional $\gamma = \omega\tau$, se tendrá el parámetro de respuesta, que representará una transición fija entre la respuesta resistiva (bajas frecuencias) e inductiva (altas frecuencias) (Cruz Jiménez, 2013).

Esta respuesta es proporcional al factor de acoplamiento:

$$\frac{M_{ts} M_{sr}}{M_{ts} L} \tag{3.60}$$

La ecuación (3.60) describe parte de la respuesta que depende de la geometría del sistema. La otra parte de la contribución se debe a la función de respuesta, definida por el parámetro de la respuesta:

$$\alpha = \frac{\omega L}{R} \tag{3.61}$$

Siendo, directamente proporcional a la frecuencia y la autoinductancia e inversamente proporcional a la resistencia del medio.

$$\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_p} = -\frac{M_{ts} M_{sr}}{M_{tr} L} \left(\frac{\alpha^2 + i\alpha}{1 + \alpha^2} \right) \tag{3.62}$$

El cociente entre las fuerzas electromotrices inducidas es una cantidad compleja, la cual se puede dividir en dos partes que la componen: la parte real de la respuesta, o componente en fase con respecto al campo primario y su parte imaginaria o componente en cuadratura, desfasada $\frac{\pi}{2}$ del campo emitido por el transmisor (Sansón Vera, 2013).

En el límite inductivo, las corrientes inducidas crean un campo magnético secundario, que cancela el campo primario en todas partes del cuerpo, ya que estas corrientes forman un vórtice cerrado, pueden representarse como una distribución de la magnetización. Para calcular la respuesta de un conductor en un sistema electromagnético primero se debe calcular el campo primario en el cuerpo debido al transmisor y después el campo secundario en el receptor debido al momento inducido en el cuerpo (West y Macnae, 1991).

La frecuencia angular a la cual la componente imaginaria es máxima y la fase presenta un ángulo de 45° es a $\omega_m = \frac{1}{\tau}$ (Figura 18). El límite inductivo corresponde al instante en el que las corrientes inducidas están circulando en la superficie más externa del cuerpo conductivo; sin embargo, esto no significa que el parámetro de respuesta sea dependiente de la conductividad, ya que solo dependerá de factores geométricos (McCracken y cols., 1986)

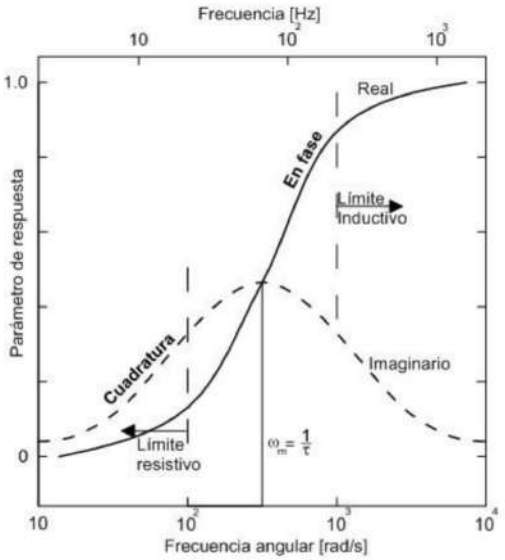


Figura 18: Respuesta electromagnética de una corriente inducida debido a un campo magnético variable. Tomada de: McCracken y cols. (1986)

.

La respuesta electromagnética de un semiespacio homogéneo considerando el modelo cuasiestático para las configuraciones dipolares verticales y horizontales coplanares están en función de la separación entre bobinas s y la constante de propagación γ (Butler, 2005;

McNeill, 1980).

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_v = \frac{2}{(\gamma s)^2}\left\{9 - \left[9 + 9\gamma s + 4(\gamma s)^2 + (\gamma s)^3\right] e^{-\gamma s}\right\} \tag{3.63}$$

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_H = 2[1 - \frac{3}{(\gamma s)^2} + [3 + 3\gamma s + (\gamma s)^2]\frac{e^{-\gamma s}}{(\gamma s)^2}] \tag{3.64}$$

Sin embargo, estas complicadas relaciones involucran cálculos complejos en función de la frecuencia y la conductividad. Con el objetivo de simplificar las ecuaciones anteriores, además proveer mediciones directas de la conductividad eléctrica del subsuelo, el sistema debe operar en condiciones de un número bajo de inducción, el cual se define como el cociente de la separación entre el Tx y Rx sobre la penetración efectiva (Butler, 2005; McNeill, 1980) y se expresa como:

$$B = \frac{s}{\delta} = \frac{s}{\sqrt{\frac{2}{\sigma_a \omega \mu}}} \tag{3.65}$$

Si se cumple la condición anterior 3.65, se puede aproximar a la expresión:

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right) = \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \tag{3.66}$$

Algunos equipos estiman una conductividad general del subsuelo a partir de la calibración previa a la adquisición y después se calcula la frecuencia de trabajo de manera que satisfaga siempre la ecuación: (Cruz Jiménez, 2013)

$$\omega \ll \frac{2}{\mu_0 \sigma s^2} \tag{3.67}$$

Bajo la restricción del número de inducción bajo en un medio homogéneo, se garantiza que la conductividad aparente sea proporcional a la componente en cuadratura de la respuesta electromagnética (Beamish, 2011; Caminha-Maciel y Figueiredo, s.f.). La conductividad aparente medida por los sistemas de inducción electromagnética es la respuesta promediada de las distintas conductividades del subsuelo con la profundidad, la cual puede verse afectada por humedad del suelo, la profundidad y espesor de los sedimentos y las capas de suelo, la materia orgánica presente en el suelo y el contenido de arcilla.

3.6.4. Sistema de inducción electromagnética y conductividad aparente

El método de inducción electromagnética en el dominio de la frecuencia (FDEM) se fundamenta en la medición de la *conductividad eléctrica* del subsuelo a partir de la respuesta generada por un campo magnético variable en el tiempo. Para producir dicho campo electromagnético se utiliza una corriente alterna como fuente, lo que ocasiona la inducción de corrientes secundarias en los materiales conductivos del subsuelo de acuerdo con la Ley de Faraday (Kaufman y Keller, 1985).

En la bobina transmisora (Tx) circula una corriente armónica del tipo:

$$I = I_0 e^{i\omega t} \tag{3.68}$$

la cual genera un campo magnético primario variable. Este campo, al interactuar con el terreno, induce corrientes eléctricas cuya intensidad depende de la conductividad del medio. El subsuelo puede representarse como un circuito caracterizado por una resistencia R y una inductancia L, relacionadas mediante la constante de tiempo:

$$\tau = \frac{L}{R} \tag{3.69}$$

La fuerza electromotriz inducida en cualquiera de las bobinas del sistema puede expresarse como:

$$\varepsilon_j = -i\omega\varphi_{ij}(\omega) = -i\omega M_{ij} I_i(\omega) \tag{3.70}$$

donde M_{ij} representa la inductancia mutua entre los circuitos transmisor y receptor.

El sistema consta de dos bobinas, un transmisor (Tx) y un receptor (Rx) separadas una distancia fija s (Figura 19). La variación temporal del campo magnético primario genera un campo eléctrico inducido en el subsuelo, el cual produce un campo magnético secundario que es detectado por la bobina receptora (Kaufman y Keller, 1985).

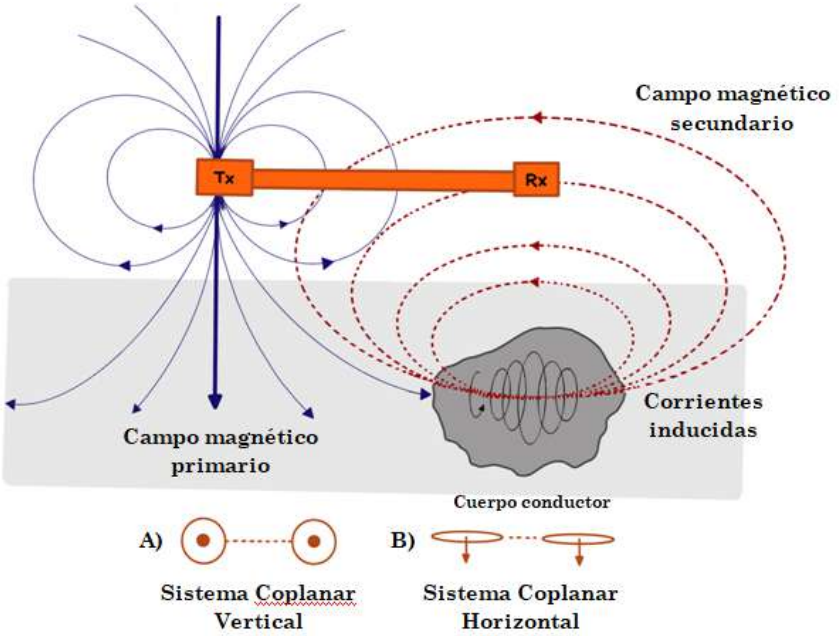


Figura 19: Diagrama de acoplamiento entre los campos. Tomada y modificada de: Quiroz Suárez (2020)

Los sistemas comerciales no miden directamente la conductividad verdadera, sino la razón compleja entre el campo secundario (H_s) y el campo primario (H_p):

$$\frac{H_s}{H_p} \tag{3.71}$$

Esta relación puede descomponerse en dos componentes:

- Componente en fase (parte real)
- Componente en cuadratura (parte imaginaria)

Bajo la condición del número de inducción bajo ($B \ll 1$), la solución para un semiespacio homogéneo puede aproximarse por (McNeill, 1980):

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right) \approx \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \tag{3.72}$$

Esta expresión muestra que, en este régimen, la respuesta es predominantemente imaginaria y proporcional a la conductividad del medio. A partir de esta aproximación, la conductividad aparente del subsuelo puede definirse como:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \operatorname{Im}\left(\frac{H_s}{H_p}\right) \tag{3.73}$$

Por lo tanto, la conductividad aparente es directamente proporcional a la componente en cuadratura de la respuesta electromagnética (Beamish, 2011; McNeill, 1980). Esta conductividad representa un promedio ponderado de la distribución real de conductividad con la profundidad.

Las mediciones de la conductividad pueden verse afectadas por humedad del suelo, la profundidad y espesor de los sedimentos y las capas de suelo, la materia orgánica presente en el suelo y el contenido de arcilla (McNeill, 1980). La susceptibilidad magnética generará una respuesta independiente de la frecuencia y de la conductividad, la cual está en fase (Tabbagh, 1986). Dependiendo del arreglo utilizado en el estudio, será la ecuación para obtener la permeabilidad magnética o componente en fase relacionada con la susceptibilidad magnética, definida como una cantidad relativa en ppt (partes por mil) del campo magnético primario.

La componente en fase, es pequeña en medios no magnéticos bajo el régimen de número de inducción bajo. Sin embargo, puede adquirir valores significativos cuando existen contrastes de susceptibilidad magnética, presencia de objetos metálicos o cuando no se cumple estrictamente la condición $B \ll 1$ (Beamish, 2011; Sansón Vera, 2013).

Mientras la componente en cuadratura se asocia principalmente a variaciones de conductividad eléctrica, la componente en fase puede reflejar efectos magnéticos o desviaciones del régimen cuasiestático ideal.

3.6.5. Tipos de arreglos

Existen diversos arreglos utilizados en el método de inducción electromagnética, los cuales se basan principalmente en la orientación de las bobinas transmisoras y receptoras. Estos arreglos afectan la eficiencia del acoplamiento electromagnético y la capacidad de penetración en el subsuelo:

- **Bobinas horizontales coplanares (HCP)** (Figura 20): Este arreglo utiliza dos bobinas dispuestas en el mismo plano horizontal. En este caso, el transmisor y el receptor están alineados de forma coplanar y en la misma dirección. Este tipo de disposición es eficiente para la detección de anomalías en capas superficiales (Cruz Jiménez, 2013).

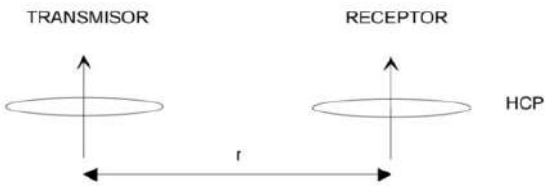


Figura 20: Arreglo de bobinas horizontales coplanares. Figura tomada de Fitterman (2005)

.

- **Bobinas verticales coplanares (VCP)** (Figura 21): En este arreglo, las bobinas transmisora y receptora están dispuestas en el mismo plano vertical. Este tipo de configuración es útil para la exploración de cuerpos geológicos a mayor profundidad. La configuración vertical ayuda a obtener una mayor penetración en el subsuelo, aunque a costa de una menor resolución en la detección de anomalías superficiales (Fitterman, 2005).

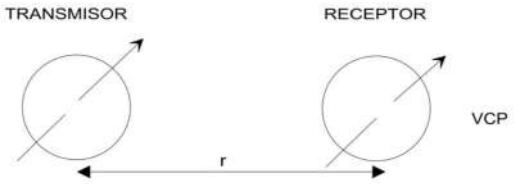


Figura 21: Arreglo de bobinas verticales coplanares. Figura tomada de Fitterman (2005)

.

- **Bobinas perpendiculares (PERP)** (Figura 22): En este caso, las bobinas transmisora y receptora están orientadas perpendicularmente entre sí. Esta configuración es efectiva para mejorar el acoplamiento electromagnético y permitir la detección de estructuras complejas en el subsuelo, como fracturas o cavidades (Fitterman, 2005).

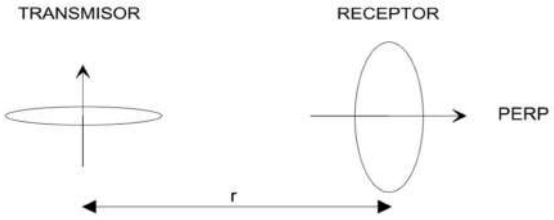


Figura 22: Arreglo de bobinas perpendiculares. Figura tomada de Fitterman (2005)

.

- **Bobinas verticales coaxiales (VCX)** (Figura 23): En este arreglo, las bobinas transmisora y receptora están dispuestas de manera coaxial y vertical, es decir, una bobina se encuentra dentro de la otra. Este tipo de disposición permite un máximo acoplamiento del campo primario entre las bobinas y es especialmente útil para

mediciones de alta resolución y profundidad media a alta en medios homogéneos y con baja resistividad (Cruz Jiménez, 2013).

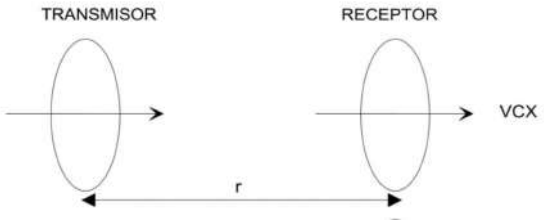


Figura 23: Arreglo de bobinas verticales coaxiales. Figura tomada de Fitterman (2005)

.

Los arreglos HCP, VCP y VCX presentan el máximo acoplamiento del campo primario entre las bobinas, lo que mejora la eficiencia del sistema en términos de penetración y sensibilidad del método (Cruz Jiménez, 2013).

3.7. Radar de Penetración Terrestre

El Radar de Penetración Terrestre (GPR, por sus siglas en inglés *Ground Penetrating Radar*) es un método electromagnético de alta frecuencia utilizado para la exploración del subsuelo a profundidades que van desde algunos metros hasta varias decenas de metros (Developers, 2017).

Este método es utilizado para obtener imágenes detalladas de las capas superficiales del suelo, detectando anomalías y estructuras subterráneas. A diferencia de los métodos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia (FDEM), el GPR opera bajo el régimen de onda ($\sigma \ll \omega\varepsilon$), donde predominan las corrientes de desplazamiento sobre las corrientes de conducción.

La permitividad dieléctrica es la propiedad física diagnostica del método, ya que influye en la velocidad, atenuación, reflexión y transmisión de las ondas de radio, asimismo la conductividad eléctrica afecta la atenuación (pérdida de amplitud) de las señales de radio que viajan a través del material.

Las ondas de radar que se utilizan en el GPR corresponden a energía electromagnética compuesta por dos campos perpendiculares entre sí: un campo eléctrico y un campo magnético. Ambos campos son ortogonales a la dirección de propagación de la onda, lo que permite que las ondas viajen tanto en el aire como en el subsuelo (López Rodríguez, 2016) (Figura 24).

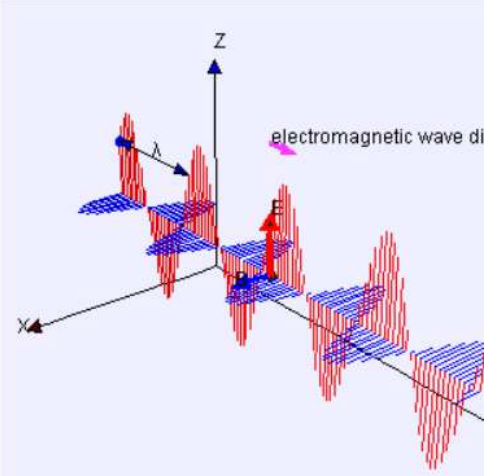


Figura 24: Propagación de onda electromagnética. Figura tomada de Lookang (2011)

.

3.7.1. Propagación de ondas electromagnéticas en el GPR

Velocidad de onda

El principio de propagación de ondas en el GPR se rige por las propiedades electromagnéticas del medio a través del cual viajan las ondas (Capítulo 3.5.1). En general, la velocidad de las ondas de radio a través de un medio homogéneo es:

$$V = \sqrt{\frac{2}{\mu\varepsilon}}\left[\left(1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2\right)^{1/2}+1\right]^{-1/2} \tag{3.74}$$

Las señales de GPR se caracterizan por ser de alta frecuencia; por lo tanto, se asume que $\sigma \ll \omega\varepsilon$, esto se conoce como la aproximación del régimen de onda (Capítulo 3.5.2). Usando la aproximación, la velocidad de las ondas de radio se puede simplificar a ((Developers, 2017)):

$$V = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{c}{\sqrt{\mu_r\varepsilon_r}} \tag{3.75}$$

donde c es la velocidad de la luz en el vacío, μ es la permeabilidad magnética del medio, y ε_r es la permitividad relativa del medio. Para materiales no magnéticos, μ_r es igual a 1, lo que simplifica la ecuación a la forma:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{3.76}$$

Atenuación de onda

La atenuación se define como la pérdida continua de amplitud que experimenta una

onda al propagarse a través de un medio en particular. La tasa a la que disminuye la amplitud se denomina constante de atenuación. Para una onda EM que ha recorrido una distancia z, la constante de atenuación es (Developers, 2017):

$$\frac{|A|}{|A_0|} = e^{-\alpha z} \tag{3.77}$$

donde A_0 es la amplitud inicial de la onda y A es la amplitud de la onda después de haber recorrido una distancia z. Podemos ver que a medida que $z \to \infty$, la amplitud de la onda tiende a cero.

La constante de atenuación depende de las propiedades físicas del medio. Las ondas electromagnéticas experimentan una pérdida exponencial de amplitud a medida que viajan:

$$\alpha = \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}}\left[\left(1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2\right)^{1/2}-1\right]^{1/2} \approx \begin{cases}\sqrt{\dfrac{\omega\mu\sigma}{2}}, & \text{for } \omega\varepsilon \ll \sigma,\\ \dfrac{\sigma}{2}\sqrt{\dfrac{\mu}{\varepsilon}}, & \text{for } \sigma \ll \omega\varepsilon.\end{cases} \tag{3.78}$$

donde (Ward y Hohmann, 1988):

- Cuasiestático ($\omega\varepsilon \ll \sigma$): Conductor - Baja frecuencia
- Régimen de onda ($\sigma \ll \omega\varepsilon$): Resistivo - Alta frecuencia.

La Figura 25 muestra la envolvente de la atenuación, así como la onda, en función de la distancia.

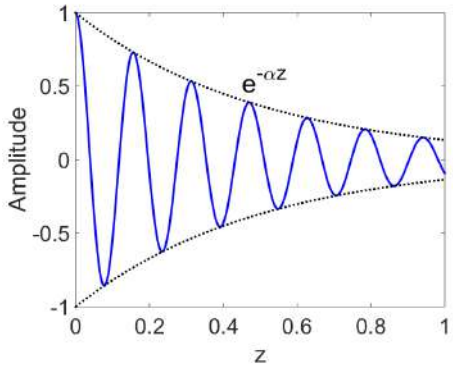


Figura 25: Representación gráfica de la ecuación 3.77. Tomada de Developers (2017)

.

Profundidad de penetración

La profundidad de penetración (δ) define la distancia de propagación a la que la amplitud de una onda electromagnética se reduce por un factor de $\frac{1}{e}$; es decir, reducida al 37 %

de su amplitud original. Por definición, la profundidad de penetración es simplemente el recíproco de la constante de atenuación (Cameron, 1981):

$$\delta = \frac{1}{\alpha} \tag{3.79}$$

Si se consideran las ecuaciones 3.78 y se asume que la tierra no es magnética ($\mu_r = 1$), la profundidad de penetración será:

$$\delta \approx \begin{cases} 503\sqrt{\dfrac{1}{\sigma f}}, & \text{for } \omega\varepsilon \ll \sigma, \\ 0{,}0053\dfrac{\sqrt{\varepsilon_r}}{\sigma}, & \text{for } \sigma \ll \omega\varepsilon. \end{cases} \tag{3.80}$$

donde f es la frecuencia de la onda en Hz.

A partir de la ecuación 3.80 se concluye (Developers, 2017):

- La profundidad de penetración es menor si la frecuencia de las ondas EM es mayor.
- Para la aproximación del régimen de onda, la profundidad de penetración alcanza un limite que no depende de la frecuencia.
- La profundidad de penetración es mayor en materiales con conductividades bajas y en materiales con permitividades dieléctricas más altas.

3.7.2. Reflexión, transmisión y refracción de ondas de radio

Reflexión y transmisión

El principio del cálculo de los *coeficientes de reflexión* y *transmisión* de ondas electromagnéticas son similares a las empleadas en la prospección sísmica. Cuando una onda llega a una interfaz entre materiales, parte de ella se refleja y parte se transmite a través de la interfaz; esto da como resultado una onda reflejada y una onda transmitida.(Developers, 2017; Hernández Tadeo, 2014). La Figura 26 muestra el principio del GPR.

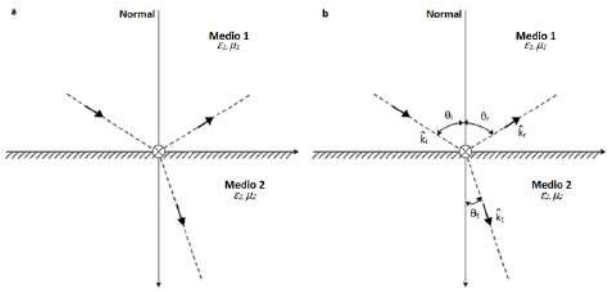


Figura 26: a) Esquema de una onda que incide sobre la superficie que separa dos medios; b) Representación de los parámetros que se relacionan en la refracción y reflexión (Ley de Snell). Figura tomada de Rocha Jaime (2017)

.

La amplitud de la onda reflejada es proporcional a la onda incidente y se define mediante el coeficiente de reflexión (R). Para las ondas, el coeficiente R puede expresarse como una función de las permitividades relativas a cada lado de la interfaz (Hecht, 2002). Suponiendo que la onda de radio incide perpendicular a la interfaz, el coeficiente de reflexión viene dado por:

$$R = \frac{\text{Amplitud Reflejada}}{\text{Amplitud Incidente}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \tag{3.81}$$

donde ε_1 es la permitividad relativa del medio que propaga las ondas incidentes y reflejadas.

El coeficiente de transmisión está dado por:

$$T = \frac{\text{Amplitud Transmitida}}{\text{Amplitud Incidente}} = \frac{2\sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \tag{3.82}$$

El coeficiente T puede ser positivo o negativo y tiene valores entre $-1 < R < 1$; este determina si la onda reflejada experimenta una inversión de polaridad. La magnitud de R determina la magnitud de onda incidente que se refleja (Developers, 2017).

Refracción

La refracción describe el cambio en la dirección de propagación de una onda debido a un cambio en el medio de propagación. El ángulo de la porción reflejada depende directamente del ángulo de la onda incidente. La Ley de Snell nos describe en que dirección se propagan las ondas en el medio, al relacionar la velocidad de propagación y los ángulos que se forman respecto a la normal de la superficie de incidencia (Rocha Jaime, 2017).

$$\frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} \tag{3.83}$$

Para las ondas de radio en medios resistivos y no magnéticos, la velocidad de propagación

(ecuación 3.76). En este caso, la ley de Snell se expresa como:

$$\sqrt{\varepsilon_1}\,\sin\theta_1 = \sqrt{\varepsilon_2}\,\sin\theta_2 \tag{3.84}$$

donde ε_1 y ε_2 son permitividades relativas.

3.7.3. Principio de operación y Componentes del GPR

El radar de penetración terrestre permite generar imágenes del subsuelo, lo que facilita la identificación de objetos y la caracterización del entorno. La profundidad de penetración y la resolución dependen principalmente de la conductividad eléctrica del terreno y del tipo de antena utilizada (López Rodríguez, 2016) (Capítulo 3.7.1).

El GPR emite impulsos de energía electromagnética hacia el subsuelo mediante una antena transmisora. Luego, se mide el tiempo de viaje de las ondas reflejadas en los límites entre materiales con propiedades diferentes. Cuando las ondas encuentran heterogeneidades en el subsuelo, parte de la energía se refleja hacia la superficie, mientras que otra parte se transmite al interior del material (Figura 27).

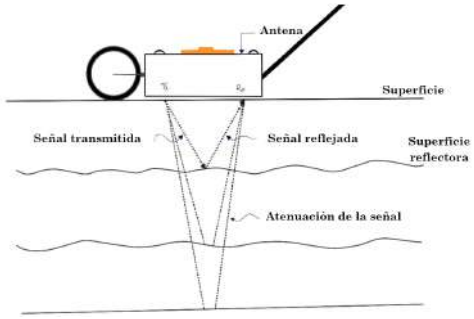


Figura 27: Principio de operación del Radar de Penetración Terrestre (GPR). Tomada y modificada de Quiroz Suárez (2020)

.

Se obtiene un conjunto de perfiles verticales del subsuelo en el cual la abscisa corresponde a la distancia recorrida y la ordenada al tiempo que tarda la onda en encontrar la superficie reflectante y volver al receptor, esta representación gráfica se conoce como *radargrama* (López Rodríguez, 2016).

Las partes que componen un equipo de GPR son (Figura 28):

- Unidad de control: Esta unidad coordina y controla las antenas y el equipamiento complementario, así como la adquisición y el almacenamiento de los datos registrados.
- Odómetro: Es un soporte con ruedas que mide la distancia recorrida, sobre el cual se sitúa la antena.

- Pantalla: Permite tener una visión clara de los registros que se adquieren en tiempo real y el acceso a los diferentes menús de trabajo.
- Antena: Encargada de generar pulsos electromagnéticos y recibir los pulsos, ocasionados por su interacción con el subsuelo. Existen dos configuraciones de antena:
  - Monoestática: Compuesta por una sola antena, que es a la vez emisora y transmisora de la energía, o dos antenas fijas (transmisora y receptora) en un mismo módulo.
  - Biestática: Son dos módulos separados; por lo que permite variar la distancia entre Tx y Rx.

  Existen también antenas con escudo o blindadas, cuyo objetivo es atenuar las señales externas para minimizar el ruido (Flores García, 2016; López Rodríguez, 2016).

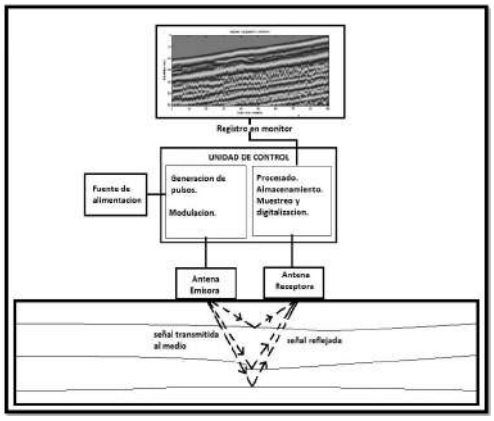


Figura 28: Diagrama de las componente del GPR. Tomada de Hernández Tadeo (2014)

.

3.7.4. Levantamientos GPR

Existen diversas técnicas de adquisición de datos mediante GPR, que se diferencian principalmente por la geometría y disposición de las antenas, así como por el tipo de información que se desea obtener. Las más utilizadas incluyen (Developers, 2017):

- *Levantamiento de reflexión u offset común:* Es la configuración más utilizada. La antena transmisora y la receptora se desplazan juntas sobre una línea de sondeo, manteniendo una distancia constante entre ellas.
- *Levantamiento Common Midpoint (CMP):* Este tipo de levantamiento varía la separación entre las antenas para evaluar la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas en el subsuelo.
- *Levantamiento Wide-Angle Reflection and Refraction (WARR):* Se utiliza para analizar la propagación de las ondas a través de medios heterogéneos y obtener información sobre las propiedades dieléctricas del subsuelo.

- *Levantamiento Transillumination:* Las antenas se colocan a ambos lados de un objeto o estructura para estudiar la transmisión directa de señales.

De todas estas configuraciones, el *levantamiento de reflexión u offset común* es el más utilizado (Figura 29). En este tipo de levantamiento, el par de antenas (transmisora y receptora) se mueve a lo largo de una línea de sondeo, manteniendo una distancia fija entre ellas. Utiliza un arreglo de antena monoestática (Capítulo 3.7.3) (Developers, 2017; Hernández Tadeo, 2014).

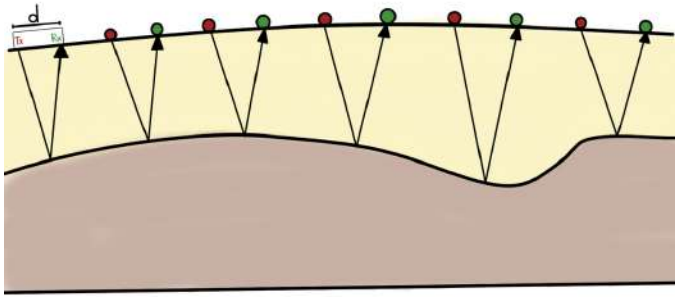


Figura 29: Levantamiento: offset común. Tomada de Developers (2017)

.

Los levantamientos con offset común son eficaces para identificar interfaces horizontales en el subsuelo y localizar objetos enterrados, como tuberías, túneles o artefactos arqueológicos, que se reflejan en los datos como señales hiperbólicas.

Los datos se recopilan de forma continua cada vez que el par de antenas se desplaza (Developers, 2017), generando así un perfil continuo conocido como *radargrama*. Este perfil muestra las reflexiones de las ondas que han interactuado con materiales de diferente permitividad dieléctrica y conductividad.

Los datos se recopilan de forma continua cada vez que el par de antenas se desplaza a lo largo de la línea de adquisición (Developers, 2017), generando así un perfil continuo conocido como *radargrama*. Durante el levantamiento, la antena transmisora emite pulsos cortos de energía electromagnética hacia el subsuelo a intervalos regulares de tiempo, mientras que la antena receptora registra la señal reflejada en función del tiempo de viaje.

El *radargrama* representa las variaciones en la amplitud de las reflexiones producidas en interfaces donde existen contrastes en la permitividad dieléctrica y, en menor medida, en la conductividad eléctrica del medio (Jol, 2009) (Figura 30).

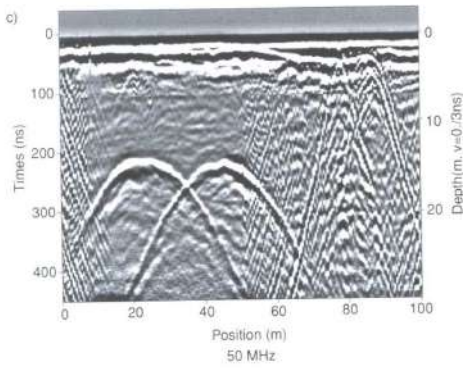


Figura 30: Ejemplo de radargrama de dos túneles subterráneos (hipérbolas). Tomada de Developers (2017)

.

4. Metodología

La adquisición de datos se realizó mediante dos campañas de trabajo de campo, durante las cuales se realizaron distintos métodos geofísicos en el área correspondiente a la plaza sur del basamento piramidal. Se desarrollaron dos campañas:

- **Campaña 1**. Periodo: 25 al 28 de enero de 2023.
- **Campaña 2**. Periodo: 15 al 16 de noviembre de 2024.

4.1. Prospección Eléctrica

4.1.1. Adquisición de datos

Durante la primer campaña de adquisición de datos, se obtuvieron mediciones de resistividad eléctrica mediante la técnica de *Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D* (TRE 3D).

Se adquirieron un total de 22 líneas paralelas con orientación oeste–este (W–E), separadas entre sí 2 [m] (Figura 31); se emplearon electrodos de barra de bronce, con una separación electródica de 1 [m], utilizando un arreglo electródico Wenner–Schlumberger.

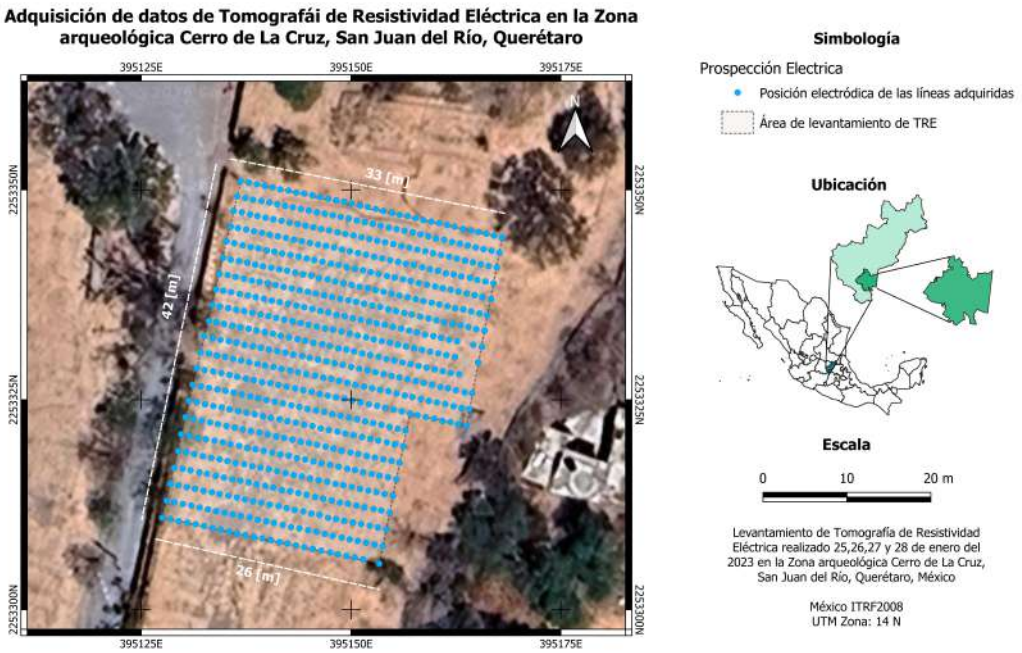


Figura 31: Área de adquisición de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica. Elaborado en QGis (2025)

Las principales características geométricas de las líneas son (Cuadro 3):

Línea	Longitud	#Electrodos
Línea 1–13	33 [m]	34
Línea 14–22	26 [m]	27

Cuadro 3: Características de las líneas tendidas y número de electrodos empleados

Para realizar el levantamiento, se utilizó un resistivimetro ***Syscal Pro switch-48***, equipo desarrollado por *IRIS Instruments*. Este tuvo los siguientes parámetros de configuración (Cuadro 4,5):

Parámetros de apilamiento	
Stack min	3
Stack max	6
Q max	5 %

Cuadro 4: Parámetros de apilamiento

Parámetros de transmisión	
Time	1 [s]
Vp	200 [V]
Vab max	400 [V]
No. canales	1

Cuadro 5: Parámetros de transmisión Tx

Se dispusieron dos cables multinodo de 50 [m] de longitud, cada uno con 24 nodos y un espaciamiento de 2 [m]; cada nodo se conectó a un electrodo a través de conectores de

cobre tipo caimán–caimán.

Para mejorar el acoplamiento, se emplearon bidones con agua, la cual se vertió alrededor de cada electrodo, con el fin de disminuir la resistencia de contacto y conservar una adecuada relación señal–ruido durante la adquisición de datos.

Adicionalmente, la adquisición se complementó con la toma de datos topográficos, se toma la medición de la altitud en la posición de cada electrodo, mediante el uso de un *nivel óptico Leica*, montado sobre un tripie y tomando la lectura con un estadal (Anexo C).

4.1.2. Procesamiento

La descarga y exportación de datos a partir del equipo *Sycal Pro Switch 48* se realizó usando el programa *Prosys II*, el cual permite transferir, editar y organizar los datos obtenidos por el resistivimetro (IRIS Instruments, s.f.).

El procesamiento e inversión de datos se realizó en el software *ResIPy v3.6.3*; es un software para el modelado e inversión geoeléctrica en 2D y 3D (Society of Exploration Geophysicists, s.f.), es de código abierto y se basa en el lenguaje de programación Python y utiliza el código de inversión consolidado *R2* para TRE (Blanchy, Saneiyan, Boyd, McLachlan, y Binley, 2020b). El algoritmo calcula la distribución de resistividad real del subsuelo que mejor explica los datos medidos, utilizando métodos iterativos de mínimos cuadrados regularizados (Binley y Kemna, 2005).

La Figura 32 muestra el flujo de trabajo seguido para el procesamiento e inversión de los datos de TRE.

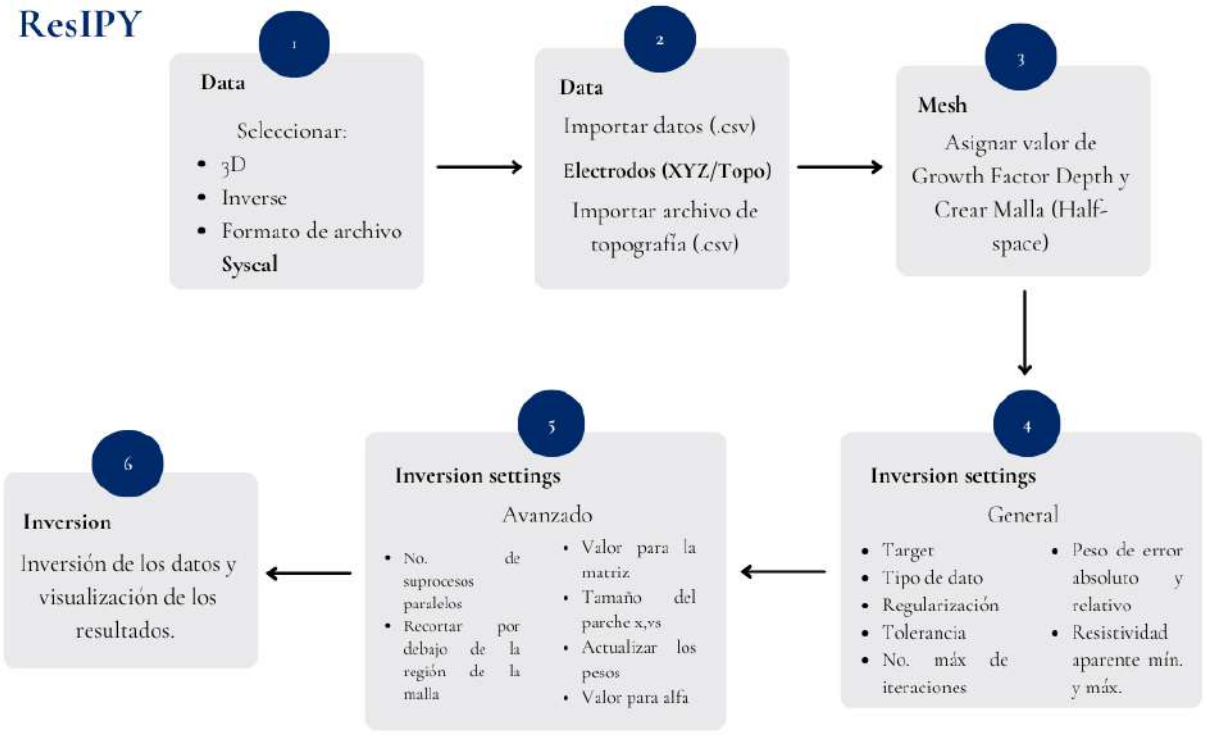


Figura 32: Flujo de procesamiento e inversión de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) en el software ResIPy (2025).

A continuación, se describen algunos de los pasos correspondientes a la Figura 32 que involucran la definición de parámetros:

Paso 3: Generación de la malla de inversión.

A partir de los datos obtenidos e información topográfica, se generó una malla de elementos finitos empleando un *Growth factor depth* de **5**, el cual controla el incremento progresivo del tamaño de las celdas con la profundidad.

Paso 4: Parámetros de inversión (General).

Con base en la malla generada, se llevó a cabo la inversión de los datos eléctricos. En este paso se definieron los parámetros generales:

- *Tipo de dato*: Se empleó la transformación logarítmica de los valores de resistividad aparente.
- *Target* = **0.5**: Se estableció una reducción relativa del *misfit* del 50 % por iteración. Es decir, en cada ciclo el algoritmo busca disminuir el error a la mitad respecto al

valor inicial de la iteración.

- *Tolerancia* = **0.5**: Define el valor objetivo del error cuadrático medio normalizado (*RMS misfit*) entre los datos observados y los datos calculados. La inversión se detiene cuando el ajuste alcanza o es inferior a este valor.
- *Número máximo de iteraciones* = **5**: Se fijó un límite superior para evitar sobreajuste y tiempos de cómputo excesivos. No obstante, el proceso alcanzó la convergencia antes de completar el número máximo permitido.
- *Peso de error absoluto* = **0.01** y *peso de error relativo* = **0.02**: Estos parámetros definen el modelo de error aplicado a los datos de resistividad, donde el término absoluto controla errores instrumentales y el término relativo representa un porcentaje del valor medido. Estos, establecen la matriz de ponderación utilizada durante la minimización del *misfit*.
- *Tipo de regularización*: Se seleccionó una regularización de tipo normal.

Paso 5: Parámetros de inversión (Avanzado).

Por consiguiente, se definieron los parámetros avanzados del proceso de inversión:

- *Número de subprocesos paralelos* = **4**: Se estableció el número de procesadores lógicos disponibles para optimizar el tiempo de cómputo durante la inversión. Esta opción permite acelerar el procesamiento sin modificar el resultado final del modelo.
- *Recorte de la malla bajo el límite fino/grueso*: Se activó la opción para recortar la visualización de la malla por debajo de la profundidad definida como límite entre celdas finas y gruesas.
- *Matriz de resolución/sensibilidad*: Se seleccionó el cálculo de la matriz de sensibilidad, la cual proporciona una estimación de la capacidad de resolución del modelo invertido sin requerir el cálculo completo de la matriz de resolución.
- *Tamaño del parche* (*patch size x*, *patch size z*): Se utilizó el valor por defecto (1,1), lo que implica que cada elemento de la malla corresponde a un parámetro independiente. Esta configuración maximiza la flexibilidad del modelo para representar variaciones laterales y verticales de resistividad.
- *Actualización de pesos de error* : Se permitió que el algoritmo actualizará los pesos de los datos durante el proceso iterativo.
- *Factor de suavizamiento* (*alpha* = 1): Se mantuvo el valor por defecto del factor de suavizamiento.

Como resultado de la inversión, se obtuvo un modelo tridimensional de resistividad eléctrica, representado como un volumen de datos. Dicho volumen fue posteriormente exportado y visualizado mediante el software *Voxler*, desarrollado por la empresa *Golden Software LLC*, con el objetivo de realizar la visualización tridimensional (3D) y la generación de isosuperficies. Para este fin, se utilizó la versión de demostración (DEMO) del software (LLC, 2025).

La Figura 33 presenta el flujo de trabajo seguido para obtener isosuperficies del cubo de resistividades de la inversión de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

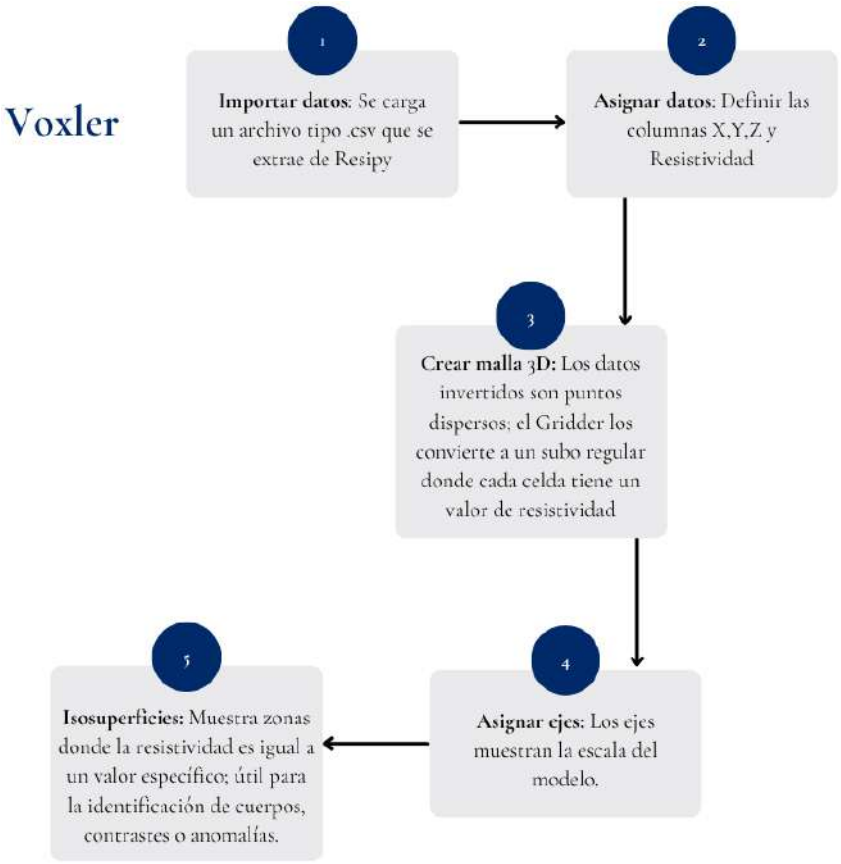


Figura 33: Flujo de trabajo realizado en el software *Voxler* (2025).

4.2. Magnetometría

4.2.1. Adquisición de datos

Como parte de la primer campaña, se llevó a cabo el método de prospección magnetométrica y se emplearon dos magnetómetros para la adquisición de datos:

- *Magnetómetro de precesión protónica* (Anexo B) ***GSM -19*** de ***GEM Systems***: Configurado como estación base, con un muestreo a cada ***15 [s]*** durante el tiempo que duró la adquisición. Estos datos se utilizarán para retirar el efecto por variación diurna. La implementación de una estación base es fundamental para mejorar la precisión y coherencia interna de los datos, ya que las variaciones temporales del campo magnético pueden alcanzar amplitudes comparables o incluso superiores a las anomalías producidas por cuerpos someros de interés arqueológico o geológico (Nabighian y cols., 2005; Reynolds, 2011; Telford y cols., 1990).

- *Magnetómetro de vapor de cesio* (Anexo B) ***Geometrcis G858 MagMapper***: Utilizado como unidad móvil para la adquisición de datos

Se realizaron 2 mallas ortogonales contiguas (M1 y M2), orientadas noreste-sureste (Figura 34).

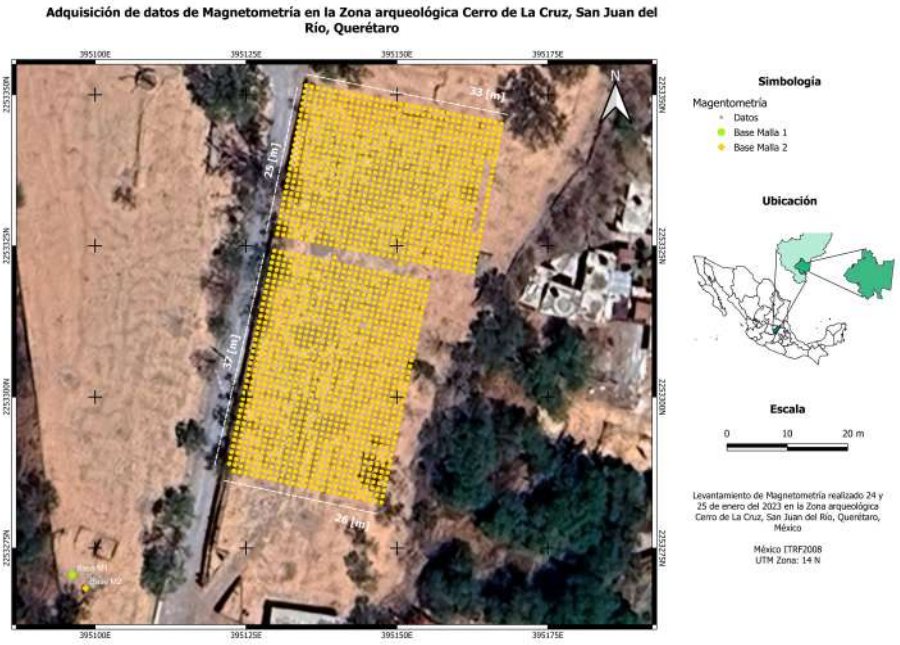


Figura 34: Área de adquisición de datos de Magnetometría. Elaborado en QGis (2025)

Se tienen las siguientes características de las mallas (Cuadro 6):

	X	Y	Espaciamiento entre lecturas
M1	33 [m]	25 [m]	1 [m]
M2	26 [m]	37 [m]	1 [m]

Cuadro 6: Características del levantamiento de magnetometría

En cada malla, la adquisición de datos se inició en el vértice suroeste de la cuadrícula, definido como el origen (0,0). A partir de este punto, el levantamiento se realizó siguiendo un patrón sistemático línea por línea, alternando el sentido de avance en cada fin de línea (modo zigzag). La primera línea se recorrió en dirección sur–norte (Up), mientras que la siguiente se inició en el extremo norte y se recorrió en dirección norte–sur (Down), repitiendo este sentido de manera sucesiva hasta completar cada malla (Anexo D).

Cada punto de medición fue registrado en el equipo junto con su coordenada (X,Y), hora de adquisición y los valores del campo magnético medidos por los sensores supe-

rior e inferior del magnetómetro (estación móvil). Se adquirieron aproximadamente *1,775 mediciones* distribuidas entre ambas mallas.

Asimismo, se estableció la *estación base* fija durante el periodo de adquisición, utilizando una base para cada malla (ya que fueron adquiridas en días diferentes). Estas estaciones se colocaron en puntos estables, ubicados en la porción suroeste del sitio y lo suficientemente alejados del área inmediata de levantamiento, con el propósito de minimizar la influencia de posibles fuentes de interferencia magnética. No obstante, dentro de la zona de estudio se identificó la presencia de cableado para líneas eléctricas y contenedores metálicos de basura, elementos que podían afectar la adquisición de los datos. En cada estación base se realizaron mediciones periódicas del campo magnético total a intervalos regulares de 15 [s].

4.2.2. Procesamiento

Para el procesamiento de los datos magnetométricos se utilizó el software *Geosoft Oasis Montaj*, una plataforma especializada para el procesamiento, análisis e interpretación de datos magnéticos (Seequent, 2024).

La Figura 35 muestra el flujo de trabajo seguido para el acomodo de los datos de la estación base.

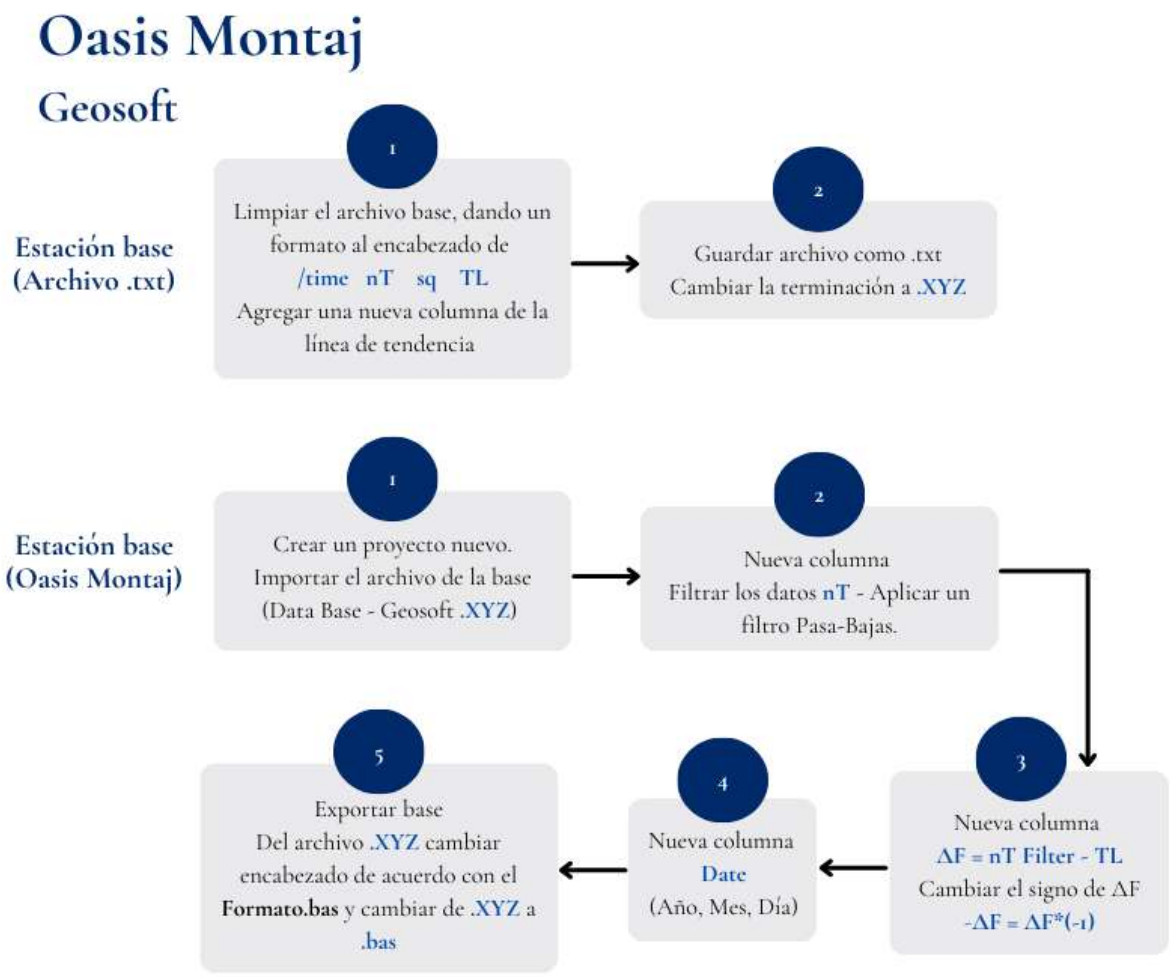


Figura 35: Flujo de trabajo para la preparación de la estación base (2025).

Se emplearon dos estaciones base:

- **24/01/2023**: Se utilizaron los datos del *Observatorio Magnético de Teoloyucan* (Servicio Magnético Nacional, UNAM), debido a que la estación base local presentó un alto nivel de ruido instrumental, lo cual impedía una representación confiable de la variación temporal del campo magnético durante ese día.
- **25/01/2023**: Se emplearon los datos de la estación base local, ya que estos mostraron un comportamiento estable y fueron adecuados para caracterizar la variación diurna durante el periodo de adquisición.

La Figura 36 presenta el flujo de trabajo general seguido para el procesamiento de los datos magnetométricos.

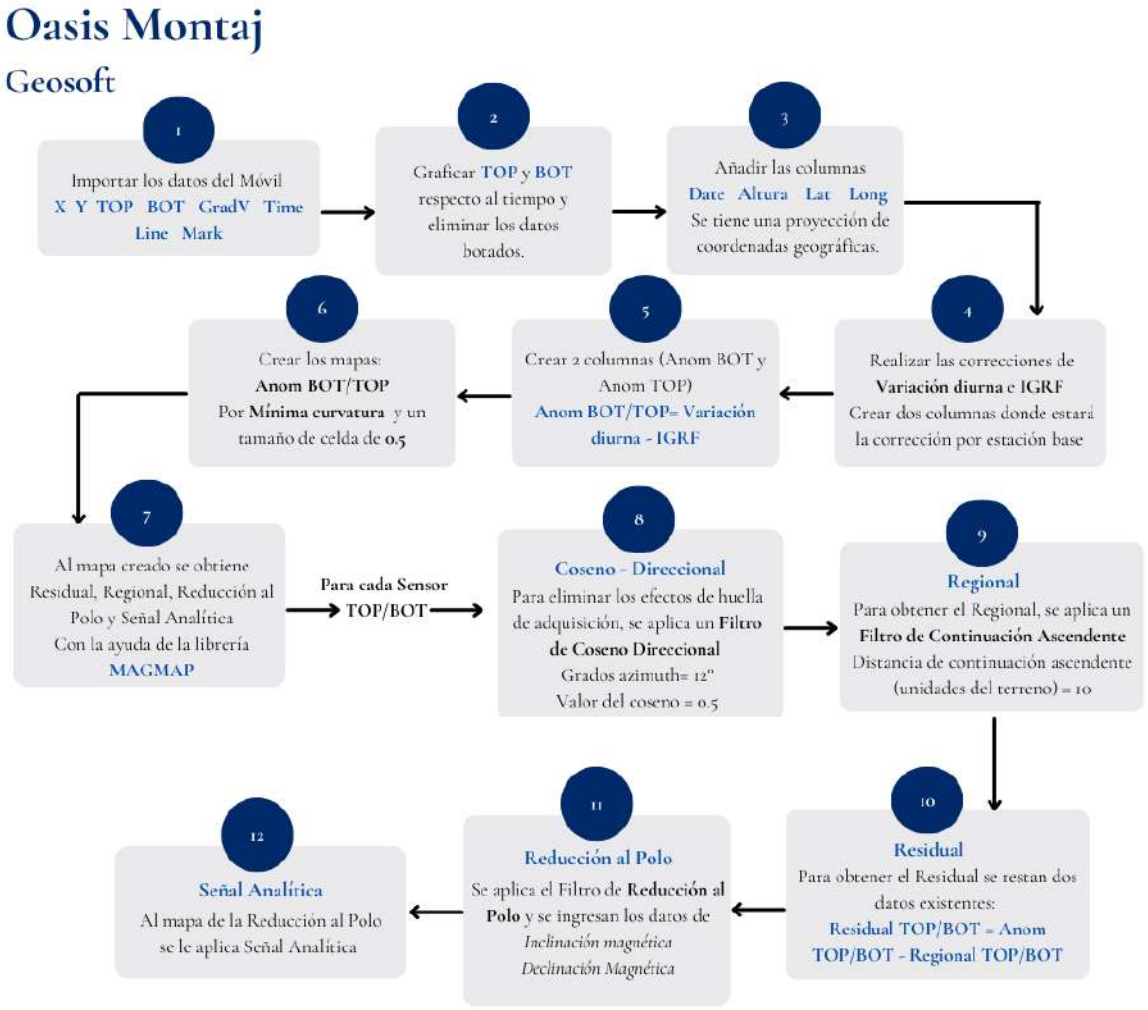


Figura 36: Flujo de trabajo para el procesamiento magnetométrico en *Oasis Montaj* (2025).

A continuación, se describen los pasos correspondientes a la Figura 36:

Paso 1–2: Importación y depuración de datos.

Se importaron los datos crudos correspondientes a las coordenadas espaciales (X, Y), el tiempo de adquisición y las mediciones del campo magnético total registradas por los sensores superior (TOP) e inferior (BOT). Posteriormente, se graficaron las variables TOP y BOT en función del tiempo con el fin de identificar valores atípicos asociados a errores de adquisición, ruido instrumental o perturbaciones externas, los cuales fueron eliminados.

Paso 3: Georreferenciación.

Se añadieron las columnas correspondientes a fecha, altura y coordenadas geográficas, permitiendo la proyección de los datos.

Paso 4: Correcciones del campo magnético.

Se aplicó la corrección por *variación diurna* mediante la herramienta *LevCorr*, utilizando el archivo de estación base (*.bas*), por consiguiente, se aplicó la corrección de *IGRF*, cuyos valores fueron obtenidos del modelo disponible en la plataforma de la NOAA (2023). Además se obtuvieron los valores de inclinación y declinación magnética para el área de estudio.

Paso 5-6: Cálculo de anomalías y generación de mapas.

A partir de las correcciones anteriores, se generaron las columnas correspondientes a la *Anomalía de campo total* para cada sensor (Anomalía TOP y Anomalía BOT). Se interpolaron los datos mediante *mínima curvatura*, empleando un tamaño de celda de ***0.5*** unidades, obteniendo los mapas de anomalía para cada sensor.

Paso 7: Filtro coseno direccional.

Con ayuda de la librería *MAGMAP*, con el objetivo de atenuar la huella de adquisición asociada a la dirección preferencial del levantamiento, se aplicó un filtro de coseno direccional (ecuaciones 3.43 y 3.44), utilizando los parámetros:

- $\alpha = 12°$ (Grados Azimuth)
- $n = 0{,}5$ (Grados en función al coseno)

Paso 8-9: Separación Regional–Residual.

Regional:

Se aplicó un filtro de continuación ascendente (ecuación 3.45), donde:

- Distancia para la continuación hacia arriba = ***10*** unidades.

Residual

Posteriormente, el componente residual se obtuvo como:

$$\text{Residual} = \text{Anomalía de Campo Total} - \text{Regional}$$

Paso 10-12: RTP, SA y GV.

Sobre las anomalías residuales se aplicó Reducción al Polo (RTP) (ecuación 3.46), empleando los valores de:

- Inclinación magnética
- Declinación magnética

Por consiguiente, a los mapas de RTP se les aplicó el filtro de Señal Analítica (SA) (ecuación 3.47) y finalmente se calculó el Gradiente Vertical (GV) (ecuación B.1).

4.3. Prospección electromagnética: CMD

4.3.1. Adquisición de datos

Como parte de la segunda campaña de adquisición, se llevó a cabo el levantamiento de conductividad electromagnética mediante el uso del equipo ***CMD-4*** de ***GF Instruments***, el cual permite medir la componente en fase y la conductividad aparente (σ_a) del medio.

El equipo, previo a la adquisición requiere de una calibración y el establecimiento del intervalo de medición. Se configuró un intervalo de muestreo de *0.1 [s]*.

La distancia entre el dipolo transmisor y el centro del equipo es de *3.77 [m]*, lo que permite alcanzar una profundidad de investigación aproximada de *6 [m]* en el arreglo de bobinas horizontales (HCP) y de *3 [m]* en el arreglo de bobinas verticales (VCP).

Si bien el equipo está diseñado para realizar mediciones continuas y georreferenciadas mediante el uso de GPS, en esta adquisición se efectuó de manera manual, registrando las mediciones en la controladora con coordenadas simples.

Se estableció una malla ortogonal de *25 [m]* × *34.5 [m]*, con un espaciamiento regular de *1 [m]* entre puntos de medición (Figura 37).

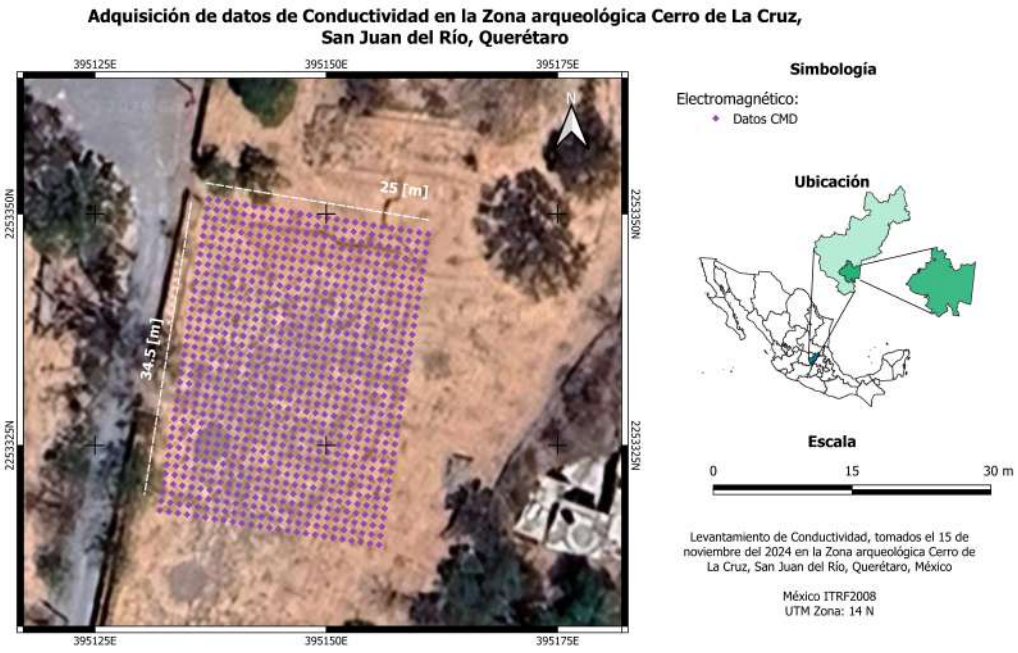


Figura 37: Adquisición de Conductividad electromagnética. Elaborado en QGis (2025)

La adquisición se inició en el vértice suroeste de la cuadrícula, definido como el origen

(0,0). A partir de este punto, el levantamiento se realizó siguiendo un patrón sistemático línea por línea, alternando el sentido de avance en cada fin de línea (modo zigzag). La primera línea se recorrió en dirección sur–norte, mientras que la siguiente se inició en el extremo norte y se recorrió en sentido contrario, repitiendo este patrón hasta completar la malla.

Los datos se recolectaron en dos jornadas consecutivas. El día 15 de noviembre de 2024 se levantó la primera mitad de la malla utilizando el arreglo de bobinas con dipolos horizontales (HCP) y el día 16 de noviembre se completó la segunda mitad de la malla bajo las mismas condiciones de adquisición.

Posteriormente, en la misma jornada y sobre la misma malla, se repitió el levantamiento empleando el arreglo de bobinas con orientación vertical (VCP), manteniendo la misma logística de recorrido, espaciado y patrón de desplazamiento, con el fin de garantizar la comparabilidad entre ambos conjuntos de datos. Se obtuvieron *876 mediciones* para cada configuración de bobinas (Anexo E).

4.3.2. Procesamiento

Los datos adquiridos mediante el equipo ***CMD-4*** fueron exportados en formato de archivo de texto (*.txt*), el cual contiene la información correspondiente a las mediciones de conductividad aparente y de la componente en fase, junto las coordenadas (X, Y) de cada punto medido.

Debido a que el levantamiento correspondiente al arreglo HCP fue realizado en dos días distintos, los archivos generados en cada sesión fueron integrados en un único archivo (*.txt*), con el fin de conformar una base de datos continua para dicho arreglo.

Posteriormente, se identificaron y eliminaron aquellos valores que se alejaban significativamente de la tendencia general, los cuales podían estar asociados a perturbaciones instrumentales, interferencias externas o errores durante la adquisición.

Una vez limpios, los datos correspondientes a cada configuración de bobinas fueron importados al software ***Geosoft Oasis Montaj***, donde se organizaron en *bases de datos* independientes y se les asignaron sus respectivas coordenadas geográficas, permitiendo así la correcta orientación espacial de la malla de medición.

Posteriormente, se realizó la interpolación espacial de los datos de:

- Conductividad
- Componente en fase

Esto, mediante el método de *mínima curvatura*, con el propósito de generar superficies continuas a partir de los datos. Una vez obtenidos los mapas interpolados, se aplicó el

Filtro de coseno direccional:

- $\alpha = 12°$ (Grados Azimuth)
- $n = 0{,}5$ (Grados en función al coseno)

Con el fin de atenuar la huella de adquisición asociada al patrón de muestreo y al sentido de recorrido durante el levantamiento.

Finalmente, a partir de los datos procesados, se elaboraron los mapas que representan la distribución espacial de ambas propiedades.

4.4. Prospección electromagnética: Radar de Penetración Terrestre

4.4.1. Adquisición de datos

Para la adquisición de datos mediante Radar de Penetración Terrestre (GPR), se utilizó el equipo ***MALÅ Ground Explorer***, utilizando una antena blindada de *250 MHz* de tipo monoestática, la cual incorpora una antena transmisora (Tx) y una antena receptora (Rx) separadas por una distancia fija de *36 cm*. Este tipo de antena permite reducir la interferencia externa y mejorar la calidad de la señal en entornos con posibles fuentes de ruido electromagnético (Capítulo 3.7.3).

Se realizaron un total de 17 perfiles de adquisición (Figura 38). De estos, 16 líneas paralelas se levantaron en dirección oeste–este (W–E), con una longitud de *25 [m]* y un espaciamiento regular de *1 [m]* entre líneas. Asimismo, se adquirió un perfil adicional con dirección sur–norte (S–N), con una longitud de *34.5 [m]*. La geometría del arreglo fue similar a la empleada en la Tomografía de Resistividad Eléctrica. .

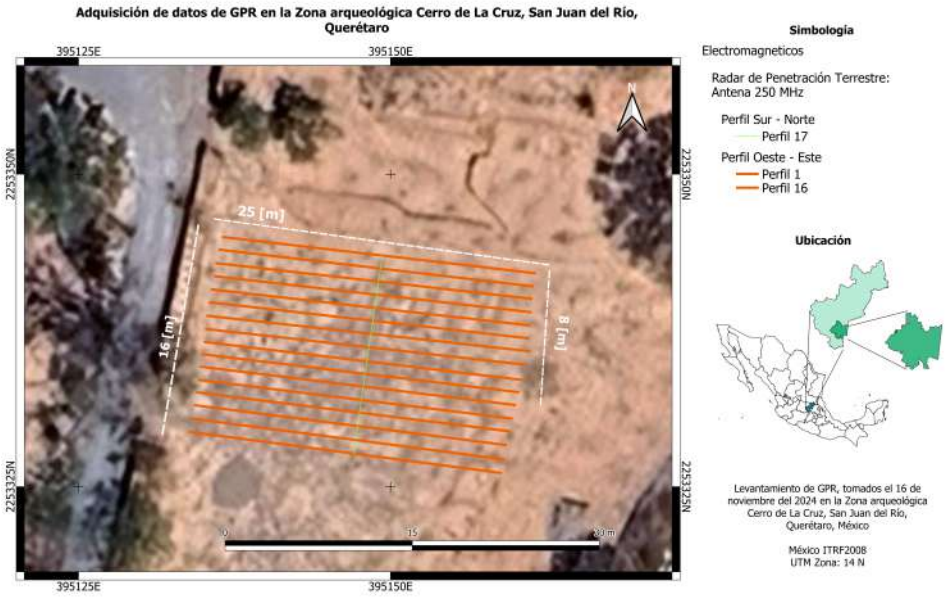


Figura 38: Adquisición de datos de Radar de Penetración Terrestre. Antena: 250 MHZ. Elaborado en QGis (2025)

Al tener objetivos someros en el área de estudio, se seleccionó un espaciamiento reducido entre perfiles, con el propósito de incrementar la resolución lateral y mejorar la detección de anomalías superficiales.

La adquisición se realizó utilizando la configuración de *offset común* (Capítulo 3.7.4). Durante el levantamiento, la unidad de control fue transportada por el operador mediante una mochila, mientras que la pantalla fue manipulada en la parte frontal y la antena se desplazó en contacto directo con la superficie del terreno (Anexo F).

Las características del levantamiento se resumen en el Cuadro 7.

Parámetro	**Valor**
Líneas L1–L16	25 [m]
Línea L17	34.5 [m]
Frecuencia central	250 MHz
Frecuencia de muestreo	38471.394531 Hz
Ventana de tiempo	52.61 ns
Intervalo de distancia	0.048682 m
Separación Tx–Rx	0.36 m
Espaciamiento entre líneas	1 m

Cuadro 7: Parámetros de adquisición del levantamiento GPR.

4.4.2. Procesamiento

Para el procesamiento y visualización de los datos se utilizó el software *GPRPy*, un programa de código abierto desarrollado en Python por Plattner (2020), el cual permite importar y procesar información proveniente de diferentes sistemas de Radar de Penetración Terrestre (Plattner, 2020).

Debido a las variaciones en las condiciones del terreno, los parámetros de procesamiento no fueron constantes para todas las líneas. Por esta razón, cada perfil fue ajustado de manera individual, seleccionando los valores más adecuados para optimizar la relación señal–ruido y preservar la coherencia de las reflexiones de interés.

Los parámetros empleados durante el procesamiento fueron determinados de manera iterativa, evaluando visualmente la respuesta de los radargramas y priorizando la conservación de los reflectores asociados a cuerpos someros. Los rangos de valores utilizados para cada etapa del procesamiento se resumen en el Cuadro 8.

Proceso	**Rango de valores**
Tiempo cero	3.87 - 4.71 ns
Truncamiento de la señal	35 ns
Dewow	9999999999
Remover traza promedio	9999999999
Ganancia	0.5 - 0.75

Cuadro 8: Rangos de parámetros empleados en el procesamiento GPR.

La Figura 39 presenta el flujo de trabajo seguido durante el procesamiento de los datos de GPR.

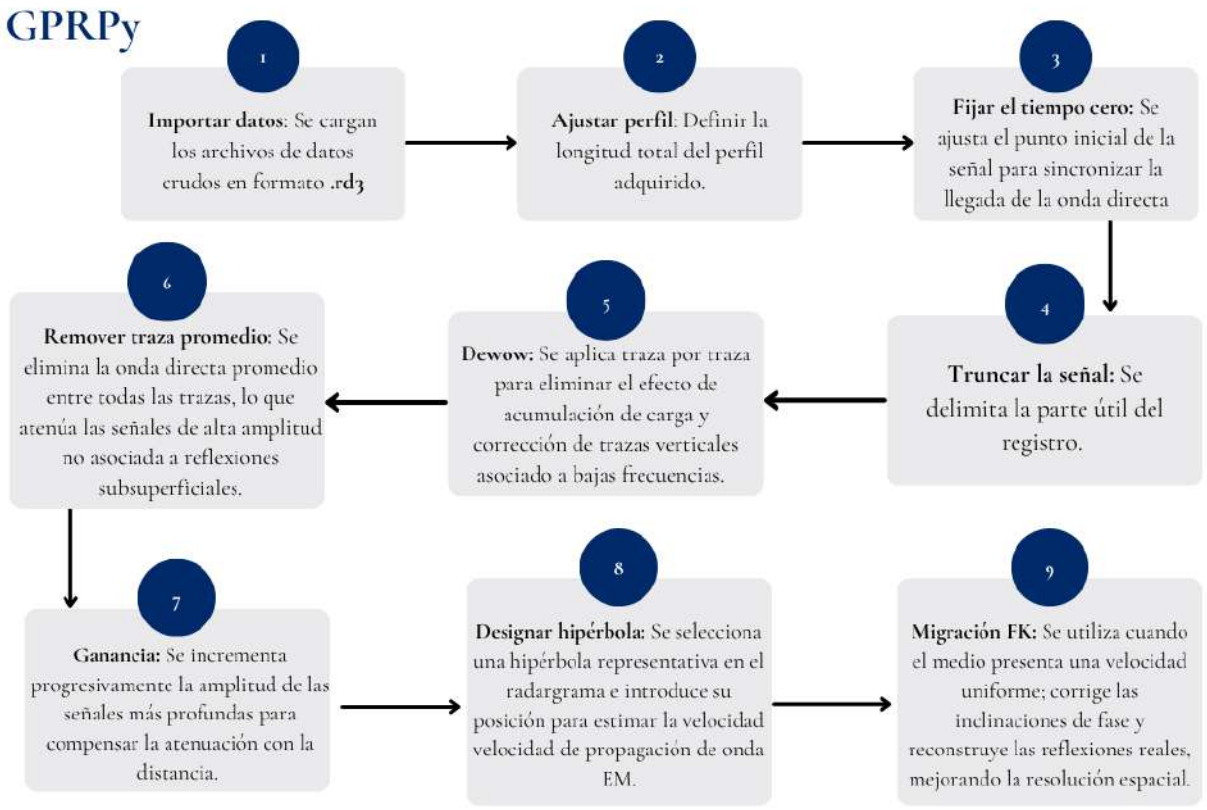


Figura 39: Flujo de procesamiento de datos de GPR en el software GPRPy (2025).

A continuación, se describen un par de pasos correspondientes a la Figura 39:

Paso 8: Hipérbolas

Se seleccionó una hipérbola representativa en el radargrama, donde se introducen las coordenadas de su cima y se hace un ajuste manual con la velocidad de las onda electromagnética. Se utilizó el valor de ***0.11 m/ns***, ya que este representa el valor de depósitos piroclásticos.

Paso 9: Migración FK

Útil en el procesamiento de los radargramas para corregir fases inclinadas y el colapso de hipérbolas, se aplica para un medio con velocidad constante.

A partir de los perfiles bidimensionales obtenidos, se generó una visualización tridimensional con el fin de facilitar la identificación de tendencias. Para ello, se empleó un conjunto de archivos proporcionados por el *Dr. Jorge López ALvis*, quien apoyó en esta fase del procesamiento.

Los archivos proporcionados consisten en:

- Script *lines_to_vtk.py*: utilizado para transformar las líneas procesadas en archivos

VTK.

- Archivos de *topografía base*: necesarios para que el script pueda asignar coordenadas espaciales consistentes a cada línea procesada.
- Archivo del proyecto *.pvsm*: empleado como referencia para la generación de una animación tridimensional de los datos.

Estos elementos permitieron construir un modelo en el software *ParaView*, una herramienta de visualización científica 3D desarrollada por Kitware en colaboración con Los Alamos National Laboratory y basada en la librería VTK (Inc., 2025; Inc. y Laboratory, 2025; Schroeder, Martin, y Lorensen, 2006). Esta visualización tridimensional permitió apreciar las tendencias de las reflexiones.

5. Resultados e Interpretación

5.1. Resultados

5.1.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica

Modelo de inversión 3D

A partir del proceso de inversión realizado en *ResIPY*, se obtuvo un cubo de resistividades 3D (Anexo G). Este es un modelo tridimensional de la información adquirida, generando una visualización volumétrica de la distribución de resistividad del subsuelo.

Se puede observar la distribución de los valores de resistividad a partir de los valores medidos en campo; dichos valores varían entre 46 y 1412 [$\Omega \cdot$ m] (Figura 40).

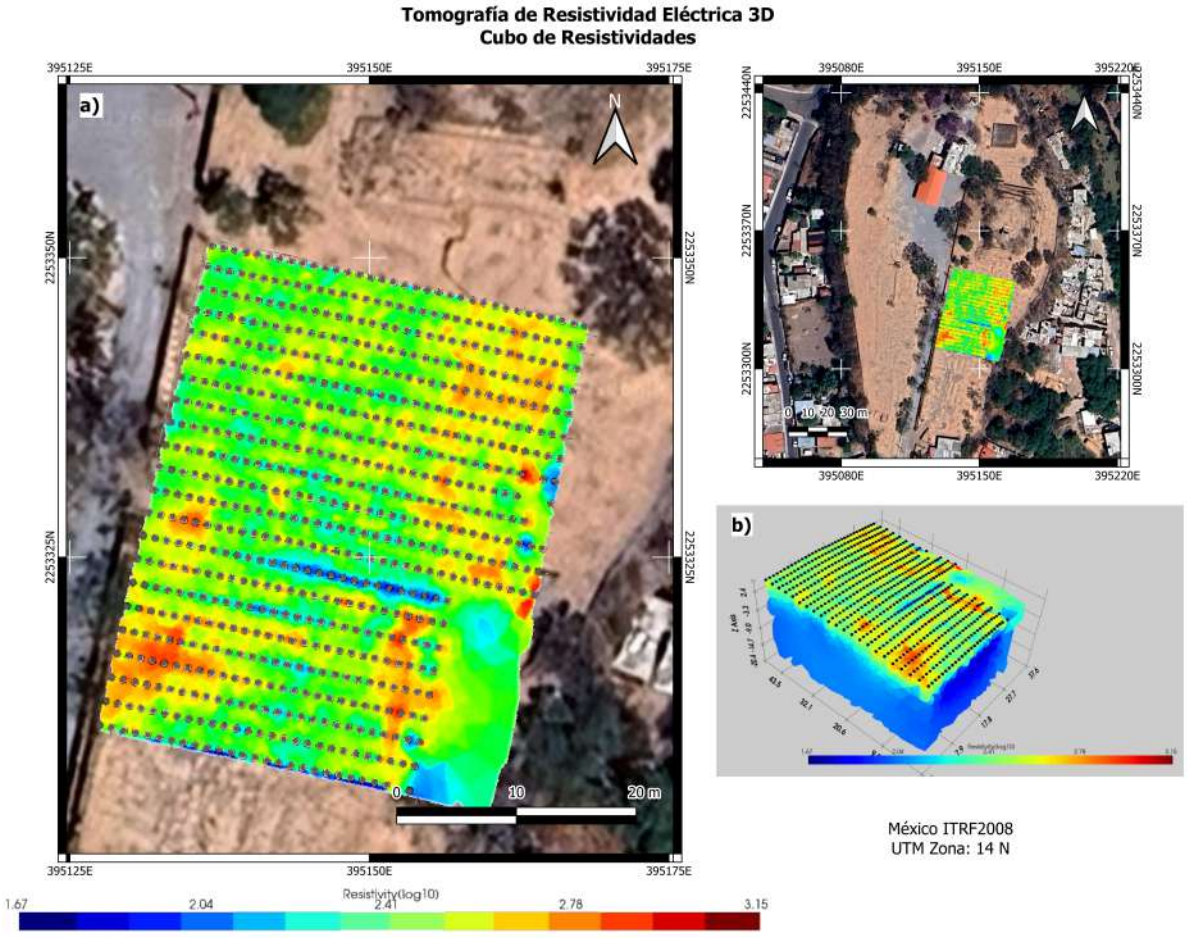


Figura 40: Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D. a) Vista en planta en la zona de estudio b)Vista oblicua del cubo de resistividades. Elaborada en ResIPy y QGis (2025)

Unidades geoeléctricas

Con el objetivo de caracterizar de manera integral las anomalías del sitio, se realizaron cortes verticales del cubo de resistividades (Figura 40) con orientación SW-NE. Estos cortes permitieron identificar contrastes geoeléctricos definidos y delimitar los límites aproximados entre las unidades geoeléctricas presentes en el área de estudio (Figura 41).

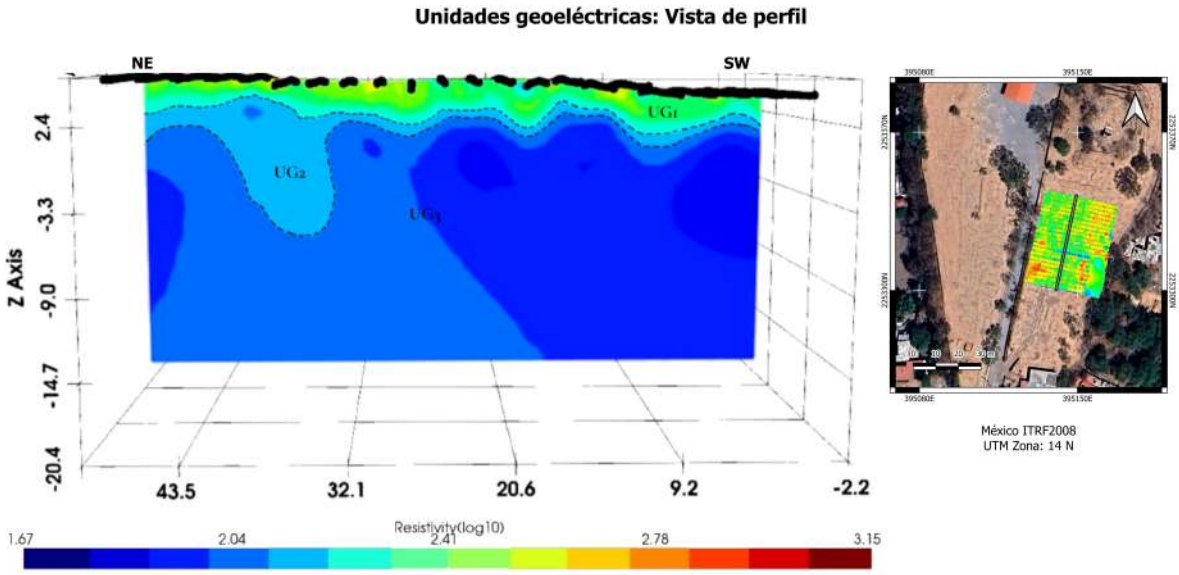


Figura 41: Corte Sur-Norte (15 [m]) del cubo de resistividades: Identificación de Unidades Geoeléctricas. Elaborada en ResIPy y QGis (2025)

A partir del análisis de los cortes realizados (Anexo H), se reconocieron tres unidades geoeléctricas principales:

- **UG1** (> 257 [$\Omega \cdot$ m]): Con una profundidad aproximada de hasta 2 [m] desde la superficie: Corresponde a la unidad con material más resistivo, ubicada de forma continua en la parte superficial del perfil. Presenta una geometría subhorizontal, con ligeras variaciones laterales en espesor. Sus valores elevados sugieren la presencia de materiales compactados y poco saturados, tales como sedimentos secos y materiales de relleno asociados a procesos antrópicos, particularmente al aplanamiento y acondicionamiento del sitio arqueológico (Capítulo 2.3). Esta unidad muestra una baja influencia de humedad.
- **UG2** (*109-257* [$\Omega \cdot$ m]): Desarrollada entre aproximadamente 2.5 y 5 [m] de profundidad, con variaciones laterales: Esta unidad presenta una geometría lenticular, extendiéndose de manera discontinua bajo la **UG1**. Sus valores de resistividad intermedios sugieren un material transicional, posiblemente asociado a zonas con material más alterado o con mayor porosidad dentro del deposito piroclástico (Capítulo 2.2). La distribución irregular de esta unidad indica heterogeneidad en los materiales del subsuelo, lo que podría estar relacionado tanto con procesos naturales de alteración como con modificaciones locales del terreno.
- **UG3** (*46-109* [$\Omega \cdot$ m]): Se identifica como la unidad de menor resistividad, ocupando la parte más profunda del perfil y mostrando una alta continuidad lateral. Estos

valores son característicos de materiales volcánicos alterados y con mayor grado de saturación, posiblemente correspondientes a depósitos piroclásticos altamente meteorizados (Capítulo 2.2). La homogeneidad y extensión de esta unidad sugieren la presencia de un paquete litológico regional uniforme, que actúa como base del sitio arqueológico (Capítulo 2.2).

Isosuperficies

Las isosuperficies correspondientes a los valores altos de resistividad (Figura 42) delimitan volúmenes someros asociados a la **UG1**, definidos a partir de rangos superiores a *257* $[\Omega \cdot \mathrm{m}]$. En planta, estos cuerpos se distribuyen de manera discontinua dentro del área y presentan geometrías irregulares, con extensiones laterales variables y limitada continuidad.

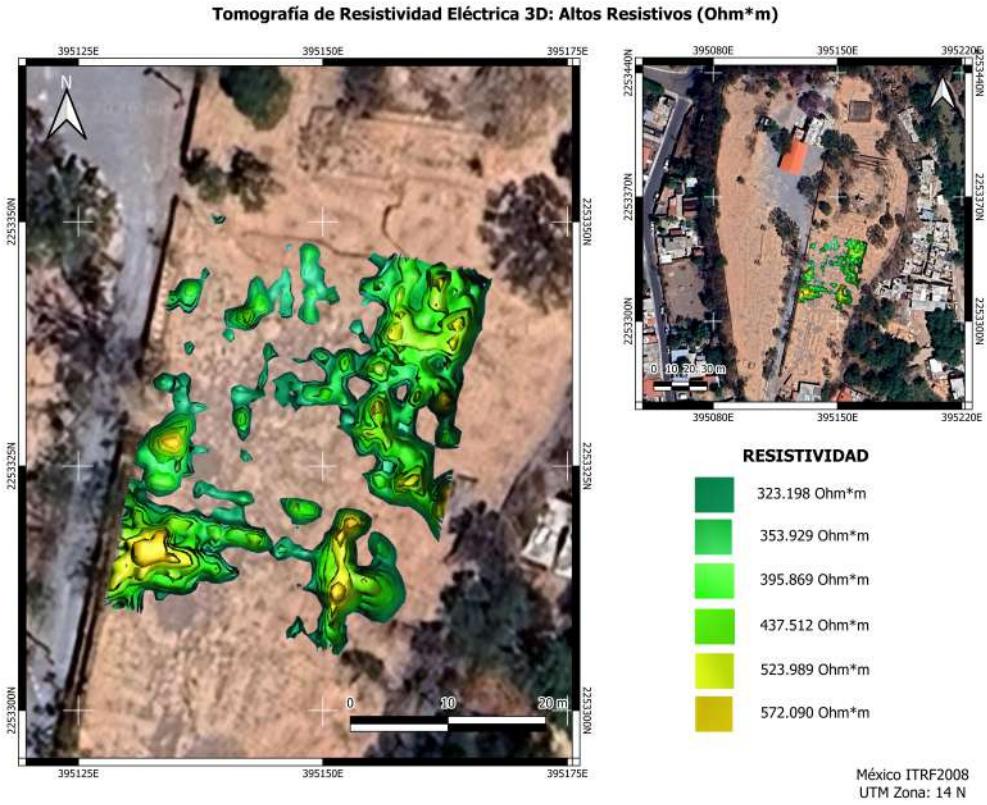


Figura 42: Isosuperficie que representa los máximos resistivos o bien la unidad **UG1**. Elaborada en Voxler y QGis (2025)

Estos valores de resistividad se relacionan con materiales de baja conductividad eléctrica, compactos, secos y con poca alteración; las anomalías identificadas se pueden asociar con paquetes de relleno compactado o fragmentos de depósitos piroclásticos riolíticos con

poco grado de meteorización.

La ausencia de patrones geométricos regulares o alineamientos definidos, descartan la presencia de elementos antropogénicos en el subsuelo de la zona de estudio. Es por ello que a la disposición dispersa e irregular de los altos resistivos se asocian con los procesos de nivelación, documentados en el área (Capítulo 2.3).

En el caso de la **UG2** (Figura 43), la representación corresponde a una isosuperficie definida a partir del valor de *112.53* $[\Omega \cdot \mathrm{m}]$. Este valor no constituye el mínimo absoluto del modelo de resistividad, sino que fue seleccionado, ya que es el volumen que subyace a la *UG1*.

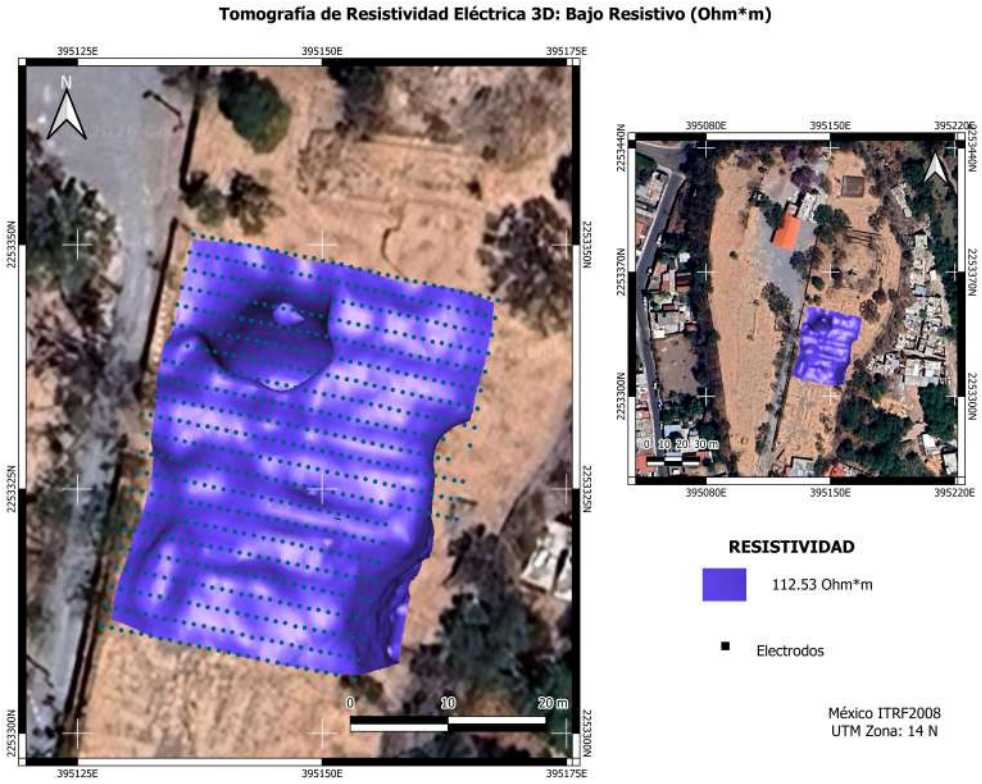


Figura 43: Isosuperficie que representa la unidad **UG2**. Elaborada en Voxler y QGis (2025)

El valor de resistividad se puede relacionar con materiales más conductivos que los identificados en la *UG1*, lo cual puede asociarse a diferencias en compactación o contenido de materiales finos. La isosuperficie es un horizonte continuo, es un volumen más homogéneo y dentro de este se distingue una morfología lenticular (Anexo J).

A partir de los resultados obtenidos mediante la Tomografía de Resistividad Eléctrica

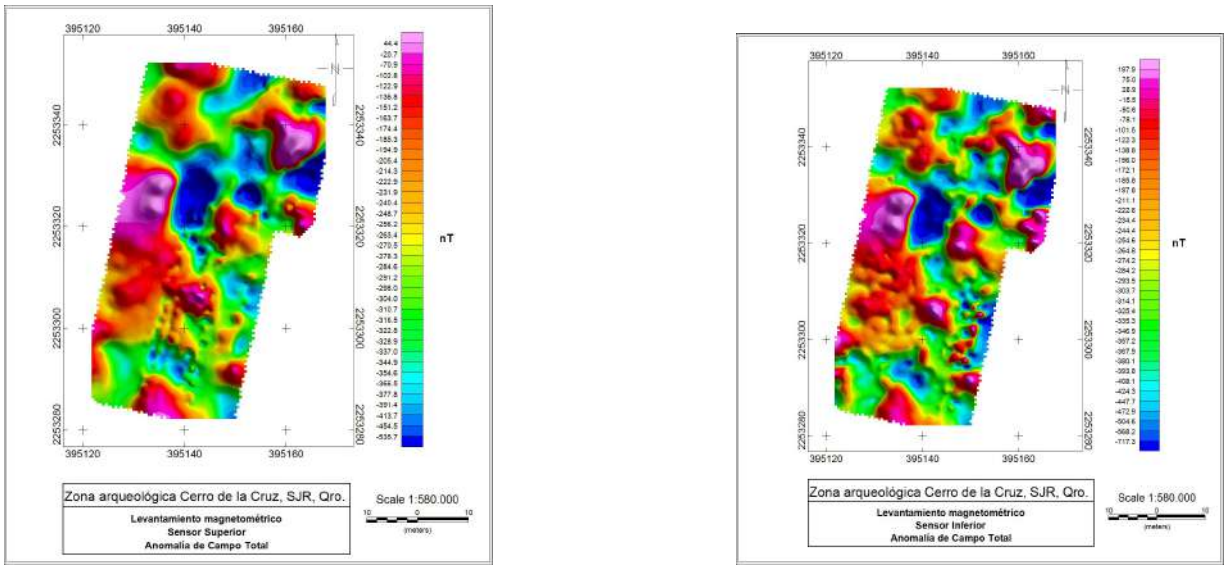
3D fue posible reconocer la distribución eléctrica del subsuelo y diferenciar unidades geoeléctricas asociadas a variaciones en compactación y grado de alteración. Las unidades y volúmenes identificados coinciden con la geología local (Capítulo 2.2) y con los antecedentes de modificación del terreno documentados para el sitio (Capítulo 2.3).

Si bien la respuesta geoeléctrica no permitió identificar de manera directa estructuras u objetos enterrados de origen antropogénico, sí evidencia modificaciones del subsuelo relacionadas con procesos de relleno, reacomodo y acondicionamiento del terreno, principalmente en los niveles más someros del área de estudio.

5.1.2. Magnetometría

Se observa en la Figura 44 la *Anomalía de Campo Total [nT]* (sin filtros), en ambos sensores se observa una tendencia preferencial que va del SW al NE, esto es una huella de adquisición.

- En *a) Sensor superior*: Rango de valores (44.4 a -535.7 *[nT]*).
- En *b) Sensor inferior*: Rango de valores (197.9 a -717.3 *[nT]*).



(a) Sensor superior

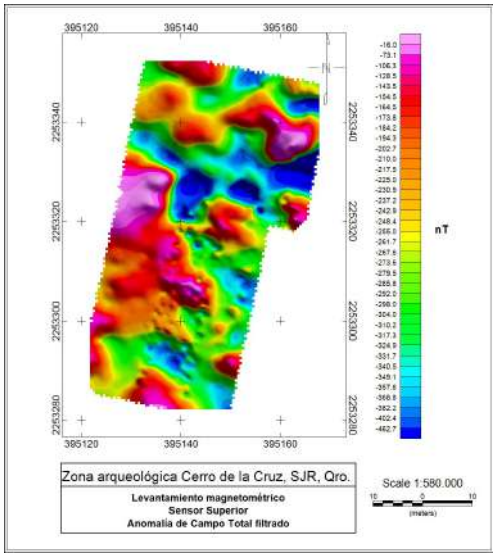
(b) Sensor inferior

Figura 44: a) Anomalía de campo total del sensor superior b)Anomalía de campo total del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

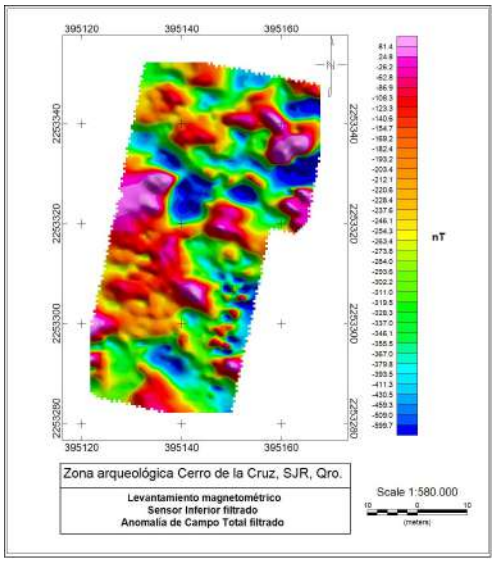
La Figura 45 muestra la *Anomalía de Campo Total filtrado*. La tendencia ya no esta presente, es decir, que existe una buena relación señal - ruido y se conservaron las anomalías predominantes.

- En *a) Sensor superior*: Rango de valores (-16 a -462.7 *[nT]*).

- En *b) Sensor inferior*: Rango de valores (81.4 a -599.7 *[nT]*).



(a) Sensor superior

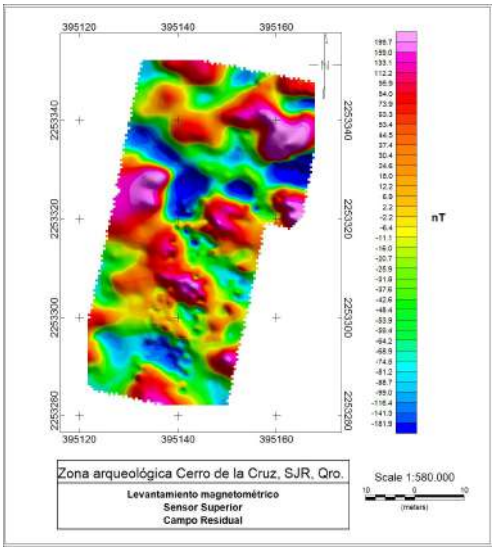


(b) Sensor inferior

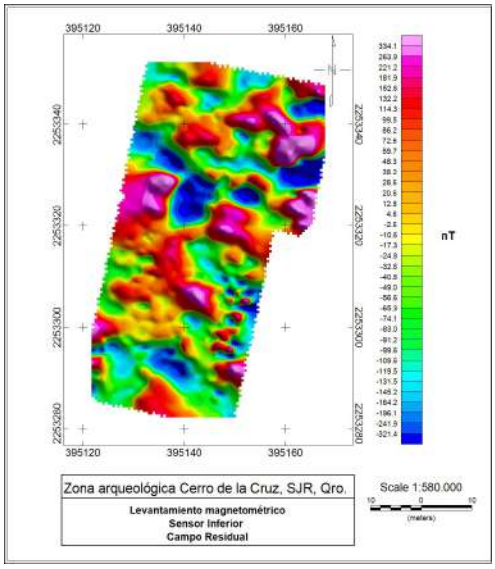
Figura 45: a) Anomalía de campo total filtrado por coseno direccional del sensor superior b) Anomalía de campo total filtrado por coseno direccional del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Se observa la *Anomalía magnética residual* (Figura 46), donde:

- En *a) Sensor superior*: Rango de valores (199.7 -181.9 *[nT]*)
- En *b) Sensor inferior*: Rango de valores (334.1 a -321.4 *[nT]*)



(a) Sensor superior

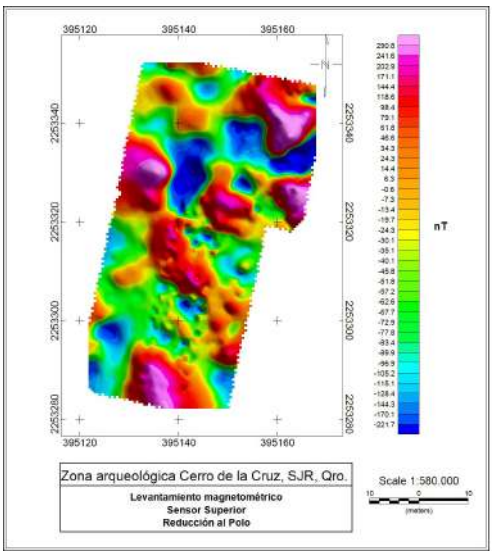


(b) Sensor inferior

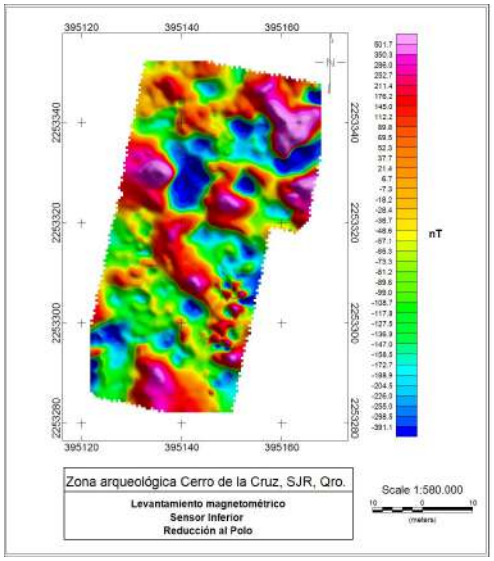
Figura 46: a) Anomalía de campo residual del sensor superior b) Anomalía de campo residual del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

A los mapas de Anomalía de campo residual, se le aplicó una *Reducción al Polo* (Figura 47), en la cual:

- En *a) Sensor superior*: Rango de valores (290.8 a -221.7 *[nT]*)
- En *b) Sensor inferior*: Rango de valores (501.7 a -391.1 *[nT]*)



(a) Sensor superior

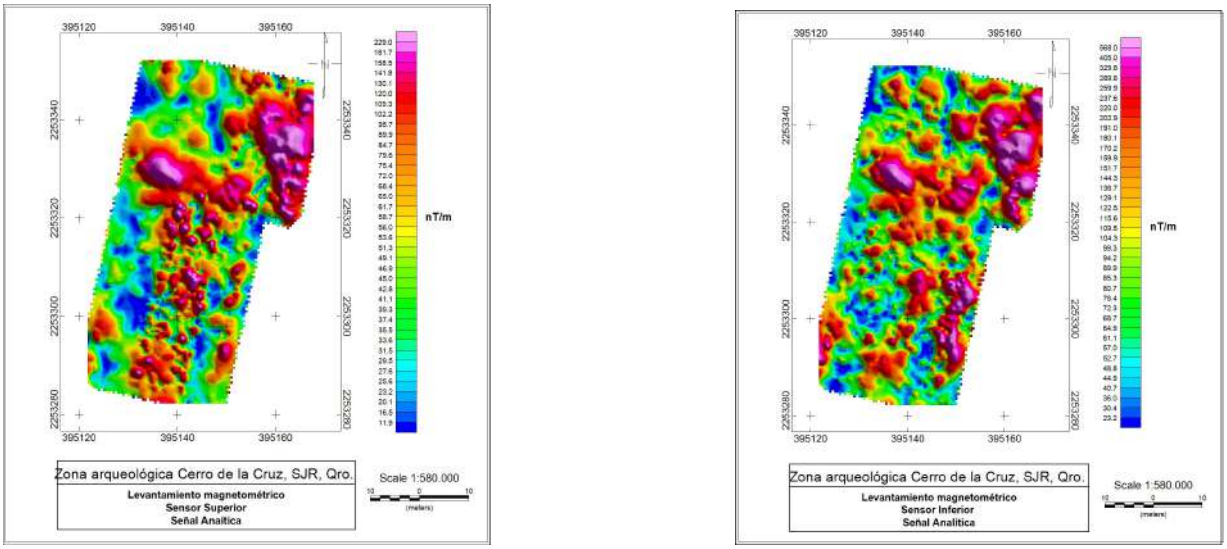


(b) Sensor inferior

Figura 47: a) Reducción al Polo del sensor superior b) Reducción al Polo del sensor inferior. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Para localizar los bordes de cuerpos de fuente magnética, al mapa de Reducción al Polo se le aplica *Señal Analítica* (Figura 48):

- En *a) Sensor superior*: Rango de valores (229 a 11.9 $[\frac{nT}{m}]$)
- En *b) Sensor inferior*: Rango de valores (568 a 23.2 $[\frac{nT}{m}]$)



(a) Sensor superior

(b) Sensor inferior

Figura 48: a) Señal Analítica del sensor superior b) Señal Analítica del sensor superior. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Asimismo, para resaltar las pequeñas anomalías espaciales, se obtuvo el mapa del *Gradiente Vertical* (Figura 49), donde el rango de valores es de 220.1 a -202 $[\frac{nT}{m}]$.

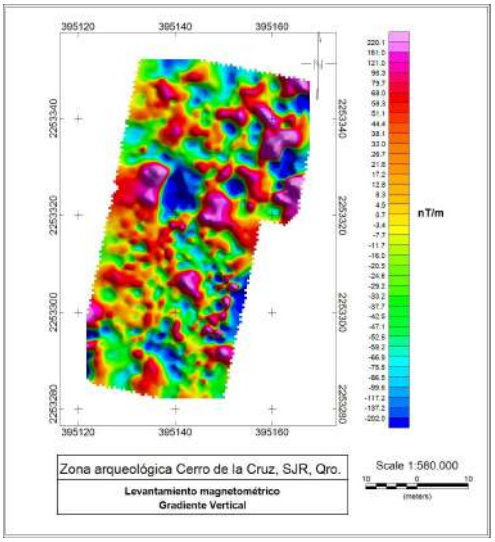


Figura 49: Gradiente Vertical. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Para poder identificar anomalías someras; se analizan los mapas obtenidos por el *sensor inferior*, ya que este se encuentra más cercano a la fuente, por ende tiene mayor señal para los cuerpos someros (Anexo B).

En la Figura 50 se delimitaron tres anomalías dipolares para el análisis del sitio, se muestra el mapa de la *Anomalía de Campo Total filtrado: Sensor inferior*.

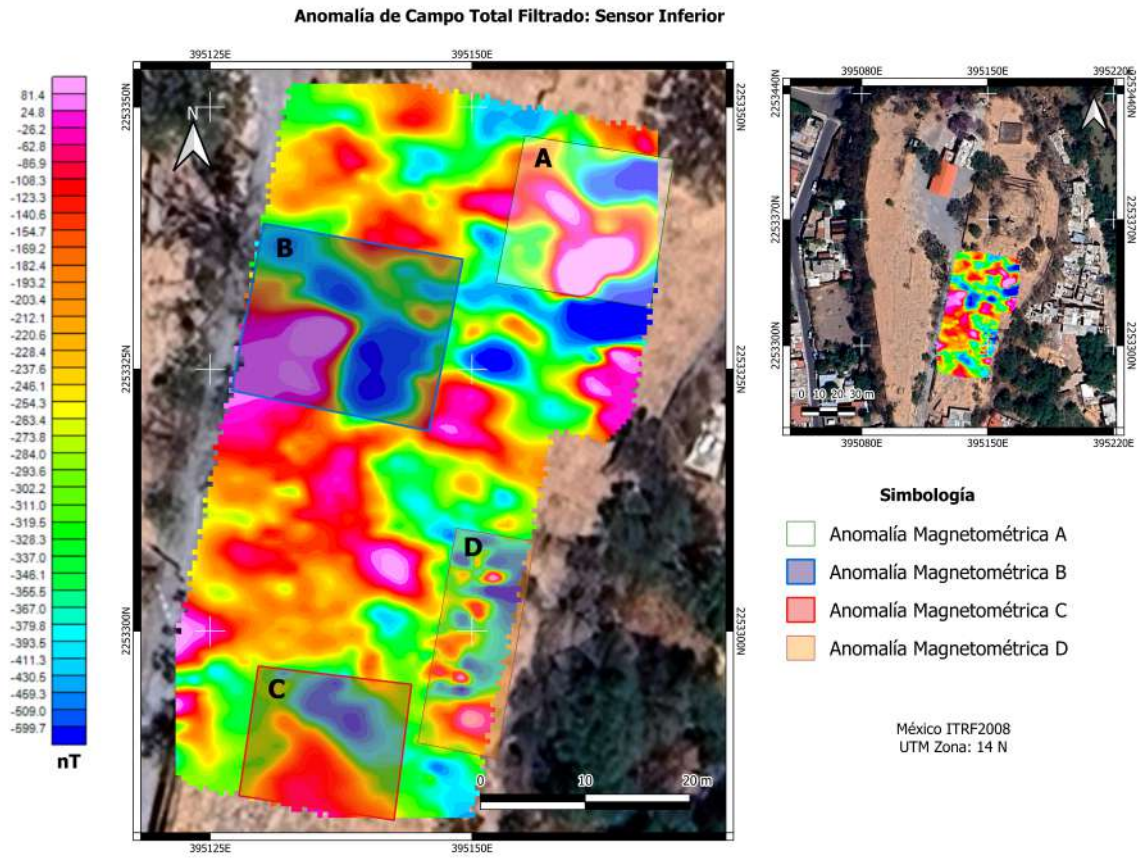


Figura 50: Mapa de Anomalía de Campo Total filtrado: Sensor Inferior. Identificación de anomalías. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Las anomalías identificadas en la Figura 50 presentan las siguientes características:

- Anomalía magnetométrica A: Ubicada en la parte noroeste del área de estudio, delimitada por el polígono blanco. Presenta valores positivos cercanos a *20 y 80 [nT]* y valores negativos *–400 a –550 [nT]*. Su geometría es alargada e irregular, con una orientación aproximada suroeste–noreste (SW–NE). Esta respuesta se puede asociar a fragmentos de material compacto dentro del relleno superficial, cuya localización coincide con zonas previamente niveladas y modificadas durante actividades de acondicionamiento del terreno (Capítulo 2.3).

- Anomalía magnetométrica B: Situada del lado oeste del área de estudio, dentro del polígono azul. Corresponde a la anomalía de mayor extensión dentro del levantamiento. Presenta valores positivos entre *–200 y 80 [nT]*, mientras que los valores negativos van del rango *–370 a –600 [nT]*.
  Presenta una geometría irregular y asimétrica, con una extensión lateral, lo que sugiere un volumen subsuperficial heterogéneo. El predominio de valores negativos indica una disminución relativa en la susceptibilidad magnética efectiva del material. Esta respuesta puede relacionarse con procesos de alteración, fragmentación y reacomodo del depósito piroclástico descrito en el contexto geológico del sitio (Capítulo 2.2), así como con la presencia de rellenos heterogéneos introducidos durante intervenciones antrópicas (Capítulo 2.3). Esta anomalía representa el sector con mayor grado de modificación del subsuelo somero.
- Anomalía magnetométrica C: Localizada en el extremo sur del área de estudio, dentro del polígono rojo. Muestra valores positivos de *-240 a -26 [nT]* y negativos del orden de *–370 a –460 [nT]*. Presenta una geometría subcircular, su patrón dipolar sugiere la presencia de un cuerpo somero con contraste magnético intermedio.
  Esta anomalía podría estar asociada a variaciones locales en el grado de compactación, alteración y redistribución del material volcánico, así como a posibles acumulaciones de material removido durante etapas tempranas de ocupación o acondicionamiento del sitio (Capítulo 2.3).
- Anomalía magnetométrica D: Se localiza en el sector sureste (SW) del levantamiento, dentro del polígono naranja. Presenta una respuesta irregular, caracterizada por un patrón discontinuo y sin una geometría definida.
  Su ubicación cercana a los bordes del área de medición, sugiere que esta anomalía está dominada principalmente por efectos de borde, ruido instrumental y perturbaciones superficiales. Esta respuesta puede estar relacionada con la presencia de afloramientos rocosos someros, vegetación y variaciones topográficas locales (Anexo K), los cuales contribuyen a distorsiones puntuales del campo magnético .

Al aplicar la *Reducción al Polo* al conjunto de datos del *sensor inferior* (Figura 51), se corrigió el efecto de la inclinación y declinación del campo magnético, permitiendo que las anomalías magnéticas se centren sobre sus fuentes.

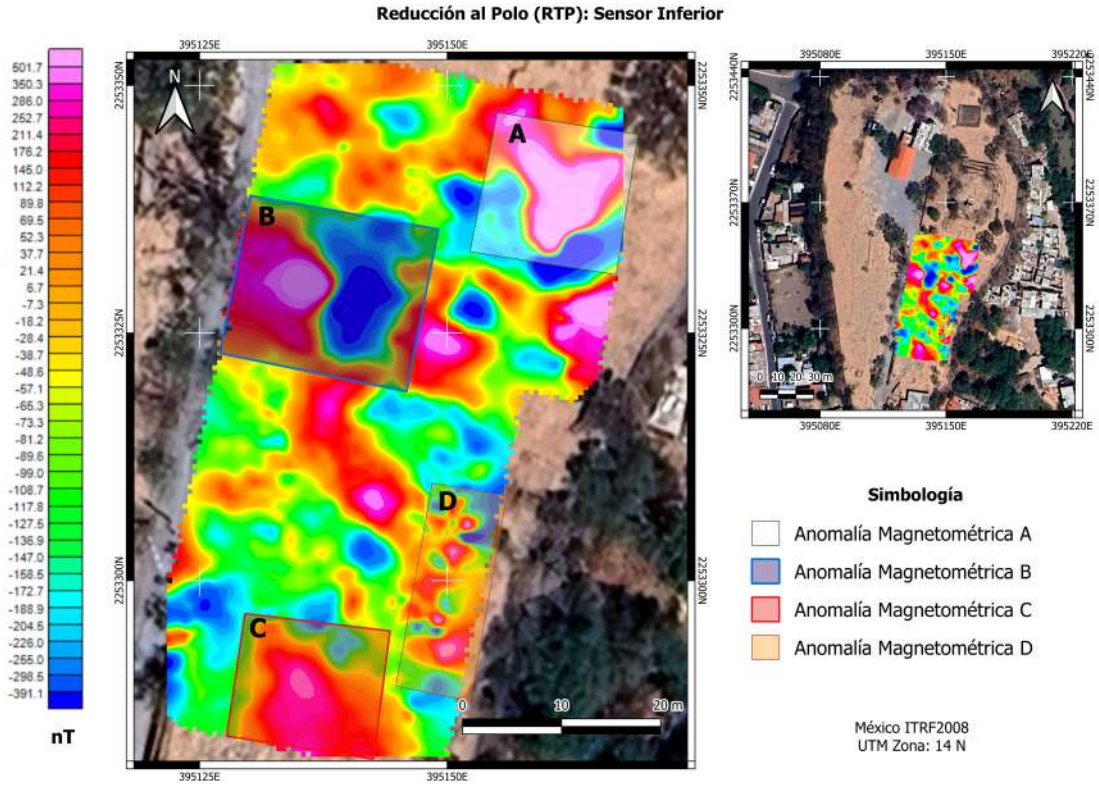


Figura 51: Reducción al Polo: Sensor Inferior.Elaborado en Oasis Montaj (2025)

En el mapa de Reducción al Polo se conservan las principales anomalías identificadas en el campo total filtrado (Figura 50), aunque con una mayor simetría y una mejor definición espacial, lo que permite delimitar con mayor precisión sus posibles fuentes. Las anomalías (Figura 51) presentan las siguientes características:

- Anomalía magnetométrica A: Se observa como una zona predominantemente positiva, con valores aproximados de *35 a 500 [nT]*. Presenta una geometría ligeramente elongada, siendo más simétrica que en el mapa de la Anomalía de Campo Total filtrado (Figura 50).
  La distribución de los valores y la localización del máximo en el centro del polígono sugieren una fuente definida. Esta respuesta es compatible con la presencia de un volumen somero con elevada susceptibilidad magnética, posiblemente asociado a material volcánico poco alterado, bloques compactados o acumulaciones de material constructivo dentro del relleno (Capítulo 2.3).
- Anomalía magnetométrica B: Esta anomalía presenta una respuesta caracterizada por la coexistencia de valores positivos y negativos, con rangos aproximados entre

–200 y 350 [nT]. Su geometría es irregular y asimétrica, sin un máximo central definido.

Los valores positivos se concentran principalmente en el sector occidental del polígono, mientras que los mínimos negativos dominan la parte central y oriental, generando un patrón elongado con orientación aproximada noreste–suroeste. Aún después de la aplicación de la RTP, esta anomalía conserva una marcada heterogeneidad interna.

Este comportamiento indica la presencia de una fuente compleja, compuesta por materiales con diferentes propiedades magnéticas, grados de alteración y orientaciones. Se asocia a rellenos antrópicos fragmentados y redepositados, relacionados con procesos de excavación, nivelación y reacondicionamiento del terreno durante la ocupación del sitio.

- Anomalía magnetométrica C: Es una anomalía predominantemente positiva, con valores aproximados entre *6 y 500 nT*. Presenta una geometría subrectangular, con una distribución homogénea y gradientes suaves en sus bordes.

  En comparación con el mapa de Anomalía de Campo Total filtrado (Figura 50), esta anomalía muestra una atenuación de los valores negativos y un predominio de amplitudes positivas. La ausencia de mínimos negativos marcados podría sugerir la presencia de una fuente relativamente estable, con un bajo contraste magnético respecto al entorno, asociado a diferencias menos pronunciadas en susceptibilidad magnética.

  Este comportamiento es compatible con materiales homogéneos, posiblemente constituidos por rocas volcánicas poco alteradas o sedimentos con bajo grado de fragmentación (Capítulo 2.2).

  La respuesta observada, en comparación con las anomalías A y B, podría estar relacionada con una mayor profundidad relativa de la fuente o con un menor contraste litológico y magnético respecto al material circundante.
- Anomalía magnetométrica D: Se localiza en el sector sureste del levantamiento, dentro del polígono naranja. Presenta una respuesta débil, irregular y discontinua, caracterizada por la alternancia local de valores positivos y negativos sin una geometría definida.

  La dispersión espacial de los máximos, la ausencia de continuidad lateral y su proximidad a los bordes del área de medición indican que esta respuesta está dominada por efectos superficiales, ruido instrumental y efectos de borde. Esta anomalía se asocia principalmente a la presencia de afloramientos rocosos someros, vegetación, variaciones topográficas locales y posibles interferencias externas. En consecuencia, esta anomalía no se asocia a una estructura subsuperficial.

El mapa de *Señal Analítica* correspondiente al sensor inferior (Figura 52) permite resaltar los bordes de los cuerpos magnéticos.

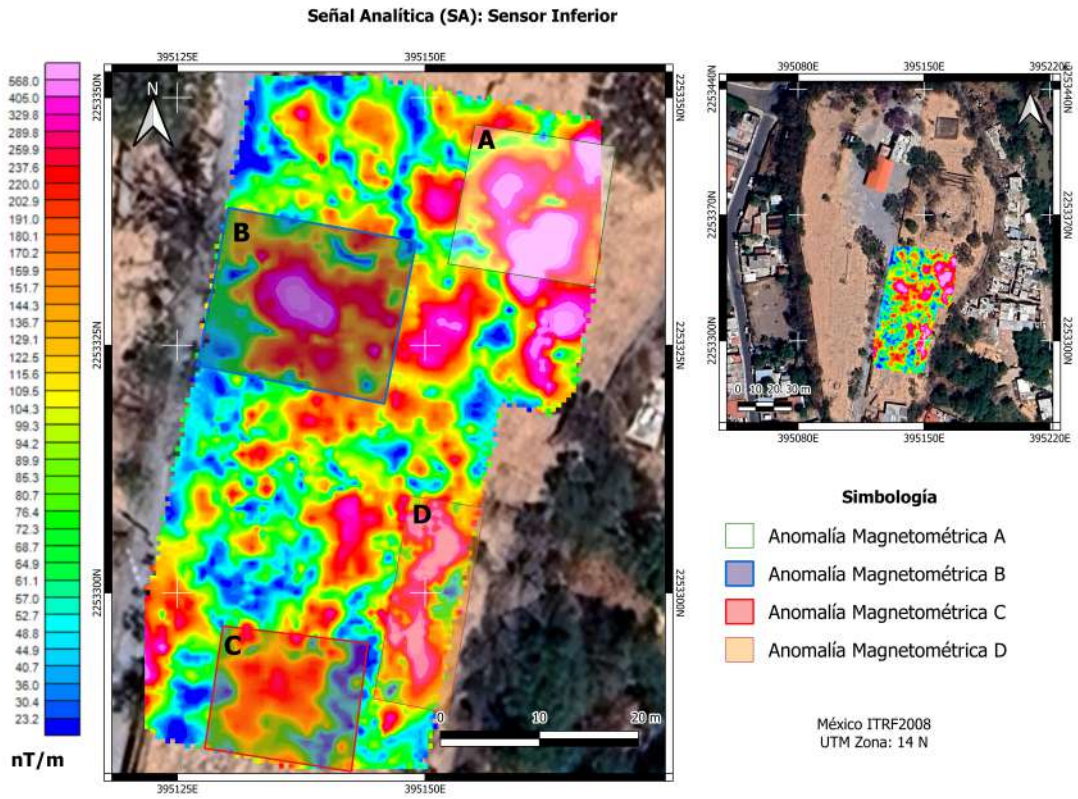


Figura 52: Señal Analítica: Sensor Inferior. Delimitación de bordes de cuerpos magnéticos. Elaborado en Oasis Montaj (2025).

Las anomalías identificadas en el Mapa de Señal Analítica (Figura 52) presentan las siguientes características:

- Anomalía magnetométrica A: Se caracteriza por presentar amplitudes elevadas, con valores aproximados entre *110 y 568* $[\frac{nT}{m}]$. Esta respuesta sugiere un contraste abrupto entre el material del relleno y el material circundante, posiblemente relacionado con la presencia de material menos alterado o con mayor concentración de fragmentos volcánicos.
- Anomalía magnetométrica B: Se observa como una zona extensa con valores comprendidos entre *120 y 500* $[\frac{nT}{m}]$, presentando un borde definido del lado oeste. Esta anomalía muestra una geometría subcircular, con una concentración de amplitudes elevadas en su parte central.

  Esta configuración sugiere la presencia de un volumen delimitado, en el que se observa una alternancia de zonas con amplitudes altas y medias, sin un patrón uniforme, lo que indica un material heterogéneo con variaciones locales en sus propiedades

magnéticas.
Este comportamiento es compatible con la presencia de un relleno antrópico conformado por procesos de excavación, remoción y redeposición de materiales (Capítulo 2.3), en el que coexisten fragmentos de distinta composición, grado de alteración y compactación. La forma subcircular observada podría estar relacionada con una estructura excavada o con un depósito de relleno concentrado, posteriormente nivelado y reutilizado.

- Anomalía magnetométrica C: Presenta valores entre *100 y 200* $[\frac{nT}{m}]$, con bordes difusos y una respuesta de menor continuidad espacial. Estas características indican una menor definición de los contactos y un contraste magnético limitado respecto al entorno.
  Este comportamiento es compatible con la presencia de materiales homogéneos, con bajo contenido de minerales magnéticos, mayor grado de alteración o con una distribución más dispersa de los componentes magnéticos.
- Anomalía magnetométrica D: Presenta una respuesta irregular, sin una geometría definida ni continuidad espacial significativa. Esta anomalía se asocia principalmente a efectos de borde, ruido instrumental y perturbaciones superficiales, relacionados con la presencia de afloramientos rocosos someros, variaciones topográficas y vegetación.

A partir de los resultados obtenidos mediante la magnetometría fue posible reconocer la distribución espacial de anomalías magnéticas asociadas a contrastes en la susceptibilidad magnética del subsuelo.

Las anomalías identificadas presentan geometrías y valores variables, compatibles con volúmenes subsuperficiales heterogéneos, cuya distribución coincide con la geología local (Capítulo 2.2) y con los antecedentes de modificación del terreno documentados para el sitio (Capítulo 2.3). Si bien la respuesta magnetométrica no permitió identificar de manera directa estructuras u objetos de origen antropogénico, sí evidencia sectores con alteraciones magnéticas atribuibles a procesos de relleno, reacomodo y acondicionamiento del terreno.

5.1.3. Conductividad Electromagnética

A partir de los datos adquiridos, se generaron mapas correspondientes a los arreglos (Capítulo 3.6.5):

- Sistema coplanar vertical (VCP)
- Sistema coplanar horizontal (HCP)

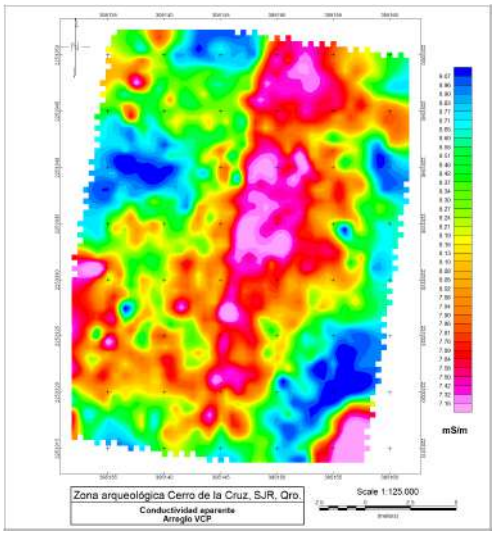
En primera instancia, tenemos los mapas correspondientes al arreglo VCP.

La Figura 53 presenta los mapas de conductividad aparente

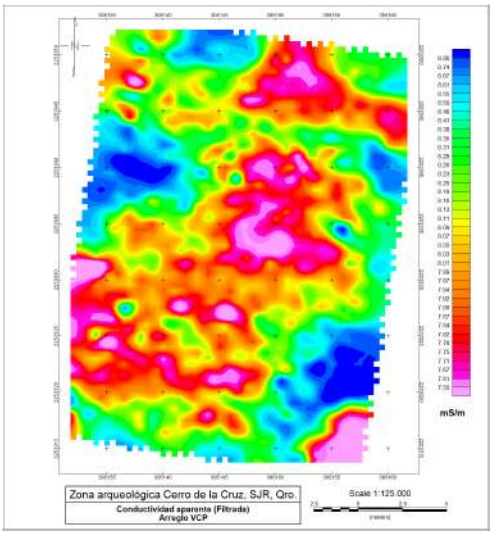
- En *a* se tienen los valores de conductividad aparente, que varían entre 7.16 y 9.07

mS/m.

- En *b* se tienen los valores de conductividad aparente filtrada, que varían entre 7.50 y 8.86 mS/m.



(a) Conductividad aparente

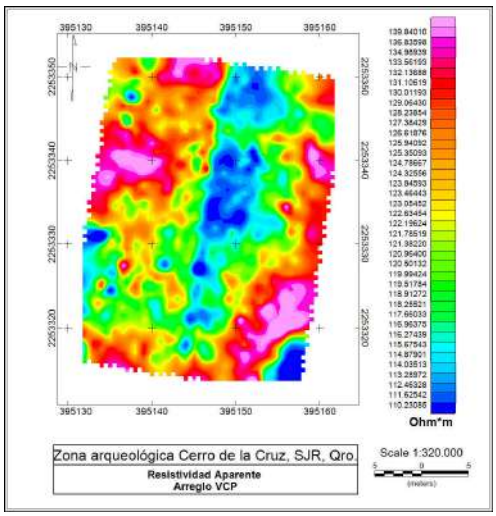


(b) Conductividad aparente filtrada

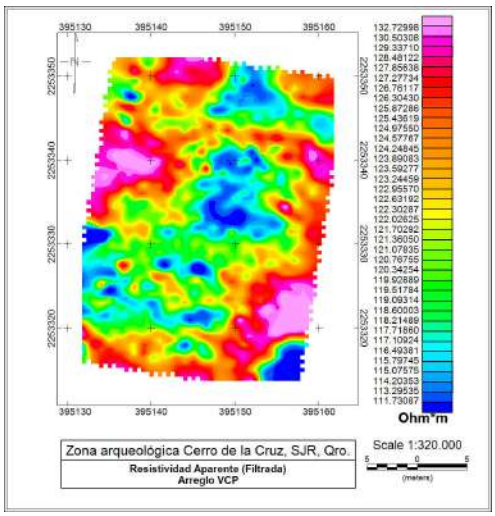
Figura 53: Conductividad aparente VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

La Figura 54 presenta los mapas de resistividad promediada aparente.

- En *a* se tienen los valores de Resistividad aparente que varían entre *110 a 139* [Ω·m].
- En *b* se tienen los valores de Resistividad aparente filtrada que varían entre *111 a 132* [Ω·m].



(a) Resistividad aparente

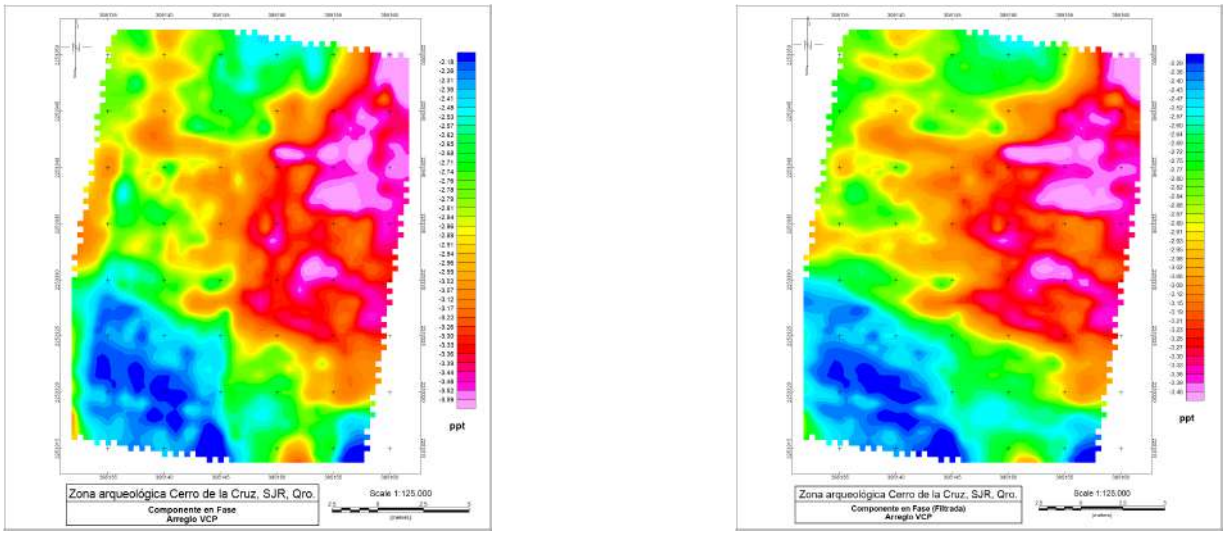


(b) Resistividad aparente filtrada

Figura 54: Resistividad aparente VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

En la Figura 55 presenta los mapas de la componente en fase.

- En *a* se tienen valores de la componente en fase que varían entre $-3{,}59$ a $-2{,}18$ ppt (partes por mil).
- En *b* se tienen valores de la componente en fase que varían entre $-3{,}46$ a $-2{,}29$ ppt (partes por mil).



(a) Componente en Fase

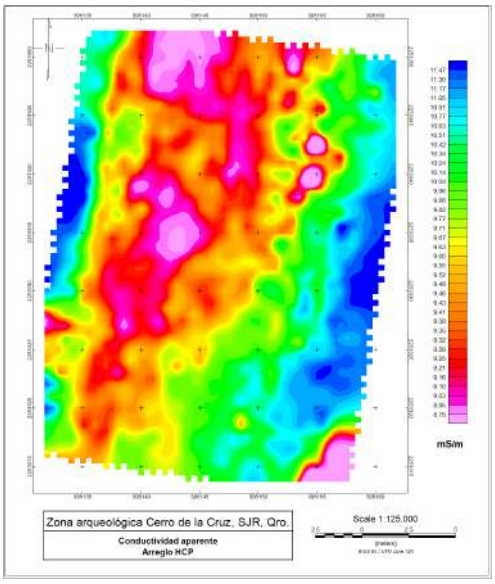
(b) Componente en Fase filtrada

Figura 55: Componente en Fase VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

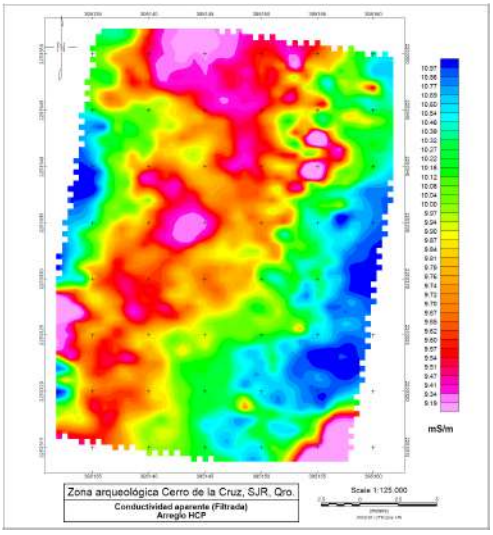
Por consiguiente, tenemos los mapas correspondientes al arreglo HCP.

La Figura 56 presenta los mapas de conductividad aparente

- En la figura *a* se tienen los valores de conductividad aparente, que varían entre 8.75 y 11.47 mS/m.
- En la figura *b* se tienen los valores de conductividad aparente filtrada, que varían entre 9.19 y 10.97 mS/m.



(a) Conductividad aparente

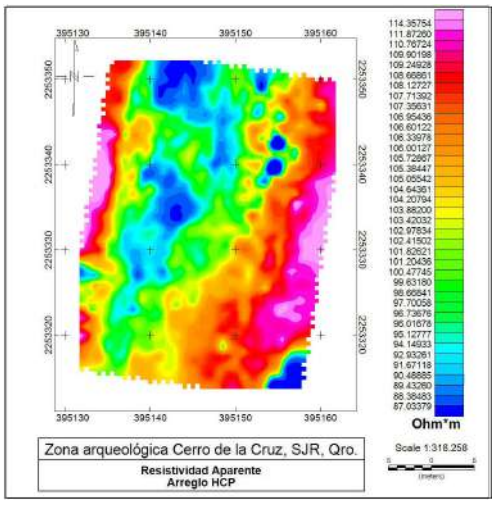


(b) Conductividad aparente filtrada

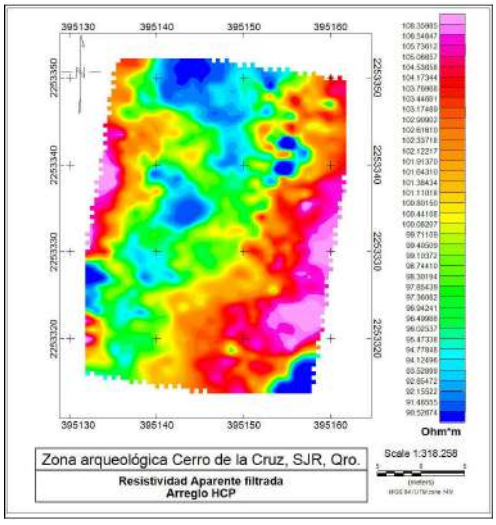
Figura 56: Conductividad aparente HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

La Figura 57 presenta los mapas de resistividad promediada aparente

- En *a* se tienen los valores de Resistividad aparente que varían entre *87 a 114* [Ω·m].
- En *b* se tienen los valores de Resistividad aparente filtrada que varían entre *90 a 108* [Ω·m].



(a) Resistividad aparente

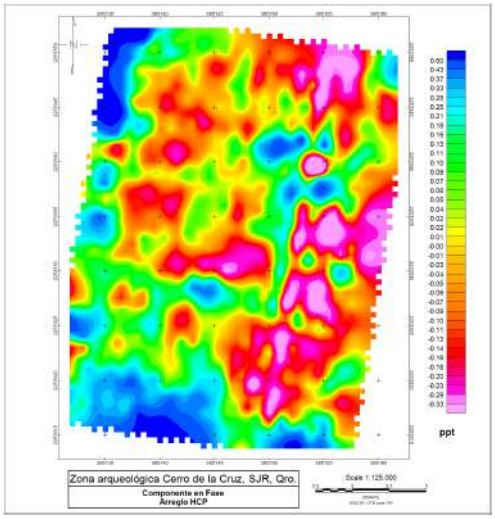


(b) Resistividad aparente filtrada

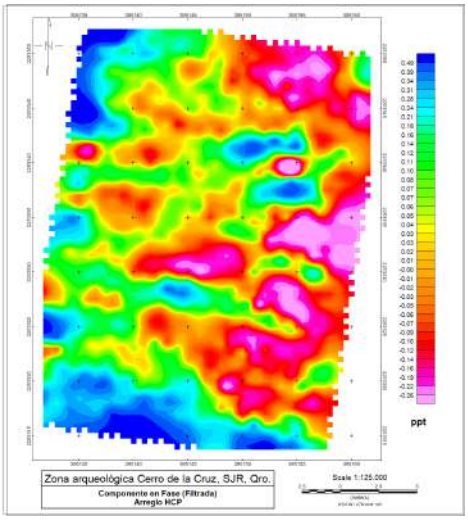
Figura 57: Conductividad aparente HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

En la Figura 58 se presentan los mapas de la componente en fase.

- En *a* Componente en fase: Los valores varían entre −0,33 a 0,60 ppt (partes por mil).
- En *b* Componente en fase filtrada: Los valores varían entre −0,26 a 0,49 ppt (partes por mil).



(a) Componente en Fase



(b) Componente en Fase filtrada

Figura 58: Componente en Fase HCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

De los mapas obtenidos, se seleccionaron aquellos generados con el arreglo VCP, debido a que esta configuración es sensible a contrastes someros en la conductividad eléctrica del terreno (Capítulo 3.6.5). La disposición vertical de las bobinas permite investigar de manera efectiva los primeros $\sim 3\,\mathrm{m}$ de profundidad, rango óptimo para la detección de anomalías asociadas a rellenos superficiales y modificaciones antrópicas del subsuelo.

El mapa de conductividad aparente obtenido con el arreglo VCP (Figura 59) muestra una distribución heterogénea de los valores, con zonas de alta conductividad concentradas principalmente en los sectores noroeste y sureste del área de estudio, mientras que los valores más bajos se localizan en la porción centro-sur del levantamiento.

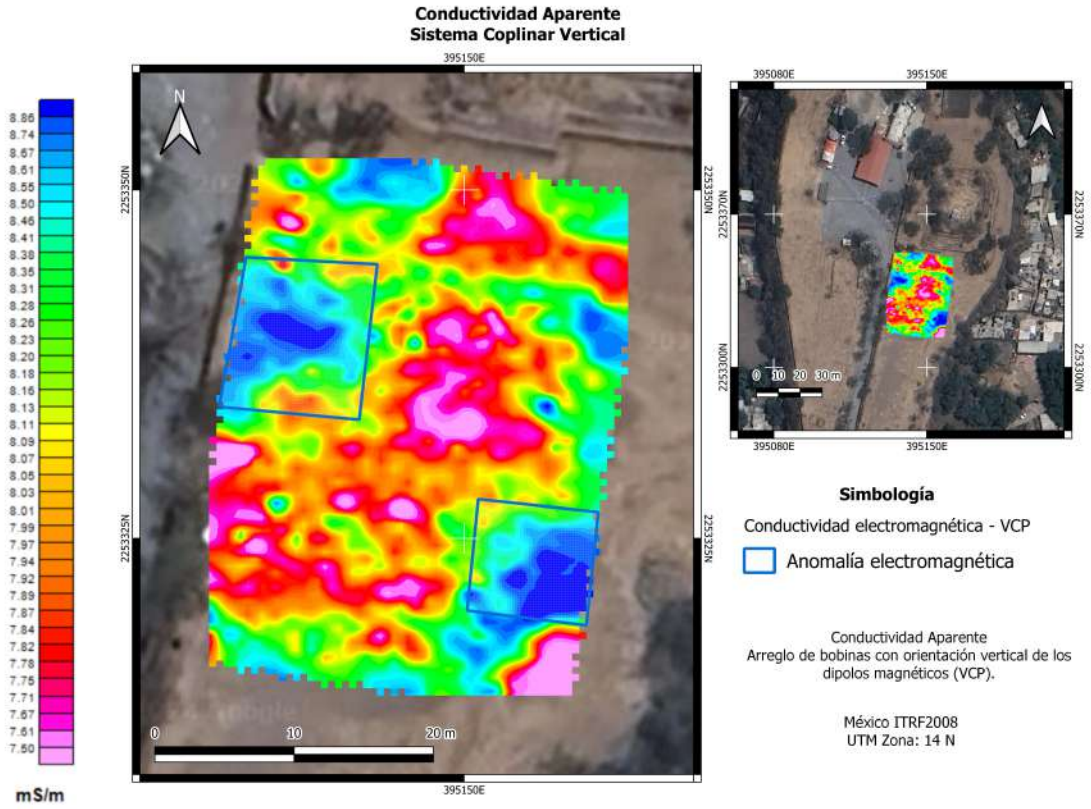


Figura 59: Anomalías electromagnéticas de Conductividad Aparente: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Las zonas de mayor conductividad electromagnética, con valores comprendidos entre *8.46 y 8.86 mS/m*, se distribuyen principalmente en los extremos noroeste y sureste del área. Estas anomalías presentan geometrías irregulares y gradientes laterales, lo que indica cambios locales en las propiedades eléctricas del subsuelo. Estas anomalías pueden asociarse a:

- Materiales finos o limo-arcillosos incorporados durante procesos de relleno y nivelación del terreno (Capítulo 2.3).
- Humedad retenida en el relleno, esto es considerado, debido a que la toma de datos fue pasando la temporada de lluvias.

Por otro lado, los valores más bajos de conductividad electromagnética, entre *7.50 y 7.92 mS/m*, se concentran principalmente en el sector centro-sur del levantamiento. Estas zonas muestran una distribución con más continuidad y gradientes suaves, lo que sugiere una mayor homogeneidad en las propiedades eléctricas del material.

Estas respuestas pueden relacionarse con:

- Materiales de relleno más secos, compactos o con menor contenido de arcilla.

Considerando que los depósitos piroclásticos riolíticos (Capítulo 2.2) presentes en el área se caracterizan por su comportamiento resistivo, las variaciones observadas en el mapa de conductividad aparente (Figura 59) reflejan principalmente diferencias en el grado de alteración, compactación y composición del material superficial. Las zonas más conductivas se asocian preferentemente a rellenos introducidos y modificados antrópicamente, mientras que los valores más bajos corresponden a sectores con materiales más estables y compactos.

A diferencia de la resistividad obtenida mediante Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), la resistividad derivada del método electromagnético CMD corresponde a *valores promediados*, resultado de la respuesta integrada del subsuelo dentro del volumen investigado por el arreglo. Por ello, las resistividades aparentes obtenidas deben interpretarse como contrastes eléctricos someros (Capítulo 3.6.4).

El mapa de resistividad aparente promediada obtenido con el arreglo VCP (Figura 60) muestra una distribución espacial heterogénea, en la que se distinguen zonas de mayor resistividad concentradas principalmente del lado oeste del área de estudio.

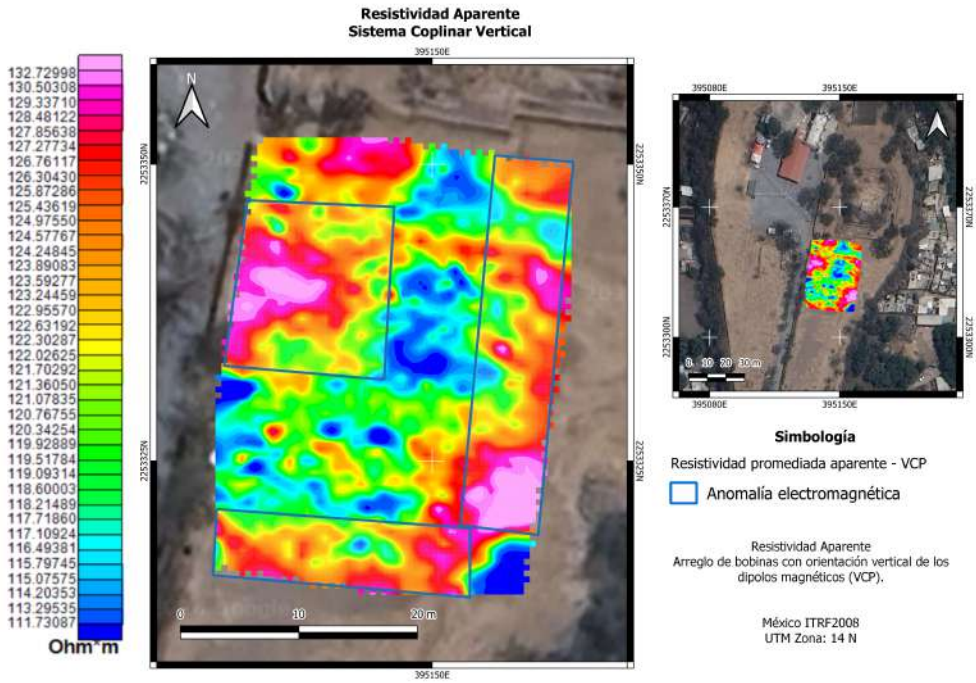


Figura 60: Resistividades aparentes promediadas: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025)

Las zonas de mayor resistividad, con valores comprendidos entre *125 y 133* $[\Omega \cdot \mathrm{m}]$,

presentan geometrías irregulares, lo que indica la presencia de materiales con menor conductividad electromagnética. Este comportamiento puede asociarse a:

- Materiales secos y compactos.
- Sectores donde el relleno presenta mayor grado de consolidación.

Por otro lado, las zonas de baja resistividad, con valores entre *112 y 118* $[\Omega \cdot \mathrm{m}]$, se distribuyen de manera más dispersa dentro del área de estudio y podrían corresponder a:

- Humedad superficial retenida en el relleno.
- Materiales finos o limo-arcillosos.
- Sectores perturbados con acumulación de sedimentos sueltos o heterogéneos.

El mapa correspondiente a la componente en fase de la respuesta electromagnética se relaciona principalmente con la susceptibilidad magnética y con la conductividad eléctrica de los materiales del subsuelo (Reynolds, 2011). Esta componente es especialmente sensible a la presencia de materiales conductivos, por lo que resulta útil para identificar variaciones en la composición, humedad y grado de alteración de los rellenos superficiales (Capítulo 3.6.4).

En el área de estudio, la componente en fase presenta valores comprendidos entre *-3.46 y -2.29 ppt* (Figura 61), mostrando una distribución espacial heterogénea. Los valores negativos coinciden con sectores previamente identificados como conductivos, mientras que los valores menos negativos se asocian a zonas con comportamiento más resistivo.

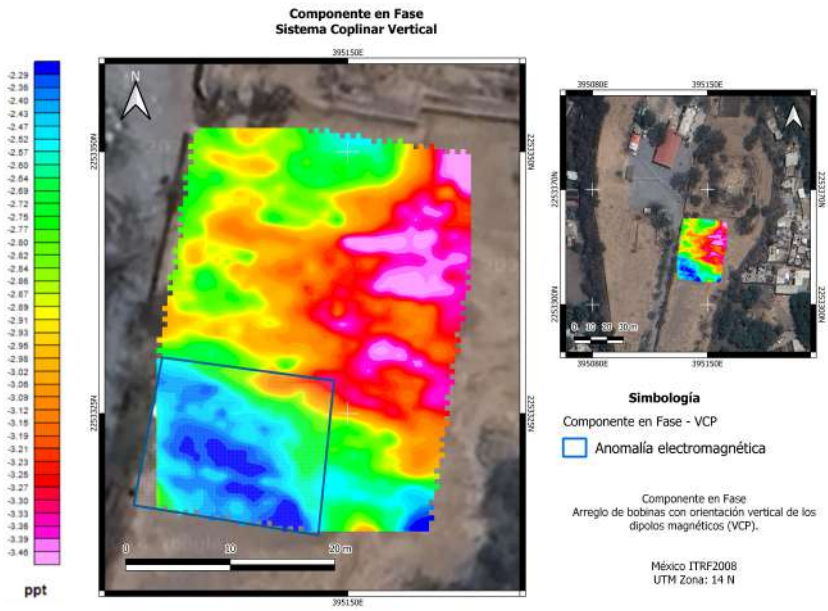


Figura 61: Componente en fase: Arreglo VCP. Elaborado en Oasis Montaj (2025).

De la Figura 61 se observa que los valores más conductivos se concentran principalmente hacia el sector suroeste del área, mientras que hacia el oriente predominan respuestas asociadas a materiales más resistivos.

Las principales variaciones de la componente en fase se agrupan en los siguientes intervalos:

- Valores entre *-3.46 y -3.02* ppt:
  Corresponden a zonas con menor conductividad electromagnética y mayor resistividad relativa. Estas áreas se localizan principalmente hacia el sector oriental, donde podrían asociarse a materiales más secos, compactos o con menor grado de alteración.
- Valores entre *-2.70 y -2.29* ppt:
  Indican una conductividad elevada, posiblemente relacionada con la presencia de materiales finos, rellenos heterogéneos, concentrados principalmente hacia el suroeste del área de estudio.

La distribución de la componente en fase refleja contrastes eléctricos y magnéticos someros, compatibles con la heterogeneidad observada en los mapas de conductividad electromagnética y resistividad aparente. Estas variaciones sugieren la presencia de materiales con distinto grado de compactación, alteración y contenido de agua, asociados a procesos de relleno y modificación antrópica del subsuelo.

A partir de los resultados obtenidos mediante el método de conductividad electromagnética fue posible reconocer variaciones espaciales en las propiedades eléctricas someras del subsuelo, a partir de la conductividad electromagnética, la resistividad y la componente en fase. La correspondencia espacial entre zonas conductivas, sectores de baja resistividad y respuestas de la componente en fase indica contrastes locales en el grado de compactación, humedad y alteración de los materiales superficiales.

Las distribuciones observadas coinciden con la geología local (Capítulo 2.2) y con los antecedentes de modificación antrópica del terreno documentados para el sitio (Capítulo 2.3). Si bien la respuesta electromagnética no permite identificar de manera directa estructuras u objetos de origen antropogénico debido al tipo de material, sí se notó la presencia de rellenos heterogéneos y sectores modificados, asociados a procesos de acondicionamiento del subsuelo en los niveles más someros del área de estudio.

5.1.4. Radar de Penetración Terrestre

Se presentan dos perfiles de GPR, seleccionados de un total de 16 perfiles adquiridos, los cuales coinciden espacialmente con algunas líneas obtenidas mediante tomografía de resistividad eléctrica (TRE).

La información procesada alcanza profundidades del orden de $\sim 1,75-2{,}0\,\mathrm{m}$, estimadas

a partir de la frecuencia de la antena empleada (250 MHz) (Capítulo 4.4.1) y de las velocidades de propagación electromagnética determinadas mediante el ajuste de hipérbolas, utilizadas para la conversión de tiempo a profundidad (Anexo L).

Línea 6 (Anexo F)

El radargrama correspondiente a la línea 6 (Figura 62) muestra en la parte superior una banda saturada localizada aproximadamente a *0.25 [m]* de profundidad, la cual se asocia a efectos instrumentales. Entre los *0.30 [m]* y *1.00 [m]* de profundidad se identifica una zona con mayor cantidad de reflectores, caracterizada por variaciones en amplitud y continuidad, lo que sugiere una marcada heterogeneidad en los materiales someros. Aproximadamente a los *1.25 [m]* de profundidad se reconoce un horizonte continuo, que podría asociarse a un cambio en las propiedades físicas del material o a la presencia de un nivel más compacto.

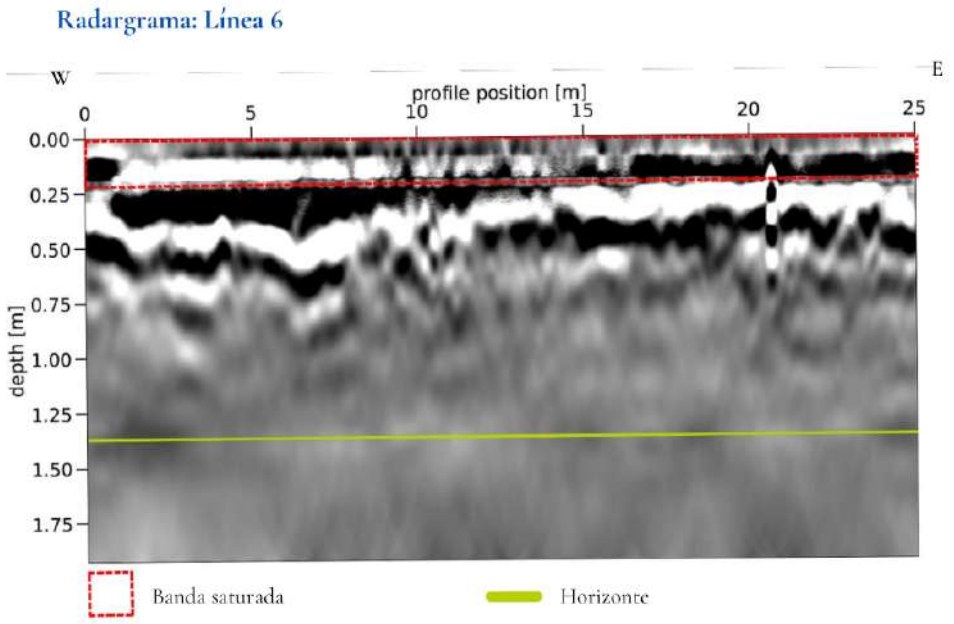


Figura 62: Radargrama: Perfil 6. Elaborado en GPRPy y QGIS (2025).

Línea 16 (Anexo F)

El radargrama correspondiente a la línea 16 (Figura 63) muestra, en la parte superior, una banda saturada localizada aproximadamente a *0.25 [m]* de profundidad, similar a la observada en la línea 6. Entre los *0.30 [m]* y *0.90 [m]* de profundidad se observa una zona con más reflectores, asociada a variaciones en la composición y disposición de los materiales someros. Aproximadamente a los *1.25 [m]* de profundidad se identifica un horizonte, que podría relacionarse con un cambio litológico o con la presencia de material más compacto.

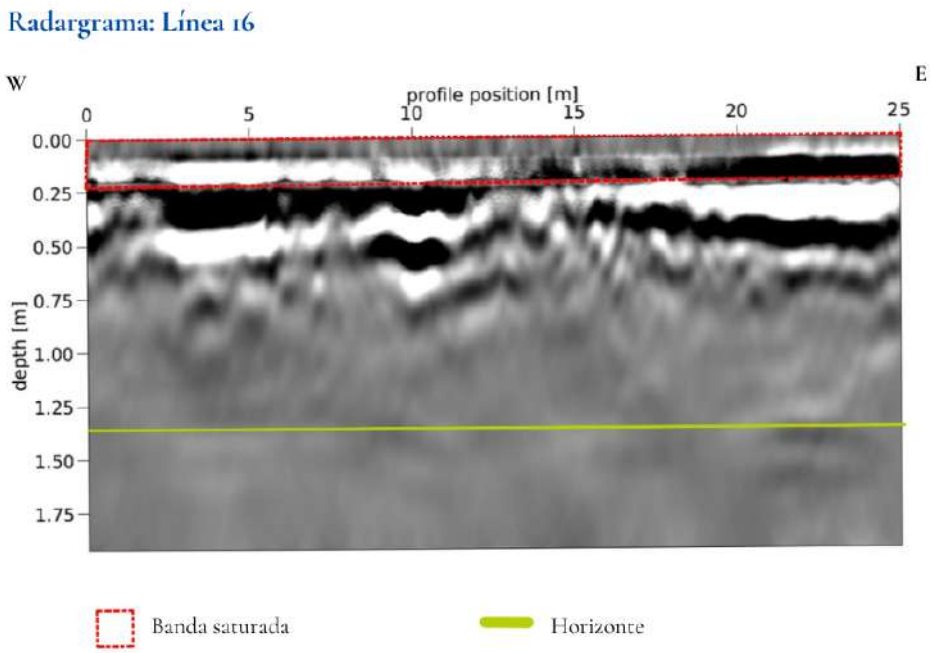


Figura 63: Radargrama: Perfil 16. Elaborado en GPRPy y QGIS (2025).

Además de los perfiles 2D, se creó una visualización tridimensional a partir de las líneas procesadas. El modelo tridimensional permite integrar la información obtenida a partir de los perfiles, mostrando zonas con cierta continuidad lateral que presentan correspondencia espacial con las anomalías identificadas en los radargramas de las líneas 6 y 16.

En los perfiles 2D y en el modelo tridimensional se puede apreciar un área heterogénea, esta podría estar asociada a la presencia de materiales de relleno; ya que este tipo de depósitos suele caracterizarse por cambios abruptos en su composición, lo que se observa como variaciones irregulares de amplitud y continuidad de las reflexiones, similares a las identificadas en las líneas 6 y 16.

En el modelo tridimensional se identifica una superficie subhorizontal localizada a una profundidad aproximada de 1.2 [m], observable de manera discontinua en varias líneas. Esta superficie podría corresponder a un nivel de compactación o a un horizonte asociado a procesos de acondicionamiento del terreno, posiblemente relacionado con la conformación de la explanada frente a la pirámide (Figura 64).

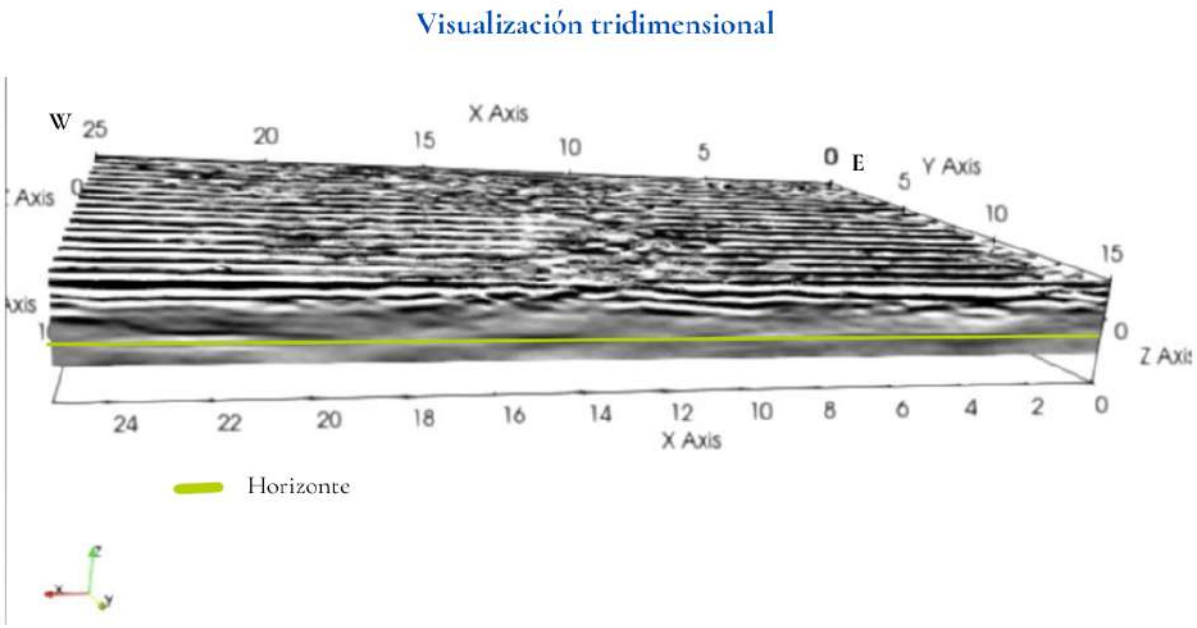


Figura 64: Radargramas: Visualización 3D - Horizonte plano a 1.2 metros de profundidad.

A partir de los resultados obtenidos mediante el Radar de Penetración Terrestre fue posible reconocer la estructura somera del subsuelo a partir de la distribución y continuidad de las reflexiones. Los perfiles analizados y la visualización tridimensional evidencian una marcada heterogeneidad en los primeros metros, asociada a variaciones en la composición y disposición de los materiales superficiales.

Si bien la respuesta del GPR no permitió identificar de manera directa estructuras u objetos enterrados de origen antropogénico, las zonas con reflexiones irregulares y cambios abruptos en amplitud y continuidad son compatibles con la presencia de materiales de relleno y sectores perturbados. Asimismo, la identificación de un horizonte a aproximadamente 1.25 [m] de profundidad sugiere la existencia de un nivel de compactación o acondicionamiento del terreno, coherente con procesos de adecuación del área documentados para el sitio (Capítulo 2.3).

5.2. Integración de resultados

La integración de los resultados tiene la finalidad de poder analizar de manera conjunta las anomalías identificadas mediante los distintos métodos aplicados.

5.2.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D y Señal Analítica

La integración de los resultados obtenidos mediante la inversión de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE 3D) y el mapa de Señal Analítica (sensor inferior) permitió evaluar la correspondencia espacial entre contrastes eléctricos y magnéticos en el sector donde se definió la Anomalía A (Figura 52). Esta anomalía fue seleccionada debido a sus valores elevados y a la coincidencia con los datos obtenidos de eléctrica.

La Anomalía A presenta valores entre *110 y 568* $[\frac{nT}{m}]$, lo que indica un contraste significativo en la susceptibilidad magnética respecto al medio circundante. En ambientes volcánicos o piroclásticos, este tipo de contraste suele asociarse a variaciones en el grado de alteración o cambios en la compactación del material (Reynolds, 2011). En consecuencia, la anomalía sugiere la presencia de un volumen con mayor concentración relativa de fragmentos volcánicos o con menor grado de alteración dentro del depósito superficial.

La superposición de las isosuperficies de altos valores de resistividad (> 257 $[\Omega \cdot \mathrm{m}]$), asociadas a la *UG1*, sobre el mapa de señal analítica (Figura 65), evidencia coincidencias espaciales dentro de la anomalía seleccionada. Estas coincidencias no definen una geometría regular ni un alineamiento claro; sin embargo, muestran correspondencia entre zonas de mayor amplitud magnética y dominios resistivos elevados.

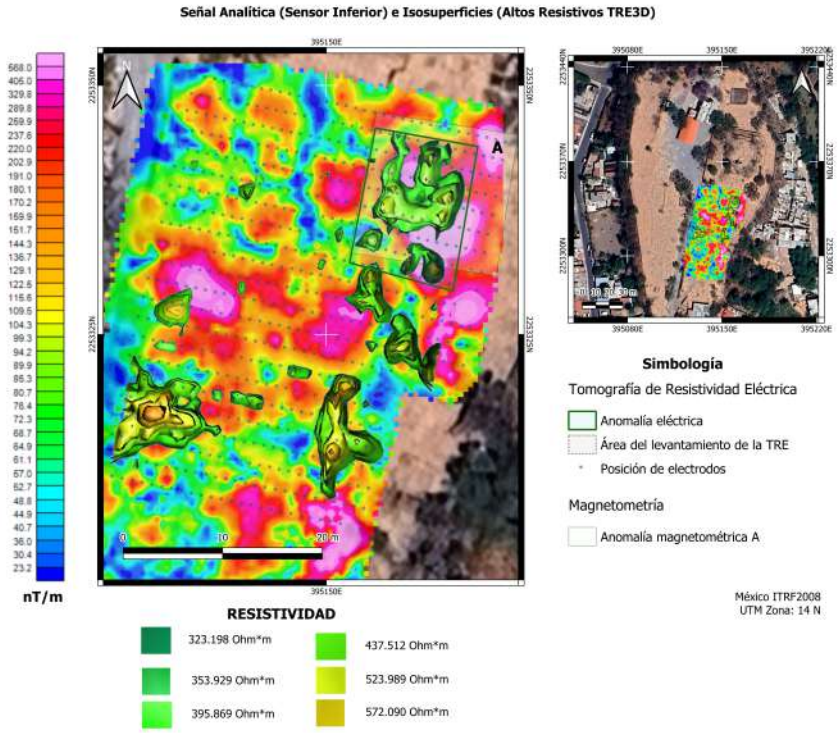


Figura 65: Mapa de Señal Analítica (sensor inferior) e isosuperficies asociadas a la unidad geoeléctrica *UG1*. Elaborado en QGIS (2025).

Para analizar el comportamiento en profundidad de la zona seleccionada, se realizaron cortes geoeléctricos centrados en la Anomalía A (Anexo M): el perfil A-A' (orientación W-E) y el perfil B-B' (orientación SW-NE) (Figura 66) atraviesan el centro de la anomalía magnetométrica A.

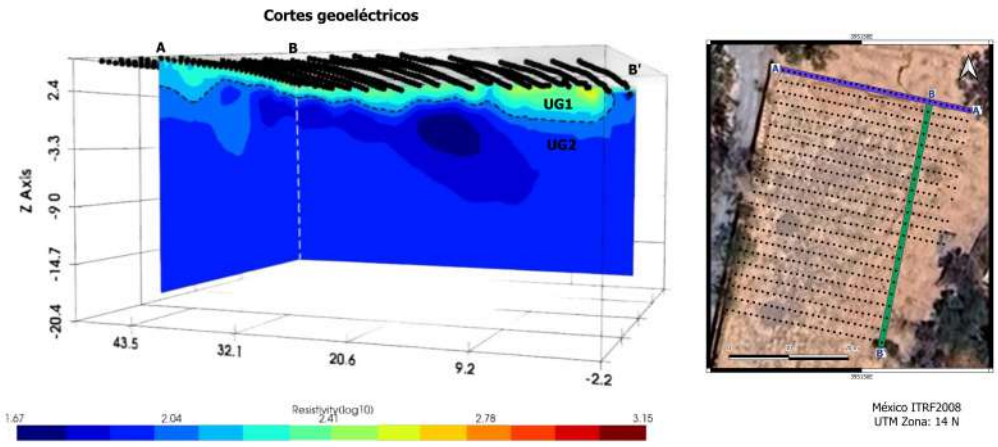


Figura 66: Cortes geoeléctricos A-A' (W-E) y B-B' (SW-NE) que atraviesan la Anomalía A.

En la identificación de las unidades geoeléctricas se reconocieron tres unidades principales, donde la *UG1*, con valores > 257 [$\Omega \cdot$ m] y un espesor aproximado de hasta 2 [m], es interpretada como un paquete superficial compacto y homogéneo y la *UG2*, con valores intermedios (*109-257* [$\Omega \cdot$ m]) se desarrolla entre 2 y 3 m de profundidad. No obstante, en el cruce de los perfiles A-A' y B-B', se observa una modificación en la relación entre ambas unidades. La *UG2* reduce notablemente su espesor y sus valores tienden a aproximarse a la interfaz de la *UG1*, generando una transición poco definida entre ambas.

Este comportamiento indica que, en el sector asociado a la Anomalía magnetométrica A, la diferenciación entre *UG1* y *UG2* no corresponde a un contraste litológico abrupto, sino a variaciones internas dentro de un mismo paquete litológico. La reducción del espesor de *UG2* y la convergencia de valores sugieren cambios locales en compactación, porosidad o grado de alteración, más que la presencia de una unidad estratigráfica independiente.

El cuerpo responsable de la Anomalía A no se manifiesta como una estructura profunda, sino como una heterogeneidad interna dentro del paquete superficial con valores elevados de resistividad. La coexistencia de alta resistividad y alta amplitud magnética se puede relacionar con materiales secos y compactados, lo que puede asociarse a concentraciones diferenciales de fragmentos volcánicos o a procesos de redistribución de materiales.

El perfil B-B' muestra la tendencia que tiene la anomalía A y las isosuperficies, mientras que el perfil A-A' es el corte transversal. Estos sugieren que la coherencia espacial se asocia

a procesos de acondicionamiento o nivelación del terreno.

La integración de estos resultados indican que la Anomalía A se encuentra contenida dentro del paquete resistivo superficial (*UG1*), y que la variabilidad observada en *UG2* representa el mismo depósito; ambas unidades, como parte de un sistema estratigráfico superficial heterogéneo. La coincidencia entre altos valores de resistividad (> 257 [$\Omega \cdot$ m]) y amplitudes magnéticas elevadas (*110-500* [$\frac{nT}{m}$]) fortalece la hipótesis de una zona con mayor concentración de material volcánico poco alterado y mayor compactación relativa, posiblemente asociada a modificaciones antrópicas del terreno.

5.2.2. Señal Analítica y Conductividad electromagnética

La integración entre el mapa de Señal Analítica (sensor inferior) y el mapa de conductividad aparente obtenido con el arreglo Vertical Coplanar (VCP) permitió evaluar si la Anomalía magnetométrica B corresponde a un dominio eléctrico diferenciado dentro del mismo volumen superficial del subsuelo.

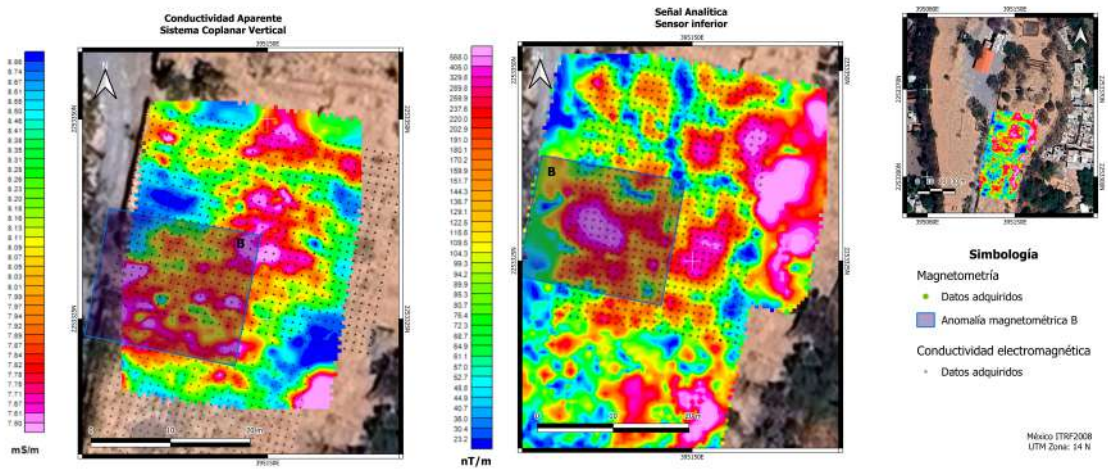


Figura 67: a) Mapa de Señal analítica b) Conductividad electromagnética aparente filtrada

La Anomalía B presenta amplitudes comprendidas entre *120 y 500* [$\frac{nT}{m}$], con una geometría subcircular. Esta indica variaciones locales en susceptibilidad magnética respecto al entorno, lo que sugiere cambios en los materiales dentro de los primeros metros del subsuelo.

Al sobreponer el mapa de conductividad aparente filtrada (VCP), se observa que la mayor coincidencia espacial de la anomalía ocurre en el centro, donde predominan valores bajos de conductividad (*7.50–7.92 mS/m*). Estos valores corresponden a un comportamiento resistivo, previamente asociado a materiales más compactos, con menor contenido

de arcillas y limos.

Este patrón indica que la respuesta magnética no está asociada a incrementos en contenido de arcilla o saturación, sino a variaciones internas dentro de un material resistivo. La heterogeneidad observada en la Señal Analítica se puede asociar con un depósito compuesto por fragmentos de distintos materiales y grado de compactación, más que con un cuerpo homogéneo.

Considerando que los depósitos piroclásticos riolíticos presentes en el área se caracterizan por ser resistivos, la coexistencia de alta amplitud magnética y baja conductividad es consistente con material volcánico fragmentado poco alterado o con rellenos derivados de éste, en los que predominan componentes más gruesos y menor contenido de materiales finos. Esta combinación se puede asociar a un volumen redepositado y posteriormente compactado, cuya variabilidad interna genera tanto el contraste magnético como la respuesta eléctrica observada.

La integración de ambos métodos demuestra que la Anomalía B no representa únicamente una variación magnética, sino un área superficial dentro del depósito volcánico. La coincidencia espacial entre contraste magnético y comportamiento resistivo aporta evidencia independiente de que se trata de un cuerpo heterogéneo limitado a los primeros metros del subsuelo, compatible con procesos de excavación, remoción y redistribución del material documentados en el área (Capítulo 2.3).

5.2.3. Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D y Radar de Penetración Terrestre

En la Figura 68 se presenta la correlación entre un perfil del radargrama de la línea 1 y un corte geoeléctrico con dirección W-E; considerando su proximidad espacial dentro del área de estudio (Capítulos 4.4.1 y 4.1.1). Aunque ambos levantamientos no cubren exactamente la misma extensión lateral ni el mismo rango de profundidad, su comparación permite analizar el comportamiento del medio en profundidad y comparar entre ambas respuestas geofísicas.

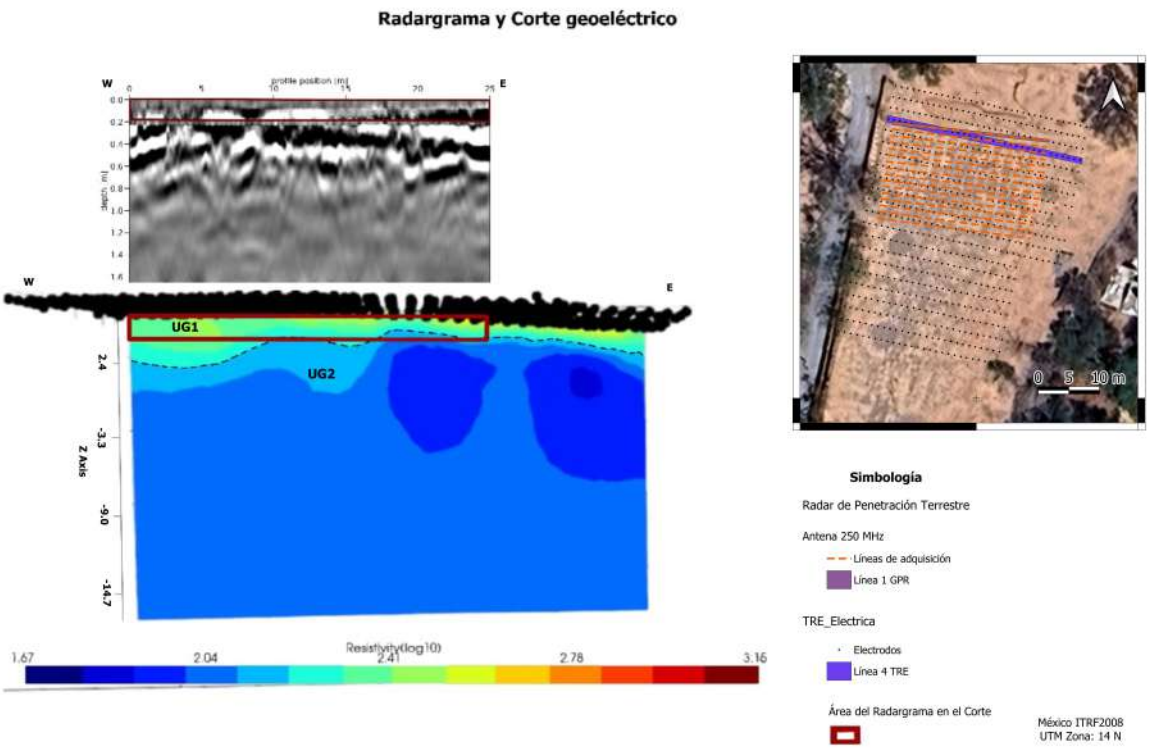


Figura 68: Correlación entre el perfil de GPR y el corte geoeléctrico.

En el modelo geoeléctrico se reconocen dos unidades principales: una unidad superficial resistiva (*UG1* (> 257 [$\Omega \cdot$ m])) con un espesor aproximado de hasta 3 [m] y una unidad inferior (*UG2*) asociada a la roca madre y caracterizada por valores más bajos de resistividad (Capítulo 5.2.1). En la Figura 68, el recuadro rojo delimita el volumen de *UG1* que coincide espacialmente con el perfil del radargrama.

Es importante señalar que la banda observada en la parte superior del radargrama corresponde a saturación instrumental, por lo que no representa un reflector geológico (Capítulo 5.1.4).

En los primeros *25–30 [cm]*, el radargrama muestra reflectores continuos, lo que sugiere la presencia de un horizonte superficial asociado a un material compacto y poco saturado. Este comportamiento es consistente con la unidad resistiva superior (*UG1*) identificada mediante la TRE.

Entre aproximadamente 0.30 y 1.00 [m] de profundidad, el radargrama registra una mayor dispersión de reflectores, indicando un medio más heterogéneo. No obstante, este intervalo se ubica dentro del espesor de *UG1*; por lo tanto, la variabilidad observada no implica la presencia de una unidad estratigráfica distinta, sino heterogeneidades internas dentro del mismo paquete.

El radargrama alcanza una profundidad máxima aproximada de *1.6 [m]*, mientras que

UG1 se extiende hasta cerca de *3 m* según el modelo geoeléctrico. En consecuencia, el GPR sólo caracteriza la parte superior de esta unidad y no alcanza el contacto con *UG2*.

Aunque la TRE y el GPR responden a propiedades físicas distintas (la primera modela el subsuelo en función de la conductividad eléctrica y el segundo registra contrastes dieléctricos) ambos métodos coinciden en identificar un paquete superficial con variabilidad interna y sin discontinuidades abruptas en el rango investigado.

El radargrama no muestra firmas características de cuerpos que puedan asociarse a estructuras arqueológicas enterradas dentro del rango de profundidad alcanzado. La respuesta observada es compatible con un depósito de relleno heterogéneo, compuesto por materiales volcánicos redepositados y compactados en superficie.

Por lo tanto, la correlación entre TRE y GPR respalda la interpretación de una única unidad superficial (*UG1*), dentro de la cual se desarrollan heterogeneidades internas, sin evidencia de una unidad adicional en el intervalo investigado por el radar.

5.3. Evidencias de origen antropogénico y delimitación de áreas de interés

La integración de los resultados obtenidos mediante Magnetometría, Conductividad electromagnética (CMD), Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y Radar de penetración terrestre (GPR) permitió identificar patrones espaciales que, junto con la información arqueológica previa del sitio, sugieren evidencias con intervenciones antropogénicas en el área estudiada.

En el apartado arqueológico se documenta que durante la ocupación del sitio se llevaron a cabo procesos de aplanamiento y acondicionamiento del terreno en las inmediaciones del basamento piramidal (Capítulo 2.3). Este antecedente constituye un elemento importante para la interpretación, ya que las anomalías detectadas no necesariamente implican la presencia de estructuras u objetos enterrados, sino posibles modificaciones superficiales asociadas a nivelaciones o rellenos.

La magnetometría permitió delimitar dos zonas anómalas principales (Anomalía A y Anomalía B) en sectores próximos al basamento piramidal (Capítulo 5.1.2). Estas anomalías presentan límites definidos y contrastes magnéticos diferenciables respecto al entorno, lo que sugiere alteraciones en las propiedades magnéticas del subsuelo posiblemente asociadas a procesos de remoción, redistribución o mezcla de materiales.

De manera complementaria, la conductividad electromagnética evidenció variaciones someras en los mismos sectores (Capítulo 5.1.3), reflejando cambios en la conductividad aparente compatibles con diferencias en compactación, humedad o composición granu-

lométrica.

Por su parte, la TRE mostró que las anomalías se desarrollan principalmente dentro de la unidad superficial resistiva (*UG1*), sin cambios estratigráficos abruptos en profundidad (Capítulos 5.2.1 y 5.2.3). Esto sugiere que las alteraciones corresponden a heterogeneidades internas dentro de un mismo paquete superficial.

El GPR de acuerdo con el rango de penetración alcanzado, permitió caracterizar la heterogeneidad de los primeros decímetros del subsuelo (Capítulo 5.1.4); la respuesta observada es compatible con materiales compactos.

Si bien, los cuatro métodos fortalecen la interpretación de que las anomalías identificadas están asociadas principalmente a modificaciones superficiales del terreno, es decir, con los procesos de aplanamiento documentados (Capítulo 2.3).

Con base en la superposición espacial de las anomalías más destacadas, se proponen sectores específicos para futuras intervenciones arqueológicas (Figura 69).

Área 1 y Trincheras

El Área 1 corresponde al sector más próximo al basamento piramidal. La selección de esta área se fundamenta en la coincidencia espacial de las anomalías magnéticas y de la TRE, así como la proximidad a la estructura principal del sitio. Los sectores adyacentes al basamento presentan mayor probabilidad de haber sido intervenidos durante los procesos de ocupación y acondicionamiento (Capítulo 2.3), es por ello que el área y las trincheras en este sector son optimas para excavación.

- **Área 1**
  Superficie del polígono: 91,81 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375425°	-100.004640°
B	20.375407°	-100.004549°
C	20.375342°	-100.004657°
D	20.375324°	-100.004567°

Cuadro 9: Coordenadas geográficas del Área 1.

- **Trinchera 1**
  Superficie: 32,29 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375468°	-100.004832°
B	20.375406°	-100.004525°
C	20.375460°	-100.004834°
D	20.375398°	-100.004527°

Cuadro 10: Coordenadas geográficas de la Trinchera 1.

- **Trinchera 2**
  Superficie: 9,95 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375421°	-100.004599°
B	20.375419°	-100.004589°
C	20.375336°	-100.004615°
D	20.375334°	-100.004606°

Cuadro 11: Coordenadas geográficas de la Trinchera 2.

Área 2 y Trincheras

El Área 2 se localiza hacia un sector un poco más alejado del basamento piramidal. En esta zona se identificaron anomalías magnéticas y variaciones de conductividad electromagnética respecto al Área 1. Aunque presentan coherencia espacial entre métodos, los contrastes observados son menos pronunciados y podrían estar asociados a cambios texturales o variaciones menores en la compactación del depósito superficial.

- **Área 2**
  Superficie del polígono: 85,32 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375311°	-100.004866°
B	20.375292°	-100.004765°
C	20.375242°	-100.004884°
D	20.375223°	-100.004781°

Cuadro 12: Coordenadas geográficas del Área 2.

- **Trinchera 3**
  Superficie: 12,11 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375283°	-100.004873°
B	20.375261°	-100.004761°
C	20.375274°	-100.004876°
D	20.375252°	-100.004763°

Cuadro 13: Coordenadas geográficas de la Trinchera 3.

- **Trinchera 4**
  Superficie: 9,30 m^2

Posición	Latitud	Longitud
A	20.375324°	-100.004820°
B	20.375322°	-100.004812°
C	20.375235°	-100.004842°
D	20.375233°	-100.004833°

Cuadro 14: Coordenadas geográficas de la Trinchera 4.

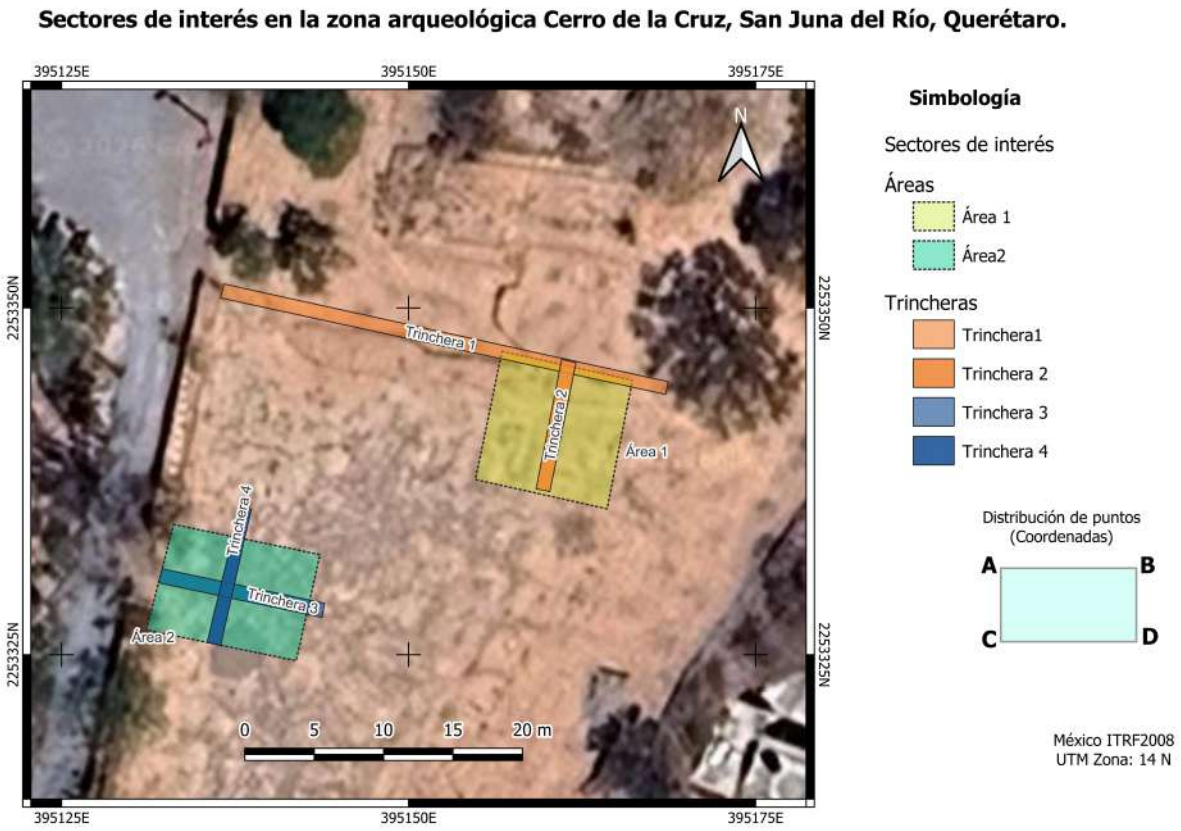


Figura 69: Sectores propuestos para excavación futura en la zona arqueológica de Cerro de la Cruz, San Juan del Río, Querétaro.

Las anomalías detectadas se concentran principalmente dentro de los primeros 2 a 3 metros de profundidad, correspondientes al espesor de la unidad superficial (*UG1*).

El Área 1 y sus trincheras asociadas representan el sector de mayor interés, debido a la coincidencia espacial entre múltiples métodos y su proximidad al basamento piramidal; en cambio, el Área 2 presenta anomalías muy someras. Por lo tanto, para la optimización de recursos, se recomienda priorizar la excavación del Área 1. La intervención en el Área 2 podría considerarse como fase complementaria o de verificación.

6. Conclusiones

La presente investigación tuvo como objetivo analizar e interpretar las anomalías geofísicas obtenidas mediante la aplicación integrada de Magnetometría, Conductividad electromagnética (CMD), Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y Radar de penetración terrestre (GPR) en la zona arqueológica *Cerro de la Cruz*, con el fin de identificar, caracterizar y delimitar posibles evidencias de origen antropogénico.

Con base en los resultados obtenidos, se logró identificar y delimitar zonas con potencial arqueológico. Aunque no se detectaron firmas asociadas a objetos enterrados o estructuras, el comportamiento de las anomalías evidenció modificaciones someras del terreno, asociadas con los procesos de nivelación y acondicionamiento superficial documentados para el sitio.

La magnetometría permitió delimitar anomalías en las cercanías del basamento piramidal, destacando las anomalías A y B como zonas prioritarias de interés. Estas áreas mostraron coherencia espacial con variaciones detectadas mediante conductividad electromagnética, lo que refuerza la interpretación de heterogeneidad provocada por actividad humana. Por su parte, la TRE permitió definir las unidades geoeléctricas y evidenciar cambios de resistividad concentrados dentro de la unidad superficial (UG1), sin registrar contactos abruptos en profundidad. El GPR, método de mayor resolución, caracterizó los primeros decímetros del subsuelo y descartó la presencia de objetos dentro de su rango de penetración.

La correlación entre los métodos permitió distinguir los posibles efectos asociados a intervenciones antrópicas y reducir la incertidumbre a cada técnica. Por ende, los resultados respaldan la interpretación de que las anomalías identificadas responden principalmente a modificaciones superficiales del terreno más que a estructuras enterradas.

Por lo tanto, el objetivo general y los objetivos específicos se consideran cumplidos, ya que fue posible identificar anomalías relevantes, correlacionar los métodos empleados y delimitar áreas prioritarias para futuras excavaciones arqueológicas.

El estudio demuestra que la aplicación conjunta de técnicas geofísicas constituye una estrategia eficaz para el diagnóstico de sitios arqueológicos, particularmente cuando se busca optimizar recursos de excavación. Ningún método por sí solo resultó concluyente; sin embargo, su integración permitió construir un modelo interpretativo más robusto.

Finalmente, se recomienda replicar este enfoque metodológico en otros sitios arqueológicos con características geológicas y constructivas distintas, a fin de evaluar la consistencia del comportamiento de cada técnica y fortalecer los criterios de selección e interpretación en estudios futuros. La confirmación definitiva de la naturaleza de las anomalías detectadas dependerá de intervenciones arqueológicas directas; no obstante, el presente trabajo aporta un marco integral que contribuye a la toma de decisiones para la exploración y manejo de la zona arqueológica *Cerro de la Cruz*.

Anexos

A. Tabla de resistividad de las rocas

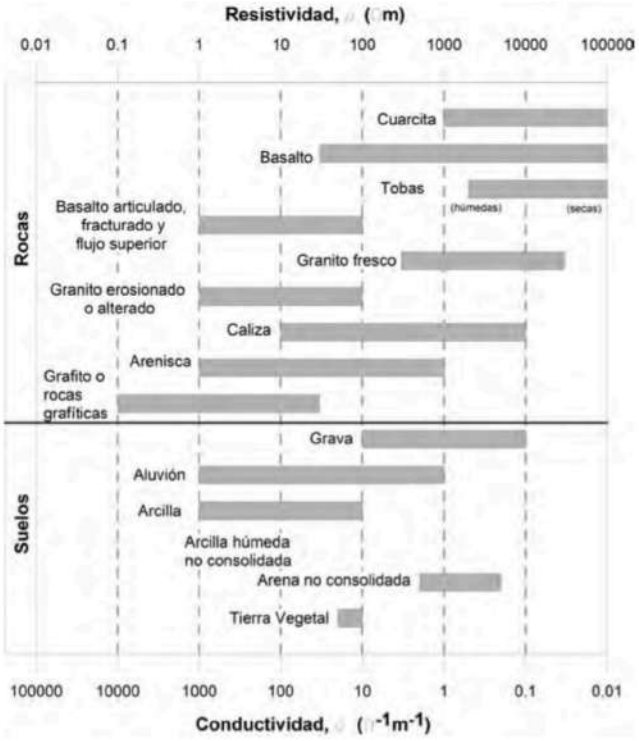


Figura 70: Valores de resistividad en suelos y rocas. Tomada de Milsom (2003); Telford y cols. (1990).

B. Mediciones de magnetometría

Mediciones de magnetometría

El *magnetómetro* es un instrumento diseñado para medir la intensidad del campo magnético total, el cual resulta de la superposición del campo geomagnético y de las anomalías magnéticas generadas por contrastes en las propiedades magnéticas de los materiales del subsuelo. Dado que el campo magnético es una magnitud vectorial, los magnetómetros se clasifican en función de la componente del campo que registran para su medición:

Magnetómetro de precesión protónica:

Se basan en el hecho de que los núcleos de hidrógeno (protones) tienen un momento magnético debido a su giro. El sensor magnético consiste en un recipiente que contiene un líquido rico en protones; el recipiente esta enrollado por una bobina de excitación

primaria y una bobina de medición secundaria. La corriente en las bobinas primarias produce un campo magnético axial de 2,000 a 10,000 veces mayor que el campo de la Tierra (Aguirre Díaz, 2023). Los momentos magnéticos del protón están alineados en la dirección del campo aplicado.

Magnetómetro de bombeo óptico (vapor de Cs, K, Rb):

Los magnetómetros de celda de absorción también se denominan magnetómetros de vapor alcalino (generalmente cesio, rubidio o potasio) de bombeo óptico o de efecto Zeeman. Se basan en el efecto Zeeman, que implica la división de los niveles de energía de los electrones en presencia de un campo magnético (Aguirre Díaz, 2023). Se utilizan vapores de metales alcalinos, ya que solo tienen un electrón en su capa más externa. Los magnetómetros de vapor de alcalino se han utilizado como estándar para levantamientos magnéticos aéreos desde mediados de la década de 1980 y también se utilizan para levantamientos terrestres detallados (Aguirre Díaz, 2023).

Gradiómetro:

Consisten en dos sensores (de cualquiera de los magnetómetros) separados por una distancia fija (*1 - 30 m*) que mide de forma simultanea la magnitud del campo magnético en dos posiciones diferentes, generalmente en sentido vertical (Aguirre Díaz, 2023; **?**). Al registrar diferencias entre mediciones en dos alturas distintas, el gradiómetro permite resaltar las variaciones espaciales del campo magnético que están asociadas a contrastes en las propiedades magnéticas de los materiales del subsuelo.

La diferencia de campo medida por los dos sensores F_2 y F_1, separados verticalmente por Δz, se expresa como:

$$GV = \frac{\delta F}{\delta z} = \frac{F_2 - F_1}{\Delta z} \left[\frac{\mathrm{nT}}{\mathrm{m}}\right] \tag{B.1}$$

donde F_2 y F_1 son las mediciones del campo magnético total registradas por el sensor inferior y el sensor superior, respectivamente.

Este principio diferencial permite que el gradiómetro actúe como un *filtro espacial*, atenuando las componentes de largo alcance del campo magnético (como el campo geomagnético regional) y amplificando las variaciones de corto alcance asociadas con anomalías someras (Blakely, 1996a; Nabighian y cols., 2005). En levantamientos con dos sensores, la señal registrada por el *sensor inferior*, al estar más próximo a la superficie y a las fuentes causantes de las anomalías, generalmente presenta mayor amplitud de señal para cuerpos someros en comparación con el sensor superior.

C. Tomografía de Resistividad Eléctrica



Figura 71: Adquisición de datos en Cerro de la Cruz TRE. Fotografía tomada por alumnos de Prácticas profesionales (semestre 2023-I) (2023).

D. Magnetometría

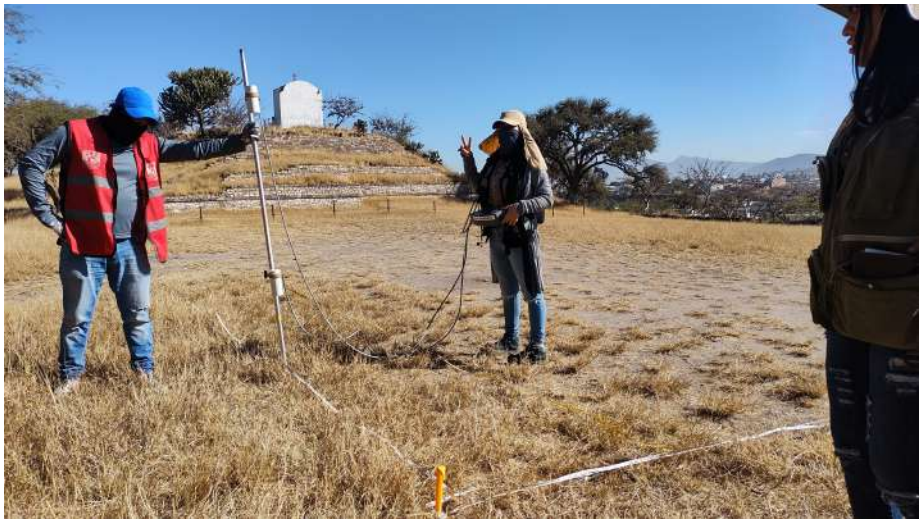


Figura 72: Adquisición de datos de Magnetometría. Fotografía tomada por alumnos de Prácticas profesionales (semestre 2023-I) (2023).

E. Conductividad electromagnética



Figura 73: Adquisición de conductividad electromagnética en la zona arqueológica (2024).

F. Radar de Penetración Terrestre



Figura 74: Adquisición de Radar de Penetración Terrestre en la zona arqueológica (2024).

G. Cubo de Resistividades Aparentes

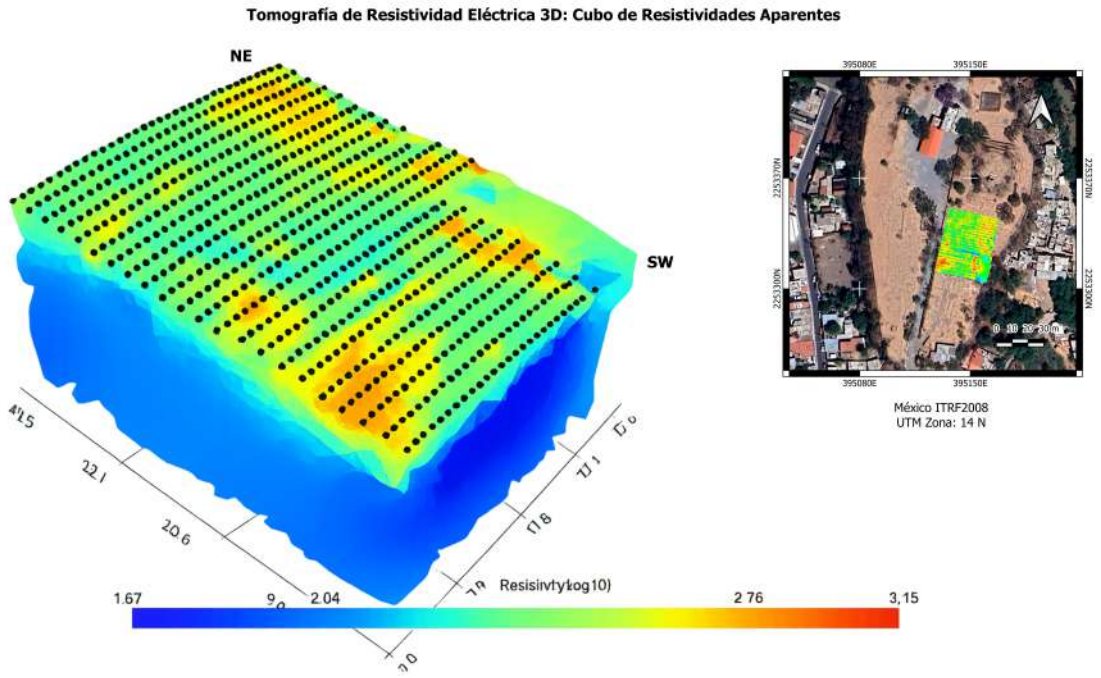
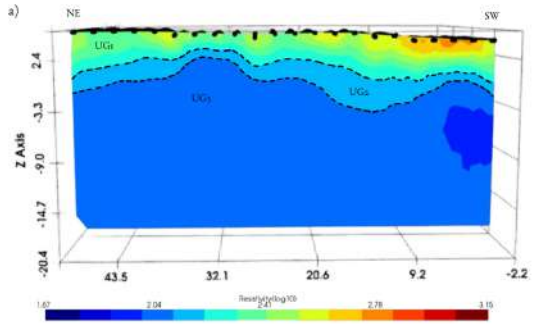
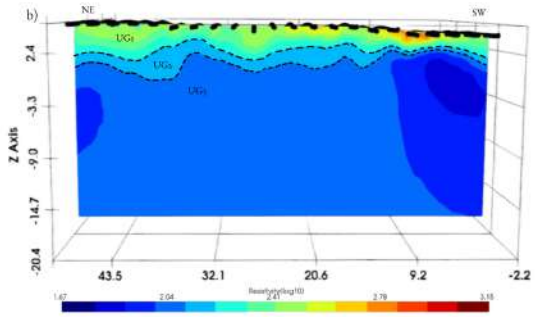


Figura 75: Cubo de Resistividades Aparentes obtenido de la inversión de datos. Elaborado en ResIPy y QGis (2025)

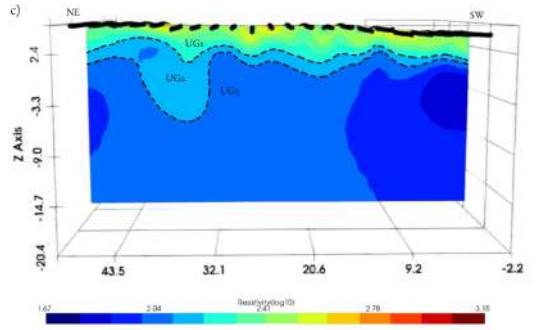
H. Unidades geoeléctricas



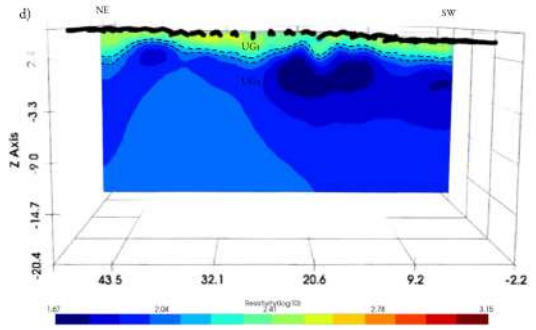
(a) Corte Sur-Norte (1 [m]) del cubo de resistividades.



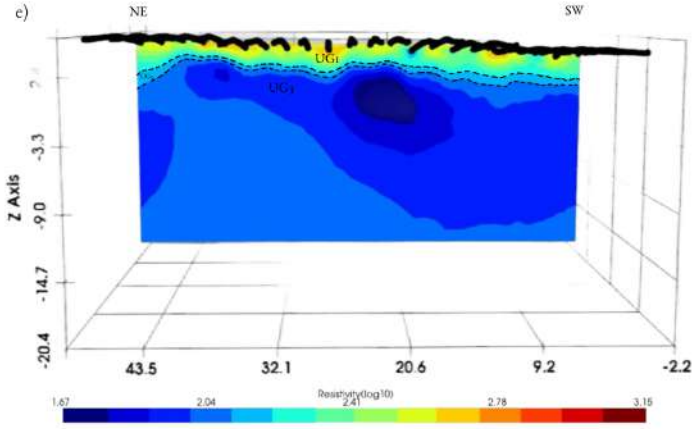
(b) Corte Sur-Norte (5 [m]) del cubo de resistividades.



(c) Corte Sur-Norte (10 [m]) del cubo de resistividades.



(d) Corte Sur-Norte (20 [m]) del cubo de resistividades.



(e) Corte Sur-Norte (25 [m]) del cubo de resistividades.

Figura 76: Cortes Sur-Norte del cubo de resistividades: Identificación de Unidades Geoeléctricas.

I. Isosuperficie: valores de resistividad altos

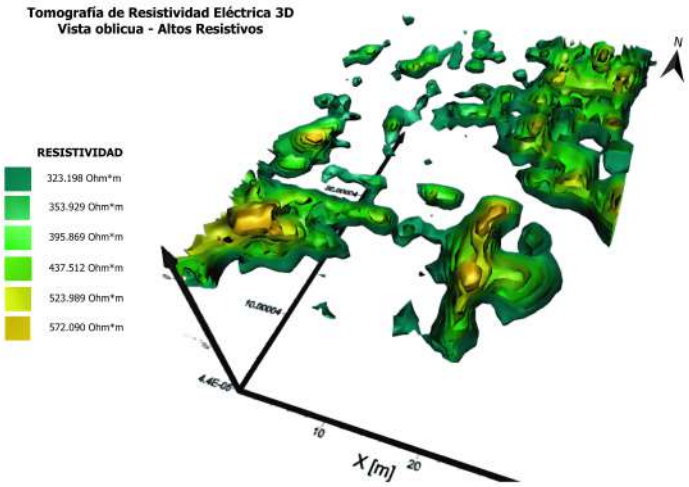


Figura 77: Isosuperfie obtenida de la inversión de datos: Valores de resistividad altos . Elaborado en Voxler y QGis (2025)

J. Isosuperficie: valores de resistividad bajos

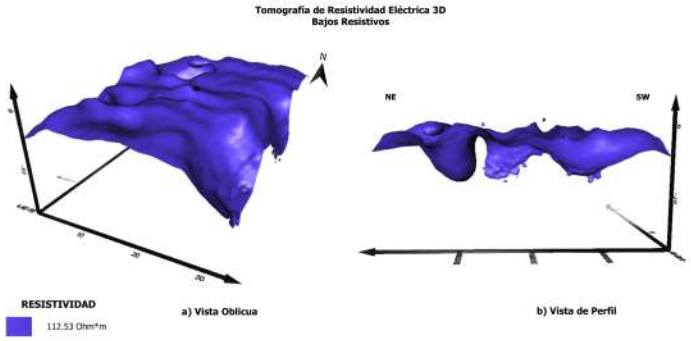


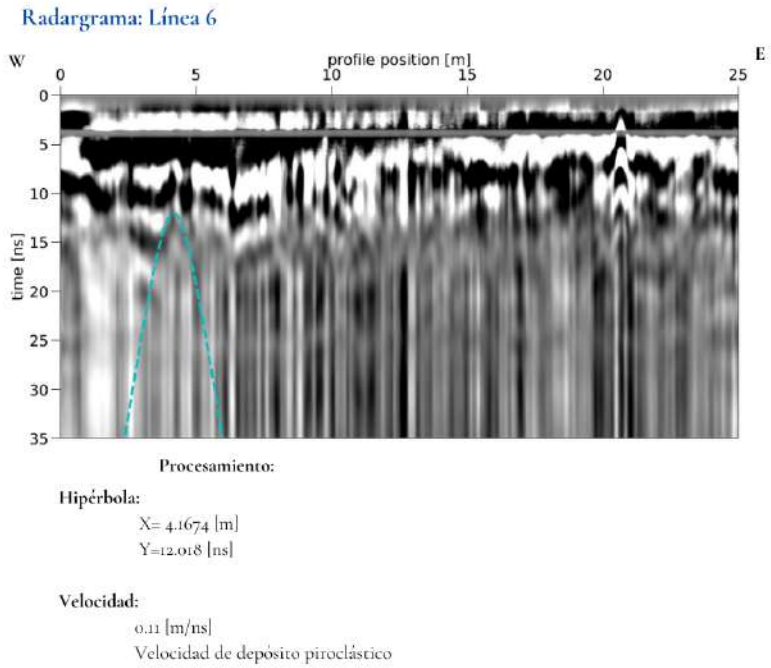
Figura 78: Isosuperfie obtenida de la inversión de datos: Valores de resistividad bajos . Elaborado en Voxler y QGis (2025)

K. Fotografía Cerro de la Cruz

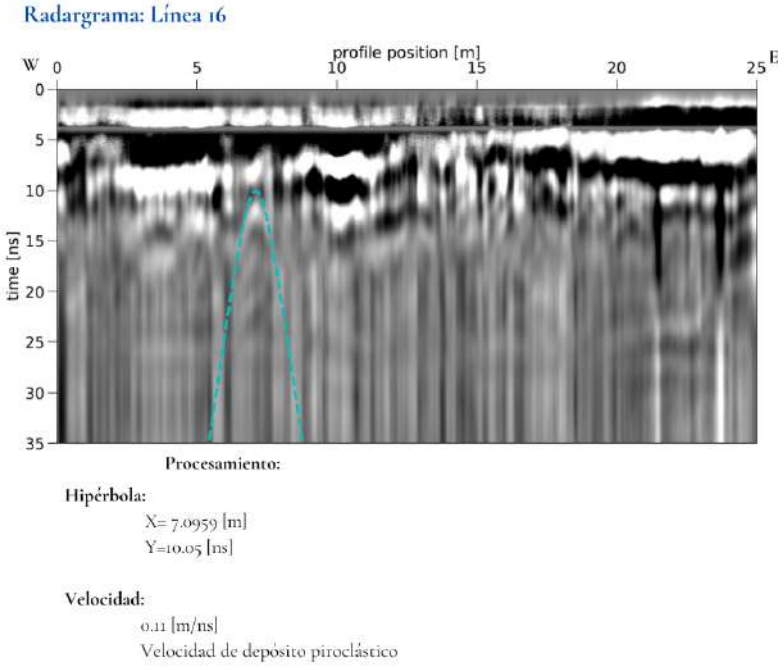


Figura 79: Cerro de la Cruz, zona con interferencias magnéticas

L. Estimación de la velocidad de propagación



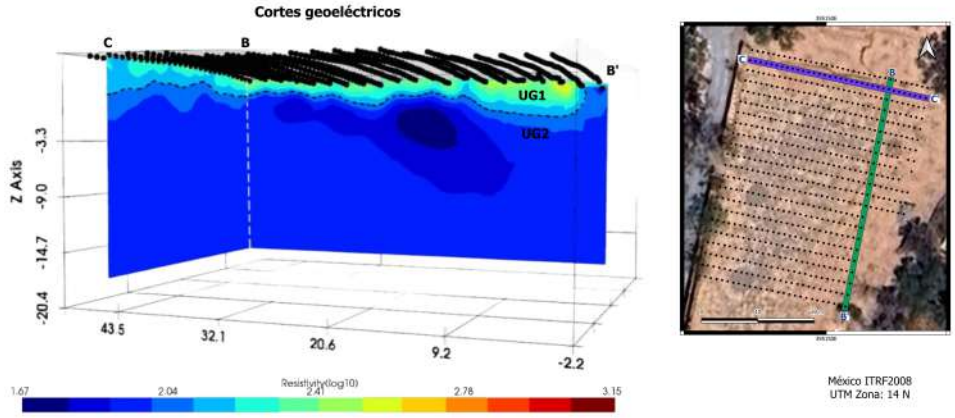
(a) Estimación de la velocidad de propagación: Línea 6.



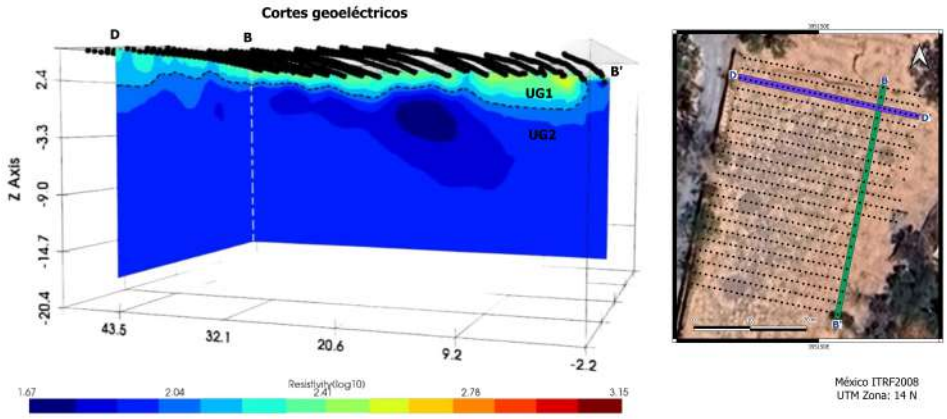
(b) Estimación de la velocidad de propagación: Línea 16.

Figura 80: Estimación de la velocidad de propagación mediante ajuste de hipérbolas: (a) Línea 6 y (b) Línea 16.

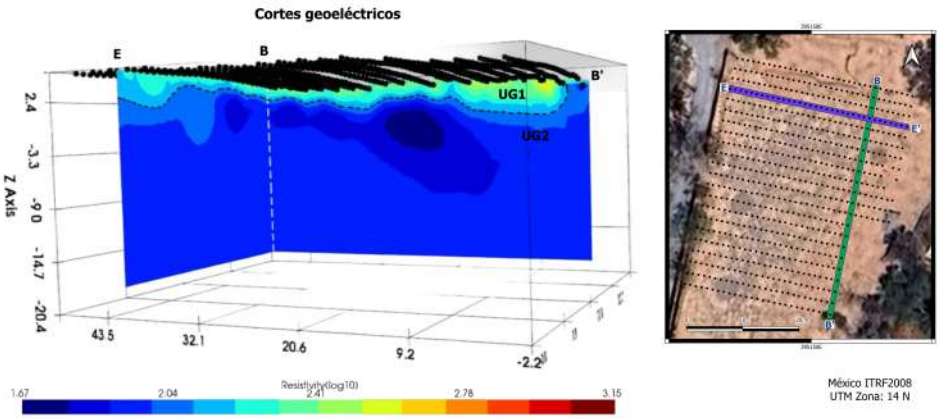
M. Cortes geoeléctricos



(a) Cortes C-C' y B-B' del cubo de resistividades.



(b) Cortes D-D' y B-B' del cubo de resistividades.



(c) Cortes E-E' y B-B' del cubo de resistividades.

Figura 81: Cortes geoeléctricos del cubo de resistividades.

Referencias

Aguirre Díaz, J. P. (2023). *Apuntes de prospección gravimétrica y magnetométrica (semestre 2023-1).* Material de curso, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Aizebeokhai, A. P. (1999). 3d geoelectrical resistivity imaging using parallel 2d profiles. *Journal of Applied Geophysics*, *41*(1), 21-28.

Aizebeokhai, A. P., Olayinka, A. I., Singh, V. S., y Uhugegb, C. C. (2011). Effectiveness of 3d geoelectrical resistivity imaging using parallel 2d profiles. *International Journal of the Physical Sciences*, *6*(22), 5297-5305. doi: 10.5897/IJPS11.402

Alvarez Barrientos, E. (2015). *Tomografía eléctrica resistiva 3d en la caracterización del subsuelo bajo estructuras civiles* (Bachelor's thesis). Ciudad Universitaria, México D.F.. (Director: Dr. Andrés Tejero Andrade)

Argote Espino, D. L. (2002). *Caracterización geofísica de sitios arqueológicos: Medio rural y urbano* (Tesis de doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Argote-Espino, D. L., López-García, P. A., Tejero-Andrade, A., y .... (2016). 3d-ert geophysical prospecting for the investigation of two terraces of an archaeological site northeast of tlaxcala state, mexico. *Journal of Archaeological Science: Reports*, *8*, 406-415. doi: 10.1016/j.jasrep.2016.06.047

Argote-Espino, D. L., Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava, G., Iriarte, L., Farías, S., Chávez, R. E., y López, F. (2013). 3d electrical prospection in the archaeological site of el pahñú, hidalgo state, central mexico. *Journal of Archaeological Science*, *40*(2), 1213–1223. doi: 10.1016/j.jas.2012.08.034

Argote-Espino, D. L., Tejero-Andrade, A., Cárdenas-Soto, M., Cifuentes-Nava, G., y .... (2020). Designing the underworld in teotihuacan: Cave detection beneath the moon pyramid by ert and ant surveys. *Journal of Archaeological Science*, *118*, 105141. doi: 10.1016/j.jas.2020.105141

Beamish, D. (2011). *Low induction number, ground conductivity meters* (Inf. Téc.). NERC, United Kingdom. (Reporte técnico sobre EMI y número de inducción bajo)

Binley, A., y Kemna, A. (2005). R2 / cr2 – 2d and 3d resistivity and induced polarization inversion codes [Manual de software informático]. https://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/Freeware/R2/R2.htm. (Freeware inversion codes for ERT and IP data. Consultado el 9 de noviembre de 2025)

Blakely, R. J. (1996a). *Potential theory in gravity and magnetic applications.* Cambridge: Cambridge University Press.

Blakely, R. J. (1996b). *Potential theory in gravity and magnetic applications.* Cambridge University Press.

Blancas Vázquez, J. E. (2000). *Principios y aplicaciones del método de radar de penetra-*

ción terrestre (gpr) (Tesis de licenciatura). Ciudad de México, México. (UNAM)

Blanchy, G., Saneiyan, S., Boyd, J., McLachlan, P., y Binley, A. (2020a). Resipy: An intuitive open-source software for complex geoelectrical inversion/modeling. *Computers and Geosciences*, *137*, 104423. doi: 10.1016/j.cageo.2020.104423

Blanchy, G., Saneiyan, S., Boyd, J., McLachlan, P., y Binley, A. (2020b). Resipy: An intuitive open-source software for complex geoelectrical inversion/modeling. *Computers & Geosciences*, *137*, 104423. Descargado de http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300419308192 doi: 10.1016/j.cageo.2020.104423

Butler, D. K. (Ed.). (2005). *Near-surface geophysics* (Vol. 13). Tulsa, OK, USA: Society of Exploration Geophysicists. (Dedicated to Stanley H. Ward)

Cameron, R. D. (1981). Electromagnetic wave propagation in the earth. *Geophysics*, *46*(10), 1517-1527. (Defines the concept of skin depth and its inverse relationship with attenuation constant.) doi: 10.1190/1.1441221

Caminha-Maciel, G., y Figueiredo, I. (s.f.). Error analysis in measured conductivity under low induction number approximation for electromagnetic methods. *ISRN Geophysics*, *2013*, 1-8. doi: 10.1155/2013/720839

Chávez, R. E., Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava, G., Argote-Espino, D. L., y Hernández, J. E. (2015). A special ert-3d array carried out to investigate the subsoil of the pyramid el castillo, chichén itzá, mexico. En *Proceedings of the near surface geoscience 2015: 21st european meeting of environmental and engineering geophysics.* European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE). doi: 10.3997/2214-4609.201413794

CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero valle de san juan del río (2203), estado de querétaro* (Inf. Téc.). Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

CONAGUA. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero valle de san juan del río (2203), estado de querétaro* (Inf. Téc.). Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

Crespo, A. M., y Saint-Charles, J. C. (1996). Ritos funerarios y ofrendas de elite: Las vasijas xajay. En *Tiempo y territorio en arqueología: El centro-norte de méxico* (p. 116). México: Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH).

Cruz Jiménez, Y. (2013). *Estudio de prospección geofísica somera usando los métodos de tomografía sísmica de refracción y electromagnético de inducción* (Tesis de licenciatura). Ciudad Universitaria, México D.F.. (Director: Claudia Arango Galván)

De la Torre, G. B. (2010). *Definición de zonas de fracturamiento empleando tomografía de resistividad eléctrica 3d* (Tesis de licenciatura). Ciudad de México, México.

Developers, G. (2017). Ground penetrating radar: Gpg 0.0.1 documentation [Manual de software informático]. Descargado de https://gpg.geosci.xyz/content/GPR/index.html (Versión 0.0.1, licencia CC BY 4.0)

Edwards, L. S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, *42*(5), 1020-1036. doi: 10.1190/1.1440762

Fitterman, D. V. (2005). Electromagnetic induction methods for environmental problems. En D. K. Butler (Ed.), *Near-surface geophysics* (Vol. 13, p. 301-351). Tulsa, OK, USA: Society of Exploration Geophysicists. doi: 10.1190/1.9781560801719.ch7

Flores García, W. A. (2016). El radar de penetración terrestre como una herramienta de geofísica somera aplicado a la exploración arqueológica. *Revista Geofísica*, *66*(1-4), 77-93. Descargado de https://revistasipgh.org/index.php/regeofi/article/download/228/229/

Fox, R. C., Hohmann, G. W., Killpack, T. J., y Rijo, L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys. *Geophysics*, *45*(1), 75-93. doi: 10.1190/1.1441041

Furman, A., Tartakovsky, D. M., y Warrick, A. W. (2003). Sensitivity functions for surface water infiltration into dry soils. *Advances in Water Resources*, *26*(6), 585-593.

González, A. E. (2024). *Apuntes de prospección eléctrica (2024-1).* Material de curso, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Hecht, E. (2002). *Optics* (4th ed.). San Francisco: Addison-Wesley. (Explains the reflection and transmission coefficients for electromagnetic waves, including their dependence on the relative permittivities of the media.)

Hernández Sandoval, K. P. (2020). *Estudio de tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría en la plazuela este de la pirámide de la luna, teotihuacán, méxico* (Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Ciudad de México, México). Descargado de https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000803677

Hernández Tadeo, A. (2014). *Caracterización geofísica somera de la isla de jarácuaro, michoacán* (Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería). Descargado de https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000709126

Inc., K. (2025). *Paraview: Open source scientific visualization.* https://www.kitware.com/paraview. (Project overview)

Inc., K., y Laboratory, L. A. N. (2025). *Paraview (version 5.x).* https://www.paraview.org. (Open-source scientific visualization software)

INEGI. (2007a). *Carta geológica f14c76.* Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (Escala 1:50,000)

INEGI. (2007b). *Carta geológica f14c77.* Aguascalientes, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (Escala 1:50,000)

INEGI. (2022). *División geoestadística municipal y municipios con mayor población: Resumen de información geográfica (resumen 22). instituto nacional de estadística y geografía.* Descargado de https://www.inegi.org.mx/contenidos/app/

areasgeograficas/resumen/resumen_22.pdf (PDF obtenido del sitio oficial; última consulta: 6 de agosto de 2025)

IRIS Instruments. (s.f.). Prosys ii: Resistivity & chargeability data managing pc software [Manual de software informático]. https://www.iris-instruments.com/Pdf_file/Prosys_Gb.pdf. Orléans, Francia. (Consultado el 9 de noviembre de 2025)

Jol, H. M. (2009). *Ground penetrating radar: Theory and applications*. Amsterdam, Países Bajos: Elsevier.

Juárez, K. R., López-García, P. A., Argote-Espino, D. L., Tejero-Andrade, A., Chávez, R. E., y García-Serrano, A. (2017). Magnetic and electrical prospections in the archaeological site of xalasco, northeast of tlaxcala, mexico. *Global Journal of Archaeology & Anthropology*, *2*(2). doi: 10.19080/GJAA.2017.02.555581

Kaufman, A. A., y Keller, G. V. (1985). *Inductive mining prospecting: Part i, theory* (Vol. 20A). Amsterdam, Países Bajos: Elsevier.

Lanza, R., y Meloni, A. (2006). *The earth's magnetism: An introduction for geologists*. Berlin: Springer.

León Sánchez, A. M. (2024). *Prospección eléctrica: Apuntes de clase.* Apuntes de clase, Facultad de Ingeniería, UNAM. Material no publicado.

LLC, G. S. (2025). *Golden software history.* Descargado de https://en.wikipedia.org/wiki/Golden_Software (Consultado en Wikipedia)

Loke, M. H. (1996). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies* (Tesis Doctoral no publicada). University of Birmingham, Birmingham, UK.

Loke, M. H. (2000). Electrical imaging survey for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-d and 3-d surveys [Manual de software informático]. Descargado de https://www.geotomosoft.com/downloads.php (Unpublished manual)

Loke, M. H. (2001). *Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys* (Inf. Téc.). Geotomo Software. (Manual técnico)

Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys [Manual de software informático]. Penang, Malaysia. Descargado de https://www.geoelectrical.com (Technical manual)

Loke, M. H. (2012). Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys [Manual de software informático]. Descargado de https://www.geotomosoft.com/downloads.php (Unpublished manual)

Loke, M. H., y Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method. *Geophysical Prospecting*, *44*(1), 131-152.

Lookang. (2011). *Electromagneticwave3d.* Wikimedia Commons. Descargado de https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Electromagneticwave3D.gif (Licencia Creative Commons BY-SA 3.0)

López Rodríguez, F. (2016). *Aplicación del radar de penetración en la zona arqueológica de teotihuacán* (Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México). Des-

cargado de https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000742813

Martínez-Ruiz, H., y Posadas-Juárez, J. A. (2024). Historiografía del sitio arqueológico cerro de la cruz, san juan del río, querétaro: Siglos xvi–xxi. *Revista Inclusiones*, *11*(3), 151-178.

McCracken, K. G., Oristaglio, M. L., y Hohmann, G. W. (1986). A comparison of electromagnetic exploration systems. *Geophysics*, *51*(3), 810-818. doi: 10.1190/1.1442133

McNeill, J. D. (1980). *Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers* (Inf. Téc. n.º Technical Note TN-6). Mississauga, Ontario, Canadá: Geonics Limited.

Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory* (3.ª ed.). Palisades, NY: Elsevier.

Milsom, J. (2003). *Field geophysics* (3.ª ed.). Chichester, Reino Unido: John Wiley & Sons.

Milsom, J., y Eriksen, A. (2011). *Field geophysics* (4.ª ed.). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.

Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., ... Ruder, M. E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, *70*(6), 33ND–61ND. doi: 10.1190/1.2133062

Nalda, E. (1975). *Análisis san juan del río, méxico* (Tesis de maestría). Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.

Nettleton, L. L. (1954). Regionals, residuals, and structures. *Geophysics*, *19*(1), 1-22. doi: 10.1190/1.1437966

Orellana Silva, E. (1972). *Prospección geoeléctrica en corriente continua.* Madrid: Paraninfo.

Orellana Silva, E. (1982). *Prospección geoeléctrica en corriente continua* (2.ª ed.). Madrid: Paraninfo.

Phillips, J. D. (2007). *Geosoft executables (gx's) developed by the u.s. geological survey, version 2.0, with notes on gx development from fortran code* (Open-File Report n.º 2007-1355). Reston, Virginia, USA: U.S. Geological Survey.

Plattner, A. M. (2020). Gprpy: Open-source ground-penetrating radar processing and visualization software. *The Leading Edge*, *39*(5), 332-336. Descargado de http://www.alainplattner.net/downloads/Plattner2020.pdf doi: 10.1190/tle39050332.1

Quiroz Suárez, D. (2020). *Métodos de exploración geofísica somera aplicados para la caracterización de inhumaciones: Caso experimental y real* (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México. (Instituto de Geofísica, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Asesora: Ana Caccavari)

Raisz, E. J. (1964). *Landforms of mexico: Physiographic provinces.* Cambridge, MA: Geographic Branch, Office of Naval Research. (Mapa fisiográfico)

Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics.* Chi-

chester: Wiley-Blackwell.

Rocha Jaime, J. M. (2017). *Búsqueda de vestigios arqueológicos con estudio de georadar en 3d de la zona arqueológica de plazuelas en pénjamo, guanajuato* (Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería). Descargado de https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000768347

Roy, A., y Apparao, A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, *36*(5), 943-959. doi: 10.1190/1.1440226

Sadiku, M. N. O. (1995). *Elements of electromagnetics* (2.ª ed.). New York, NY: Oxford University Press.

Saint-Charles, J. C., y Argüelles, M. (1987). *Rescate arqueológico en el cerro de la cruz, san juan del río, querétaro: Informe de excavación* (Inf. Téc.). Centro de Estudios Indígenas, Universidad Autónoma de Querétaro (CEIA-UAQ).

Saint-Charles, J. C., y Argüelles, M. (1991). Cerro de la cruz: Persistencia de un centro ceremonial. En *Querétaro prehispánico* (p. 62-94). México: Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH).

Saint-Charles Zetina, J. C., Almendros López, L., y González Sosaya, F. (2001). Elementos para el estudio del cerro de la cruz como lugar de culto. *Boletín Americanista*, *55*(55), 243-259.

Sansón Vera, G. D. (2013). *Caracterización de rasgos superficiales para determinación de riesgo por subsidencia a partir de datos de conductividad electromagnética* (Tesis de licenciatura). Ciudad Universitaria, México D.F.. (Director: Claudia Arango Galván)

Santamarina, J. C., Rinaldi, V. A., Fratta, D., Klein, K. A., Wang, Y.-H., Cho, G. C., y Cascante, G. (2005). A survey of elastic and electromagnetic properties of near-surface soils. En D. K. Butler (Ed.), *Near-surface geophysics: Concepts and fundamentals* (p. 71-87). Oklahoma City, OK: Society of Exploration Geophysicists. doi: 10.1190/1.9781560801719.ch4

Scales, J. A., Smith, M. L., y Treitel, S. (2004). *Introductory geophysical inverse theory.* Golden, Colorado: Samizdat Press.

Schroeder, W., Martin, K., y Lorensen, B. (2006). *The visualization toolkit.* Kitware. Descargado de https://vtk.org

Seequent. (2023). *Analytic signal — gridasig gx.* Oasis montaj 2023.2 Help. Descargado de https://help.seequent.com/Oasismontaj/2023.2/Content/gxhelp/g/gridasig_gx.htm?tocpath=Context%20Help%20-%20Extensions%7C2D%20Filtering%7C____5 (Recuperado el 4 de agosto de 2025)

Seequent. (2024). *Geosoft oasis montaj.* https://www.seequent.com/products-solutions/oasis-montaj/. (Consultado en 2025)

SGM. (1974). *Carta geológico-minera san juan del río f14-c77. servicio geológico mexicano.* México: Servicio Geológico Mexicano. (Escala 1:50,000)

SGM. (2002). *Carta geológico-minera f14-c78 huichapan (escala 1:50,000).servicio geológico mexicano* (Inf. Téc.). México: Secretaría de Economía.

Society of Exploration Geophysicists. (s.f.). *Resipy ii – webinar on 2d and 3d geoelectrical modelling and inversion.* https://seg.org/calendar_events/resipy-ii/. (Consultado el 9 de noviembre de 2025)

Tabbagh, A. (1986). Applications and advantages of the slingram electromagnetic method for archaeological prospecting. *Geophysics*, *51*(3), 576-584. doi: 10.1190/1.1442108

Tejero Andrade, A. (2002). *Modelación de la respuesta magnetotelúrica empleando aproximación de born con conductividad de referencia variable* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Telford, W. M., Sheriff, R. E., y Geldart, L. P. (1990). *Applied geophysics* (2.ª ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Ward, S. H., y Hohmann, G. W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. En M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 1, theory* (p. 131-311). Tulsa, OK, USA: Society of Exploration Geophysicists. doi: 10.1190/1.9781560802631.ch3

West, G. F., y Macnae, J. C. (1991). Physics of the electromagnetic induction exploration method. En M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 2, applications, part a and part b* (p. 5-45). Tulsa, OK, USA: Society of Exploration Geophysicists.

Zetina, C. S.-C. (2014). *El valle de san juan del río: Un palimpsesto arqueológico*. Fondo Editorial de Querétaro.