



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Modelo geoelectrico preliminar de
la zona poniente de la Ciudad de
México inferido a partir de datos
magnetotelúricos**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Uriel Vera Cruz

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván



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 MODELO GEOELECTRICO PRELIMINAR DE LA ZONA PONIENTE DE LA CIUDAD DE MEXICO INFERIDO A PARTIR DE DATOS MAGNETOTELURICOS que presenté para obtener el título de INGENIERO 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.

URIEL VERA CRUZ
Número de cuenta: 420053624



“Es muy peligroso, Frodo, atravesar la puerta, pisas el camino, y si no controlas a tus pies, no hay forma de saber a donde te llevarán.”

— Bilbo Bolsón en *“El Señor de los Anillos: La Comunidad del Anillo”* —

Dedicatoria

A mis padres, con un profundo y eterno agradecimiento por su apoyo incondicional, por su guía y comprensión, por su esfuerzo y por todos los sacrificios, porque de no ser por ellos nada de esto hubiera sido posible.

A mis hermanos, que siempre han apostado por mi.

A mi cuate, que de estar aquí rebosaría de alegría por este importante suceso.

Uriel Vera Cruz

Agradecimientos

A **Dios**, por permitirme llegar hasta este punto, por haberme presentado a grandes personas en este camino, por las oportunidades, por este hermoso planeta que se ha convertido en el centro de mi quehacer profesional, pero sobretodo por estar siempre conmigo, permitiéndome descubrir lo mejor de mí mismo y superar cada reto que se ha presentado.

A mi alma mater, la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por haberme brindado la oportunidad de formarme al más alto nivel, por haber sido durante estos últimos años mi segundo hogar y por inspirarme a trabajar cada día por un México mejor.

A la siempre gloriosa **Facultad de Ingeniería**, por haberme formado en el maravilloso mundo de la ingeniería y por mostrarme que la ciencia y el ingenio son las mejores herramientas para construir un mundo prometedor.

A la **Dra. Claudia Arango Galván**, mi asesora de tesis, por haberme acompañado en este largo camino, por las enseñanzas, por los consejos, por la paciencia y por todo el apoyo brindado para culminar mi formación profesional. Así mismo quiero agradecerle al **Mtro. Oscar Ávila** por las enseñanzas y por los consejos, e incluso las risas.

A mis **profesores**, por haber compartido conmigo un poco de su conocimiento, pero sobretodo, por haberme contagiado esa pasión por descubrir hasta el último detalle de este fascinante planeta llamado Tierra. De forma especial quiero agradecer a **Pablo**, a la **Dra. Iza** y a la **Dra. Xyoli** por todos los consejos y por el acompañamiento recibido.

A **Juan, Jacqueline, Emiliano y Paula**, por haberme acompañado en la mayor aventura de mi vida, por el cariño, las bromas, incluso el chisme, pero sobretodo por las vivencias que tuvimos en estos 5 años, ya que sin ustedes la universidad no hubiera sido la maravillosa experiencia que fue.

A **Braulio**, porque desde que éramos niños me ha brindado esa valiosa amistad que a lo largo de los años se hace cada vez más vigente. También quiero agradecerle a **Erick** y a **Sergio**, por haberme acompañado desde hace ya 10 años, cuando cursábamos la prepa, y por ser esos amigos leales que siempre están allí cuando los necesito.

A mi **familia**, que siempre ha estado a mi lado, en las buenas y en las malas, que siempre me ha acogido con cariño sin importar mis defectos y que le ha dado el mejor de los sentidos a mi vida. De forma especial quiero mandar un gran agradecimiento a mis abuelos **Socorro y Gabriel**, porque estoy seguro que desde el cielo se sienten orgullosos de mí y que siempre estarán a mi lado.

Este trabajo fue realizado bajo auspicio de la Secretaría de Educación, Ciencia, Tecnología e Innovación (SECTEI) de la Ciudad de México en el marco del proyecto SECTEI 176/2023 "Estudio geológico-geofísico del poniente de la Ciudad de México: implicaciones en el origen de los microsismos" y gracias a la infraestructura proporcionada por la Sección de Exploración Geofísica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Se agradece grandemente el apoyo otorgado por el proyecto SECTEI 176/2023.

Índice

Resumen	5
Abstract	6
1. Introducción	8
2. Marco Geológico	13
2.1 Delimitación de la zona de estudio	13
2.2 Marco Tectónico Regional e Historia Geológica de la zona.....	14
2.3 Estratigrafía.....	17
2.4 Geología estructural.....	21
2.5 Geología local	24
3. Fundamentos Teóricos	29
3.1 Teoría Electromagnética	29
3.1.1 Ecuaciones de Maxwell	29
3.1.2 Ecuaciones Constitutivas y Propiedades Electromagnéticas.....	31
3.1.3 Ecuación de Onda Electromagnética.....	33
3.1.4 Onda Plana	35
3.1.5 Propagación de la Onda Electromagnética	38
3.2 Método Magnetotelúrico	41
3.2.1 Generalidades del Método	41
3.2.2 Estimación de la Resistividad.....	45
3.2.3 Respuesta Magnetotelúrica	47
3.2.4 Profundidad de Investigación.....	48
3.2.5 Dimensionalidad y Direccionalidad Geoeléctrica	49
3.2.6 Distorsiones y Efecto de Campo Cercano.....	56
4. Adquisición y procesamiento de datos	60
4.1 Adquisición de Datos	60
4.2 Procesamiento	67
4.3 Post-Procesamiento e Inversión	73
5. Modelos geoeléctricos	78
5.1 Análisis de Direccionalidad y Rotación.....	78
5.2 Remoción del efecto de Campo Cercano.....	81
5.3 Pseudosecciones y Perfil Preliminar.....	84
5.4 Análisis de Sensibilidad.....	86
5.5 Correlación con Fallas Reportadas y Análisis de Hipocentros Cercanos	93
6. Discusión	95
7. Conclusiones y recomendaciones	98

Referencias	99
Anexos	110
<u> Anexo 1: Pseudosecciones medida y calculada</u>	110

Índice de Figuras

Figura 1 Aceleraciones máximas registradas en los sismos de 19/09/1985, 19/09/2017, 17/07/2019 y 10/05/2023	8
Figura 2. Localización de la zona de estudio.	13
Figura 3. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana y las provincias geológicas circundantes, así como las placas tectónicas actuales y los límites de interés .	14
Figura 4. Mapa fisiográfico de la Cuenca de México	16
Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de México.....	18
Figura 6. Morfología y principales componentes estructurales de la Cuenca de México, incluyendo pozos profundos, la delimitación de la mancha urbana y los bordes de la cuenca.....	22
Figura 7. Mapa de localización de la Sierra de las Cruces dentro de la Cuenca de México, incluyendo la topografía, los principales volcanes y señalando la zona de estudio.....	25
Figura 8. Modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y distribución de bloques	27
Figura 9. Mapa con las principales fallas de la SC. Se indican los bloques Norte, Centro y Sur con las abreviaciones BN, BC y BS respectivamente.	28
Figura 10. Esquema vectorial de la onda plana.....	35
Figura 11. Esquema de la atmósfera terrestre y las fuentes electromagnéticas de frecuencias >1Hz	43
Figura 12. Esquema de la magnetósfera terrestre y las diferentes interacciones con el viento solar.....	44
Figura 13. Casos 1D, 2D, 3D y combinaciones comunes de dimensionalidad geoelectrica.....	49
Figura 14. Ejemplo de las curvas de resistividad y fase de un sondeo magnetotelúrico incluyendo la gráfica de los vectores de inducción con convención de Parkinson	55
Figura 15. Representación de distorsión galvánica y efectos de dimensionalidad	57

Figura 16. Efecto de campo cercano visto en las curvas de resistividad aparente y fase	59
Figura 17. Mapa con la ubicación de las estaciones de MT realizadas, incluyendo las fallas inferidas.	62
Figura 18. Equipo utilizado en la adquisición.....	64
Figura 19. Esquema con la distribución en campo de los componentes del equipo de MT	65
Figura 20. Esquema conceptual del ventaneo traslapado con ventana de Hamming	68
Figura 21. Esquema de remoción de la media en una señal.....	69
Figura 22. Esquema de remoción de la tendencia.....	69
Figura 23. Esquema conceptual del proceso de decimación donde se reduce el número de puntos	71
Figura 24. Vectores de inducción de las estaciones SMT01, SMT02, SMT05 Y SMT06 según la convención de Wiese	79
Figura 25. Vectores de inducción de las estaciones SMT09, SMT12, SMT13 Y SMT19 según la convención de Wiese	80
Figura 26. Curvas de TM de las estaciones SMT00, SMT01, SMT02 y SMT03	81
Figura 27. Curvas de TM de las estaciones SMT04, SMT05, SMT06, SMT08, SMT09 y SMT10.....	82
Figura 28. Curvas de TM de las estaciones SMT11, SMT 12, SMT15, SMT16, SMT18 y SMT19.	83
Figura 29. Pseudosección NS modo TE. En el módulo superior se muestra la distribución de resistividades y en el inferior las fases.	84
Figura 30. Pseudosección NS modo TM. En el módulo superior se muestra la distribución de resistividades y en el inferior las fases.	85
Figura 31. Modelo preliminar de la inversión 2D.....	86
Figura 32. Modelo original y modelos con un semiespacio resistivo a las profundidades: a) 5000 m, b) 4500 m, c) 4200 m y d) 4000 m, y sus respectivas curvas de resistividad y fase del modo TM.....	88
Figura 33. Modelo original y modelos con un semiespacio intermedio a las profundidades: a) 5000 m, b) 4500 m y c) 4200 m.	89
Figura 34. Modelo original y modelos con un semiespacio conductivo a las profundidades: a) 5000 m, b) 4200 m, c) 4000 m y d) 3700 m, y sus respectivas curvas de resistividad y fase del modo TM.	91
Figura 35. Modelo final delimitado a 1800 m b.n.m.	92
Figura 36. Modelo con las fallas reportadas e inferidas y los hipocentros de los sismos $M \leq 3.5$ cercanos al perfil.....	93

Índice de Tablas

Tabla 1: Propiedades de los tipos de medios	40
Tabla 2: Invariantes del tensor de impedancias	52
Tabla 3: Guía para análisis de dimensionalidad geoelectrica	53
Tabla 4: Factores a considerar en la fase de planeación.....	61
Tabla 5: Profundidades evaluadas en cada caso y valoración cualitativa de los cambios en las curvas del modelo nuevo respecto a las del modelo original.	91

Resumen

La ocurrencia de microsismos de los últimos años en el poniente de la Ciudad de México ha generado una preocupación creciente debido a que, aunque corresponde a sismos de baja magnitud, ha producido aceleraciones inusualmente altas y una percepción intensa del movimiento en zonas cercanas a los epicentros. Esta problemática ocurre en una región urbana densamente poblada y geológicamente compleja, localizada en la porción suroeste de la Cuenca de México y en el flanco oriental de la Sierra de las Cruces, donde se han reportado e inferido diversas estructuras tectónicas con posible relación con la sismicidad local. En este contexto, el presente trabajo tuvo como objetivo elaborar un modelo geoelectrico preliminar del poniente de la Ciudad de México a partir de datos magnetotelúricos, con la finalidad de identificar posibles estructuras geológicas asociadas con la ocurrencia de microsismos.

Para ello se adquirieron, procesaron e invirtieron datos magnetotelúricos a lo largo de un perfil norte-sur que atraviesa una zona de interés estructural y sismológico. El procesamiento incluyó la estimación de la respuesta magnetotelúrica, el análisis de direccionalidad mediante vectores de inducción, la identificación de intervalos afectados por ruido, static shift y efecto de campo cercano, así como la generación de pseudosecciones e inversiones 2D. Debido a las condiciones propias del entorno urbano, la calidad de los datos estuvo condicionada por ruido electromagnético antropogénico, especialmente en frecuencias altas, lo que limitó parcialmente la resolución somera del modelo. Asimismo, se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar la profundidad hasta la cual el modelo conserva capacidad interpretativa, determinándose una sensibilidad aproximada hasta 4500 m de profundidad, equivalente a 1800 m b.n.m.

Los resultados obtenidos muestran un medio predominantemente conductivo, posiblemente asociado con materiales volcanosedimentarios, depósitos piroclásticos alterados y zonas con abundante presencia o circulación de fluidos. Dentro de este dominio se reconocen contrastes laterales de resistividad y cuerpos geoelectricos diferenciados que sugieren una arquitectura controlada por bloques y fallamiento. En particular, las fallas Contreras y Satélite, previamente reportadas en la literatura, muestran correspondencia espacial con cambios importantes de resistividad, lo que sugiere que podrían continuar a profundidad y actuar como límites estructurales relevantes. Además, entre algunas estaciones del perfil se identifican discontinuidades compatibles con fallas inferidas de orientación NE-SO, aunque su confirmación requiere una mayor resolución del modelo.

La comparación del modelo geoelectrico con los hipocentros cercanos al perfil indica que varios eventos sísmicos se ubican en zonas de transición entre cuerpos resistivos y conductivos. Esto sugiere que dichos contrastes podrían representar fallas, zonas de debilidad o límites entre bloques con potencial sismogénico. En conjunto, los resultados apoyan la hipótesis de que la microsismicidad del poniente de la Ciudad de México está relacionada con una estructura geológica activa y compleja, dominada por fallamiento

normal con componente lateral y posibles zonas de circulación de fluidos. Aunque el modelo es preliminar y presenta limitaciones derivadas del ruido urbano, del efecto de campo cercano y del static shift, constituye una primera aproximación geofísica útil para entender la estructura profunda de la zona. Se recomienda ampliar la cobertura magnetoteléfrica, incorporar perfiles paralelos, aplicar referencia remota y complementar la interpretación con información sísmica, geológica, geodésica e hidrogeológica, con el fin de mejorar la identificación de fallas activas y contribuir a la evaluación del riesgo geológico en el poniente de la Ciudad de México.

Palabras clave: magnetoteléfrico, modelo geoeléctrico, microsismos, Ciudad de México, Cuenca de México, Sierra de las Cruces, fallas normales, riesgo sísmico.

Abstract

The occurrence of microearthquakes in recent years in the western part of Mexico City has raised growing concern because, although they correspond to low-magnitude seismic events, they have produced unusually high accelerations and intense ground-motion perception in areas close to the epicenters. This issue occurs in a densely populated and geologically complex urban region, located in the southwestern portion of the Basin of Mexico and on the eastern flank of the Sierra de las Cruces, where several tectonic structures have been reported or inferred and may be related to local seismicity. In this context, the main objective of this study was to develop a preliminary geoelectrical model of western Mexico City based on magnetotelluric data, in order to identify possible geological structures associated with the occurrence of microearthquakes.

For this purpose, magnetotelluric data were acquired, processed, and inverted along a north-south profile crossing an area of structural and seismological interest. The processing included the estimation of the magnetotelluric response, the analysis of geoelectrical directionality using induction vectors, the identification of intervals affected by noise, static shift, and near-field effects, as well as the generation of pseudosections and 2D inversions. Due to the conditions inherent to the urban environment, data quality was affected by anthropogenic electromagnetic noise, especially at high frequencies, which partially limited the shallow resolution of the model. In addition, a sensitivity analysis was carried out to evaluate the depth range over which the model retains interpretative capability, determining an approximate sensitivity down to 4500 m depth, equivalent to 1800 m below sea level.

The results show a predominantly conductive medium, possibly associated with volcanosedimentary materials, altered pyroclastic deposits, and zones with abundant fluid presence or circulation. Within this domain, lateral resistivity contrasts and differentiated geoelectrical bodies are recognized, suggesting an architecture controlled by faulting and

block structures. In particular, the Contreras and Satélite faults, previously reported in the literature, show a spatial correspondence with significant resistivity changes, suggesting that they may continue at depth and act as relevant structural boundaries. In addition, discontinuities compatible with inferred NE-SW-trending faults are identified between some stations along the profile, although their confirmation requires higher model resolution.

The comparison between the geoelectrical model and the hypocenters located near the profile indicates that several seismic events are located in transition zones between resistive and conductive bodies. This suggests that such contrasts may represent faults, zones of weakness, or block boundaries with seismogenic potential. Overall, the results support the hypothesis that microseismicity in western Mexico City is related to an active and complex geological structure, dominated by normal faulting with a lateral component and possible fluid-circulation zones. Although the model is preliminary and presents limitations derived from urban noise, near-field effects, and static shift, it constitutes a useful first geophysical approximation for understanding the deep structure of the area. It is recommended to expand the magnetotelluric coverage, incorporate parallel profiles, apply remote-reference processing, and complement the interpretation with seismic, geological, geodetic, and hydrogeological information, in order to improve the identification of active faults and contribute to the assessment of geological risk in western Mexico City.

Keywords: magnetotellurics, geoelectrical model, microearthquakes, Mexico City, Basin of Mexico, Sierra de las Cruces, normal faults, seismic risk.

1. Introducción

La Ciudad de México es una de las ciudades más grandes del mundo y cuenta con cerca de 22 millones de habitantes en la denominada Zona Metropolitana del Valle de México (INEGI, 2020). Es el centro económico, administrativo y político del país, y es a su vez una zona de alto riesgo debido a la naturaleza sísmica de la región (Suárez, 2022). La configuración geológica de la zona en combinación con la amplia infraestructura urbana y la gran densidad poblacional de la ciudad hacen de la zona un sitio vulnerable a catástrofes derivadas de terremotos, lo que se traduce en un riesgo latente para los habitantes de la ciudad (Suárez, 2022; Novelo-Casanova et al., 2022).

En los últimos años, la percepción de sismos violentos y daños a zonas habitacionales en el poniente de la Ciudad de México ha aumentado considerablemente y ha generado una creciente preocupación en los habitantes de dicha zona (Aguilar-Velázquez et al., 2025). Los sismos en cuestión, a diferencia de los grandes sismos que han azotado a la ciudad (28/7/1957 M8, 19/9/1985 M8.1, 7/9/2017 M8.2 y 19/9/2017 M7.1, entre otros), son sismos de magnitud pequeña, que no supera la magnitud 3.5, pero con aceleraciones máximas inusualmente altas (Singh et al., 2020; Quintanar et al, 2024) que incluso han superado los registros de los sismos grandes, como se puede ver en la figura 1 (Ordaz et al., 2023). Según los registros del Servicio Sismológico Nacional, desde 1900 hasta la fecha se han registrado alrededor de 489 sismos de pequeña escala en la ciudad (SSN, 2026) (véase figura 2), la mayoría de ellos con epicentros en la región poniente, en las alcaldías Tlalpan, Coyoacán, Álvaro Obregón, Magdalena Contreras y Cuajimalpa (Quintanar et al, 2024; Aguilar-Velázquez et al., 2025).

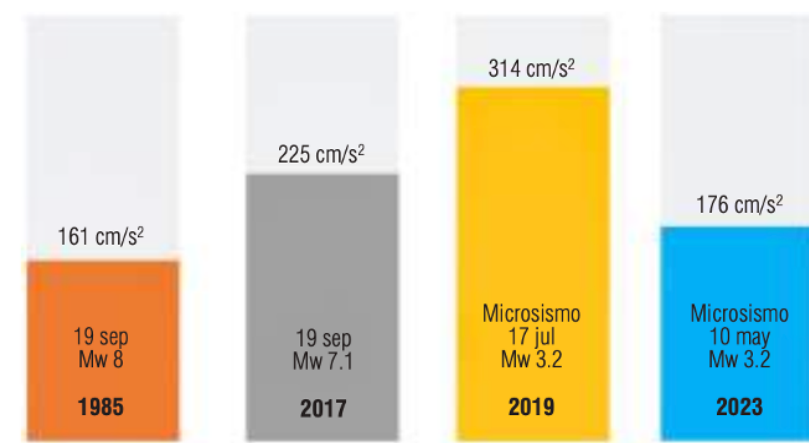


Figura 1 Aceleraciones máximas registradas en los sismos de 19/09/1985, 19/09/2017, 17/07/2019 y 10/05/2023 (otros autores lo reportan el 11/05/2023) (Tomada de Ordaz et al, 2023)

Dichos sismos se han presentado sin un patrón identificable, es decir, no se asocian claramente con las pocas fallas superficiales previamente reportadas (Singh et al., 2020; Quintanar et al, 2024; Aguilar-Velázquez et al., 2025) y se ha observado que la población se ha percatado de estos movimientos sólo en los últimos años, percepción derivada de los efectos (tanto de daños como efectos psicológicos) de los pasados sismos de gran magnitud, así como a la sensación de movimientos fuertes en las zonas cercanas a los epicentros, derivados de las grandes aceleraciones causadas por los microsismos (Álvarez-Icaza et al, 2018; Santos-Reyes, 2020; Maya-Mondragón et al, 2019; Zúñiga et al, 2019; Aguilar-Velázquez et al, 2025; Quintanar et al, 2024). Según los reportes de sismicidad de la Unidad de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, las mediciones de PGA en algunas de las estaciones aledañas a los epicentros han alcanzado magnitudes al nivel de los sismos históricos de la ciudad (UIS-UNAM, 2019, 2023; Singh et al., 2020; Quintanar et al, 2024).

Por otro lado, es importante contemplar que el fenómeno no es percibido en toda la ciudad, a pesar de que los movimientos suelen ser violentos en las cercanías del epicentro, esto debido a que no se trata de sismos grandes, su naturaleza somera y a que su energía se atenúa rápidamente, lo que hace que sea imperceptible incluso a pocos kilómetros (Quintanar et al, 2024; Singh et al., 2020). Además, se presenta el problema referido a la imposibilidad del uso de la alerta sísmica, pues esta requiere que los epicentros estén a una distancia considerable de la ciudad, lo que en este caso no es viable debido a que los epicentros se encuentran dentro de la ciudad (Suárez, 2022; Cuéllar, 2014; Espinosa-Aranda et al., 2011).

En otras regiones del mundo se han identificado fenómenos similares con sismicidad de baja magnitud, la mayoría referidos a sismicidad inducida por actividad geotérmica como el caso del Campo Geysers en California, EUA, con sismos de magnitud entre 1.3 y 3.3, y aceleraciones pico que alcanzaron los 120 cm/s² (Convertito et al., 2012), o el caso de Basilea en Suiza, donde un sismo de M3.4 logró una intensidad V (en la escala europea EMS 98) y daños hasta por 7 millones de dólares (Kraft et al., 2009), e incluso se sabe que este comportamiento también ha sido reportado por actividad humana referida a minería (Gibowicz & Lasocki, 2001) o a fracturamiento hidráulico (Ellsworth, 2013).

Para otros casos donde no se conocía a detalle la fuente, se ha encontrado evidencia de sismicidad debida aspectos geológicos locales, casos relacionados a regiones con fallas corticales someras en cuencas inter montañosas (como el caso de los Apeninos en Italia (Chiarabba et al., 2005), la Cordillera Bética en España (Morales et al., 1997) o la Cordillera Helénica en Grecia (Kiritzi & Louvari, 2003)), en cuencas antearco relacionadas a arcos insulares (Caso de Japón (Iidaka et al., 2004)). En todos los casos

convergen los factores de entornos urbanos, fallas someras, magnitudes bajas y movimientos violentos, pero la diferencia se centra en la fuente, ya sea por la actividad humana (geotermia, minería o fracking) o por tectónica extensional en cuencas relacionadas con orogenias, todas discordantes con el caso de la Ciudad de México, donde el ambiente geológico está referido a una cuenca extensional intracontinental de origen volcánico-lacustre (Arce et al., 2019).

Respecto a los estudios realizados en México, el primer trabajo sobre microsismos fue realizado por Figueroa en 1971, donde al analizó la frecuencia anual de microsismos en la ciudad, sugiriendo que su origen era debido a “...las características de la geología regional y el incesante desarrollo de la ya gigantesca concentración humana...” (Figueroa, 1971) y postulando que la tecnología e instrumentación de la ciudad en aquellos años era insuficiente. Otro de los trabajos realizados para entender el fenómeno fue realizado en 1991 por Alberro y Hernández, donde sugieren que existe una posible relación entre el número de microsismos y el nivel de lluvia anual, sin embargo, el estudio solo se centró en los datos de una estación y no se continuó formalmente con dicha línea de investigación.

Los trabajos subsecuentes intentaron encontrar relaciones con los grandes sismos, y en 1998 Singh y colaboradores descubrieron que los sismos provenientes de las costas del pacífico incrementaban el número de microsismos en el Valle de México, proponiendo que los suelos no consolidados de la ciudad seguían consolidándose y que los sismos mayores contribuían a dicha consolidación favoreciendo la migración de los fluidos y permitiendo la consolidación. Este abordaje presentaba diversos factores pendientes de comprobar, e incluso los autores mencionaron la necesidad de realizar un monitoreo del cambio en las condiciones hidrológicas y diferentes análisis estadísticos (Singh et al, 1998).

En los años recientes, la investigación se centró en los registros en algunas de las estaciones de la Red Acelerográfica de la Ciudad de México, donde se reportaron aceleraciones inusualmente altas, algunas PGA llegando hasta los 176 cm/s² (en la componente vertical) en el sismo M3.2 del 11 de mayo de 2023, pero hasta ese momento solo se había identificado nuevamente el fenómeno y no se habían realizado cambios en las hipótesis del mismo. En uno de esos trabajos, Quintanar y colaboradores identificaron que el sismo de mayo del 2023 estaba relacionado a una secuencia sísmica que generó pequeños sismos en el poniente de la ciudad durante 6 meses aproximadamente, y que dicho sismo llegó a registrar una PGA de 0.18g (Quintanar et al, 2024), valor que excede lo contemplado en el código de construcción de la ciudad, e incluso revisando los registros sísmicos encontraron que en el sismo M3.2 del 17 de julio

de 2019 registró una PGA de 0.3g (Singh et al., 2020; Quintanar et al., 2024), la más alta registrada en la Ciudad de México (Ordaz, 2023).

Con dicha revisión de los registros acelerográficos y realizando predicciones con las condiciones de la zona obtuvieron que para un sismo M5 la PGA podría alcanzar los 0.6g, valor que varía según la zonificación de la ciudad (zona de lomas, transición y lago), además se concluyó que la actividad sísmica era causada por el régimen transtensional del centro de la Faja Volcánica Trans Mexicana, dominado por fallas normales y eventos someros que suelen aparecer en secuencias sísmicas de meses (Quintanar et al, 2024).

Ese mismo año se presentó uno de los primeros trabajos que intentaron focalizar las estructuras geológicas causantes de la problemática, donde Ramírez-Guzmán y colaboradores, reportaron la existencia de la Falla Plateros-Mixcoac, una falla normal asociada a los microsismos que, según los autores, fue reactivada por la acumulación de tensión en la región, y posiblemente también al hundimiento del Valle de México y a la recarga del acuífero en la Sierra de las Cruces (Ramírez-Guzmán, 2024).

El último de los trabajos publicados a la fecha sobre el fenómeno fue realizado por Aguilar-Velázquez y colaboradores en 2025, donde exponen que un posible origen de los sismos en la zona poniente es la actividad de dos fallas sub-paralelas: las Fallas Mixcoac y Barranca del Muerto, las cuales, según estudios de deformación con tecnología InSAR, tienen una componente de sismo lento (comportamiento asísmico) (95% del deslizamiento para la falla Barranca del Muerto y 70% para la falla Mixcoac) y una componente súbita (sismos convencionales, con irradiación sísmica), lo que sugiere que las fallas tuvieron actividad en los días previos al sismo principal con el mecanismo de sismos lentos y después tuvieron los sismos principales (Aguilar-Velázquez et al., 2025). Según el análisis de los autores, la actividad en la falla Barranca del muerto tuvo influencia en la actividad de la falla Mixcoac, además de que, según sus observaciones, la porción de las fallas correspondiente a la zona de sedimentos (parte oriental, donde no afloran las fallas) suele comportarse en la mayoría de los casos con sismos lentos y conforme se pasa a la zona de lomas (parte occidental, con vestigios de las fallas) el comportamiento transiciona a sismos convencionales (Aguilar-Velázquez et al., 2025).

A pesar de que se conoce que tipo de mecanismos pueden generar este tipo de sismos (CENAPRED, 2024), aún no se identifican con precisión las estructuras geológicas de la región que generan estos movimientos, por lo que se han puesto en marcha diversos proyectos de exploración geológica y geofísica para conocer la estructura del subsuelo de la zona de estudio e identificar a dichas estructuras. En estos esfuerzos se han

integrado distintas técnicas geofísicas debido a la complejidad geológica y al entorno urbano, que hace difícil la exploración (Arango-Galván, 2024).

Todo lo anterior sugiere la necesidad de entender el fenómeno a detalle, lo que requiere de estudios que ayuden a encontrar las fallas geológicas activas con potencial sismogénico, esto para poder llevar a cabo acciones que mitiguen los riesgos. Bajo este preámbulo el presente trabajo aborda la problemática intentando conocer la estructura del subsuelo a partir de un modelo geoelectrico realizado en la porción oeste de la Ciudad de México, esto como parte del proyecto “Estudio geofísico-geológico del poniente de la Ciudad de México: implicaciones en el origen de los microsismos”, realizado por el Instituto de Geofísica de la UNAM bajo el auspicio de la Secretaría de Educación, Ciencia, Tecnología e Innovación (SECTEI) de la Ciudad de México.

Dicho modelo fue realizado a partir de datos de sondeos magnetotelúricos a través de un perfil Norte-Sur que alcanza aproximadamente los 4500 m de profundidad (una profundidad considerable que no es posible alcanzar con otros métodos geofísicos en un entorno urbano) y representa el primero de los esfuerzos en mapear el subsuelo a profundidad en el poniente de la Ciudad de México, rompiendo el esquema de los estudios enfocados en rasgos superficiales o de estudios puramente sismológicos.

Para el desarrollo del trabajo fueron definidos los siguientes objetivos:

Objetivo General:

Elaborar un modelo geoelectrico de la zona poniente de la Ciudad de México para identificar posibles estructuras geológicas relacionadas con la ocurrencia de microsismos a través de un estudio magnetotelúrico.

Objetivos Particulares:

1. Estimar la respuesta magnetotelúrica.
2. Realizar un modelo geoelectrico con los datos obtenidos.
3. Interpretar los resultados obtenidos para identificar fallas en la zona de estudio.
4. Evaluar si las fallas identificadas son correlacionables con los microsismos acontecidos en los últimos años.

2. Marco Geológico

2.1 Delimitación de la zona de estudio

La zona de estudio comprende la porción poniente de la Ciudad de México, abarcando parte de las alcaldías Tlalpan, Magdalena Contreras, Álvaro Obregón, Cuajimalpa, Benito Juárez y Miguel Hidalgo, incluyendo una pequeña porción del Estado de México correspondiente al municipio de Huixquilucan, en la parte más al norte de la zona seleccionada. En la figura 2 se puede observar la zona de estudio, que, para los objetivos del presente trabajo, intenta abarcar la zona oeste con fallas inferidas por diversos autores (Vásquez-Serrano et al, 2019; García-Palomo et al, 2008; Colín-Rodríguez, 2006; Pérez-Cruz, 1988; y los Atlas de Riesgos de las Alcaldías de la Ciudad de México) y la zona de concentración de epicentros de los sismos de interés ($M \leq 3.5$) registrados por el Servicio Sismológico Nacional desde 1900 hasta enero de 2026.

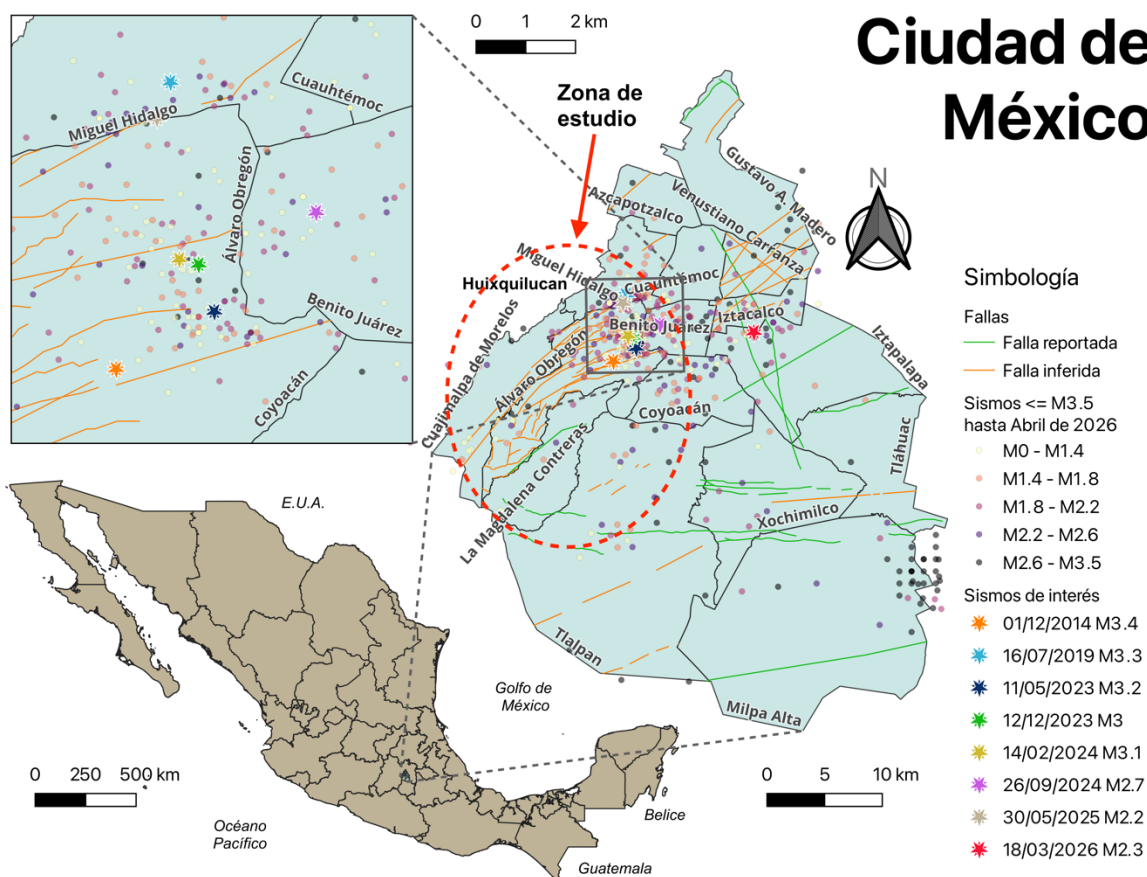


Figura 2. Localización de la zona de estudio.

2.2 Marco Tectónico Regional e Historia Geológica de la zona

La zona de estudio se encuentra ubicada en la porción suroeste de la Cuenca de México (CM), que a su vez se localiza en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), un arco volcánico originado por la actividad derivada de la subducción de la Placa de Cocos y la Placa de Rivera debajo de la parte suroeste de la Placa Norteamericana (Pardo & Suárez, 1995) (véase Figura 3). La FVTM cubre una zona extensa, formando una franja de aproximadamente 1000 km de longitud, comenzando en el estado de Nayarit en la parte Oeste, atravesando el centro de México y terminando en el Estado de Veracruz al Este (Ferrari et al,1999). Gracias a las diferencias en el comportamiento de la subducción en cada parte de la trinchera, la actividad volcánica es diversa a lo largo de la franja, lo que hace que se tenga un mosaico de configuraciones geológicas.

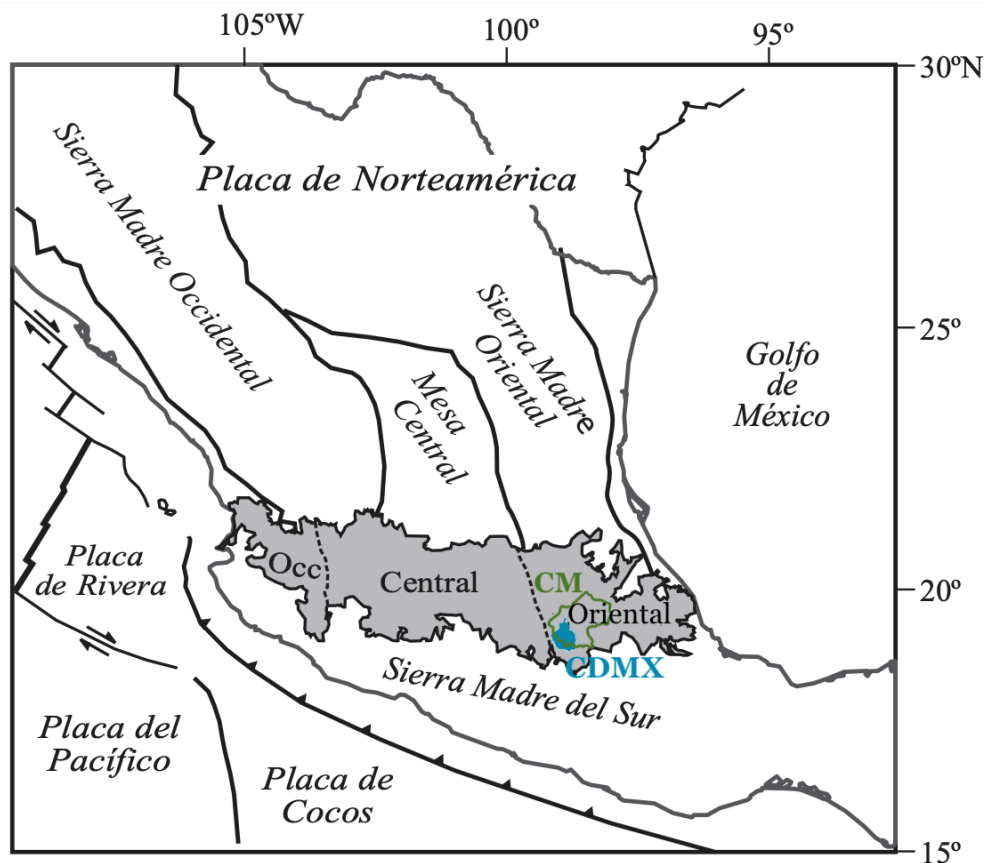


Figura 3. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (sombreada en gris) y las provincias geológicas circundantes, así como las placas tectónicas actuales y los límites de interés. En color azul se muestra a la Ciudad de México (CDMX) y con color verde se muestra el contorno de la Cuenca de México (CM). La línea con picos indica la Trinchera Mesoamericana (Modificada de Gómez-Tuena et al, 2005).

Según Ferrari y colaboradores (1999), la FVTM comenzó su formación en el Mioceno Medio-Superior, cuando se realizó una transición entre la formación de la Sierra Madre Occidental a la actual FVTM gracias a la rotación antihoraria del arco volcánico. Además, se han identificado 4 etapas de vulcanismo diferentes (un arco intermedio en el Mioceno Medio seguido de un episodio máfico y luego un episodio silícico a finales del Mioceno, para terminar con arco variable a partir del Plioceno tardío) (Gómez-Tuena et al, 2005).

Para el Mioceno Medio se tiene registro de actividad volcánica en un arco E-O en el centro del país, correspondiente al relleno más profundo de la CM (Ferrari et al, 2003), así como la formación de estratovolcanes y conos de lava, algunos responsables por la formación de la Sierra de Guadalupe al noreste de la Ciudad de México (Jacobo-Albarrán, 1986). En esta etapa se formaron rocas emplazadas a distancias lejanas de la trincheras, lo que sugiere que, desde ese momento, el ángulo de subducción se hizo pequeño, haciendo que la placa subducida se hiciera casi horizontal, generando una migración progresiva del arco magmático lejos de la trincheras (Gómez-Tuena et al, 2005).

Durante la primera fase del Mioceno Tardío surgió un cambio en el magmatismo, teniendo un magmatismo máfico en todo el arco (Ferrari et al, 2000), generando mesetas basálticas emplazadas a través de fisuras, así como algunos conos monogenéticos. Seguido de este episodio, al final del Mioceno y a principios del Plioceno se presentó un episodio silícico y bimodal, con domos dacíticos y riolíticos, y grandes volúmenes de ignimbritas generadas en calderas regionales (Gómez-Tuena et al, 2005).

Finalmente, en el periodo del Plioceno Tardío al reciente, se presentó un arco mayormente andesítico-basáltico dominado por volcanes monogenéticos (Gómez-Tuena et al, 2005), incluyendo la formación de la Sierra de las Cruces en la CM. Para inicios del Cuaternario comienza la actividad monogenética máfica, resaltando la formación de la Sierra Chichinautzin (Siebe et al, 2004), así como el desarrollo de la Sierra Nevada, con importantes estratovolcanes, como el Popocatepetl y el complejo volcánico Iztaccíhuatl.

Respecto a la CM, esta ha sido definida como una entidad geomorfológica endorreica (Gómez-Tuena et al, 2005; Ferrari et al, 2012a) delimitada por la Sierra de las Cruces al Oeste, la Sierra de Pachuca y Tezontlalpan al Norte, La Sierra Nevada al Este y la Sierra Chichinautzin al Sur (De Cserna et al, 1988; Enciso-De la Vega, 1992; García-Palomo et al, 2002, 2008; Zamorano-Orozco et al, 2002; Siebe et al, 2004; Macías et al, 2012) (véase figura 4).

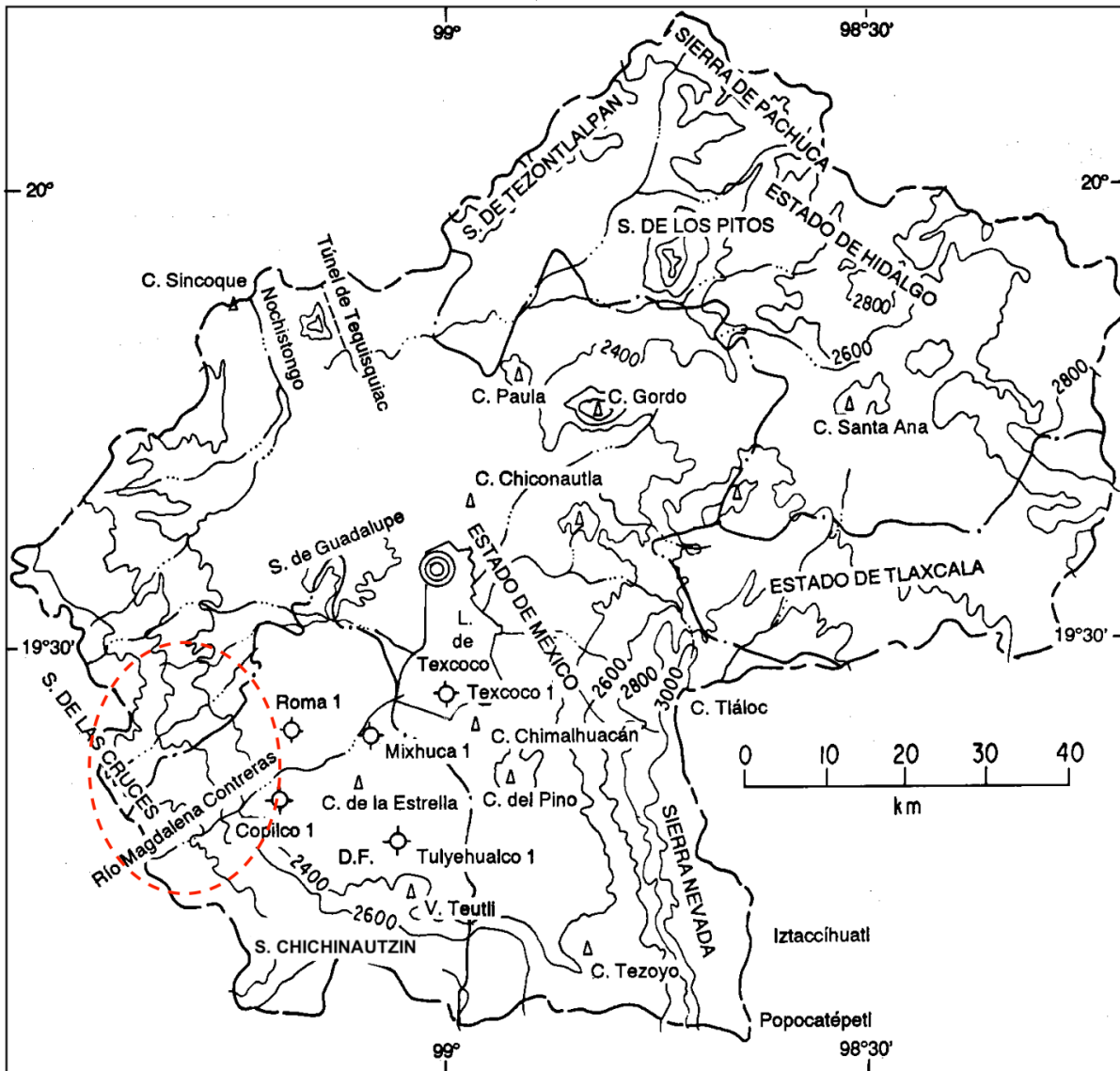


Figura 4. Mapa fisiográfico de la Cuenca de México. Se delimita la zona de estudio con un óvalo punteado rojo. (Modificada de Enciso-De la Vega, 1992)

La cuenca es de tipo intra-arco y fue generada desde el Neógeno por la actividad volcánica (generando de sierras volcánicas y campos monogenéticos) y la deformación cortical, esta última asociada a una redistribución de esfuerzos inducida por la geometría de la subducción, que acompañada de un magmatismo prolongado (que ha debilitado térmicamente a la corteza) favoreció el fallamiento normal (Ferrari et al, 2012b). Finalmente, durante el Cuaternario hubo un relleno de la cuenca con material de origen volcánico, volcanoclástico y aluvial en un ambiente lacustre, sobre una extensa zona donde hoy descansa la Zona Metropolitana del Valle de México (García-Palomo et al, 2008).

Dado el estatus activo del margen convergente, la zona vive con un latente riesgo volcánico, tanto por las cercanías de volcanes activos importantes (como el Popocatepetl) así como por el posible surgimiento de pequeños volcanes monogenéticos en la porción sur de la CM (Siebe et al, 2004). Otro de los fenómenos importantes es la sismicidad asociada a terremotos provenientes de la Trinchera Mesoamericana, eventos que suelen alcanzar magnitudes considerables y que históricamente han azotado al centro y suroeste del país (Suárez et al, 2020). Además, debe considerarse el fenómeno de sismicidad local y subsidencia (este último acentuado en algunas partes de la cuenca por la extracción de agua) en la CM, producto del régimen extensional (Figuroa-Vega, 1984; Cabral-Cano et al, 2008).

2.3 Estratigrafía

Gracias a la perforación de pozos profundos se ha podido conocer la estratigrafía de la CM con mayor precisión. A partir de dichas perforaciones, en 1988 Pérez-Cruz definió al relleno de la cuenca a partir de 4 principales paquetes: el más antiguo corresponde a un basamento de calizas cretácicas, cubierto por lo que el autor definió como la Unidad Volcánica Inferior (UVI), constituida por rocas volcánicas efusivas y productos piroclásticos, seguida por la Unidad Volcánica Superior (UVS), que comprende rocas piroclásticas y una proporción menor de rocas efusivas, para terminar con el paquete más joven de depósitos lacustres y fluviales. Dentro de estos paquetes, el autor relaciona a la UVI con la Sierra Madre Occidental y a la UVS con las rocas producto de la FVTM.

Años después González-Torres y colaboradores (2015) proponen una nueva división de los eventos volcánicos que contempla 4 etapas desde el Oligoceno hasta el Cuaternario: comenzando por lavas andesíticas y basálticas del Oligoceno, seguido del evento del Mioceno Inferior de lavas andesíticas y andesitas basálticas (correlacionable con los primeros eventos de la FVTM (González-Torres et al, 2015)), luego el evento del Mioceno Medio-Tardío de lavas andesíticas y dacíticas para continuar con los episodios del Plioceno-Cuaternario que comprenden lavas variables (desde andesita-basáltica a

dacita), ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas procedentes de las Sierras Chichinautzin, las Cruces y Nevada (Arce et al, 2013, 2015, García-Palomo et al, 2008; Macías et al, 2012). A continuación, se describen a detalle las formaciones geológicas presentes en la CM en orden cronológico, siguiendo la propuesta generalizada de Arce y colaboradores de 2019 (véase figura 5 para consultar la columna estratigráfica):

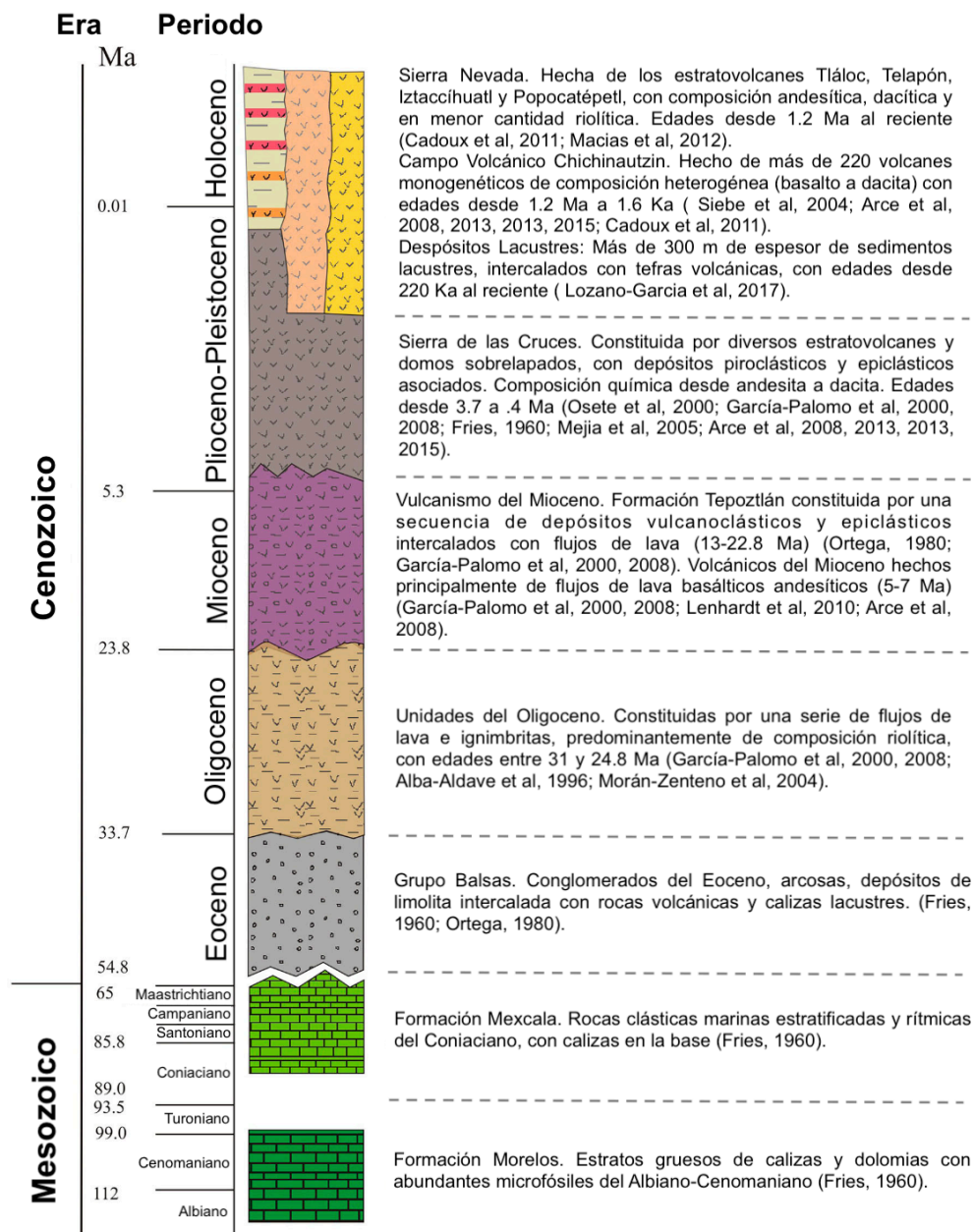


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de México. (Modificada de Arce et al, 2019)

Basamento Cretácico.

La parte más antigua, correspondiente a rocas calcáreas del Albiano-Cenomaniano está referida a la Formación Morelos. Dichas rocas fueron depositadas en un ambiente marino somero propicio para la formación de estratos gruesos (de hasta 900 m de espesor) de calizas y dolomías, con nódulos de pedernal y abundan microfósiles (Fries, 1960). No se conoce con exactitud a qué formación sobreyace en toda la CM, pero si menciona que se tiene contemplado que en la porción suroeste la Formación Xochicalco (calizas del Aptiano de cuenca profunda) subyace a la Morelos de forma discordante (Fries, 1960).

Sobreyaciendo discordantemente a la Formación Morelos se encuentra la Formación Mexcala del Turoniano-Maastrichtiano (Fries, 1960), conformada por calizas arcillosas gris oscuro con abundantes foraminíferos, calcisferulidos y radiolarios. En la parte superior contiene una intercalación de lutitas, limolitas y areniscas. Esta formación se depositó en un ambiente de aguas someras debido al levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico, localizado en ese entonces en el borde occidental del continente (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Grupo Balsas del Eoceno

El Grupo Balsas es definido como una sucesión de depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1960) compuesta por conglomerados oligomícticos calcáreos (de matriz limo-arcillosa de calcita) de estratos masivos, interdigitados con areniscas y limolitas, con presencia local de calizas lenticulares lacustres y anhidritas, incluyendo depósitos piroclásticos riolíticos y flujos de lava basáltica. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) describen que esta acumulación se formó después de la orogenia Laramide y de forma simultánea a un régimen de fallamiento normal y vulcanismo fisural, además se considera a este grupo como la base de la Cuenca, sobre la cual se depositaron el resto de las formaciones (Arce et al, 2019).

Rocas volcánicas del Oligoceno

Este tipo de rocas corresponde a la Formación Tilzapotla del Oligoceno Temprano, formada por una secuencia de depósitos piroclásticos (tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados) intercalados y cubiertos por lavas riolíticas, riodacíticas y dacíticas, incluyendo ignimbritas en la parte superior (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Esta sucesión se formó en varios periodos magmáticos y la presencia de ignimbritas sugiere una estrecha relación con la actividad del Arco

Magmático del Terciario Medio, generador de la Sierra Madre Occidental (McDowell et al, 1977).

Rocas volcánicas del Mioceno

Para este paquete de rocas se presenta a la Formación Tepoztlán, una intercalación de de tobas, tobas cristalinas andesíticas, brechas volcánicas, lavas andesíticas y depósitos de lahar de composición andesítica a dacítica. Este tipo de rocas están asociadas a estructuras como los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños y las bases de las sierras de Guadalupe, de Las Cruces y de Tepoztlán. Dados los fechamientos y las características litológicas de la formación, estas rocas se consideran de los primeros episodios de la actividad de la FVTM en la zona (Damon et al, 1981).

Vulcanismo del Plioceno-Holoceno

A partir del Plioceno se presenta la formación de 3 sierras importantes en la zona, que en conjunto propiciaron la formación del ambiente lacustre característico de la CM. El primer evento comenzó en el Plioceno formando lo que se conoce como la Sierra de las Cruces, una sierra de composición andesítica-dacítica que se extiende por alrededor de 11km en la parte poniente de la cuenca con los volcanes La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona, and Zempoala (García-Palomo et al, 2008). Dichos volcanes produjeron flujos de lava (máficos con alto contenido de volátiles, y ácidos viscosos) y domos en la parte más alta de la sierra y depósitos piroclásticos (no consolidados compuestos de tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas) intercalados con depósitos de lahar en las partes más bajas, estos dos últimos en forma de abanico rodeando los edificios volcánicos (Arce et al, 2019). Además, se ha observado que la actividad volcánica comenzó en la parte Norte de la sierra y fue migrando hacia el Sur.

El siguiente episodio corresponde a la formación de la Sierra Nevada al oriente de la cuenca, una sierra cuya formación comenzó en el Pleistoceno y sigue activa. Esta sierra contiene a 4 principales estratovolcanes: Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl, siendo los primeros dos los más longevos, con edades de 1.8 y 1.4 Ma respectivamente (Cadoux et al, 2011; Macias et al, 2012), seguidos por el Iztaccíhuatl de 1.1 Ma (Macias et al, 2012) y terminando con el Popocatepetl, la estructura más joven con alrededor de 330 mil años y aún en actividad (Sosa-Ceballos et al, 2015). La composición de la Sierra Nevada varía entre andesita y riolita para los dos volcanes más antiguos y entre andesita y dacita para los más jóvenes, y la estructura de forma general se compone por flujos y domos de lava en las partes altas, intercalados con depósitos piroclásticos, y en las

partes bajas se encuentran rodeando a los volcanes una intercalación de depósitos piroclásticos y epiclásticos con depósitos de flujos de escombros.

Otro de los eventos importantes, el cual “cerró” la cuenca para poder tener acumulaciones de agua en un ambiente lacustre, fue la formación de la Sierra Chichinautzin, cuya actividad comenzó en el Pleistoceno, hace 1.2 Ma aproximadamente. Esta sierra se caracteriza por tener más de 220 volcanes monogenéticos (Arce et al, 2013) generalmente estrombolianos, con lavas amplias de composición variada, pero siendo en su mayoría basálticos y andesíticos, y con menor presencia dacíticos. El último evento documentado de esta sierra está referido a la erupción del Volcán Xitle hace aproximadamente 2400 años (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera,1989), cuyas lavas basálticas cubren una porción importante del suroeste de la ciudad.

Depósitos Lacustres Cuaternarios

El último paquete estratigráfico está referido a una intercalación de sedimentos clásticos aluviales y capas de material piroclástico procedentes de la actividad del volcán Popocatepetl y la Sierra Chichinautzin, todos depositados en un ambiente lacustre desde hace 220 mil años aproximadamente (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera,1989). Estos depósitos fueron rellenando la cuenca hasta formar una extensa altiplanicie lacustre con espesores variables, entre 30 y 300 m. Las perforaciones de pozos en la CDMX encontraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos, tobas consolidadas y derrames lávicos basálticos, incluyendo ceniza, lapillis y pómez. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proponen que los depósitos clásticos están relacionados con la obstrucción del desagüe de la CM, obstrucción debida a la formación de la Sierra Chichinautzin en la parte Suroeste de la cuenca, donde se encontraba dicho desagüe.

2.4 Geología estructural

La CM se ubica dentro de un arco volcánico activo cuya dinámica está controlada por el proceso de subducción en la trinchera mesoamericana y por un campo de esfuerzos predominantemente extensional-transtensional que se expresa como una arquitectura de bloques (horsts y grabens/semi grabens) dominada por fallas normales con rumbos característicos NNO-SSE, E-O y NE-SO (Vásquez-Serrano et al, 2021) (véase figura 6 con los principales componentes estructurales de la CM), que segmentan el basamento y controlaron la subsidencia diferencial y el volcanismo en la porción sur que cerró la CM. En el trabajo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) se propone un cambio

mayor desde deformación compresiva heredada (plegamiento laramídico) hacia un fallamiento extensional-transensional del Eoceno Tardío/Oligoceno, y posteriormente, al reacomodo Plio-Cuaternario con fallas E–W activas.

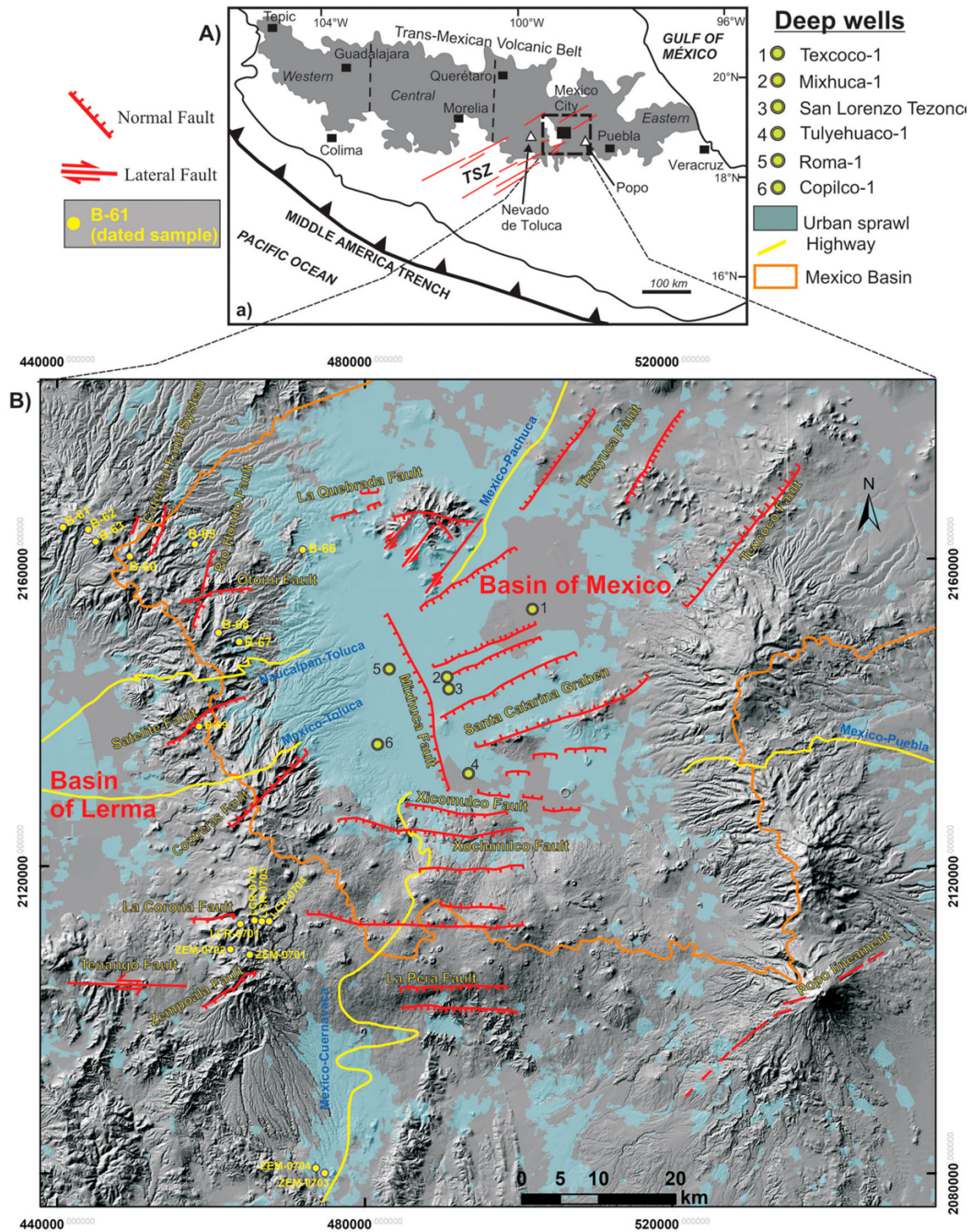


Figura 6. Morfología y principales componentes estructurales de la Cuenca de México, incluyendo pozos profundos, la delimitación de la mancha urbana (área azul) y los bordes de la cuenca (línea naranja). (Tomada de Arce et al, 2019)

El estilo de deformación esperado en un arco oblicuo y segmentado tiende a ser mixto, es decir, existe extensión normal dominante con una partición local de cizalla (transtensión), esto dependiendo de la orientación de esfuerzos, procesos de reactivación y la geometría heredada. Bello-Segura y colaboradores en 2025 propusieron que el campo de esfuerzos para la región del Valle de México es de tipo extensional pero que en el área central domina un mecanismo transcurrente (*strike-slip*), evidenciando un campo de esfuerzos no puramente extensional, sino un sistema con componentes extensionales y de cizalla derivadas de orientaciones de esfuerzos horizontales compatibles con ambas componentes (Bello-Segura et al, 2025).

En algunos trabajos de integración geológico-estructural y geofísica regional, se ha propuesto que además una zona de cizallamiento (de orientación general NE–SO que atraviesa la región), hay una relación entre los sistemas de fallas con un marco geodinámico activo asociado al proceso de subducción (De Cserna et al, 1988), sugiriendo la coexistencia de extensión normal, reactivación y componentes de cizalla en diferentes escalas.

La base estructural de la CM reside en su basamento mesozoico (Formaciones Morelos y Mexcala), compuesto principalmente por calizas del Cretácico Superior que experimentaron un primer evento de deformación mayor durante la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío - Paleoceno) (Damon et al, 1981). Dicha orogenia generó pliegues y fallas de cabalgadura con una orientación predominante norte-sur. Según Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), este plegamiento fue el precursor que definió la topografía irregular sobre la cual se depositarían las secuencias volcánicas posteriores de la CM.

Durante el Eoceno Tardío y el Oligoceno, el régimen tectónico cambió y apareció un comportamiento extensional como respuesta a un campo de esfuerzos donde la componente horizontal principal permite cizalla y apertura, favoreciendo el fallamiento normal y el desplazamiento lateral. Esta etapa puede tomarse como una fase “post-orogénica” que prepara la segmentación de bloques y la formación de depresiones tectónicas (grabens) que permitieron la acumulación de espesos paquetes de sedimentos lacustres y materiales volcánicos. En este periodo se formó la falla normal Mixhuca (orientación NO-SE) que generó la Fosa Roma de cerca 1.5 km de espesor, formando una estructura tipo graben al oeste, controlando a las rocas volcánicas del Mioceno y la formación de la Sierra de las Cruces (Arce et al, 2019).

Hacia el Mioceno (especialmente Medio-Tardío), la cuenca se ve principalmente influenciada por la actividad de la FVTM, donde la subducción y el ajuste de la

geometría/oblicuidad del arco volcánico favorecen la coexistencia de extensión y cizalla en fallas heredadas. Un aspecto crucial para explicar por qué hay tantos lineamientos reactivables, es que algunos sistemas NE-SO se pueden haber funcionado con cinemática de rumbo antes de reactivarse como normales (Vásquez-Serrano et al, 2022).

Para el Plioceno-Pleistoceno se consolidan el estilo de fallas normales E-O y las estructuras de bloques que controlan subcuencas, esto acompañado de una fuerte interacción con el volcanismo que generó sierras en las periferias. En la zona sur la actividad del sistema de fallas Aztlán (E-O) fracturó intensamente la corteza en la zona donde después se formó la Sierra Chichinautzin, fracturamiento que permitió el emplazamiento rápido del volcanismo que formó dicha sierra y que favoreció el cierre endorreico de la cuenca (Vásquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y la sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno. Este cierre no sólo es un evento geomorfológico, si no un cambio de condiciones de depósito y de respuesta mecánica del relleno (arcillas lacustres de baja permeabilidad y alta compresibilidad) que interactúan con fallas enterradas y con presiones de poro, modulando tanto el riesgo sísmico como la subsidencia.

Desde el Holoceno hasta la actualidad se ha presentado sismicidad local y heterogeneidad de mecanismos focales, sobretodo en las zonas de la Sierra de las Cruces, las zonas sureste y central, la zona del lecho lacustre y Sierra Chichinautzin (Bello-Segura et al, 2025), lo que ha sugerido la presencia de un régimen predominantemente extensional con componentes menores de rumbo y no homogéneo espacialmente, consistente con un campo de esfuerzos transtensional en el centro del arco por su oblicuidad respecto a la trinchera (Bello-Segura et al, 2025).

2.5 Geología local

De forma local, la zona de estudio se localiza mayoritariamente dentro de la Sierra de las Cruces (SC) (véase figura 7), una sierra volcánica del sector oriental de la FVTM que constituye una frontera morfológica (y también estructural) entre la CM y la Cuenca de Toluca. Su configuración actual resulta de la interacción de tres familias principales de fallas (N-S, NE-SO y E-O) que desde el Pleistoceno han operado en conjunto como fallas normales y han segmentado la sierra en bloques mayores con basculamiento y escalonamiento. Esta herencia estructural y su reactivación influyeron en la distribución de los edificios volcánicos (estratovolcanes traslapados) y la deformación de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos, además de relacionar la historia volcánica Plio-

Pleistocénica con una neotectónica cuaternaria de relevancia para peligros geológicos. (García-Palomo et al, 2008; Norini et al, 2006).

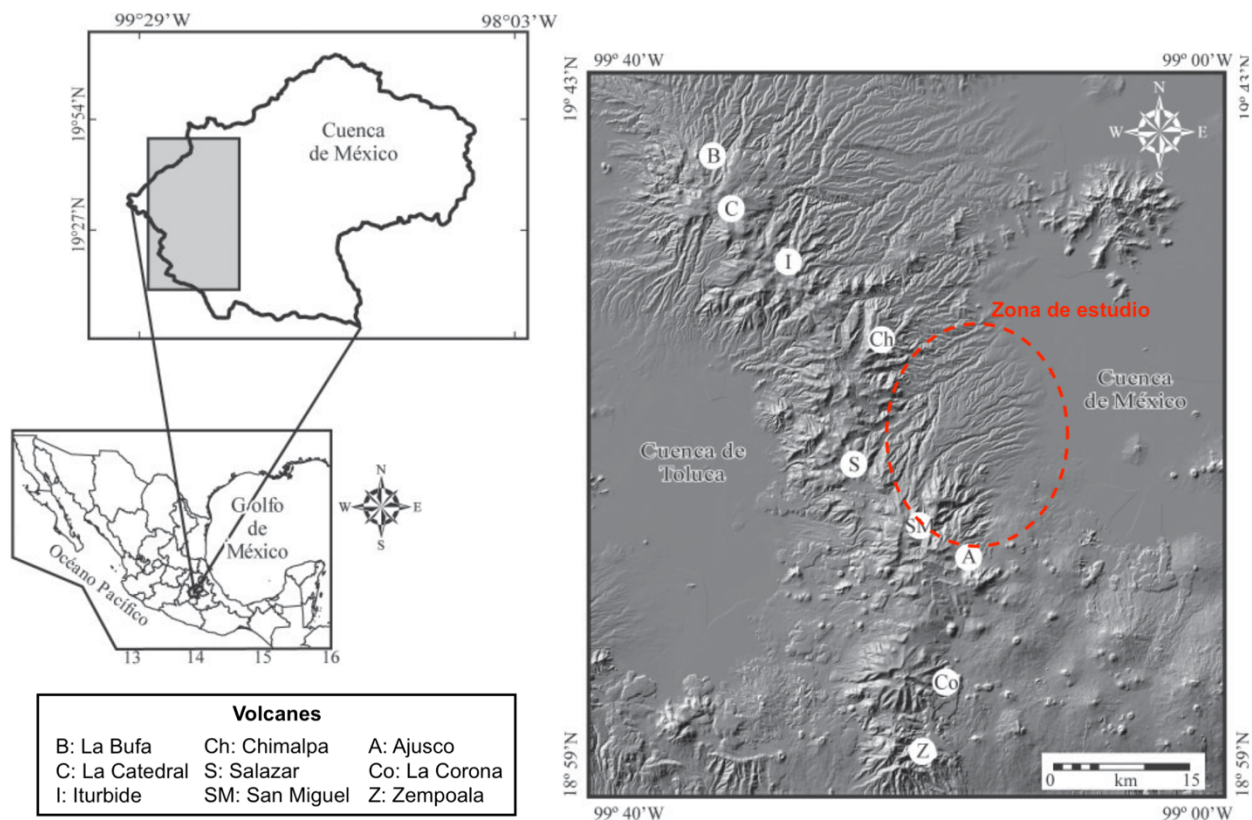


Figura 7. Mapa de localización de la Sierra de las Cruces dentro de la Cuenca de México, incluyendo la topografía (mapa de sombras) y los principales volcanes, y señalando la zona de estudio (óvalo punteado rojo) (Modificada de García-Palomo et al, 2008).

La historia geológica de la SC se remonta al Paleógeno, un periodo donde no se desarrolló el volcanismo generador de la sierra per se, pero si un precursor importante para la formación de la SC, en este caso un sistema estructural (afectando al basamento cretácico) de dirección N-S que atravesaba el margen occidental de la CM, interpretado como el sistema estructural más antiguo y con reactivaciones múltiples. En el trabajo de García-Palomo y colaboradores (2008) se reconoce explícitamente un periodo principal de actividad en el Eoceno Tardío del sistema mencionado, seguido por reactivaciones posteriores durante el Plioceno-Pleistoceno. De forma paralela, para el centro de México se ha propuesto que la deformación extensional post laramídica ocurrió en eventos focalizados del Eoceno, Oligoceno y Mioceno-Reciente, y que para la cuenca de México la actividad de las fallas pudo iniciar en el Eoceno Tardío (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005).

Durante el Mioceno, se desarrolla la Formación Tepoztlán, apoyada localmente sobre unidades volcánicas previas (Formación Tilzapotla del Oligoceno) y/o sedimentarias más antiguas (calizas cretácicas y el Grupo Balsas). Después, en el Plioceno, comienza la actividad volcánica generadora de la SC, formando ocho estratovolcanes traslapados con actividad alternante efusiva y explosiva, dominada por derrames y domos andesítico-dacíticos calcoalcalinos, acompañados por flujos piroclásticos, depósitos de caída y lahares, además de colapsos con avalanchas de escombros (García-Palomo et al, 2008).

Mooser y colaboradores (1974) consideran que la SC se formó por episodios consecutivos de fallamiento acompañados de la formación de estratovolcanes que fueron migrando progresivamente hacia el Sur. También sugirieron que el vulcanismo había sido continuo y que posiblemente había comenzado desde el Mioceno Tardío. Delgado-Granados y Martín del Pozo (1993) identificaron 3 episodios eruptivos desde el Plioceno al Holoceno, empezando con la Formación Las Cruces (depósitos piroclásticos y vulcanismo efusivo dacítico, depósitos de lahar, flujos de lodo y depósitos aluviales) durante el Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano, seguido del periodo eruptivo del Ajusco en el Pleistoceno Medio (con la extrusión de varios domos de lava andesítico) y finalmente la formación de la Sierra Chichinautzin (dominada por vulcanismo monogenético de tipo estromboliano con lavas masivas y vesiculares de composición andesítico-basáltica) en el Pleistoceno Tardío-Holoceno.

Respecto a la caracterización morfológica y estructural de la SC, García-Palomo y colaboradores en 2008 proponen que la SC se compone de tres bloques (Sur BS, Centro BC y Norte BN) divididos por grandes fallas de orientación E-O. El límite entre el BN y el BC es la falla Ixtlahuaca, cuya continuación dentro de la SC es la Falla Otomí, una estructura con brechas de falla, un desplazamiento vertical mínimo de aproximadamente 100 m, indicadores cinemáticos (sigmoides y estrías) y basculamiento de depósitos volcanoclásticos. En cuanto al límite entre el BC y el BS se tiene el Sistema de Fallas Tenango (extendido hacia la SC por las Fallas Xochimilco y Jicomulco), un sistema transtensional activo formado por fallas escalonadas y rasgos morfológicos como escarpes, facetas triangulares, valles en forma "V", deflexiones de los cauces y, de forma notable, "pressure ridges" (cresta de presión) y cuencas "sag ponds" (lagunas de falla). En la figura 8 se puede observar un perfil modelado por García-Palomo y colaboradores (2008) mostrando la delimitación de los 3 bloques, todos definidos escalones y desniveles controlados por fallas normales en sus extremos. Los autores proponen que los bloques Norte y Sur funcionan tectónicamente como pilares, siendo el bloque central una fosa.

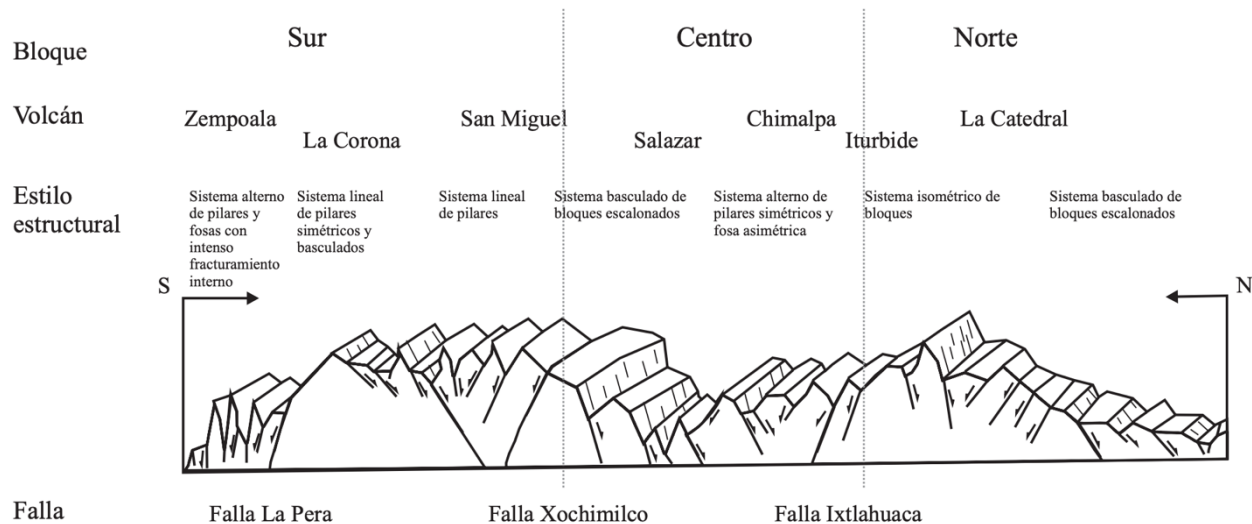


Figura 8. Modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y distribución de bloques. En cada uno de ellos se identifica el tipo de bloque, su límite estructural (tipo de falla), volcanes y estilo estructural (las líneas punteadas verticales indican el límite entre bloques) (Tomada de García-Palomo et al, 2008).

Dentro de esta distribución estructural, la zona de estudio del presente trabajo se ubica dentro de bloque central, especialmente en su flanco oriente, donde las pendientes son prolongadas, hay un patrón de drenaje influenciado por un fuerte control estructural y donde se han identificado rasgos estructurales de importancia, incluyendo abanicos de gran espesor formados por flujos de detritos y de lodo, flujos de pómez y bloques y cenizas. Morfológicamente este bloque se ubica entre dos altos topográficos importantes en los bordes Norte y Sur (contiene a los puntos más altos de la SC), y de forma general hay un hundimiento importante respecto a los bloques Norte y Sur.

Otro rasgo estructural de importancia es el sistema de fallas NE-SO, interpretado como parte de una zona mayor de cizallamiento reactivada. Dentro de la SC presenta un rumbo general N45°E a N65°E (y tendencias N20°E) con arreglo paralelo y anastomosado, y se reconoce que primero funcionó como fallas laterales izquierdas en el Mioceno tardío y después como fallas normales durante el Pleistoceno, controlando vulcanismo y deformación desde Toluca hasta Apan (García-Palomo et al, 2008). En la zona de estudio este sistema es el responsable de la Fosa de las lomas, una fosa de rumbo ~N53°E y delimitada por falla Satélite y falla Contreras, sugerida como la causa del hundimiento regional del BS. En la figura 9 se pueden identificar los sistemas de fallas NE-SO y la Fosa de Las Lomas, así como las fallas E-O delimitadoras de los bloques Norte, Centro y Sur.

3. Fundamentos Teóricos

3.1 Teoría Electromagnética

3.1.1 Ecuaciones de Maxwell

De forma macroscópica, el fenómeno electromagnético puede modelarse utilizando 4 ecuaciones denominadas Ecuaciones de Maxwell (Ward & Hohmann, 1988). Si bien Maxwell no desarrolló las ecuaciones, se dio a la tarea de analizar los trabajos clásicos de electromagnetismo de la época (finales del siglo XVIII y siglo XIX) con el objetivo de establecer una teoría unificada. En su trabajo “*A Dynamical Theory of the Electromagnetic Field*” de 1865, propone un conjunto de 20 ecuaciones derivadas de los trabajos de Coulomb, Gauss, Ampere y Faraday, a partir del uso de su modelo de vórtices de líneas de fuerza de Faraday (Nabighian, 1987). En 1884 Oliver Heaviside y Willard Gibbs retomaron estas ecuaciones y las reformularon utilizando derivadas parciales temporales, reduciendo así doce de las veinte ecuaciones originales con veinte incógnitas a las cuatro ecuaciones diferenciales con dos incógnitas que ahora conocemos como Ecuaciones de Maxwell, las cuales logran describir la naturaleza de los campos eléctricos y magnéticos en el vacío, y la relación entre ellos, es decir, los campos electromagnéticos (Zhdanov, 2009; Telford et al., 1990).

Las 4 ecuaciones son las siguientes:

$$\text{Ley de Ampere-Maxwell} \quad \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\text{Ley de Faraday} \quad \nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\text{Ley de Gauss de Campo Eléctrico} \quad \nabla \cdot \vec{D} = q \quad (3)$$

$$\text{Ley de Gauss de Campo Magnético} \quad \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4)$$

Donde:

\vec{H} = Vector de campo magnético [Am]

\vec{J} = Vector de densidad de corriente [A/m²]

\vec{D} = Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

\vec{E} = Vector de campo eléctrico [V/m]

\vec{B} = Vector de inducción magnética [T]

q = Densidad de carga [C/m³]

La primera ecuación, referida a la ecuación de Ampere-Maxwell fue propuesta originalmente por André-Marie Ampère incluyendo únicamente el primer término, referido al vector de densidad de corriente. Tiempo después Maxwell introdujo la derivada temporal del Vector de desplazamiento eléctrico (Ward & Hohmann, 1988). En un sentido físico, esta nueva ley sugiere que las variaciones espaciales de un campo magnético se deben a dos razones (pudiendo ser más una que la otra, o incluso estando presente ambas, según la naturaleza conductiva o dieléctrica del medio): a corrientes de conducción (dominantes en un medio conductor) y a corrientes de desplazamiento (dominantes en un medio dieléctrico) (Zhdanov, 2009).

$$\underbrace{\nabla \times \vec{H}}_{\text{Variación espacial de } \vec{H}} = \underbrace{\vec{J}}_{\text{Corrientes de conducción}} + \underbrace{\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}}_{\text{Corrientes de desplazamiento}}$$

Respecto a la Ley de Faraday, también conocida como Ley de Faraday-Lenz, explica el efecto de inducción electromagnética, entendiéndose como que la variación de un campo magnético \vec{B} , es decir, un campo variable no estacionario, provoca la “inducción” de un campo eléctrico (Nabighian, 1987). En este sentido, el campo eléctrico no se genera por la presencia de cargas, sino por un campo magnético cambiante, como resultado de una respuesta del medio ante dicho campo cambiante, lo que explica el signo negativo, propuesto por Heinrich Lenz en 1834 con su ley homónima y retomado por Maxwell años después para afinar el trabajo de Faraday (Spies & Frischknecht, 1991).

En cuanto a la Ley de Gauss para campo eléctrico, la ecuación puede entenderse como que el desplazamiento eléctrico es generado por una densidad de carga libre (Telford et al., 1990). Para comprender el concepto debe considerarse que la divergencia de un campo indica si un punto en el espacio actúa como fuente (o como sumidero cuando la divergencia es negativa), de modo que la densidad de carga libre es la generadora (o el

sumidero) del desplazamiento eléctrico, el cual es a su vez el precursor del campo eléctrico considerando la naturaleza del medio (Wait, 1982).

Finalmente, la Ley de Gauss para campo magnético estipula la no existencia del monopolo magnético (Zhdanov, 2009). Para comprender esta aseveración se retoma la naturaleza de la divergencia explicada en el párrafo anterior y se contempla un caso especial cuando la divergencia es nula, indicando que el campo no tiene origen ni fin, sino que las líneas de campo actúan como líneas cerradas atravesando el espacio. Dada la condición anteriormente descrita, la existencia de un monopolo, cuya naturaleza requiere de un punto de origen, es imposible, estableciendo la naturaleza del campo magnético como solenoidal (Knödel et al., 2007).

3.1.2 Ecuaciones Constitutivas y Propiedades Electromagnéticas

Como se mencionó en el apartado anterior, las ecuaciones de Maxwell explican de forma general el comportamiento del campo electromagnético, pero para poder entender este comportamiento en el sistema Tierra deben considerarse las siguientes 3 ecuaciones constitutivas, las cuales relacionan a los campos eléctrico y magnético a través de 3 propiedades electromagnéticas en medios lineales, homogéneos e isótropos (MLHI), además de que ayudan a entender procesos como la polarización o la magnetización debidos a la inducción electromagnética (pero que desprecian a dichos procesos cuando son de naturaleza permanente y no por inducción).

Las propiedades electromagnéticas que describen el comportamiento del campo electromagnético en un medio son las siguientes: conductividad σ (inverso de la resistividad ρ), permeabilidad magnética μ y permitividad dieléctrica ϵ . La primer propiedad, la conductividad (con unidades S/m), puede definirse como la capacidad de un material para permitir el paso de la corriente eléctrica y de forma inversa, la resistividad (con unidades Ωm) se entiende como la capacidad para obstaculizar el paso de dicha corriente.

La segunda propiedad, referida a la permeabilidad magnética (con unidades H/m), puede definirse como la capacidad de un material para dejar pasar campo magnético y la última, la permitividad (con unidades F/m), se define como la capacidad del medio para polarizar un material ante la presencia de un campo eléctrico. Por otro lado, es importante entender que las últimas dos propiedades están referenciadas con el comportamiento en el vacío de modo que sus valores absolutos surgen del producto de sus valores relativos (μ_r y ϵ_r) con los valores constantes registrados en el vacío (μ_0 y ϵ_0).

$$\mu = \mu_r \mu_0 [H/m] \text{ con } \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} [H/m]$$

$$\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0 [F/m] \text{ con } \varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} [F/m]$$

La primera ecuación constitutiva es conocida como la Ley de Ohm, donde el vector de densidad de corriente \vec{J} es directamente proporcional a la conductividad σ y al campo eléctrico \vec{E} (Telford et al., 1990). Esta ecuación sostiene que el campo eléctrico ejercerá un efecto sobre las cargas, pero la aceleración no será infinita debido a la naturaleza conductiva/dieléctrica del medio que determinará la facilidad del flujo de corriente, modelando así la densidad de corriente (Ward & Hohmann, 1988).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \dots (5)$$

Usualmente, esa ecuación suele aplicarse a sistemas ingenieriles a partir de magnitudes distintas (intensidad de corriente I , resistencia R y diferencia de potencial V) pero análogas de cierta forma: el vector de densidad de corriente es análogo a la intensidad de corriente, la conductividad se relaciona con la conductancia, la cual es inversa a la resistencia, siendo esta última análoga a la resistividad (Nabighian, 1987) y el campo eléctrico es análogo a la diferencia de potencial ya que esta última surge de la derivada de un potencial, lo equivalente a un campo (Wait, 1982).

La segunda ecuación constitutiva relaciona linealmente al vector de inducción magnética con el campo magnético \vec{H} a través de la permeabilidad magnética (Telford et al., 1990). Esta relación parte de que el campo \vec{H} , o de intensidad magnética, fluye sobre el medio dependiendo de la capacidad del este para permitir el paso de \vec{H} (si el medio es ferromagnético facilita el tránsito, pero si es diamagnético lo obstaculiza), lo que da como resultado el campo de inducción magnético \vec{B} (Ward & Hohmann, 1988; Zhdanov, 2009).

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \dots (6)$$

La última ecuación constitutiva indica que el vector de desplazamiento eléctrico es directamente proporcional al campo \vec{E} mediante la permitividad dieléctrica (Telford et al., 1990). Esta expresión explica como sucede la polarización en un medio cuando existe un campo eléctrico, de modo que desplazamiento eléctrico surge como la respuesta de dicha interacción (Ward & Hohmann, 1988).

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \dots (7)$$

De forma general se puede entender que los pares de campos relacionados en las tres ecuaciones constitutivas representan interacciones causa-efecto, de modo que las propiedades (σ , μ y ε) juegan el papel de moduladoras del campo resultante (\vec{J} , \vec{B} y \vec{D}).

Finalmente, considerando estas relaciones, se pueden reescribir las primeras tres ecuaciones de Maxwell de la siguiente manera:

$$\nabla \times \bar{H} = \sigma \bar{E} + \varepsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \dots (8)$$

$$\nabla \times \bar{E} = -\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \dots (9)$$

$$\nabla \cdot \bar{E} = \frac{q}{\varepsilon} \dots (10)$$

3.1.3 Ecuación de Onda Electromagnética

A partir de las ecuaciones de Maxwell y las relaciones constitutivas se puede obtener la ecuación de onda electromagnética para campo eléctrico y para campo magnético. Para obtener la ecuación de onda para el campo magnético se parte obteniendo el rotacional de la Ley de Ampere-Maxwell (ecuación 1):

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{H}) = \sigma (\nabla \times \bar{E}) + \varepsilon \frac{\partial (\nabla \times \bar{E})}{\partial t}$$

Utilizando la Ley de Faraday (ecuación 2) e igualando a cero:

$$\nabla \times \nabla \times \bar{H} - \sigma \left(-\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \right) - \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(-\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \right) = 0$$

$$\nabla \times \nabla \times \bar{H} + \sigma \mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial t^2} = 0$$

Aplicando la fórmula del doble rotacional:

$$\nabla \times \nabla \times \bar{H} = \nabla (\nabla \cdot \bar{H}) - \nabla^2 \bar{H}$$

$$\nabla (\nabla \cdot \bar{H}) - \nabla^2 \bar{H} + \sigma \mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial t^2} = 0$$

Retomando la Ley de Gauss para campo magnético (ecuación 4) se elimina el 1er término del 1er miembro:

$$-\nabla^2 \bar{H} + \sigma\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} + \varepsilon\mu \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial t^2} = 0$$

Cambiando de signos y usando la expresión de la variación temporal del campo magnético:

$$\bar{H} = H_o e^{-i(\omega t - \varphi)}, \text{ donde } H_o \text{ es el campo inicial ... (11)}$$

$$\nabla^2 \bar{H} - \sigma\mu \frac{\partial}{\partial t} (H_o e^{-i(\omega t - \varphi)}) - \varepsilon\mu \frac{\partial^2}{\partial t^2} (H_o e^{-i(\omega t - \varphi)}) = 0$$

Resolviendo las derivadas parciales:

$$\nabla^2 \bar{H} - \sigma\mu (H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} (-i\omega)) - \varepsilon\mu \frac{\partial}{\partial t} (H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} (-i\omega)) = 0$$

$$\nabla^2 \bar{H} + i\omega\sigma\mu H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} + i\omega\varepsilon\mu H_o \frac{\partial}{\partial t} (e^{-i(\omega t - \varphi)}) = 0$$

$$\nabla^2 \bar{H} + i\omega\sigma\mu H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} + i\omega\varepsilon\mu H_o (e^{-i(\omega t - \varphi)} (-i\omega)) = 0$$

$$\nabla^2 \bar{H} + i\omega\sigma\mu H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} + \varepsilon\mu\omega^2 H_o e^{-i(\omega t - \varphi)} = 0$$

Usando nuevamente la expresión de la variación temporal (ecuación 11) y factorizando:

$$\nabla^2 \bar{H} + i\omega\sigma\mu \bar{H} + \varepsilon\mu\omega^2 \bar{H} = 0$$

$$\nabla^2 \bar{H} + \bar{H}(i\omega\sigma\mu + \varepsilon\mu\omega^2) = 0$$

Considerando al cuadrado de la constante de propagación a partir de la siguiente expresión:

$$\gamma^2 = i\omega\sigma\mu + \varepsilon\mu\omega^2 \dots (12)$$

La ecuación de onda para campo magnético queda de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \bar{H} + \bar{H}\gamma^2 = 0 \dots (13)$$

Para el caso de la obtención de la ecuación de onda para campo eléctrico se sigue un procedimiento similar, solo que en este caso se parte de la Ley de Faraday (ecuación 2), se recurre a la Ley de Gauss (ecuación 3) para campo eléctrico considerando un medio pasivo (sin fuentes inmersas, es decir $\nabla \cdot \bar{E} = 0$), incluyendo la expresión del cuadrado de la constante de propagación (ecuación 12) y la siguiente expresión para la variación temporal del campo eléctrico:

$$\bar{E} = E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)}, \text{ donde } E_0 \text{ es el campo inicial ... (14)}$$

Con las condiciones descritas anteriormente y siguiendo el procedimiento descrito para el campo magnético se obtiene la siguiente ecuación de onda para campo eléctrico:

$$\nabla^2 \bar{E} + \bar{E} \gamma^2 = 0 \dots (15)$$

3.1.4 Onda Plana

Para poder obtener las soluciones a la ecuación de onda electromagnética (ecuaciones 13 y 15) se debe recurrir al concepto de onda plana. El concepto de onda plana propone que la onda, al provenir de una fuente lejana y al extenderse en una dimensión mucho mayor a la profundidad de investigación, incide de forma homogénea (Neska et al, 2018) como un plano perpendicular a la dirección de propagación. En la figura 10 se observa un sistema coordenado indicando la naturaleza geométrica de la onda plana.

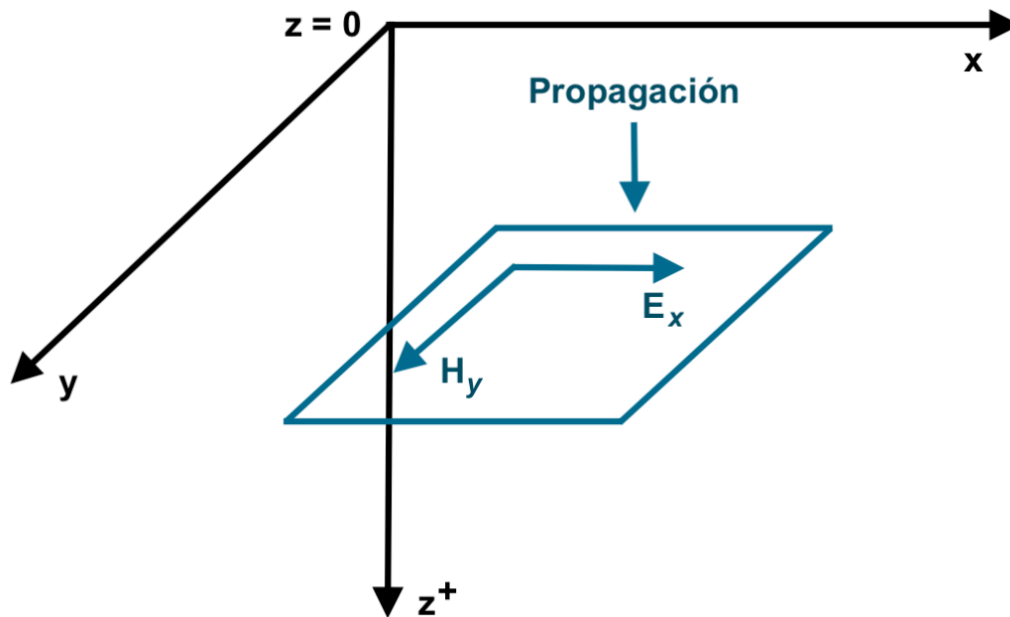


Figura 10. Esquema vectorial de la onda plana.

Dada la incidencia de la onda plana, se considera que los campos \bar{E} y \bar{H} son constantes de forma horizontal, es decir, no cambian en las direcciones x y y, por lo que se puede establecer la primera condición:

$$\frac{\partial \bar{E}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{E}}{\partial y} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial y} = 0 \dots (\text{condición 1})$$

La segunda condición establece que el campo electromagnético se hace nulo cuando z tiende al infinito, es decir, el campo se desvanece hasta desaparecer, de modo que se establece la siguiente condición:

$$\bar{E} = \bar{H} = 0 \text{ cuando } z \rightarrow \infty \dots (\text{condición 2})$$

La última condición indica que cuando $z = 0$, existe un determinado campo electromagnético inicial descrito por las siguientes expresiones:

$$\bar{E} = E_0 \text{ y } \bar{H} = H_0 \text{ cuando } z = 0 \dots (\text{condición 3})$$

Con las condiciones iniciales y de frontera es posible reescribir las ecuaciones de onda descritas en el apartado anterior. Para los ambos casos, magnético y eléctrico (ecuaciones 13 y 15) se resuelve el laplaciano:

$$\nabla^2 \bar{H} = \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} \therefore \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} + \bar{H} \gamma^2 = 0$$

$$\nabla^2 \bar{E} = \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial z^2} \therefore \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial z^2} + \bar{E} \gamma^2 = 0$$

Utilizando la primera condición los primeros dos términos se hacen nulos, obteniendo las siguientes ecuaciones, conocidas como Ecuaciones de Helmholtz:

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} + \bar{H} \gamma^2 = 0 \dots (16)$$

$$\frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial z^2} + \bar{E} \gamma^2 = 0 \dots (17)$$

En ambos casos se trata de ecuaciones diferenciales ordinarias de segundo orden, cuyas soluciones son las siguientes:

$$\bar{E} = \underbrace{Ae^{i\gamma z}}_{\text{Propagación en dirección } z^+} + \underbrace{Be^{-i\gamma z}}_{\text{Propagación en dirección } z^-} \dots (18)$$

$$\bar{B} = \underbrace{Ce^{i\gamma z}}_{\text{Propagación en dirección } z^+} + \underbrace{De^{-i\gamma z}}_{\text{Propagación en dirección } z^-} \dots (19)$$

Considerando la propagación únicamente en la dirección x^+ (según la figura 10), la propagación en la dirección x^- es nula, de modo que:

$$Be^{-i\gamma z} = De^{-i\gamma z} = 0$$

Quedando las soluciones de la siguiente manera:

$$\bar{E} = Ae^{i\gamma z} \quad y \quad \bar{H} = Ce^{i\gamma z}$$

Considerando la tercera condición, cuando $Z = 0$, se obtiene lo siguiente:

$$E_0 = Ae^{i\gamma \cdot 0} = Ae^0 = A \quad \therefore \quad \bar{E} = E_0 e^{i\gamma z}$$

$$H_0 = Ce^{i\gamma \cdot 0} = Ce^0 = C \quad \therefore \quad \bar{H} = H_0 e^{i\gamma z}$$

Usando las expresiones de variación temporal (ecuaciones 11 y 14) las soluciones quedan de la siguiente manera:

$$\bar{E} = E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i\gamma z} \dots (20)$$

$$\bar{H} = H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i\gamma z} \dots (21)$$

Por otro lado, la expresión del cuadrado de la constante de propagación (ecuación 9) puede reescribirse, aprovechando su naturaleza compleja, con un término real asociado a la fase y otro imaginario asociado a la amplitud, de la siguiente manera:

$$\gamma = \underbrace{\alpha}_{\text{constante de fase}} + \underbrace{\beta i}_{\text{Constante de amplitud}}$$

$$\text{Donde: } \alpha, \beta = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} \left(\sqrt{\sigma^2 + \varepsilon^2 \omega^2} \pm \varepsilon\omega \right)}$$

Tomando las constantes de fase y amplitud se obtienen las soluciones de la ecuación de onda, denominadas componentes eléctrica y magnética de la onda electromagnética, respectivamente:

$$\bar{E} = E_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i(\alpha + \beta i)z} = E_0 e^{-i\omega t} e^{i\varphi} e^{i\alpha z} e^{-\beta z}$$

$$\bar{E} = E_0 e^{-\beta z} e^{i(-\omega t + \varphi + \alpha z)} \rightarrow \text{Componente eléctrica de la onda EM} \dots (22)$$

$$\bar{H} = H_0 e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i(\alpha + \beta i)z} = H_0 e^{-i\omega t} e^{i\varphi} e^{i\alpha z} e^{-\beta z}$$

$$\bar{H} = H_0 e^{-\beta z} e^{i(-\omega t + \varphi + \alpha z)} \rightarrow \text{Componente magnética de la onda EM} \dots (23)$$

3.1.5 Propagación de la Onda Electromagnética

La propagación de la onda electromagnética a través de un medio se verá caracterizada por las siguientes magnitudes: velocidad, longitud de onda, profundidad nominal e impedancia.

La velocidad de la onda se define como la primera derivada de la distancia recorrida por la onda en función del tiempo, que, considerando la propagación de forma vertical desde la superficie terrestre, dicha distancia corresponde a la profundidad z . Retomando la expresión de la fase θ a partir de la componente eléctrica de la onda electromagnética (ecuación 22), se puede obtener la profundidad para su posterior derivación en función del tiempo.

$$\begin{aligned}\bar{E} &= E_0 e^{-\beta z} e^{\frac{i(-\omega t + \varphi + \alpha z)}{\theta}} \rightarrow \theta = -\omega t + \varphi + \alpha z \\ z &= \frac{\theta + \omega t - \varphi}{\alpha} \\ v &= \frac{d}{dt} \left(\frac{\theta + \omega t - \varphi}{\alpha} \right) = \frac{\omega}{\alpha} \\ v &= \frac{\omega}{\alpha} \text{ [m/s]} \dots (24)\end{aligned}$$

La longitud de onda λ , entendida como la distancia que recorre una onda durante un ciclo completo de oscilación, determina la resolución vertical, es decir, el tamaño del efecto que se va a observar. Considerando la expresión básica de la longitud de onda, así como la definición de la frecuencia angular ω y la ecuación de velocidad anterior (ecuación 24), se obtiene la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}v &= \frac{\omega}{\alpha} \text{ [m/s]} \quad \lambda = \frac{v}{f} \text{ [m]} \quad \omega = 2\pi f \text{ [rad/s]} \\ \lambda &= \frac{\frac{\omega}{\alpha}}{\frac{\omega}{2\pi}} \rightarrow \lambda = \frac{2\pi}{\alpha} \text{ [m]} \dots (25)\end{aligned}$$

Respecto a la profundidad nominal δ , también conocida como “Skin Depth”, esta se define como la distancia recorrida por la onda hasta que su amplitud decaiga al 37% de su valor original. Para calcular dicha profundidad se expresa la atenuación anteriormente mencionada como el siguiente cociente, utilizando el término de la amplitud de la componente magnética de la onda (ecuación 23):

$$\frac{H_0 e^{-\beta z}}{H_0 e^{-\beta(z+\delta)}} = e$$

$$\frac{e^{-\beta z}}{e^{-\beta(z+\delta)}} = \frac{e^{-\beta z}}{e^{-\beta z} e^{-\beta \delta}} = \frac{1}{e^{-\beta \delta}} = e$$

$$e^{\beta \delta} = e \therefore \beta \delta = 1$$

$$\delta = \frac{1}{\beta} [m] \dots (24)$$

Finalmente, la impedancia de la onda electromagnética puede definirse como la relación lineal entre el campo eléctrico y el magnético en una interfase, así como lo muestra la siguiente expresión:

$$\bar{z} = \frac{|\bar{E}|}{|\bar{H}|} [\Omega] \dots (25)$$

Esta cantidad de tipo tensorial y considerando que los campos \bar{E} y \bar{H} se propagan perpendicularmente (véase figura 10) se puede obtener la expresión tensorial de la impedancia para cualquier componente ij .

$$z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} = \begin{bmatrix} z_{ii} & z_{ij} \\ z_{ji} & z_{jj} \end{bmatrix} \dots (26)$$

Tomando como ejemplo la componente xy , la ecuación 26 y la expresión de la Ley de Faraday (ecuación 9), las ecuaciones 20 y 21, y considerando además las derivadas parciales en dirección x y y como nulas, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\nabla \times \bar{E} = \frac{\partial E_x}{z} = -\mu \frac{\partial H_y}{\partial t}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (E_x e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i\gamma z}) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (H_y e^{-i(\omega t - \varphi)} e^{i\gamma z})$$

$$E_x i\gamma = \mu H_y i\omega \rightarrow \frac{E_x}{H_y} = \frac{\mu\omega}{\gamma} = z_{xy}$$

$$z_{xy} = \frac{\mu\omega}{\gamma} \dots (27)$$

Las propiedades de propagación anteriormente descritas funcionan para un medio general, pero pueden ajustarse según la naturaleza conductiva/dieléctrica del medio, de modo que se pueden definir 3 tipos de medio: conductivo (cuasiestacionario), dieléctrico

(ondulatorio) y dieléctrico disipativo. Dichos medios se definen a partir de la Ley de Ampere-Maxwell (ecuación 8) según la predominancia de los términos y de la expresión de la constante de propagación (ecuación 12):

$$\underbrace{\nabla \times \vec{H}}_{I_T} = \underbrace{\sigma \vec{E}}_{\substack{\text{corrientes de conducción} \\ \downarrow \\ J_c}} + \underbrace{\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}}_{\substack{\text{corrientes de desplazamiento} \\ \downarrow \\ J_D}}$$

$$\gamma^2 = \underbrace{\omega \mu \sigma i}_{\substack{\text{depende solo de} \\ \text{corrientes conductivas}}} + \underbrace{\omega^2 \epsilon \mu}_{\substack{\text{depende solo de} \\ \text{corrientes de desplazamiento}}}$$

De forma generalizada, los medios contienen ambas corrientes en diferente medida, pero la predominancia de alguna de ellas define el tipo de medio: Si en un medio dominan las corrientes de conducción el medio se definirá como conductor, si el medio está controlado por las corrientes de desplazamiento se definirá como dieléctrico y en el caso de que las corrientes de desplazamiento sean mucho mayores a las de conducción (pero sin llegar a corrientes de conducción nulas) se trata de un medio dieléctrico disipativo. Numéricamente, estos tres medios pueden clasificarse a través de la tangente de pérdida, definida por la siguiente expresión:

$$\tan(\alpha) = \frac{\sigma}{\epsilon \omega} \dots (28)$$

Cuando la tangente es igual a uno se trata de un medio intermedio o en transición entre el conductor y el dieléctrico, si es mayor a uno se trata de un medio conductor y si es menor a uno se trata de un medio dieléctrico, incluyendo el caso del dieléctrico disipativo. En la tabla 1 se muestran las distribuciones de corrientes, y las expresiones de la Ley de Ampere-Maxwell, la constante de propagación, las constantes de fase y amplitud, la velocidad, longitud de onda, la profundidad nominal y la impedancia.

Tabla 1: Propiedades de los tipos de medios

<i>Medio</i>	Conductor	Dieléctrico	Dieléctrico disipativo
<i>Tangente de pérdida</i>	$\tan(\alpha) > 1$	$\tan(\alpha) < 1$	$\tan(\alpha) < 1$
<i>Distribución de corrientes</i>	$ J_c > J_D $ y $ J_D = 0$	$ J_c < J_D $ y $ J_c = 0$	$ J_c < J_D $ y $ J_c \neq 0$

<i>Ley de Ampere Maxwell</i>	$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E}$	$\nabla \times \vec{H} = \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$	$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$
<i>Constante de propagación</i>	$\gamma = \frac{\sqrt{\omega\mu\sigma}}{\sqrt{2}} + \frac{i\sqrt{\omega\mu\sigma}}{\sqrt{2}}$	$\gamma = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}$	$\gamma = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} + \frac{i\sigma}{2\varepsilon}\sqrt{\mu\varepsilon}$
<i>Constante de fase</i>	$\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$	$\alpha = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}$	$\alpha = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}$
<i>Constante de amplitud</i>	$\beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$	$\beta = 0$	$\beta = \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$
<i>Velocidad</i>	$v = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}}$	$v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}}$	$v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}}$
<i>Longitud de onda</i>	$\lambda = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}}$	$\lambda = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\varepsilon\mu}}$	$\lambda = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\varepsilon\mu}}$
<i>Profundidad nominal</i>	$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$	$\delta = \infty$	$\delta = \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}$
<i>Impedancia</i>	$z = \frac{\omega\mu}{\sqrt{i\omega\mu\sigma}}$	$z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$	$z = \frac{\omega\mu}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon} + \frac{i\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}}$

3.2 Método Magnetotelúrico

3.2.1 Generalidades del Método

Definición

El método magnetotelúrico es un método geofísico de prospección electromagnética en el dominio de las frecuencias, que permite conocer la distribución de las resistividades del subsuelo a partir de la medición en superficie de las variaciones de los campos eléctrico y magnético naturales (Vozoff, 1991). Este método, además de no ser invasivo dada su naturaleza pasiva tiene la ventaja de que puede alcanzar grandes profundidades con buena resolución tanto de forma somera como a profundidad, esto dependiendo del

rango de frecuencias con el que se trabaje y de la naturaleza conductiva/resistiva del medio (Simpson & Bahr, 2005).

Antecedentes

El método surgió como la conjunción de dos métodos previos, el telúrico y el sondeo geomagnético. El primer método se había utilizado desde la década de 1930, cuando Conrad Schlumberger (1939) propuso el aprovechamiento de las corrientes telúricas inducidas en el subsuelo por la acción del campo magnético terrestre, para mapear el subsuelo. Al medir únicamente las diferencias de potencial, el método era bastante rudimentario, por lo que sus limitaciones eran considerables (Berdichevsky & Dmitriev, 2008). Por otro lado, existía el sondeo geomagnético, un método que medía las variaciones temporales del campo magnético para inferir estructuras de conductividad lateral en el manto y la corteza (Schmucker, 1970), pero careciendo de resolución a un nivel más somero.

El primer gran avance surgió a principios de la década de 1950, cuando se propuso casi de forma simultánea el método magnetotelúrico que ahora conocemos. Por una parte, Andrey Tikhonov (1950), de la entonces Unión Soviética, publica su trabajo donde explica que existe una relación entre las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético en la superficie terrestre, y años después, en 1953, el francés Louis Cagniard publica la base teórica de lo que él llama el “Método Magneto-Telúrico”, donde explica el procedimiento para obtener la resistividad aparente en un medio simple 1D y cómo utilizar las bajas frecuencias para profundizar más.

Para la siguiente década, Cantwell propone un avance importante al contemplar la naturaleza compleja del subsuelo, de modo que el análisis de las relaciones entre los campos se volvió tensorial, permitiendo inferir la naturaleza 1D, 2D o 3D del subsuelo. Hasta ese momento ya se conocía cómo calcular la resistividad pero aún se ignoraba cómo lidiar con el problema del ruido electromagnético. En las décadas de los 70's y 80's Thomas D. Gamble, Gary Egbert y otros científicos abordan el problema con la introducción del método de referencia remota y con la introducción de algoritmos robustos, que dieron buenos resultados en la remoción del ruido antropogénico.

En los últimos años el método se ha refinado incluyendo procesos de inversión y análisis de anisotropía, además de que los equipos se han mejorado significativamente en la parte electrónica, incluyendo bobinas más estables, banda ancha, inclusión de sistemas GPS y nuevos electrodos.

Fuente magnetotelúrica

Como se mencionó anteriormente, el método aprovecha fuentes naturales, las cuales provienen de la actividad solar y su interacción con la atmósfera terrestre, así como de fenómenos meteorológicos. Vozoff (1991) propone dos tipos de fuentes, las de bajas frecuencias (menores a 1 Hz), relacionadas al viento solar interactuando con la magnetósfera (véase figura 12), y las de altas frecuencias (mayores a 1 Hz), relacionadas a la actividad meteorológica global (véase figura 11), como las tormentas eléctricas.

Además de las dos fuentes mencionadas, es importante mencionar que el método tiene dos variantes cuya fuente no es natural, es decir, se usa una fuente artificial controlada (pueden ser dipolos eléctricos, bobinas, antenas o transmisores de radio de onda larga), ya sea en el dominio de las altas frecuencias (Audio Magnetotelúrico de Fuente Controlada CSAMT) ($10^4 - 10^5$ Hz) o en el dominio de las frecuencias muy altas (Radio Magnetotelúrico RMT) ($10^5 - 10^6$ Hz). Estas dos variantes, al trabajar en altas frecuencias no logran profundizar pero si otorgan una buena resolución cuando se trata de estudios someros.

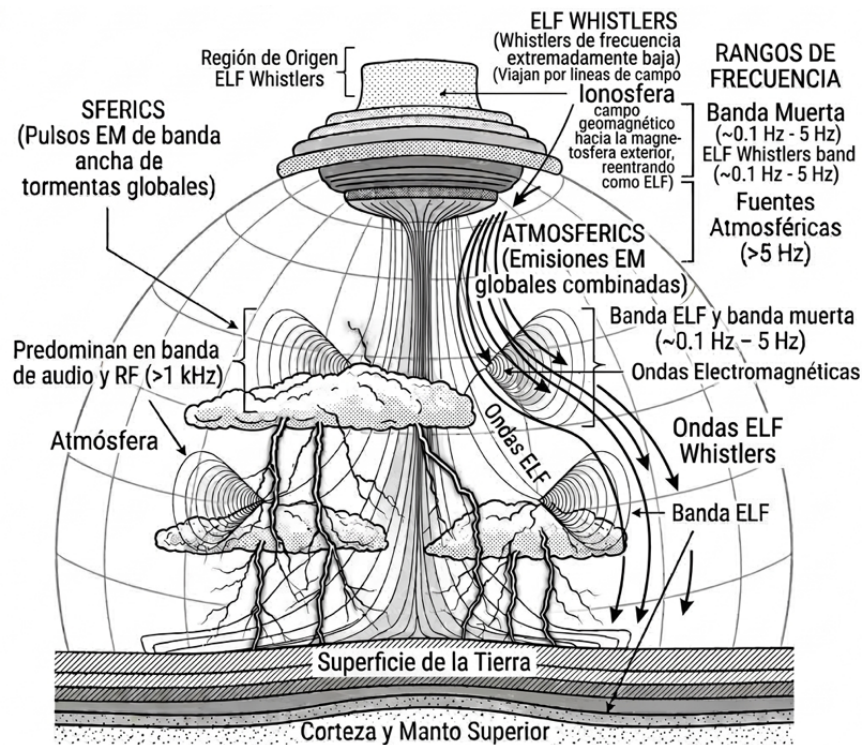


Figura 11. Esquema de la atmósfera terrestre y las fuentes electromagnéticas de frecuencias >1 Hz (Imagen generada con el modelo de IA Gemini 3 Flash de Google, basada en los conceptos de fuentes magnetotelúricas de alta frecuencia propuestos por Vozoff (1991)).

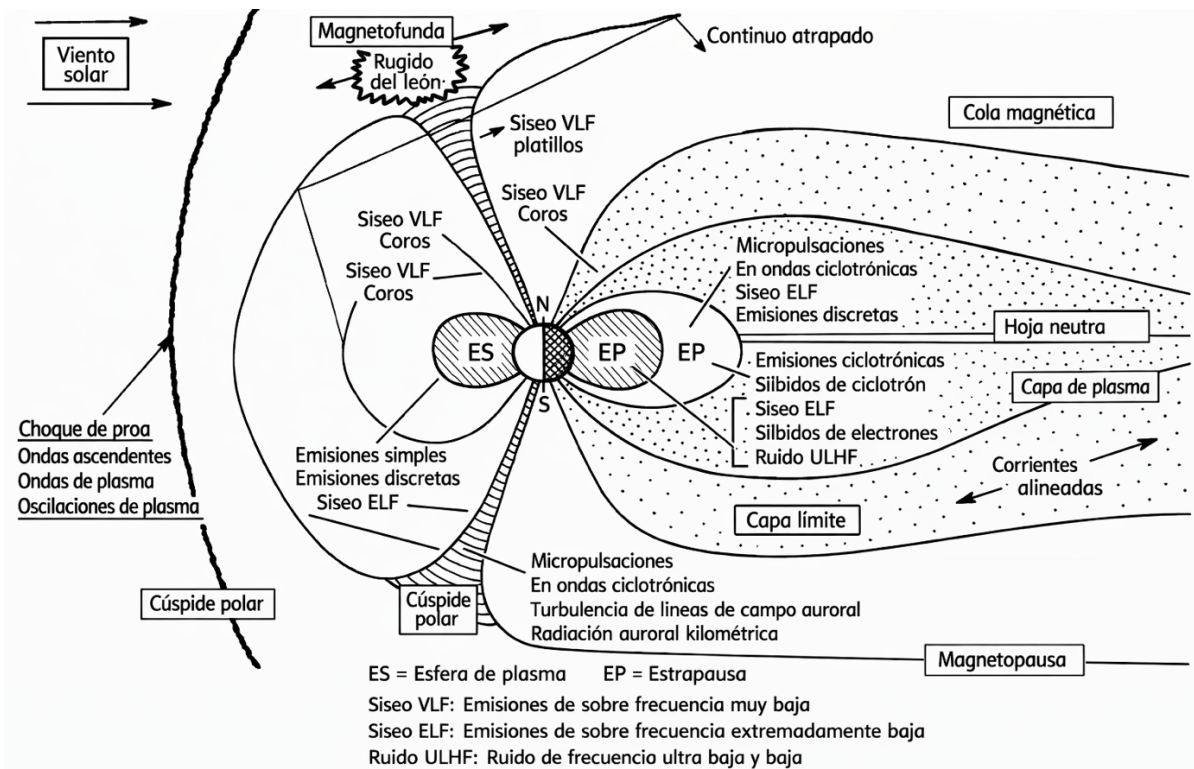


Figura 12. Esquema de la magnetósfera terrestre y las diferentes interacciones con el viento solar (Modificada de Vozoff, 1991).

Asunciones del método

El método magnetotelúrico cumple con el comportamiento descrito por las ecuaciones de Maxwell pero pueden simplificarse si se consideran las siguientes condiciones descritas por Simpson y Bahr (2005), Cagniard (1953), y Keller y Frischknecht (1966):

- La Tierra se comporta como un medio pasivo, es decir, no genera energía solo la absorbe o la disipa.
- Debido a la gran distancia desde las fuentes, los frentes de onda que llegan a la Tierra son planos y uniformes, es decir se debe asumir el concepto de onda plana, con excepción de las zonas polares y ecuatoriales.
- Los campos deberán ser tratados como conservativos.
- Para las frecuencias utilizadas en geofísica, las corrientes de desplazamiento son muy inferiores a las de conducción, es decir, se trata de un medio conductor o cuasiestacionario donde $\gamma^2 = i\omega\mu\sigma$.
- Se discrimina la presencia de acumulaciones de cargas libres, de modo que la Ley de Gauss para campo eléctrico es nula.

- Se asume que la distribución de resistividades del subsuelo no cambian temporalmente mientras se realiza la medición, a menos que haya cambios en la distribución de fluidos o actividad volcánica.
- La respuesta del subsuelo es lineal con respecto a la intensidad de los campos incidentes.
- Es imprescindible que los campos eléctrico y magnético varíen en el tiempo.
- Las variaciones espaciales que pudiera experimentar la conductividad son de mayor magnitud que las que pudiera tener la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética, es decir:

$$\frac{\Delta\sigma}{\sigma} \gg \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}, \frac{\Delta\mu}{\mu}$$

3.2.2 Estimación de la Resistividad

Con las asunciones anteriores las Ecuaciones de Maxwell quedan de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H} \dots (29)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \dots (30)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \nabla \cdot \vec{B} = 0 \dots (31)$$

Considerando la constante de propagación para un medio conductivo, la ecuación de onda y que la propagación de la onda solo será en la dirección z queda de la siguiente manera:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + E_x \gamma^2 = \frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} + H_y \gamma^2 = 0 \quad y \quad \gamma^2 = i\omega\mu\sigma$$

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma E_x = \frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma H_y = 0 \dots (32)$$

Finalmente, las soluciones a estas ecuaciones quedan de la siguiente manera:

$$\vec{E} = E_0 e^{i\alpha z} e^{-\beta z} \dots (33)$$

$$\vec{H} = H_0 e^{i\alpha z} e^{-\beta z} \dots (34)$$

$$\text{con } \alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \dots (35)$$

Para obtener la impedancia se recurre a la Ley de Ampere-Maxwell (véase tabla 1) y a las soluciones anteriores (ecuaciones 33 y 34):

$$\frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \dots (36)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (H_y e^{z(i\alpha-\beta)}) = \sigma E_x e^{z(i\alpha-\beta)}$$

$$H_y e^{z(i\alpha-\beta)} (i\alpha - \beta) = \sigma E_x e^{z(i\alpha-\beta)}$$

$$H_y (i\alpha - \beta) = \sigma E_x \rightarrow \frac{E_x}{H_y} = \frac{i\alpha - \beta}{\sigma} = Z_{xy} \dots (37)$$

Utilizando la expresión de las constantes de fase y amplitud (ecuación 35), y utilizando los módulos cuadrados se obtiene lo siguiente:

$$Z_{xy} = \frac{i \left(\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \right) - \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}}{\sigma} \rightarrow Z_{xy} = \frac{\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} (i - 1)}{\sigma}$$

$$|Z_{xy}|^2 = \left| \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} (i - 1) \right|^2 = \left(\frac{1}{\sigma^2} \right) \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2} \right) (2) = \frac{\omega\mu}{\sigma} [\Omega] \dots (38)$$

Despejando la conductividad y obteniendo el inverso se obtiene la resistividad:

$$\sigma = \frac{\omega\mu}{|Z_{xy}|^2} = \rho^{-1} \rightarrow \rho = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 [\Omega m] \dots (39)$$

Además, dada la naturaleza compleja de la impedancia puede calcularse la fase a través de la siguiente ecuación:

$$\varphi_{ij} = \arctan \left(\frac{Im(Z_{xy})}{Re(Z_{xy})} \right) [^\circ] \dots (40)$$

3.2.3 Respuesta Magnetotelúrica

La respuesta del medio ante el fenómeno magnetotelúrico puede modelarse a través del tensor de impedancias, un tensor que captura las variaciones de las propiedades electromagnéticas en las diferentes direcciones a partir de las mediciones de los campos eléctrico y magnético en sus componentes horizontales. Dicho tensor, recordando que la propagación se da únicamente en la dirección z queda de la siguiente manera:

De la expresión fundamental de la impedancia $Z = \frac{\bar{E}}{\bar{H}} \rightarrow \bar{E} = Z\bar{H}$

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \dots (41)$$

De esta última expresión se puede obtener el siguiente sistema de ecuaciones con 4 incógnitas (las componentes de Z), recordando que las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético se obtienen de las mediciones en campo.

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \dots (42)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \dots (43)$$

Para resolver dicho sistema de ecuaciones se aplica la metodología de mínimos cuadrados incluyendo dos ecuaciones adicionales a partir de las componentes horizontales del campo magnético, componentes que suelen ser más estables que las eléctricas. Para esto se realiza una correlación cruzada de las ecuaciones 42 y 43 con las componentes horizontales conjugadas, de modo que se obtienen las siguientes 4 ecuaciones:

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \dots (44)$$

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \dots (45)$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle \dots (46)$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle \dots (47)$$

Para la obtención de la primer componente del tensor de impedancias (Z_{xx}) se despeja la impedancia Z_{xy} de la ecuación 44 para dejar a la ecuación 45 solamente en términos de Z_{xx} :

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_x^* \rangle - Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle}$$

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + \frac{\langle E_x H_x^* \rangle - Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle} \langle H_y H_y^* \rangle$$

$$\langle E_x H_y^* \rangle = \frac{Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle + \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle}$$

$$\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle + \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle$$

$$\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle = Z_{xx} (\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle) + \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle$$

Despejando nuevamente se obtiene la expresión de Z_{xy} :

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \dots (48)$$

Si siguiendo un procedimiento similar se pueden obtener las tres componentes faltantes:

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle} \dots (49)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle} \dots (50)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \dots (51)$$

3.2.4 Profundidad de Investigación

Para calcular la profundidad alcanzada en un estudio magnetoteléurico se retoma la ecuación de la profundidad nominal (véase tabla 1) para un medio cuasiestacionario, la resistividad y la definición de la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f [rad/s]$), obteniendo la siguiente ecuación:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} [m] = \sqrt{\frac{1}{4\pi^2 \times 10^{-7}} \frac{\rho}{f}} \cong 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [m] \dots (52)$$

De forma usual en la práctica, el cálculo suele usar la siguiente aproximación en km:

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} [km] \dots (53)$$

Como puede apreciarse en ambas expresiones, la profundidad depende esencialmente de las frecuencias que se utilicen durante la adquisición de los datos y de la naturaleza resistiva del medio, de modo que, a mayores frecuencias, la penetración será menor y viceversa, y del mismo modo, cuando un medio es conductivo la penetración será menor y viceversa. Además, una de las ventajas del método es que con una misma configuración del equipo se puede controlar medianamente la profundidad al variar las frecuencias en la medición.

3.2.5 Dimensionalidad y Direccionalidad Geoeléctrica

Una de las bondades que ofrece el tensor de impedancias es que contiene información sobre la dimensionalidad y la direccionalidad geoeléctrica, permitiendo la inferencia del tipo de lugar estudiado (medio 1D, 2D, 3D o las combinaciones entre ellos) (véase figura 13).

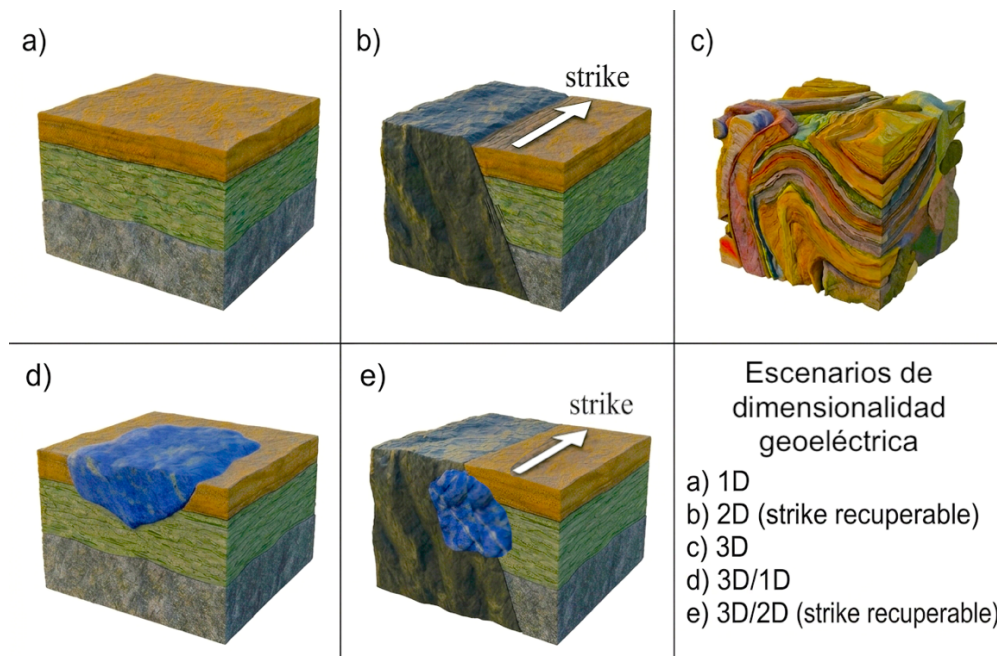


Figura 13. Casos 1D, 2D, 3D y combinaciones comunes de dimensionalidad geoeléctrica (Imagen generada con el modelo de IA Gemini 3 Flash de Google, basada en el esquema de Martí (2005)).

En el caso más sencillo, referido al caso 1D, se tiene un medio con capas horizontales homogéneas donde la resistividad varía únicamente con la profundidad, de modo que el tensor de impedancias puede simplificarse teniendo a los elementos de la diagonal principal como nulos y los elementos restantes son el complejo conjugado uno del otro, quedando de la siguiente manera:

$$Z_{obs} = Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{bmatrix} \dots (54)$$

El caso 2D representa el escenario cuando existe una estructura geológica con una dirección preferencial denominada “strike” electromagnético. En este caso el tensor de impedancias conserva a la diagonal principal como nula pero los elementos restantes son distintos entre ellas, además de que se incluye a la matriz de rotación R, definida por θ , el ángulo entre la dirección x y el strike. Por convención se considera que la dirección x corresponde con la dirección del strike.

$$Z_{obs} = RZ_{2D}R^T = R \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} R^T \dots (55)$$

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin(\theta) \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \dots (56)$$

En este caso, se asume originalmente que la orientación de los campos coincide con el strike, es decir, $\theta = 0$, pero en el caso de que no estén alineados, las componentes resultarán distintas y se podrán ajustar al modelo de la ecuación 53 al realizar una rotación de modo que las componentes fuera de la diagonal principal se hagan nulas. También existe una aproximación diferente para el caso 2D propuesta por Groom y Bailey (1989) (ecuación 55) que descompone a Z en dos partes para contemplar pequeñas distorsiones superficiales: una determinada (que se puede conocer) controlada por el “twist” T (entendido como una torsión que genera una rotación de los vectores del campo eléctrico local con respecto al regional pero manteniendo la ortogonalidad) y el “shear” S (entendido como un cizallamiento que obliga a las corrientes eléctricas a fluir en direcciones no ortogonales debido a cuerpos locales.) y otra indeterminada controlada por el factor de escala o ganancia g y la anisotropía A.

$$Z_{obs} = RTS \left. \begin{array}{c} Z'_{2D} = gAZ_{2D} \\ \uparrow \\ \text{Parte indeterminada} \\ \widetilde{Z'_{2D}} \end{array} \right\} R^T \text{ Parte determinada}$$

$$Z_{obs} = RgATSZ_{2D}R^T \dots (57)$$

En el caso bidimensional puede ocurrir que el strike coincida con la dirección del campo eléctrico, o que el strike sea perpendicular a dicho campo, es decir, que comparta la dirección con el campo magnético. El primer escenario se denomina modo Transverso Eléctrico (TE) o polarización E y se caracteriza por ser un modo inductivo debido a la acumulación de cargas en los bordes, esto causado por el flujo paralelo de la corriente eléctrica con a los bordes de las estructuras. El segundo escenario se denomina modo Transverso Magnético (TM) o polarización H y sucede cuando el campo eléctrico debe cruzar los límites de resistividad de las estructuras, provocando la acumulación de cargas superficiales en los contactos y generando distorsiones galvánicas significativas.

Dichos modos tienen distinta sensibilidad ante la complejidad geológica del medio, de forma que el modo TE es más sensible a cuerpos conductivos y ofrece una mejor resolución vertical, mientras que el modo TM resalta cuerpos resistivos y da una mejor resolución lateral.

En cuanto al caso tridimensional contiene variaciones en todas las direcciones y es incapaz de modelar al strike, de modo que todas las componentes del tensor son distintas entre ellas. Este caso es el más complejo de modelar, pero es el que mejor representa la realidad dada la complejidad de la Tierra.

$$Z_{obs} = RZ_{3D}R^T = R \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} R^T \dots (58)$$

Por otro lado, se ha observado que existen valores que permanecen constantes ante cualquier rotación sobre un eje vertical, denominados invariantes del tensor de impedancia, cuyo análisis permite una interpretación objetiva de la dimensionalidad geoeléctrica. Con el tiempo se han propuesto diversos conjuntos de invariantes aprovechando que el tensor de impedancia posee 8 grados de libertad reales (4 magnitudes y 4 fases). No existe un único tipo de invariante, sino enfoques que priorizan diferentes aspectos del tensor.

Uno de los enfoques tradicionales es el Weaver, Agarwal y Lilley (2000), compuesto por 7 parámetros adimensionales ($I_1 - I_7$) para clasificar la simetría del tensor de impedancia. Dada su naturaleza adimensional, estos invariantes definen si un modelo es 2D o 3D de forma robusta, aunque requieren de un parámetro adicional (como el determinante) para recuperar la información de la resistividad absoluta.

Otro de los enfoques es el denominado "Skew", que mide la desviación del tensor frente a una estructura simétrica o bidimensional, pero que suele ser altamente sensible al ruido superficial. Esta propuesta fue realizada por Swift Skew en 1967 pero se han

desarrollado nuevas versiones, como la de Bahr o el Skew de Fase, que permiten saber si la tridimensionalidad observada es un rasgo geológico o si se trata de una distorsión producida por heterogeneidades someras.

Finalmente está en enfoque geométrico que sugiere entender al tensor de fases (ecuación 59) como una elipse, surgiendo el concepto de “elipticidad” como una medida de la dimensionalidad geoelectrica. En un medio 1D, la elipse en realidad se comporta como un círculo (elipticidad nula), y a medida que la geología se vuelve compleja o anisotrópica, la elipse se alarga. La ventaja de este invariante es que no se ve afectado por el desplazamiento estático, un problema común que afecta las magnitudes de la impedancia, pero no sus fases.

$$\Phi = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{Re}(Z_{xx}) & \text{Re}(Z_{xy}) \\ \text{Re}(Z_{yx}) & \text{Re}(Z_{yy}) \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \text{Im}(Z_{xx}) & \text{Im}(Z_{xy}) \\ \text{Im}(Z_{yx}) & \text{Im}(Z_{yy}) \end{bmatrix} \dots \quad (59)$$

A continuación, se muestran los tensores más comunes de los enfoques descritos anteriormente:

Tabla 2: Invariantes del tensor de impedancias

Invariante	Expresión	Significado
<i>Determinante</i> (Berdichevsky, 1968)	$\sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}$	Proporciona una respuesta promedio del medio, independiente del strike.
<i>Invariantes 1 a 4</i> (Weaver et al, 2000)	$I_1 = \frac{\sqrt{x_0^2 + x_3^2}}{x_0y_3 - x_3y_0}$ $I_2 = \frac{\sqrt{y_0^2 + y_3^2}}{x_0y_3 - x_3y_0}$ $I_3 = \frac{\sqrt{x_1^2 + x_2^2}}{x_0y_3 - x_3y_0}$ $I_4 = \frac{\sqrt{y_1^2 + y_2^2}}{x_0y_3 - x_3y_0}$	Determina si el medio es 1D o 2D.
<i>Invariante 7</i> (Weaver et al, 2000)	$I_7 = \frac{ (x_1y_2 - x_2y_1) - (x_3y_0 - x_0y_3) }{(x_0y_3 - x_3y_0)^2}$	Detecta si el medio es 3D. Si es elevado, el escenario es intrínsecamente 3D.
<i>Skew</i> (Swift, 1967)	$\kappa \approx \frac{ Z_{xx} + Z_{yy} }{ Z_{xy} - Z_{yx} }$	Indica si el tensor es "torcido". Valores > 0.2 sugieren efectos 3D o ruido.
<i>Skew de fase</i> (Caldwell et al,		Mide la asimetría del tensor de fase. Es inmune a distorsiones

2004)	$\beta = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right)$ con Φ_{ij} como componentes del Tensor de Fase Φ	superficiales.
Elipticidad (Bibby et al, 2005)	$\epsilon = \frac{\Phi_{max} - \Phi_{min}}{2}$	Define el grado de anisotropía o lateralidad de la estructura.

Expresiones auxiliares:

$$x_0 = \frac{Re(Z_{xx}) + Re(Z_{yy})}{2}, x_1 = \frac{Re(Z_{xx}) - Re(Z_{yy})}{2}, x_2 = \frac{Re(Z_{xy}) + Re(Z_{yx})}{2},$$

$$x_3 = \frac{Re(Z_{xy}) - Re(Z_{yx})}{2}, y_0 = \frac{Im(Z_{xx}) + Im(Z_{yy})}{2}, y_1 = \frac{Im(Z_{xx}) - Re(Z_{yy})}{2}$$

$$y_2 = \frac{Im(Z_{xy}) + Im(Z_{yx})}{2}, y_3 = \frac{Im(Z_{xy}) - Im(Z_{yx})}{2}$$

$$\Phi_{max,min} = \frac{\sqrt{(\Phi_{xx} + \Phi_{yy})^2 + (\Phi_{xy} - \Phi_{yx})^2} \pm \sqrt{(\Phi_{xx} - \Phi_{yy})^2 + (\Phi_{xy} + \Phi_{yx})^2}}{2}$$

Información obtenida a partir de Weaver et al (2000), Caldwell et al (2004), Swift (1967), Bibby et al (2005).

Estos invariantes pueden analizarse en conjunto para definir la naturaleza de la dimensionalidad geoelectrica de un medio, en la tabla 3 se muestra una guía general para dicha evaluación.

Tabla 3: Guía para análisis de dimensionalidad geoelectrica

Caso	Invariantes de Weaver	Skew (Swift/Bahr)	Skew de fase	Elipticidad
1D	$I_1, I_2 \neq 0$ $I_3 \dots I_7 \approx 0$	≈ 0	$\approx 0^\circ$	≈ 0 círculo
2D	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0$ $I_7 \approx 0$	≈ 0	$\approx 0^\circ$	> 0 elipse
3D	I_7 elevado (> 0.15)	$> 0.2 \rightarrow$ Swift $> 0.3 \rightarrow$ Bahr	$> 3^\circ$	> 0 Elipse asimétrica
2D con distorsiones	$I_3 \dots I_6 \neq 0$ $I_7 \approx 0$	Elevado	$\approx 0^\circ$	> 0
Anisotropía	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0$ $I_7 \approx 0$	≈ 0	$\approx 0^\circ$	Muy elevada

Basada en los criterios propuestos por Weaver et al (2000), Caldwell et al (2004), Swift (1967), Bibby et al (2005) y Bahr (1988).

También es importante mencionar que en el análisis de dimensionalidad y direccionalidad existe una herramienta, denominada Tipper, que ayuda a caracterizar contrastes laterales de conductividad en el subsuelo, basándose primordialmente en la transferencia de energía entre las componentes del campo magnético (Vozoff, 1972). Esta herramienta permite conocer el grado de inclinación del campo magnético respecto al plano horizontal, una cantidad útil cuando se tienen medios 2D y 3D con estructuras geológicas verticales.

En un medio unidimensional donde la resistividad solo varía con la profundidad, las corrientes fluyen uniformemente en láminas horizontales y sus campos magnéticos asociados se cancelan mutuamente en la dirección vertical por simetría, lo que resulta en un campo magnético vertical nulo ($H_z = 0$). Cuando el medio presenta de estructuras bidimensionales o tridimensionales, como fallas geológicas o yacimientos minerales, las corrientes se desvían y generan un campo magnético secundario con una componente vertical medible. Esta componente vertical solía considerarse ruido aleatorio, pero gracias al trabajo de Parkinson (1959) y Wiese (1962) se supo que el campo magnético vertical era un subproducto directo de la desviación de corrientes eléctricas inducidas al chocar con contrastes laterales de conductividad.

Matemáticamente se define como una función de transferencia adimensional que relaciona linealmente a la componente vertical del campo magnético con las componentes horizontales mediante la siguiente expresión, donde T_x y T_y son los coeficientes complejos que conforman al Tipper, y donde las componentes horizontales del campo magnético están en el dominio de las frecuencias (Simpson & Bahr, 2005).

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \dots (60)$$

Dado que las componentes del Tipper dependen de la frecuencia, el Tipper también es capaz de proporcionar información sobre la profundidad. Además, las componentes pueden graficarse a través de los Vectores de Inducción (flechas direccionales) (véase figura 14), que, según la convención adoptada, la parte real puede apuntar al centro de gravedad cuerpos conductivos (convención de Parkinson) o apuntar fuera del conductor (convención de Wiese) (Jones, 1986). Por otro lado, el análisis de la parte imaginaria proporciona matices sobre el desfase entre las corrientes inducidas y el campo inductor, lo que ayuda a distinguir entre conductores superficiales y profundos.

En un sentido físico, el Tipper actúa como un indicador de la asimetría del campo electromagnético inducido, de modo que su magnitud aumenta significativamente cuando el sitio de medición se encuentra cerca de un contraste lateral de resistividad y se hace nulo cuando el medio es lateralmente uniforme (caso 1D) o cuando el sensor se

ubica exactamente sobre el centro de un cuerpo conductor simétrico. Esta condición lo convierte en un parámetro útil para identificar la dimensionalidad del subsuelo y para corregir efectos de distorsión galvánica, ya que, debido a su naturaleza magnética, este no se ve afectado por acumulaciones de carga en heterogeneidades superficiales de pequeña escala, lo que lo hace inmune al desplazamiento estático (Chave & Jones, 2012).

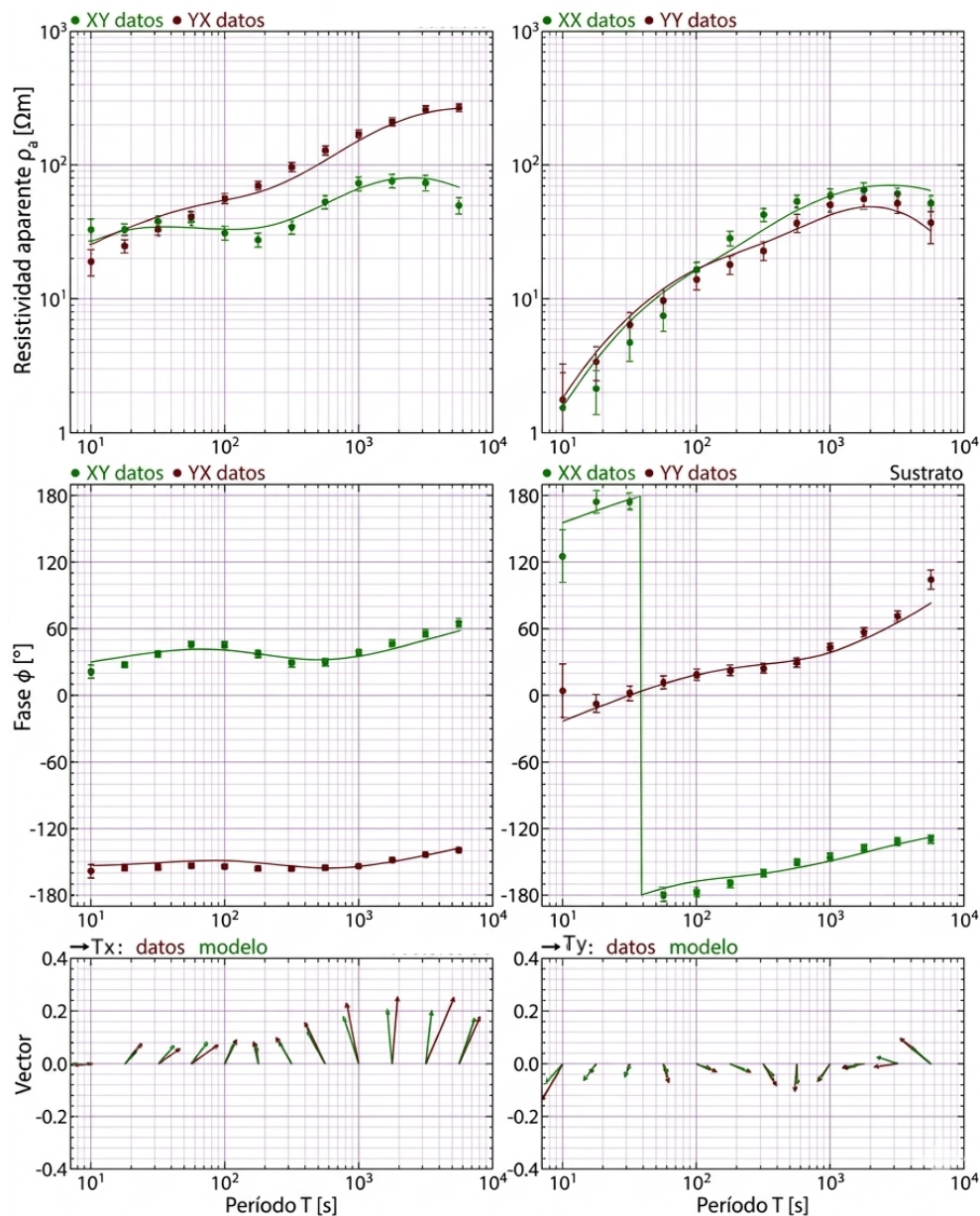


Figura 14. Ejemplo de las curvas de resistividad y fase de un sondeo magnetotelúrico incluyendo la gráfica de los vectores de inducción con convención de Parkinson. Nótese cómo la magnitud de los vectores Tx y Ty aumenta en periodos medios a largos, indicando heterogeneidades laterales en profundidad (Modificada de Slezak et al, 2018).

3.2.6 Distorsiones y Efecto de Campo Cercano

Como se mencionó con antelación las respuestas magnetotelúricas pueden verse afectadas por distorsiones (galvánicas y de inducción) que modifican la capacidad del tensor de impedancias para estudiar el subsuelo y que pueden conducir a interpretaciones erróneas. Estas distorsiones surgen a partir de heterogeneidades superficiales a pequeña escala (las dimensiones son menores que la profundidad de penetración (skin depth) de la señal). Según Groom y Bailey (1989), las distorsiones no invalidan la información recopilada, pero actúan como un filtro que altera tanto la amplitud como la fase de la impedancia observada, dificultando la interpretación de las estructuras buscadas.

La distorsión galvánica es un fenómeno independiente de la frecuencia que ocurre cuando la corriente eléctrica atraviesa cuerpos con contrastes de conductividad locales, originando la acumulación de cargas superficiales en los límites de estas anomalías. El efecto más crítico de esta distorsión es el desplazamiento estático (Static Shift), visto en las curvas de resistividad aparente como un desplazamiento vertical pero conservando la forma (véase figura 15), mientras que la curva de fase permanece inalterada gracias a que la distorsión galvánica afecta solo a la parte real de la impedancia. Este fenómeno es particularmente problemático porque al no corregirse puede conducir a errores significativos en la estimación de las profundidades de las capas durante la inversión de datos (Jones, 1988).

La distorsión galvánica es la distorsión más común y suele identificarse al encontrar static shift en las curvas de resistividad aparente (los modos TE y TM tienen una forma similar pero con desplazamiento), al detectar que las curvas de fase se mantienen estables y coherentes con el modelo regional, y revisando los parámetros de Groom-Bailey (ecuación 57) para verificar que los ángulos de twist y shear se mantienen constantes confirmando la distorsión galvánica estable.

Por otro lado, la distorsión inductiva es un fenómeno dependiente de la frecuencia y es causada por corrientes generadas dentro de cuerpos conductores locales (Chave y Smith (1994) indican que el tamaño de los cuerpos debe ser comparable con la longitud de onda de la señal), donde los cuerpos anómalos no solo redistribuyen las cargas, sino que generan su propio campo magnético secundario. Este fenómeno altera significativamente el tensor de fase desplazando los valores fuera del cuadrante estándar (0° a 90°). La identificación de la distorsión inductiva es un indicador de que el

subsuelo posee una complejidad tridimensional (3D) que no puede ser simplificada mediante modelos 2D convencionales.

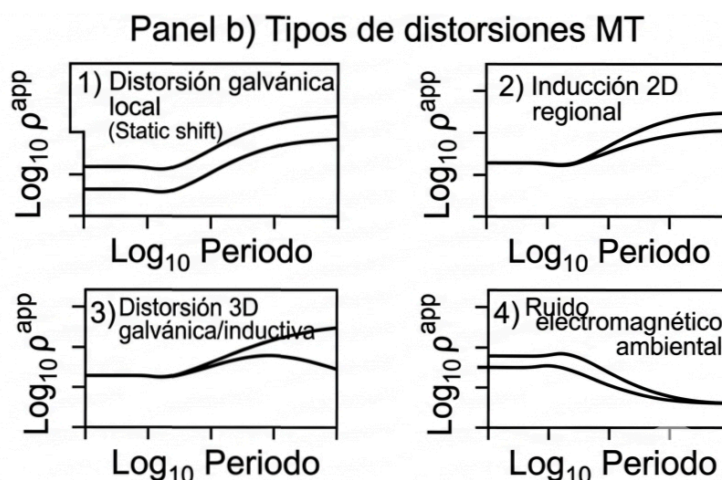
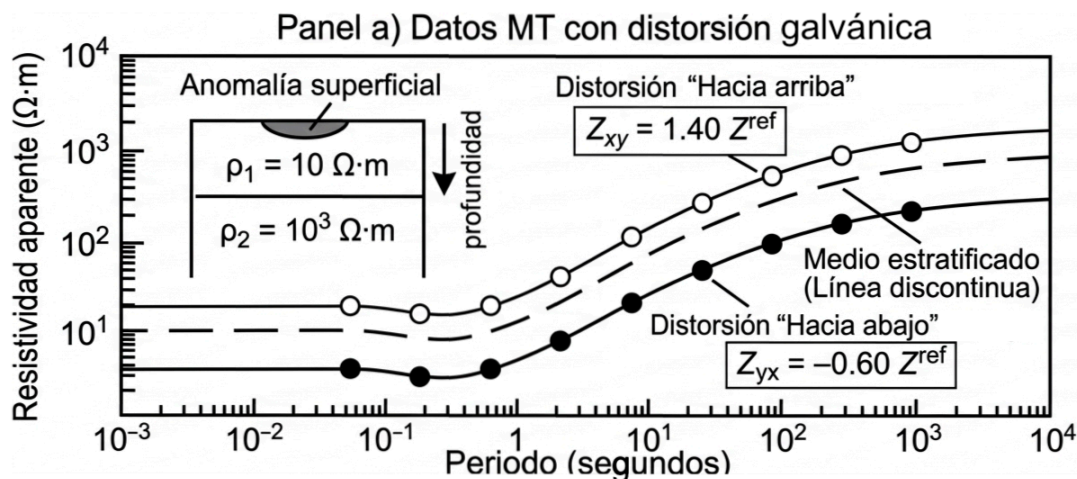


Figura 15. Representación de distorsión galvánica y efectos de dimensionalidad. En el panel b se muestran algunos ejemplos del comportamiento de las curvas de resistividad aparente en presencia de las distorsiones más comunes: 1) Static Shift puro, 2) Distorsión inductiva con curvas que comienzan juntas y se van separando al aumentar el periodo, 3) Distorsión compuesta con una de las curvas capturando el comportamiento regional y la otra afectada por una anomalía local y 4) Distorsión galvánica con efectos de ruido EM ambiental dependiente de la frecuencia en puntos donde las curvas convergen o divergen. (Modificado de Spitzer, 2011)

Para identificar este tipo de distorsión se revisan las curvas de fase para encontrar anomalías con fases fuera del cuadrante estándar. Ichihara y Mogi (2002) sugieren que esto ocurre cuando corrientes inducidas en conductores laterales dominan la señal regional. Otro factor debido a esta distorsión es el comportamiento del Tipper,

presentando magnitudes elevadas (>0.3) y direcciones que varían bruscamente con la frecuencia, apuntando hacia el cuerpo conductor que genera la distorsión. Finalmente, se puede realizar un análisis de elipticidad, ya que una excentricidad alta y un ángulo de sesgo mayor a 3° es evidencia clara de que la inducción local está afectando los datos.

Si se identifican correctamente estas distorsiones pueden corregirse aplicando las siguientes estrategias:

- Para el caso de la distorsión galvánica se puede recurrir a métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TDEM) cuya naturaleza los hace inmunes a efectos galvánicos en las altas frecuencias, permitiendo desplazar las curvas de resistividad a su posición correcta (Meju, 1996). Una alternativa a este método es el análisis tensorial con el método de Groom y Bailey (1989), ya que al recuperar los parámetros S y T se puede recuperar el tensor regional.
- En el caso de las distorsiones inductivas, estas no se suelen corregir pero si se interpretan para poder obtener resultados coherentes con la geología de la zona. Este análisis se puede realizar con procesos de inversión tridimensional al incluir las anomalías locales en el modelo geológico. Otra forma es utilizar el tensor de fase aprovechando que este es invariante ante distorsiones galvánicas, para invertir directamente sobre los datos de fase y los tipos de gradientes del tensor y obtener un modelo de resistividad regional que ignora el ruido de la carga superficial, aunque la inducción 3D seguirá presente como una estructura real (Booker, 2014).

Otro de los efectos que pueden presentarse en un estudio magnetotelúrico es el efecto de campo cercano o near field, una condición que aparece cuando deja de cumplirse la hipótesis fundamental de que la fuente natural puede tratarse como una onda plana al llegar a la superficie, esto debido a que las fuentes no son infinitamente extensas ni perfectamente uniformes. La formulación clásica propuesta por Cagniard (1953) supone que los campos electromagnéticos incidentes tienen una escala espacial mucho mayor que la profundidad de penetración, de modo que la relación entre los campos eléctricos y magnéticos es capaz de reflejar la estructura de resistividad del subsuelo y no la geometría de la fuente.

En este escenario la fuente tiene una geometría y una extensión (menor o comparable con la longitud de onda) que provocan que el campo incidente cambie significativamente en distancias del orden de la profundidad de investigación. Estas condiciones hacen que el campo primario ya no pueda tratarse como uniforme y que no se entienda como un

patrón simple de corrientes secundarias, haciendo que el subsuelo responda a un campo que ya trae una estructura espacial propia, lo que hace que la impedancia estimada sea una mezcla de la respuesta del medio con la firma de la fuente.

Una de las características básicas del campo cercano es que la amplitud no se mantiene constante en el plano horizontal (lo que sí sucede cuando hay onda plana), de modo que hay un decaimiento en función de la distancia : inversa al cubo para el caso del campo magnético ($1/r^3$) e inversa al cuadrado para el campo eléctrico ($1/r^2$). Wait (1954) en sus primeros estudios sobre la relación entre corrientes telúricas y campos magnéticos en las proximidades de la fuente, describió que las componentes del campo electromagnético no están acopladas de la forma en la que lo hacen cuando hay onda plana, ya que la impedancia de la Tierra depende no solo de la conductividad del subsuelo, sino también de la distancia geométrica al transmisor y de la frecuencia de operación.

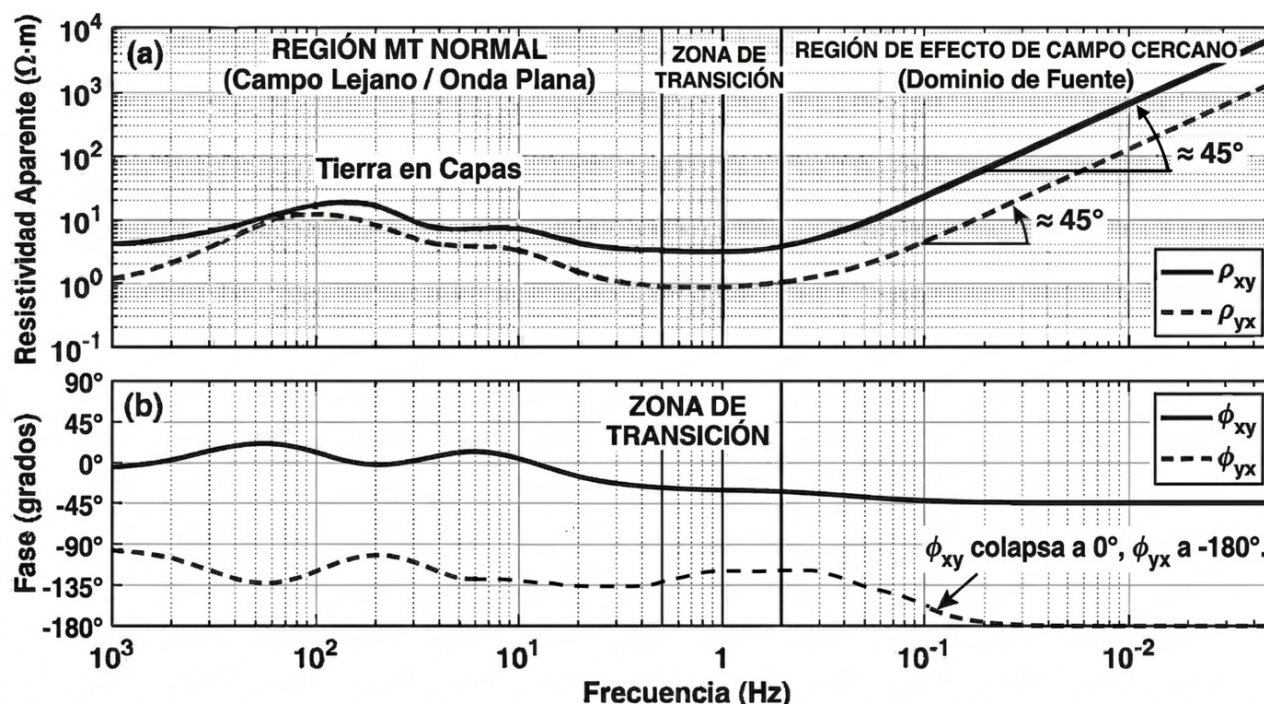


Figura 16. Efecto de campo cercano visto en las curvas de resistividad aparente y fase (Imagen generada con el modelo de IA Gemini 3 Flash de Google)

En el régimen de campo cercano, el campo eléctrico se vuelve dominante y su fase se sincroniza con la de la fuente, de modo que la fase del tensor de impedancia cae abruptamente volviéndose nula. Paralelamente, la resistividad aparente deja de reflejar la resistividad real del subsuelo y comienza a mostrar una dependencia lineal con la frecuencia. En una gráfica logarítmica de resistividad aparente los datos comienzan con un comportamiento geológico coherente y se van modificando por el campo cercano presentando una pendiente característica de $\pm 45^\circ$ (Zonge y Hughes, 1991) (véase figura

16). De acuerdo con Goldstein y Strangway (1975), el límite operativo aceptado para evitar estas distorsiones es que la distancia fuente-receptor (r) sea al menos de 3 a 5 veces mayor que la profundidad de penetración de investigación (ρ).

Este efecto es difícil de corregir completamente para un magnetotelúrico de fuente natural, por lo que suele intentarse el descarte de las frecuencias afectadas, ya que la ubicación y geometría de la fuente son desconocidas (a diferencia de los métodos de fuente controlada, donde se conoce la ubicación de la fuente y pueden aplicarse existen algoritmos de corrección geométrica) y variables. La solución más robusta consiste en el modelado directo e inversión de "campo total" (full-source modeling), donde no se intenta "limpiar" el dato para que parezca una onda plana, sino que el algoritmo de inversión incluye la geometría del dipolo emisor en las ecuaciones de Maxwell, permitiendo que el software interprete correctamente tanto los datos de campo cercano como los de campo lejano para construir el modelo de resistividad (Boerner et al, 1993).

Por último es importante mencionar que el efecto de campo cercano es común en el magnetotelúrico de fuente controlada pero en el caso de fuente natural suele darse en zonas cercanas a los polos o al ecuador (Jones, 1980), o incluso puede encontrarse una respuesta análoga de este efecto en entornos urbanos, donde el ruido antropogénico imita perfectamente al campo cercano (Szarka, 1988) al presentar la firma de los 45° en las curvas de resistividad aparente y el colapso de las fases a 0° y -180° (para xy y yx , respectivamente). Esto ocurre porque las fuentes humanas de ruido electromagnético son cercanas a la zona de estudio y actúan como fuentes dipolares, que invalidan la asunción de la onda plana.

4. Adquisición y procesamiento de datos

4.1 Adquisición de Datos

El trabajo de campo es relativamente simple comparado con otros métodos geofísicos, pero requiere de una planeación y ejecución minuciosa para que los datos sean confiables, especialmente en entornos urbanos, donde el ruido electromagnético y las restricciones de acceso imponen desafíos significativos a la integridad de la señal y a logística de la adquisición.

La primera parte, referida a la planeación debe hacerse de forma cuidadosa para garantizar la representatividad geológica del estudio, por lo que se evalúan las características del objetivo geológico y los factores que pueden afectar la calidad de los datos y la logística, así como aspectos que puedan poner en riesgo la seguridad del equipo y del personal. En la tabla 4 se muestran los principales factores a considerar.

Tabla 4: Factores a considerar en la fase de planeación

<i>Alcance del objetivo geológico</i>	a) Del objetivo geológico: <ul style="list-style-type: none"> • Dimensiones. • Profundidad. • Posible orientación. b) Sobre el equipo a utilizar: <ul style="list-style-type: none"> • Rango de frecuencias. c) Tiempo de medición.
<i>Calidad de los datos</i>	a) Presencia de: <ul style="list-style-type: none"> • Actividad magmática. • Actividad que involucre movimiento de fluidos subterráneos. b) Cercanía a: <ul style="list-style-type: none"> • Líneas de media y alta tensión. • Transformadores eléctricos. • Infraestructura subterránea. • Sistemas de telecomunicaciones. • Rutas de transporte masivo. • Vialidades. • Sistemas de drenaje, tuberías, y ductos. c) Ocurrencia de: <ul style="list-style-type: none"> • Tormentas solares. • Fenómenos meteorológicos. d) Actividad Humana en las cercanías.
<i>Logística</i>	a) Topografía. b) Vías de acceso. c) Disponibilidad de predios.
<i>Seguridad</i>	a) Estatus de seguridad de la zona. b) Presencia de fauna. c) Ocurrencia de fenómenos naturales superficiales.

El diseño de la red de estaciones debe responder a la dimensionalidad esperada del objetivo, es decir, se infiere el posible tamaño, profundidad y orientación a partir de estudios previos y la geología local y regional. De forma especial se analiza la orientación, pues una orientación adecuada permite capturar con mayor fidelidad las discontinuidades laterales de las estructuras geológicas (Vozoff, 1991). En el caso de este proyecto se buscó un perfil orientado perpendicularmente al strike de las fallas inferidas, fallas que según la geología local se presentan en tres familias importantes con orientaciones NNO-SSE, E-O y NE-SW (siendo las últimas dos las de mayor interés), por lo que el perfil diseñado (véase figura 17) tiene una orientación N-S y atraviesa la mayor parte de la zona de estudio, incluyendo la falla Contreras y las fallas inferidas por otros autores (véanse figuras 2, 6 y 9).

Perfil MT

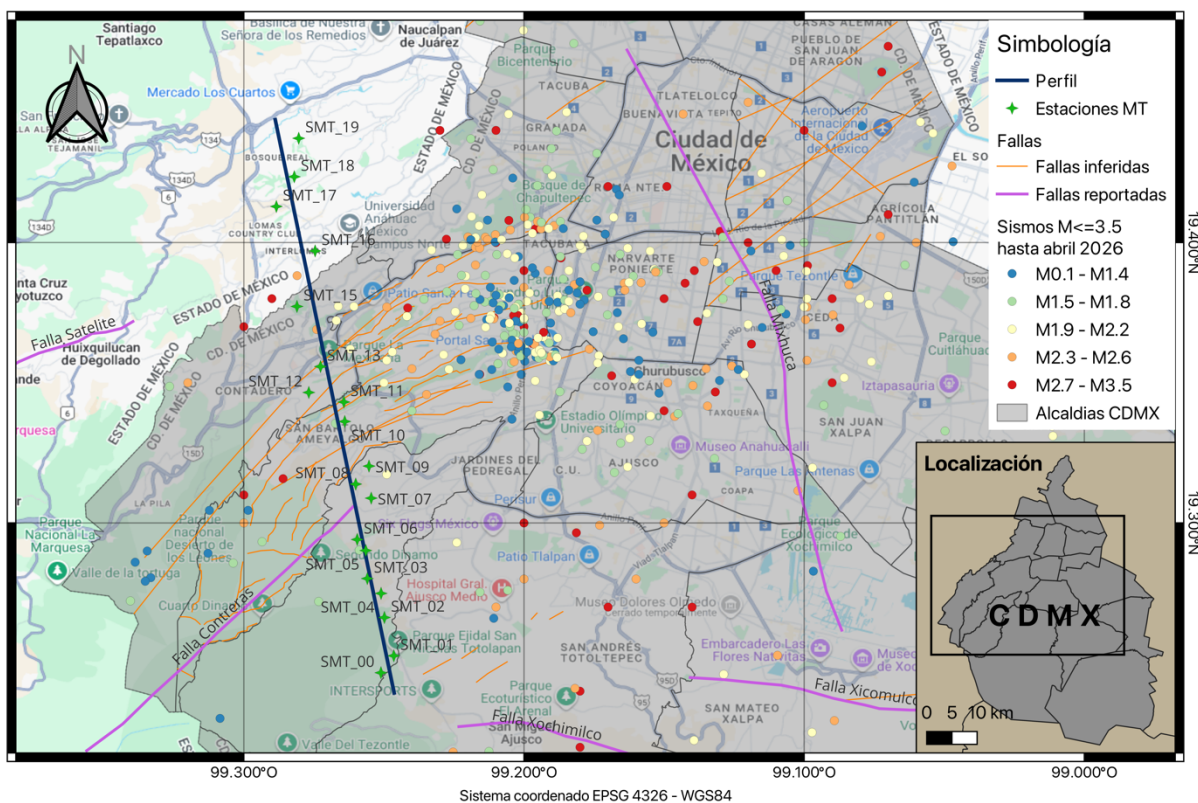


Figura 17. Mapa con la ubicación de las estaciones de MT realizadas, incluyendo las fallas inferidas.

Por otro lado, la planeación en la parte logística depende de la dinámica antropogénica de la zona, considerando que la selección de sitios no solo debe priorizar la geometría del perfil, sino también la minimización de los efectos por fuentes electromagnéticas humanas y la disponibilidad de espacios adecuados. En entornos urbanos la planeación se convierte en un proceso cambiante y restrictivo: a diferencia de las zonas remotas donde el ruido es mínimo y de origen meteorológico, la ciudad presenta una densidad crítica de ruido antropogénico (véase tabla 4), además de que la selección de sitios se convierte en un ejercicio de negociación y gestión de permisos, donde la disponibilidad de predios y la seguridad del equipo (dado su alto valor económico) obligan a menudo a modificar el diseño original, sacrificando la equidistancia ideal por la viabilidad operativa y la integridad del equipo.

Siguiendo las condiciones anteriormente descritas, la identificación de sitios se realizó mediante análisis de imágenes satelitales y posteriores visitas de campo para la gestión de permisos y para el descarte de lugares cercanos a las redes de alta tensión que atraviesan la zona de estudio. Este proceso presentó múltiples dificultades, incluyendo la falta de acceso a algunos predios, la imposibilidad de contactar a los propietarios y problemas de seguridad asociados al resguardo del equipo. Como resultado, el diseño de adquisición se ajustó dinámicamente conforme se obtenían permisos y se evaluaban las condiciones reales del terreno.

Una vez definidos los sitios para las estaciones y con los permisos en orden se procede a realizar el trabajo de campo. Dicho trabajo tendrá una logística cuya complejidad dependerá del número de equipos a utilizar y del número de colaboradores y recursos con los que se cuente. En la forma más simple, cuando solo se cuenta con un equipo, se suele instalar una estación, se recoge después del tiempo definido y luego se prosigue a instalar la siguiente estación, pero cuando se disponen de más equipos se debe diseñar una logística que permita instalar todas las estaciones para después dejarlas midiendo y al término del tiempo establecido ir a recogerlas y proseguir a instalar las estaciones siguientes, lo que se escucha de forma sencilla pero que puede ser complejo debido a la distribución de las estaciones y la cercanía /lejanía entre ellas.

Para el caso del proyecto se trabajaron con dos equipos de banda ancha MTU-5C de Phoenix Geophysics (cada uno con 3 bobinas de inducción MTC-155) (en la figura 18 se muestran los componentes del equipo utilizado), por lo que se siguió una dinámica similar a la descrita en el segundo caso, solo que por trabajar en un entorno urbano se debían considerar factores extras como el tráfico o la disponibilidad de tiempo de los dueños de los predios.

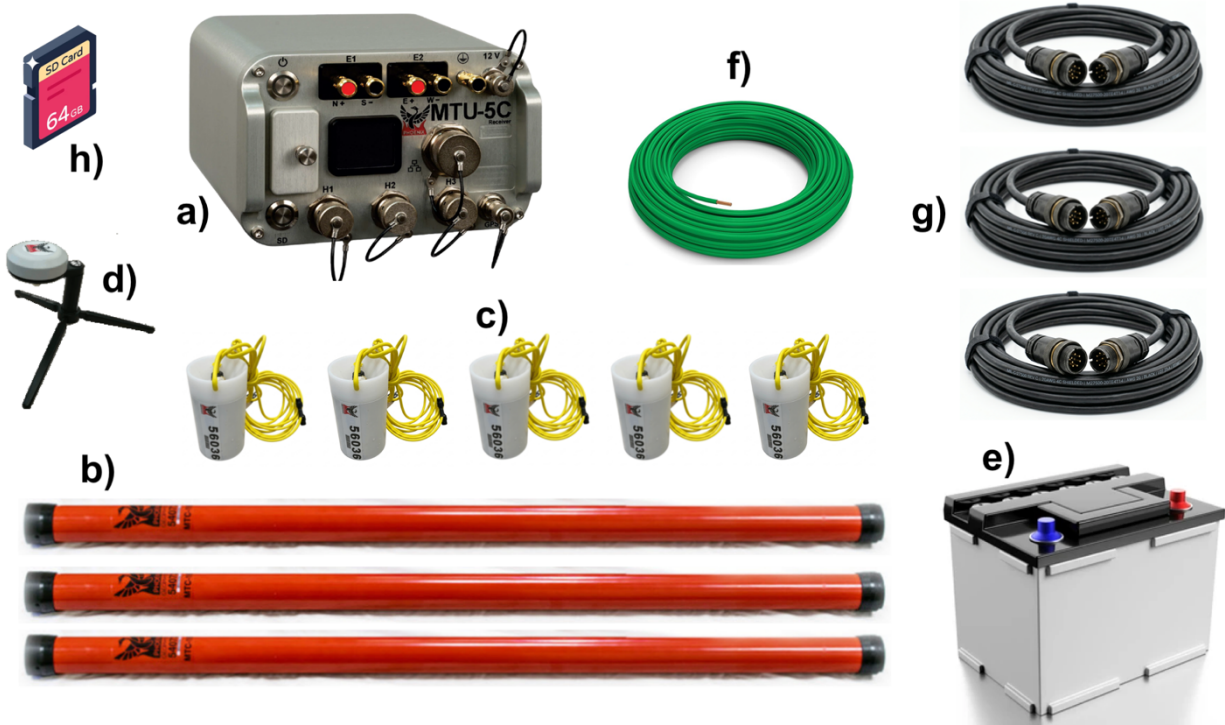


Figura 18. Equipo utilizado en la adquisición: a) consola MTU-5C de 5 canales (2 eléctricos y 3 magnéticos), b) bobinas MTC-155 de banda ancha (dos horizontales y una vertical), c) electrodos no polarizables (4 para el cuadrípulo y 1 como tierra física), d) antena GPS, e) batería de 12 V, f) cables de cobre (para conexión de electrodos y tierra física), g) cables para bobinas (3, uno por bobina) y h) tarjeta SD para almacenamiento de datos.

Ya definida la logística se procede con la instalación de las estaciones, un proceso que comienza con la calibración del equipo para verificar el correcto funcionamiento de la consola y de las bobinas, así como para obtener las funciones de transferencia del sistema, asegurando que las variaciones registradas en milivoltios correspondan con precisión a las unidades de inducción magnética (nanoteslas). Aunque las curvas de calibración suelen ser estables, Chave y Jones (2012) sugieren verificaciones periódicas (usualmente se realiza solo una vez al inicio de cada proyecto), especialmente tras traslados accidentados o periodos prolongados de inactividad, para garantizar que la sensibilidad de los sensores no se haya afectado debido a factores térmicos o mecánicos. Para esta calibración se colocan las bobinas sobre la superficie de forma paralela entre ellas, intentando que entre bobina y bobina haya al menos 1.5 m de separación. Una vez colocadas y conectadas se activa el proceso de calibración en la consola tanto para las bobinas como para la consola misma y al finalizar se procede con la instalación de la estación.

El primer paso en la instalación es identificar el norte magnético para orientar correctamente el cuadrípulo eléctrico ortogonal en direcciones norte-sur y este-oeste

(véase figura 19). Con la orientación lista luego se busca maximizar la longitud de los dipolos dentro del predio (una mayor separación entre electrodos mejora la estabilidad de las mediciones), colocando electrodos no polarizables en los extremos. Para dicha colocación se realizan excavaciones de entre 30 y 50 cm de profundidad, asegurando una base plana para garantizar un buen contacto con el suelo. Los electrodos deben colocarse lo más verticales posible, y para mejorar la conductividad y reducir la resistencia de contacto, se emplea bentonita combinada con agua o agua salada. En este paso es importante evaluar la infiltración del agua en el suelo, ya que una infiltración rápida puede provocar el secado del electrodo durante la medición, afectando la calidad de los datos.

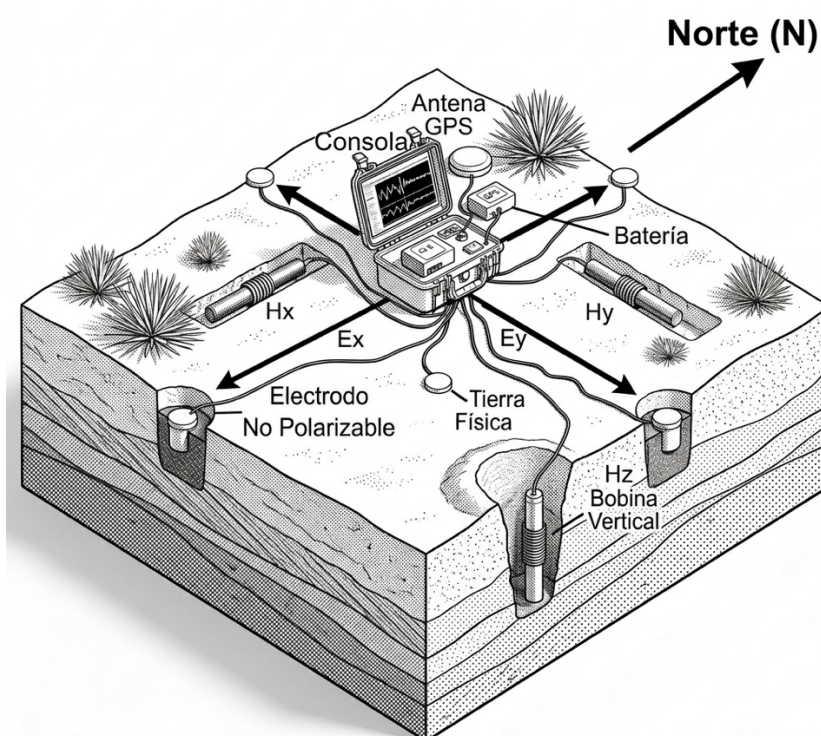


Figura 19. Esquema con la distribución en campo de los componentes del equipo de MT (Imagen generada con el modelo de IA Gemini 3 Flash de Google).

El sistema para la medición del campo eléctrico se completa con cuatro electrodos en configuración ortogonal y un electrodo adicional en el centro que funciona como tierra física. Todos los electrodos se conectan a una consola central, cuidando que los cables estén completamente extendidos (si sobra cable se pueden realizar zigzags) y sin espiras que actúen como antenas para el ruido de alta frecuencia.

La siguiente parte corresponde a la instalación de los sensores magnéticos, que suelen ser tres bobinas de inducción (dos horizontales y una vertical). Estas se distribuyen en tres de los cuadrantes formados por el cuadrípulo (véase figura 19). Las bobinas

horizontales se colocan en zanjas de entre 30 y 50 cm de profundidad, orientadas en direcciones norte-sur y este-oeste (respetando la polaridad indicada por el fabricante), y perfectamente niveladas. La bobina vertical se instala en un hoyo profundo, asegurando que quede completamente vertical (sin ningún tipo de inclinación) y cubierta completamente. En caso de no poder enterrarse completamente, el sobrante debe cubrirse con tierra para evitar perturbaciones por el viento.

A diferencia de los electrodos, las bobinas deben mantenerse en condiciones secas, ya que altos niveles de humedad (o incluso inundaciones en las zanjas) pueden afectar tanto la calidad de los datos como la integridad del equipo. Una vez instaladas, se conectan a la consola central y se realiza una inspección general del sistema. Se recomienda documentar la instalación mediante registros fotográficos para facilitar el control posterior.

Antes de iniciar las mediciones, se realiza una prueba preliminar de entre 15 y 30 minutos para evaluar dos aspectos fundamentales: la resistencia de contacto de los electrodos y la saturación de las señales en las bobinas. Si la resistencia de contacto es elevada se deben revisar las conexiones, la humectación y el contacto con el suelo, y dependiendo del caso, puede ser necesario aumentar la profundidad de instalación, humectar, reinstalar o reubicar los electrodos. En cuanto a las bobinas, se analiza la saturación de las señales en cada una de las bobinas, si esta es alta, se debe identificar la fuente de ruido y dependiendo de la magnitud del problema, se decide si continuar con la medición o cambiar de sitio. Además es importante considerar que es posible operar sin la bobina vertical en caso de alta saturación en dicha bobina, pero no es viable trabajar sin las bobinas horizontales.

Una vez verificadas las condiciones, el equipo se deja operando durante el tiempo requerido, tiempo que dependerá de la profundidad de investigación deseada. Para el caso del proyecto, se buscó alcanzar una profundidad de alrededor de 500 m, por lo que se determinó medir alrededor de 18 horas (priorizando la medición en la noche y evitar el ruido antropogénico diurno) para poder alcanzar la profundidad deseada y tener registro de sobra para un mejor procesado.

Finalmente es importante considerar que en el caso de mediciones prolongadas, es necesario realizar mantenimiento periódico, principalmente rehidratando los electrodos y verificando la estabilidad del sistema. Al finalizar la medición, se procede a la desinstalación del equipo. Este proceso inicia con el apagado de la consola, seguido de la desconexión de los componentes y su recolección, procurando dejar el sitio en las mismas condiciones en que fue encontrado.

4.2 Procesamiento

El procesamiento de datos en magnetotelúrico se entiende como la serie de pasos a seguir para obtener las curvas de resistividad y fase a partir de las mediciones adquiridas por el equipo. La primera fase consiste en la transformación de los valores de diferencia de potencial medidos en campo, tanto por los electrodos como por las bobinas de inducción, a valores de campo eléctrico y magnético respectivamente. En esta conversión se utilizan las curvas de calibraciones de los sensores, funciones de transferencia y una deconvolución sobre las mediciones para obtener dichos valores, lo cuales serán sometidos a algoritmos de procesado robusto para calcular valores de impedancia.

La forma tradicional de hacer la estimación de la impedancia fue descrita por Cagniard (1953) utilizando la metodología de aproximación por mínimos cuadrados ordinarios, metodología que fue ampliamente utilizada en el siglo pasado pero que se veía fuertemente influenciada por mediciones anómalas (*outliers* o puntos botados), lo que generaba errores amplificados en el cálculo de las autocorrelaciones y las correlaciones cruzadas. A finales del siglo XX y principios del siglo XXI se desarrollaron nuevas metodologías con un fuerte soporte estadístico, denominados algoritmos de estimación robusta, entre ellos los estimadores basados en pesos como el RME de Egbert (1986), el BIRRP de Chave y Thompson (2003) y el Estimador de Mediana Repetida de Smirnov (2003). Incluso más adelante se propusieron nuevos enfoques, como el uso de la transformada ondicular y metodologías con cambios que van desde la adquisición, como el método de Referencia Remota de Gamble y colaboradores (1979) y el método multiestación de Egbert (1997).

En este trabajo el procesamiento se realizó con el software EMpower, una suite diseñada por Phoenix Geophysics para el procesado de los datos adquiridos con sus equipos de MT, el cual se basa en el algoritmo robusto RME de Egbert y en la Decimación en Cascada de Wight y Bostick (1980). De forma general se siguen los siguientes pasos:

1. Una vez que las series de tiempo están en unidades de campo eléctrico y magnético se procede a procesar los datos siguiendo el esquema de decimación en cascada, esto con el objetivo de optimizar el proceso computacional y de obtener mejores valores de impedancia en cada una de las bandas de frecuencia.

2. Para el primer nivel de la decimación se trabaja con la frecuencia de muestreo original buscando que el análisis se centre en las altas frecuencias, para esto se usan ventanas pequeñas y numerosas que solo son capaces de identificar fenómenos de alta frecuencia en ventanas de duración muy reducida.
3. En este nivel las series de tiempo completas se dividen en k segmentos (ventanas) (véase figura 20) con un número n definido de elementos. Cada segmento se traslapa con el anterior con al menos un 50% de traslape para evitar la pérdida de información debida al suavizado de los extremos (tapering), que se explicará más adelante.

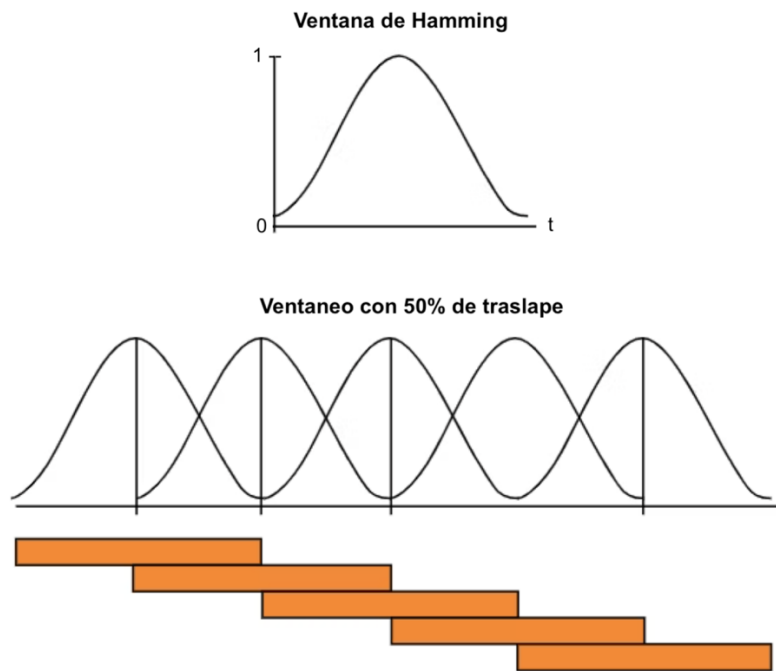


Figura 20. Esquema conceptual del ventaneo traslapado con ventana de Hamming (Modificada de Gjelstrup, 2026).

4. Para cada segmento se hace una normalización calculando el promedio y restándolo a todos los puntos (*zero-mean*) (Figura 21). Esta remoción de la media es importante ya que cuando hay señales desplazadas hacia arriba o hacia abajo, al realizarse la Transformada de Fourier, se interpretará como una frecuencia de 0 Hz con mucha energía que influirá en frecuencias cercanas, afectando a las bajas frecuencias.

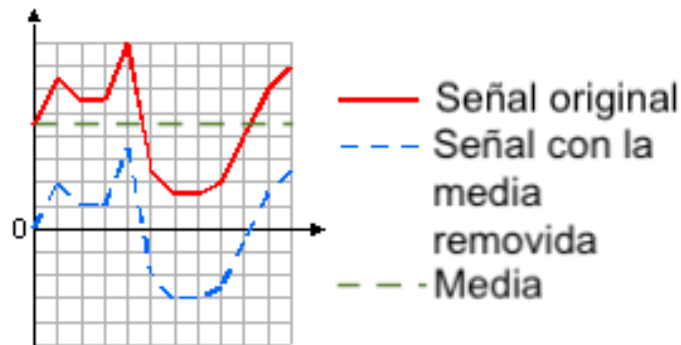


Figura 21. Esquema de remoción de la media en una señal (Modificada de Optimal Design, s.f.).

5. Después debe removerse la tendencia aplicando un proceso de detrending (figura 22) para asegurar que la señal sea estacionaria, ya que con una señal con una tendencia dominante tendrá saltos importantes en los extremos, generando ruido en el espectro.

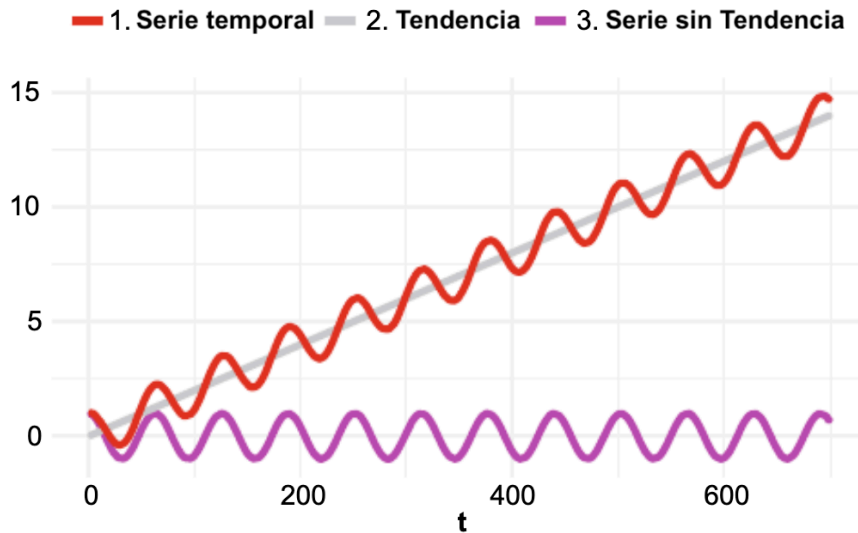


Figura 22. Esquema de remoción de la tendencia (Modificada de López-Pernas, 2025).

6. El siguiente paso consiste en suavizar los bordes del segmento (*tapering*) aplicando una ventana, usualmente de Hamming (figura 20), para evitar una fuga espectral (*leakage*). Este tipo de fugas suceden cuando los extremos de las ventanas son distintos entre las ventanas consecutivas, es decir, se pierde la “continuidad” de la señal y se generan saltos que “confunden” a la Transformada de Fourier, es por eso por lo que se opta por ventanas que obligan a la señal a converger a cero en los extremos.

7. Con las ventanas listas se procede a calcular la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y se calculan las correlaciones cruzadas (S_{ij}) y auto correlaciones (S_{ii}) entre las componentes de E y H necesarias para el cálculo de la impedancia (ecuaciones 61 y 62).

$$S_{ij} = \text{correlaciones cruzadas} = \{E_x H_y^*, E_x H_x^*, E_y H_y^*, E_y H_x^*, H_y H_x^*, H_x H_y^*\} \dots (61)$$

$$S_{ii} = \text{auto correlaciones} = \{H_x H_x^*, H_y H_y^*\} \dots (62)$$

donde * indica el complejo conjugado

8. Después el software define bandas de evaluación (las bandas serán las mismas en todas las ventanas), es decir, intervalos de frecuencias, y se realiza un apilamiento (*binning*) de los datos dentro de cada banda para obtener un valor único de cada una de las S_{ij} y S_{ii} .
9. Luego se realiza la metodología RME de Egbert, un proceso iterativo que comienza con el cálculo de una impedancia global Z calculada usando los valores de las S_{ij} y S_{ii} (ecuación 63) de todas las ventanas en una misma banda. Después se obtiene un E estimado a partir de la Z global y los H medidos, para compararlo con los E medidos y calcular el residual r (ecuación 64).

$$Z_{global} = \frac{\sum_{m=1}^n S_{ij,m}}{\sum_{m=1}^n S_{ii,m}} \dots (63)$$

con n como el número de ventanas

$$r_m = E_{medido} - (Z_{global} \cdot H_{medido,m}) \dots (64)$$

10. Posteriormente se aplica la metodología de coherencia múltiple (puede usarse también la coherencia parcial o la coherencia ordinaria, pero se prefiere el uso de la coherencia múltiple) a los valores de S_{ij} y S_{ii} para poder definir los pesos w , un proceso que utiliza dos parámetros de corte: el porcentaje de rechazo y el *attack*. En este proceso, se evalúa la calidad de cada ventana y si la coherencia es alta, asigna un peso w elevado, o si es baja, asigna un valor muy cercano a cero (etiquetando la ventana como 'rechazada'), esto dependiendo del valor del *attack*, pues con un *attack* alto se asigna un valor muy cercano al cero, y con un valor de *attack* bajo el peso será relativamente alto. Luego, el porcentaje de rechazo actúa como un filtro global de validez, de modo que, si el número de ventanas rechazadas por el *attack* supera el límite permitido, el proceso se termina para esa frecuencia. En este punto es importante señalar que un *attack* bajo también

permite valores de peso intermedios, logrando que datos con ruido moderado sigan influyendo en el cálculo de la Z global, siempre y cuando no se sobrepase el porcentaje total de rechazo permitido.

11. Una vez definidos los pesos w (w va de 0 a 1, con 0 indicando un punto de gran ruido con residual alto o 1 un punto con un residual pequeño y poco ruido) se calcula nuevamente la Z global, pero utilizando los pesos (ecuación 65). Después el proceso se repite actualizando la Z global hasta que este valor se vuelva estable (el cambio sea mínimo).

$$Z_{global} = \frac{\sum_{m=1}^n (w_m \cdot S_{ij,m})}{\sum_{m=1}^n (w_m \cdot S_{ii,m})} \dots (65)$$

12. Ya que se tiene un valor aceptable de Z para las bandas del primer nivel, se continua con el segundo nivel de la decimación en cascada. Para este nuevo nivel, la decimación en cascada aplica un filtrado temporal a los datos originales (un filtro digital pasabajas con un kernel diseñado por la compañía) para limpiar la señal de las altas frecuencias (frecuencias que ya se analizaron en el nivel anterior) y para evitar aliasing en el siguiente nivel, y luego reduce el número de mediciones para trabajar con una frecuencia de muestreo menor, pero en todo momento buscando mantener la naturaleza de la señal original en la mayor medida de lo posible (véase figura 23).

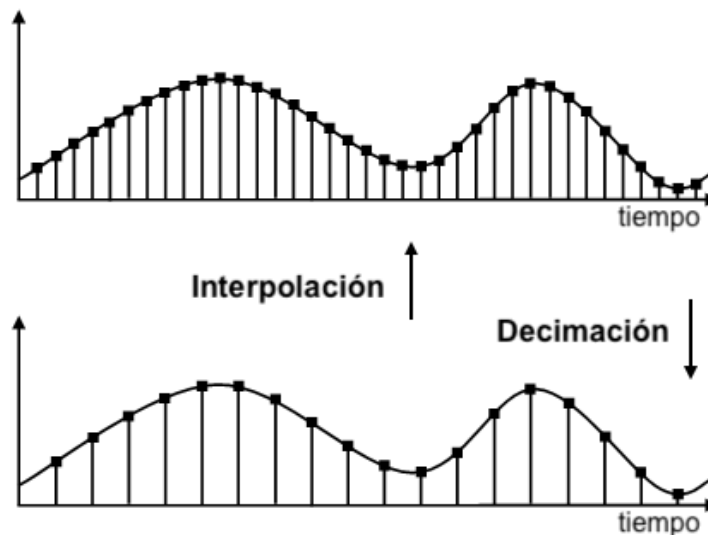


Figura 23. Esquema conceptual del proceso de decimación donde se reduce el número de puntos (Modificada de MathWorks, s.f.).

13. Este proceso elimina selectivamente las mediciones manteniendo solo las mediciones con frecuencias que no superen el nuevo límite de muestreo (frecuencia de Nyquist). Con esta nueva serie el ventaneo conservará su número de elementos haciendo que cada ventana abarque más tiempo debido a que la frecuencia de muestreo es menor, pero dada la disminución de los datos, el número de ventanas disminuirá drásticamente.
14. Con las nuevas series temporales se realiza nuevamente el proceso descrito en los puntos 3 al 11 para obtener las impedancias en el nuevo rango de frecuencias.
15. El ciclo de decimación continúa hasta cubrir todo el rango de frecuencias, terminando con las frecuencias más bajas. Es importante mencionar que los niveles pueden tener bandas sobrelapadas en los extremos, es decir, una banda al final de un nivel puede repetirse como la primera banda del primer nivel. En este punto se puede realizar un control de calidad, pues los valores estimados para estas bandas deben coincidir, y al no hacerlo puede dar indicios ruido direccional o complejo.

Una vez que el algoritmo de EMPower ha generado las estimaciones robustas de forma automatizada, se entra en la fase de post-procesamiento manual donde el usuario utiliza diferentes "enmascarados" para filtrar ventanas específicas que presentan ruido no estadístico (como eventos transitorios o ruido correlacionado) que el sistema de pesos w automático no logró eliminar por completo.

El primer enmascarado, denominado "enmascarado robusto" permite modificar los parámetros de la evaluación de la coherencia descrita en el punto 10. En este paso se puede visualizar la nube de puntos (ventanas) de cada banda de frecuencia en función de su coherencia múltiple y su residuo, y se puede ajustar manualmente el umbral de rechazo y el attack viendo en tiempo real cómo cambia la curva de resistividad y fase. Si una banda tiene mucha dispersión, se puede aumentar el attack para que solo las ventanas con coherencia casi perfecta (>0.95) definan el dato final.

El segundo enmascarado, nombrado como "enmascarado de fase/magnitud", funciona como un filtro de fase. De forma convencional las fases de los datos deben situarse en el primer y tercer cuadrantes, pero cuando hay ruido o presencia de anisotropía los valores se desplazan a los cuadrantes adyacentes. Este filtro permite apagar las ventanas con valores fuera de los cuadrantes ordinarios (1ro y 3ro) para estabilizar las curvas.

Finalmente se presenta el “enmascarado de tiempo”, una herramienta que permite identificar tramos específicos del registro temporal con problemas de ruido y “apagarlos” a través de ventanas temporales de rechazo. Esta herramienta es útil cuando hay periodos de tiempo dentro del tiempo de medición donde hubo eventos que afectan las mediciones (el paso de algún vehículo cerca de los sensores, la activación de una bomba de agua o una tormenta eléctrica momentánea), de modo que con las ventanas de rechazo se pueden desactivar los datos medidos en esos periodos para limpiar las bandas de frecuencia afectadas y estabilizar las curvas.

Mientras que el enmascarado robusto optimiza la estadística de las bandas de frecuencia y el de fase asegura la validez física, el enmascarado de tiempo permite una limpieza quirúrgica de la serie de tiempo. Juntos, estos procesos garantizan que la impedancia final refleje la respuesta electromagnética real del subsuelo y permiten obtener curvas de resistividad y fase suaves y continuas, reduciendo las barras de error y asegurando que la inversión posterior (modelado) se base en datos que representan la estructura geológica real y no el ruido ambiental.

4.3 Post-Procesamiento e Inversión

El post-procesamiento e inversión de los datos magnetotelúricos representan unas de las etapas más críticas en un estudio magnetotelúrico, ya que de la correcta manipulación de los datos depende la veracidad de las interpretaciones geológicas del subsuelo. Para este proyecto, se utilizó la suite profesional WinGLink, un software ampliamente usado en geofísica que permite la integración de la información geoespacial de los sondeos, el suavizamiento de curvas procesadas de resistividad y fase, y la ejecución de algoritmos de inversión 2D, esto para obtener modelos de resistividad electromagnéticamente coherentes y geológicamente interpretables. A continuación, se detalla cada etapa del proceso.

El proceso comienza con la carga de la base de datos del proyecto en el software, donde es imperativo garantizar la integridad geoespacial asignando el datum y el sistema de coordenadas utilizados por el equipo durante la adquisición para evitar errores de posicionamiento. Con los sondeos cargados correctamente se procedió a trazar el perfil deseado utilizando las herramientas de mapeo de WinGLink, asegurando que el corte transversal sea representativo de la geología local (consúltese figura 18 para visualizar el perfil trazado).

El siguiente paso consistió en un proceso de suavizamiento debido a que los datos de campo suelen estar contaminados por ruido electromagnético de diversas fuentes. Para mitigar este efecto, WinGLink ofrece herramientas basadas en principios físicos de causalidad, de las cuales se aplicaron dos de forma consecutiva, primero utilizando la metodología de Sutarno basada en la fase (Sutarno & Vozoff, 1991) y luego aplicando la metodología D+ (Parker & Whaler, 1981) para obtener curvas de resistividad suaves y coherentes con el comportamiento del subsuelo.

La primera metodología, referida a la de Sutarno, se basa en las relaciones de causalidad de Kramers-Kronig y utiliza la fase para reconstruir la curva de la resistividad aparente. Según sus autores, el método asegura que la curva resultante sea físicamente posible, ya que la fase y la amplitud de la impedancia están ligadas matemáticamente en sistemas causales (Sutarno & Vozoff, 1991). Dado a que la fase suele presentar una mayor estabilidad frente al ruido antropogénico y al static shift en comparación con la resistividad aparente, la aplicación de este tipo de suavizamiento es de suma importancia dado el entorno urbano donde se realizaron los sondeos.

Aunque este método ofrece una aproximación física robusta basada en las relaciones de causalidad, requiere un análisis minucioso frecuencia por frecuencia para asegurar la coherencia del dato (Sutarno & Vozoff, 1991), es decir, una vez aplicado el algoritmo deben revisarse todas las frecuencias para desactivar las frecuencias problemáticas que generen distorsiones importantes en las curvas de resistividad y fase.

Una vez obtenidas las curvas suavizadas mediante Sutarno se aplica la segunda metodología (D+), que busca la mejor respuesta unidimensional permitida por la física (Parker & Whaler, 1981). Su fundamento es estadístico y funcional, de modo que se evalúa si un dato no puede ser ajustado por una serie de capas delgadas (funciones delta) en un medio resistivo, indicando que el dato es físicamente inconsistente (probablemente debido a ruido o errores instrumentales) (Parker & Whaler, 1981).

Al aplicar D+, se logra que la curva de resistividad pierda el comportamiento caótico que a veces persiste después de Sutarno, obteniendo una respuesta suave y previsible que facilita la convergencia de los algoritmos de inversión. Finalmente es importante destacar que, aunque WinGLink ofrece opciones como el suavizado geométrico, este fue descartado por ser un método meramente matemático que no considera la naturaleza electromagnética del subsuelo ni discrimina el contenido de ruido, lo que puede generar modelos inconsistentes con la realidad geofísica (Parker & Whaler, 1981).

Una vez que las curvas fueron suavizadas se realiza un análisis de direccionalidad geoelectrica a partir de los vectores de inducción para identificar direcciones preferenciales asociadas con discontinuidades laterales, específicamente fallas (Parkinson, 1962). En este análisis se buscan vectores de inducción claros con amplitudes suficientemente grandes como para indicar que existen estructuras dominantes, además de que los vectores deben mostrar un comportamiento similar en las frecuencias adyacentes para corroborar que hay orientaciones preferenciales y no solamente vectores aislados debidos a factores anómalos (Parkinson, 1962), como ruido.

Ya que se identificó la dirección preferencial debe determinarse la dirección perpendicular a los vectores de inducción para poder realizar una rotación con dicho ángulo a todas las estaciones del perfil. Es importante mencionar que se calcula la perpendicular debido a que se buscan fallas, y en este caso los vectores de inducción suelen ser perpendiculares al rumbo de la falla, porque es en esa dirección donde ocurre el máximo contraste de resistividad.

Debido a que la rotación recalcula los componentes de la matriz de impedancia, las curvas originales sufren cambios, lo que obliga a realizar un segundo suavizado manual sondeo por sondeo (usando nuevamente los criterios de Sutarno y D+) para garantizar que los datos rotados mantengan curvas suaves antes de ser invertidos.

Para la inversión 2D, el proceso comienza con la definición de la malla (mesh), la cual inicialmente es calculada de forma automática por el software, pero que suele ser modificada según la resolución buscada en cada proyecto (Rodi & Mackie, 2001), en este caso la malla estaba sobre espaciada, de modo que se refinó manualmente añadiendo filas y columnas para obtener celdas más pequeñas, mejorando la resolución en las zonas de interés. Con la malla lista se procede a configurar el proceso de inversión eligiendo si se va a usar del modo Transverso Eléctrico (TE), el modo Transverso Magnético (TM) o ambos, así como la selección los 4 parámetros siguientes:

1. Se elige si la inversión se hará buscando el modelo más suave partiendo de un Modelo Inicial de Semiespacio Homogéneo (MISH) o si se parte de un modelo previamente diseñado (Constable et al., 1987). En el primer caso el algoritmo busca el modelo con la menor cantidad de variaciones bruscas posible y se usa cuando no hay información previa de modo que el software calculará la estructura más simple que ajuste los datos (Constable et al., 1987). Por otro lado, si se tiene un modelo a priori quiere que la inversión se mantenga lo más cerca posible de ese modelo, permitiendo solo cambios suaves donde los datos MT lo exijan.

2. Se elige la estrategia para calcular matemáticamente la "suavidad" entre las celdas de la malla y se puede elegir entre dos opciones: el Operador Laplaciano de Celda Estándar (OLCE) y el Operador Laplaciano de Celda Uniforme (OLCU) (DeGroot-Hedlin & Constable, 1990). La primera opción considera las dimensiones de las celdas, por lo que es útil cuando el tamaño de las celdas cambia, lo que hace que se evite el suavizamiento artificialmente fuerte en celdas grandes (DeGroot-Hedlin & Constable, 1990). La segunda opción ignora el tamaño de las celdas y trata a todas como iguales, generando modelos mucho más suavizados, pero que pueden perder resolución en zonas donde la malla es muy fina.
3. Se elige el orden de regularización, ya sea minimizando el gradiente o minimizando el laplaciano (DeGroot-Hedlin & Constable, 1990). Cuando se minimiza el gradiente se favorece a modelos con transiciones suaves y permite ver cuerpos con bordes más definidos, por lo que esta opción es ideal para buscar fallas o contactos litológicos (DeGroot-Hedlin & Constable, 1990). Por otro lado, cuando se minimiza el laplaciano se generan modelos extremadamente continuos y redondeados, "difuminando" casi cualquier borde, por lo que esta opción se usa poco, a menos que los datos tengan un ruido extremo.
4. Se define el factor Tau de suavizamiento, un valor que el software propone como 3 por default pero que debe ser modificado según las características del estudio (Constable et al., 1987): si se usa un valor bajo se obliga al software a ajustar cada detalle de los datos, esto bajo el riesgo de crear "manchas" o artefactos por ruido. En cambio, si se usan valores altos, se prioriza un modelo muy suave y limpio, ideal para ignorar ruido antropogénico (Constable et al., 1987).

En el contexto del presente trabajo, donde no se tiene un modelo previo, el parámetro 1 corresponde a la primera opción que busca un modelo suavizado a partir de un MISH. Respecto al parámetro 2, considerando una malla refinada con variaciones en las dimensiones se optó por utilizar el OLCE. En cuanto al parámetro 3 se consideró el entorno urbano rico en ruido antropogénico y la búsqueda de fallas, por lo que las dos opciones presentadas funcionarían, sin embargo, realizando algunas pruebas se vio que los modelos eran mejores cuando se minimizaba el gradiente en lugar del laplaciano.

Para el último parámetro, la única opción compatible con las condiciones del estudio era usar un Tau alto, por lo que se usó un valor de 10. Además, es importante mencionar que, a raíz de las pruebas realizadas, se observó un mejor ajuste en las curvas utilizando solamente el modo TM en lugar de utilizar ambos modos, lo que se puede explicar

debido a que las heterogeneidades superficiales (static shift) suelen afectar mayormente al modo TE que al modo TM (Wannamaker et al., 1984).

Con los parámetros anteriormente descritos definidos, se procede a realizar la inversión con un algoritmo que en el caso de WinGLink sigue la metodología de Gradientes Conjugados No Lineales (GCNL) propuesta por Rodger y Mackie en el 2000. Este método busca un modelo de resistividades que minimice la función de costo y que equilibre el ajuste de los datos y la suavidad del modelo (Rodi & Mackie, 2001).

El GCNL busca la dirección de descenso óptima en un espacio de parámetros multidimensional y es especialmente eficiente para manejar mallas grandes con miles de celdas, permitiendo resolver estructuras complejas de manera estable (Rodi & Mackie, 2001). Además, el algoritmo incluye un término de regularización que castiga los cambios bruscos de resistividad entre celdas adyacentes, lo que es crucial porque el problema inverso en MT es altamente susceptible a la no unicidad, por lo que elige el modelo más suave que carece de detalles innecesarios que no estén soportados por los datos, siguiendo el principio de parsimonia (Constable et al., 1987). Otro aspecto clave es que el GCNL permite invertir simultáneamente o por separado los modos TE y TM. Al minimizar la norma del modelo junto con el residuo de los datos, el algoritmo asegura que las estructuras resultantes sean características robustas (Rodi & Mackie, 2001).

Retomando el proceso de inversión, el software comienza con un MISH donde el software asigna un valor único y constante de resistividad a todas las celdas. A partir de este modelo "plano", el algoritmo realiza iteraciones para minimizar la diferencia entre los datos observados y los calculados para obtener un modelo coherente con la realidad geológica. Finalmente, una vez que el modelo es arrojado por el software, el modelo se delimita verticalmente realizando un análisis de sensibilidad para conocer hasta qué profundidad es sensible el modelo y acotarlo a dicho nivel, esto con el objetivo de remover las partes del modelo derivadas de "extrapolaciones" numéricas del software sin sustento real en los datos adquiridos.

Dicho análisis de sensibilidad fue realizado siguiendo una variante de la metodología "Squeezing" propuesta por Saltzer y Humphreys en 1997, una metodología diseñada originalmente para mejorar la interpretación de modelos de inversión en tomografía sísmica, pero que ha sido adaptada para otro tipo de estudios geofísicos, incluyendo el magnetoteléurico.

Este método aborda un problema común en los procesos de inversión centrado en las limitaciones de la resolución vertical debidos a la falta de cobertura de datos y a que los

algoritmos de inversión reparten el error a lo largo de la profundidad para lograr un ajuste suave. Si bien este análisis fue diseñado para localizar anomalías evitando distorsiones propias de los procesos de inversión, también puede utilizarse para evaluar la sensibilidad a profundidad de los modelos al seguir el siguiente procedimiento:

1. Una vez obtenido el modelo, este se modifica agregando un semiespacio conductivo o resistivo a una profundidad determinada. Dicha profundidad será ajustada varias veces a prueba y error para determinar exactamente hasta qué profundidad es sensible el modelo, pero para comenzar se recomienda utilizar una aproximación de la profundidad de nominal (ecuación 53).
2. Ya que se colocó el semiespacio se procede al cálculo del modelo directo (entendido en el contexto de WinGLink como una inversión, pero con 0 iteraciones).
2. El siguiente paso consiste en comparar las curvas del nuevo modelo con las curvas del modelo original, buscando que las curvas cambien, para identificar a qué profundidad las curvas comienzan a cambiar, indicando que en dicha profundidad comienza la sensibilidad del modelo. Se suele comenzar con la profundidad nominal porque suele ser un valor bastante optimista, ya que en la realidad es difícil que los sondeos alcancen dicho valor, pero para este análisis es de ayuda porque marca una pauta para iniciar el análisis, donde se espera que las curvas originales y las nuevas no cambien mucho, y al ir disminuyendo la profundidad, se espera que empiecen a cambiar justo a donde el modelo comienza a ser sensible.

5. Modelos geoelectricos

5.1 Análisis de Direccionalidad y Rotación

Al analizar los vectores de inducción se buscó que la componente real (flechas rojas) fueran claras y con una magnitud considerable que indicara la existencia de una estructura. En este punto es importante considerar, que, si bien se cuenta con las componentes real e imaginaria del vector de inducción, se prefiere el uso de la real debido a que esta representa a las corrientes que están en fase con el campo magnético primario, son las más fuertes y apuntan de manera muy estable hacia (o lejos de, según la convención) el conductor, además de que suelen ser menos propensas al ruido electromagnético.

A partir de dichas pautas se detectaron vectores claros orientados ~NO-SE en las frecuencias altas-intermedias, y ~NE-SO en las frecuencias más bajas, correspondientes con alineaciones hacia el NE-SO y NO-SE reportadas con antelación y de diferente temporalidad (Arce et al., 2019). En las figuras 24 y 25 se muestran ejemplos de los vectores de inducción focalizados, siguiendo la convención de Weise (1962), donde las flechas se alejan de las estructuras conductivas, correspondientes a diferentes bandas de periodos en las estaciones SMT01, SMT02, SMT05, SMT06, SMT09, SMT12, SMT13 Y SMT19.

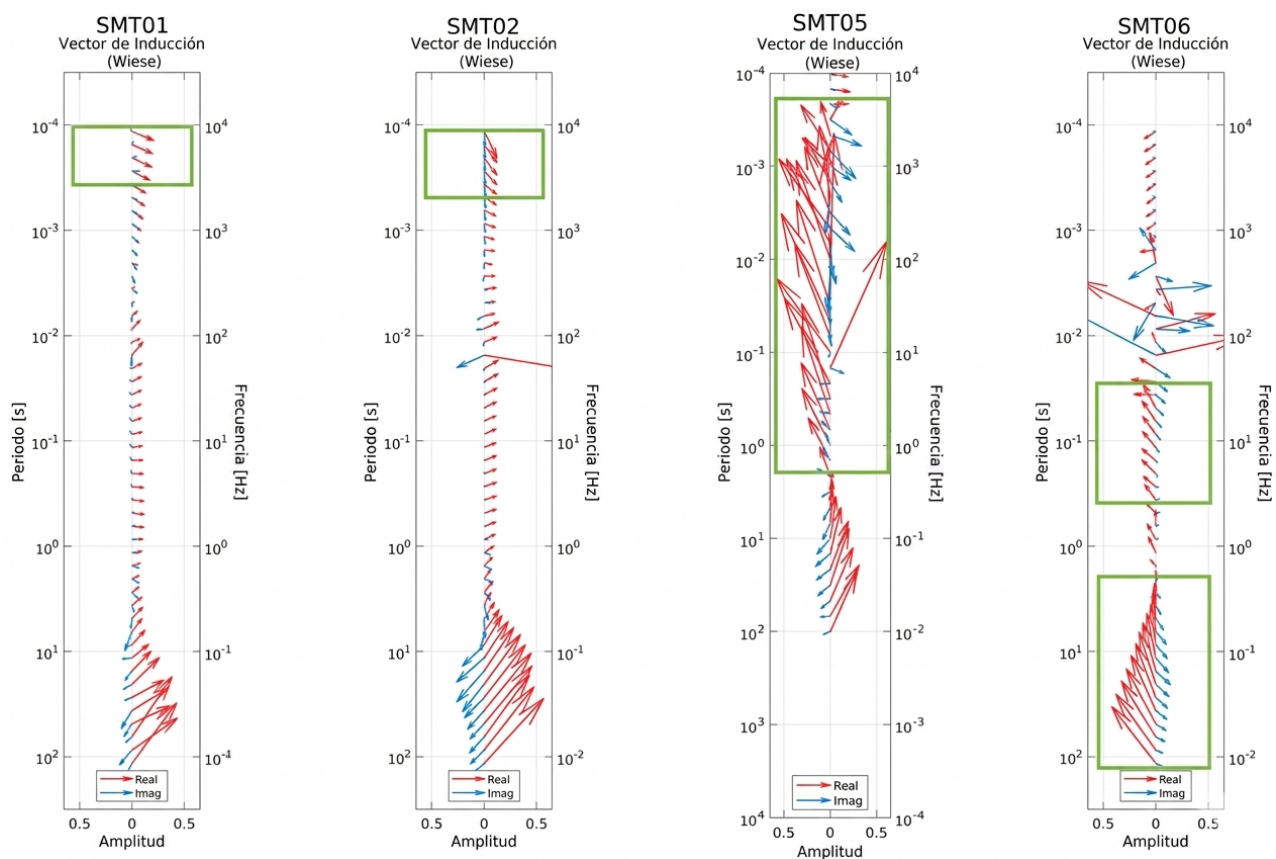


Figura 24. Vectores de inducción de las estaciones SMT01, SMT02, SMT05 Y SMT06 según la convención de Weise. Con recuadros verdes se indican los rangos de frecuencias de interés (Gráficas elaboradas con el módulo MTDIM de la suite FFMT DE Castro y colaboradores, 2025).

Considerando la geología local, estas dos direcciones preferenciales encontradas podrían asociarse a dos familias de fallas reportadas por diversos autores, la primera familia compuesta por fallas someras de rumbo NE-SO, y la segunda correspondiente a fallas profundas y antiguas cuyo rumbo es NNO-SSE. Dado a que el objetivo de este proyecto se centra en las fallas someras activas, se priorizó la dirección NE-SO, por lo que se determinó la perpendicular a los vectores de inducción para poder realizar el

proceso de rotación. Dicha perpendicular presentaba una orientación aproximada de 50° , de modo que se procedió a realizar la rotación con dicho ángulo a todas las estaciones del perfil.

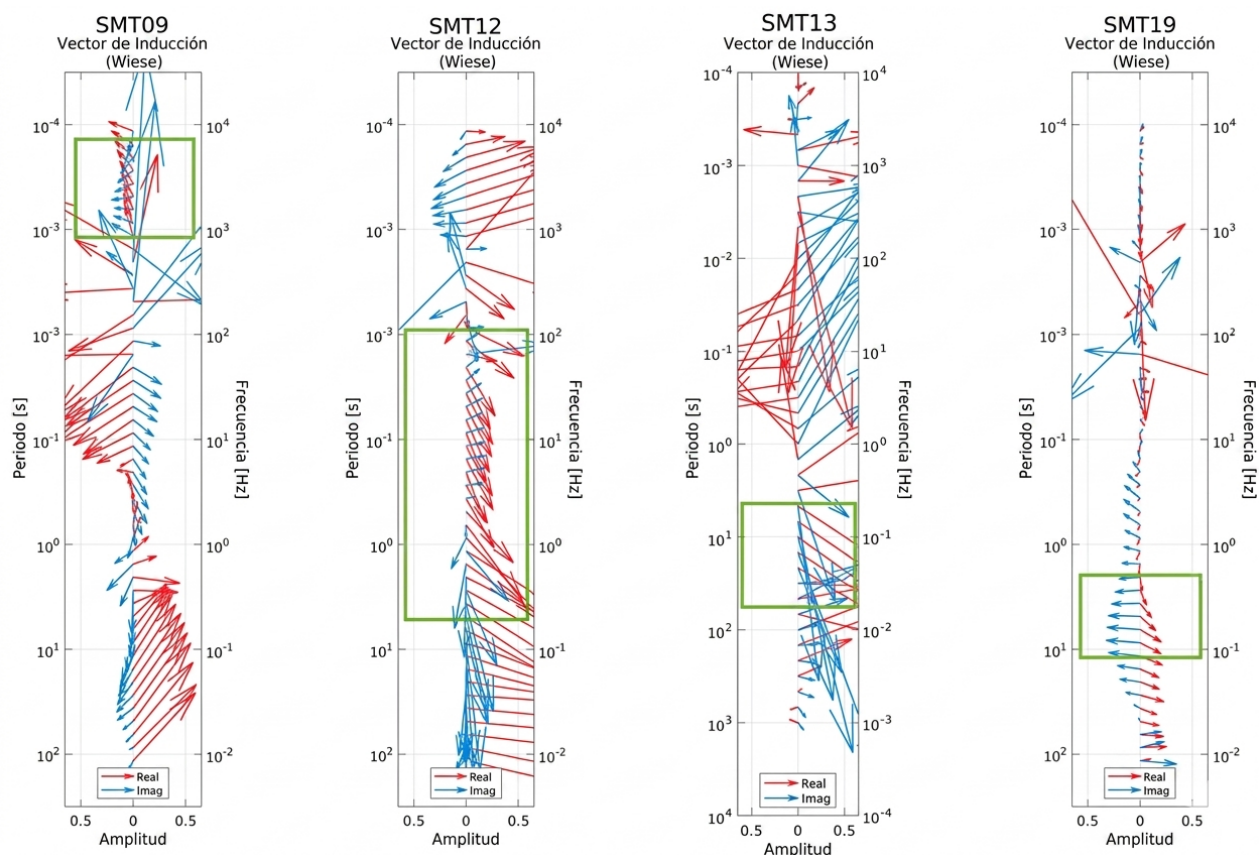


Figura 25. Vectores de inducción de las estaciones SMT09, SMT12, SMT13 Y SMT19 según la convención de Wiese. Con recuadros verdes se indican los rangos de frecuencias de interés (Gráficas elaboradas con el módulo MTDIM de la suite FFMT DE Castro y colaboradores, 2025).

Finalmente resulta importante considerar que se trabajó en un modelo preliminar cuyo alcance fue limitado a la identificación de posibles fallas o fracturas, de modo que el uso de un enfoque 2D y el análisis de direccionalidad realizado son adecuados cuando se busca solamente identificar direcciones preferenciales. El análisis superficial de los datos y la geología local, sugieren que la zona cuenta con estructuras 2D y 3D, así como combinaciones de ellas, por lo que en el caso de investigar a profundidad la complejidad estructural de la zona, un análisis tridimensional resulta imprescindible para poder caracterizar de forma integral las estructuras geológicas de la zona.

5.2 Remoción del efecto de Campo Cercano

Una vez que se realizó la rotación y el segundo suavizado de las curvas, se detectó que la mayoría de las estaciones presentaban efecto campo cercano en las frecuencias más bajas, un efecto muy claro caracterizado por presentar una inclinación a 45° en las curvas de resistividad y un colapso de las fases a los 0°. Este efecto fue detectado y removido (se desactivaron los datos en los rangos de frecuencia con campo cercano) de forma general a partir de los 3 s o 4 s, con algunas estaciones a partir de los 10 s. También es importante mencionar que se presentó un caso aislado en la estación SMT13 que a pesar de ser una estación ruidosa no presentó las características de este efecto. En las figuras 26, 27 y 28 se muestran las curvas del TM de las estaciones utilizadas, donde se ve claramente el efecto campo cercano en todas las estaciones, con excepción de la estación anteriormente mencionada, además de que se identificó que en algunas estaciones el efecto apenas comenzaba a presentarse, como fue el caso de las estaciones SMT05, SMT12, SMT16 y SMT18.

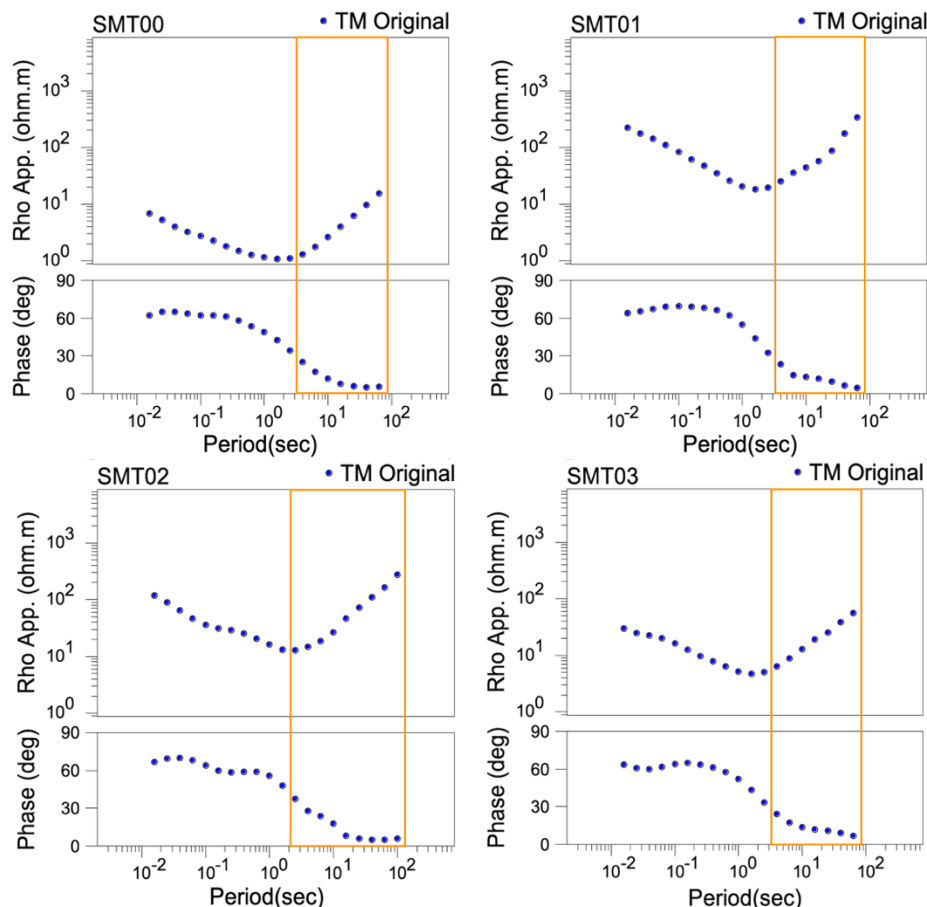


Figura 26. Curvas de TM de las estaciones SMT00, SMT01, SMT02 y SMT03. Con los recuadros naranjas se marcan las bandas de periodos con efecto de campo cercano.

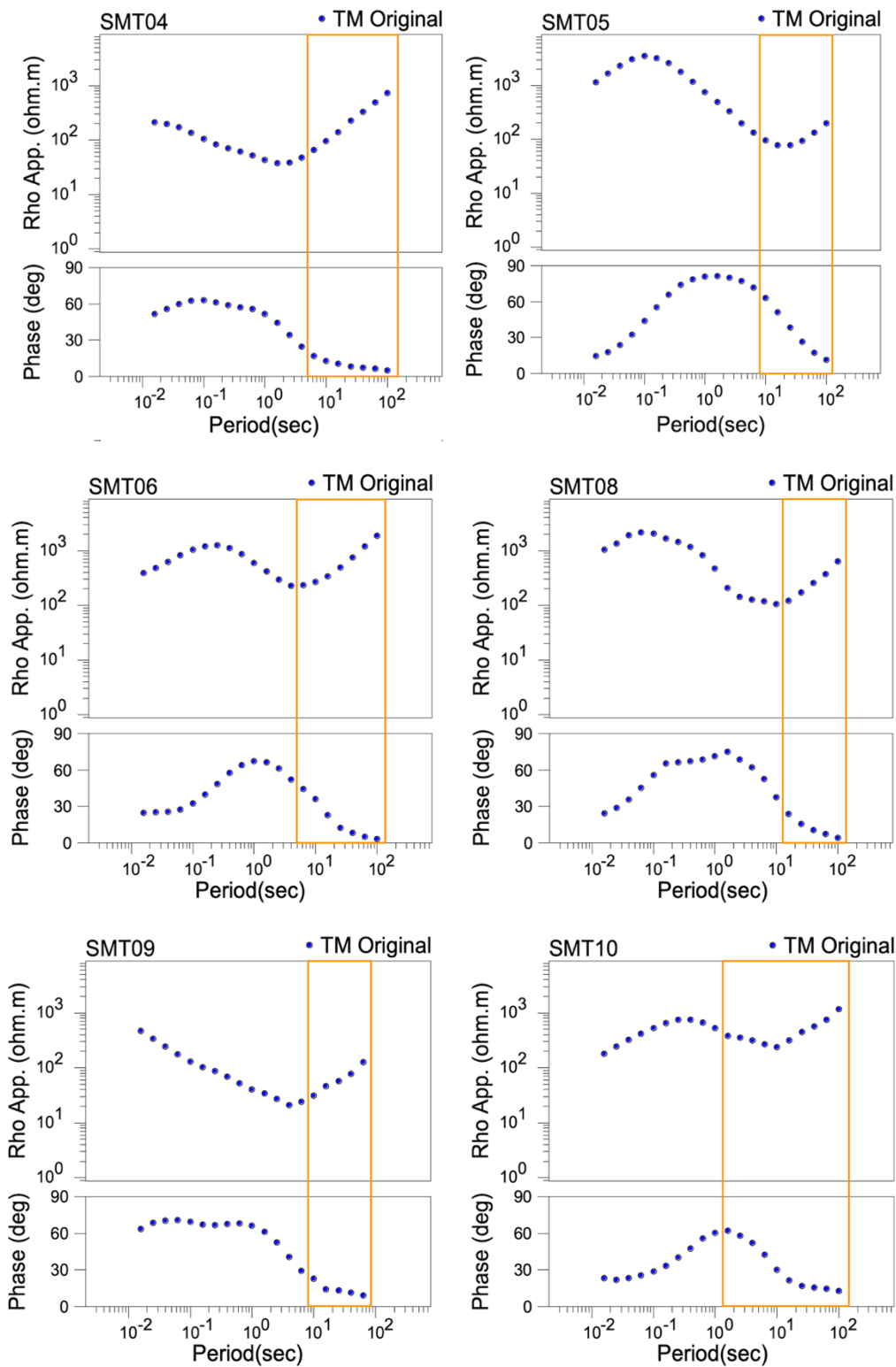


Figura 27. Curvas de TM de las estaciones SMT04, SMT05, SMT06, SMT08, SMT09 y SMT10. Con los recuadros naranjas se marcan las bandas de periodos con efecto de campo cercano.

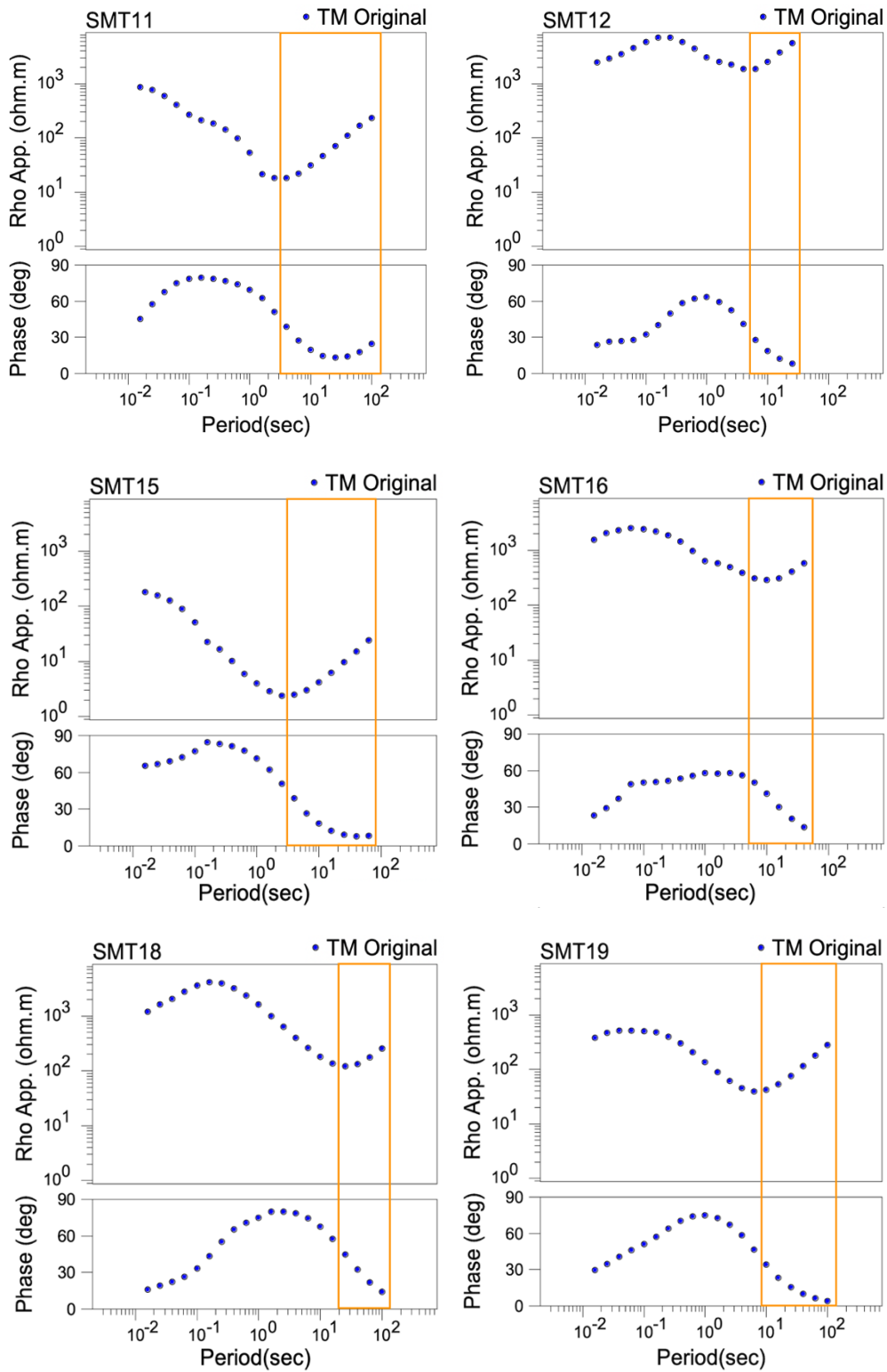


Figura 28. Curvas de TM de las estaciones SMT11, SMT 12, SMT15, SMT16, SMT18 y SMT19. Con los recuadros naranjas se marcan las bandas de periodos con efecto de campo cercano.

5.3 Pseudosecciones y Perfil Preliminar

Antes de proceder con el modelo obtenido de la inversión 2D, se presentan las pseudosecciones de los modos TE y TM en las figuras 29 y 30. Estas pseudosecciones muestran un primer vistazo del subsuelo y sugieren que de forma general el perfil es predominantemente conductivo (con valores entre 16 y 128 Ωm , e incluyendo un cuerpo con resistividades $< 8 \Omega\text{m}$ en la parte sur del perfil), sobre todo en la parte superficial y a profundidad en los flancos de cuerpos resistivos focalizados con valores entre 1024 y 4096 Ωm . En la parte de las fases, el modo TE muestra una zonas naranjas (fases bajas) correlacionables con los cuerpos resistivos, y esta correspondencia se encuentra también en el modo TM.

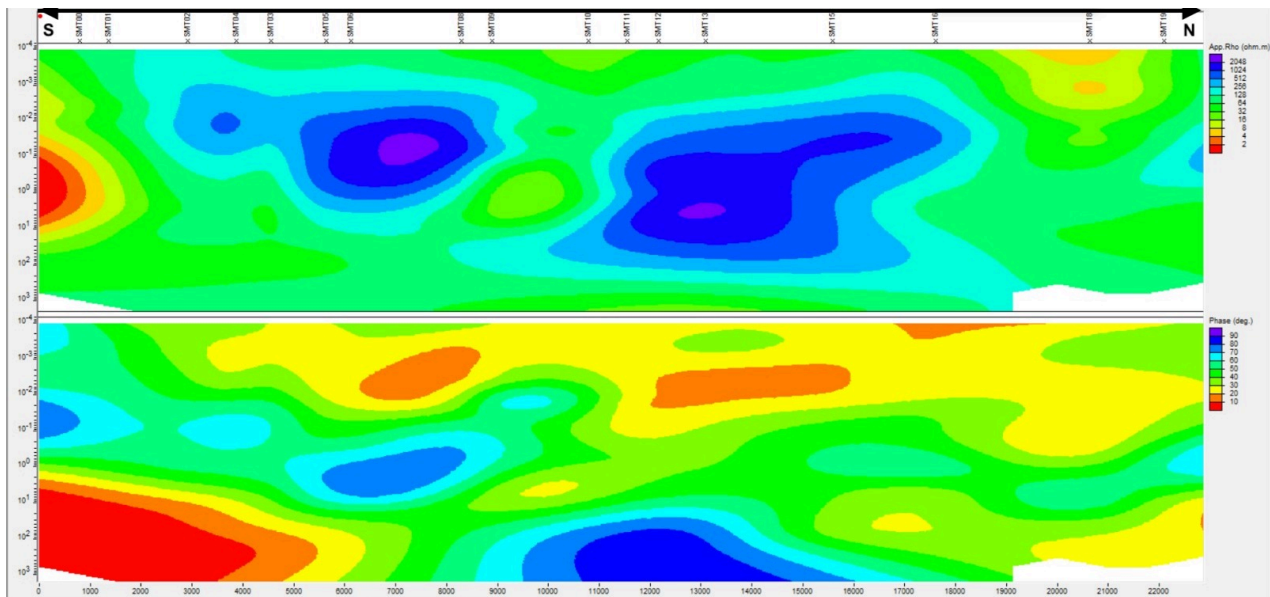


Figura 29. Pseudosección NS modo TE. En el módulo superior se muestra la distribución de resistividades y en el inferior las fases.

Como se puede observar, ambos modos difieren en la distribución de los cuerpos resistivos, ya que en el modo TM se muestran cuerpos finitos a periodos medios, a diferencia del modo TE que muestra un cuerpo resistivo que se extiende a profundidad. En este punto es importante recordar que el modo TE al ser paralelo al rumbo de las discontinuidades laterales, suele ver cuerpos mucho más grandes e interconectados de lo que realmente son, esto debido a que las corrientes en el modo TE no se ven interrumpidas por las discontinuidades mencionadas, generando de geometrías que no corresponden totalmente con la realidad (Berdichevsky & Dmitriev, 2002). Dicho lo

anterior se suele confiar más en el modo TM para efectos de interpretación, además de que en el modo TM las corrientes fluyen de manera perpendicular al strike de las estructuras, lo que provoca una acumulación de cargas eléctricas en las interfaces de resistividad y que se generen saltos discretos en el campo eléctrico que permiten definir con mayor precisión la ubicación y el buzamiento de los contactos (Simpson & Bahr, 2005).

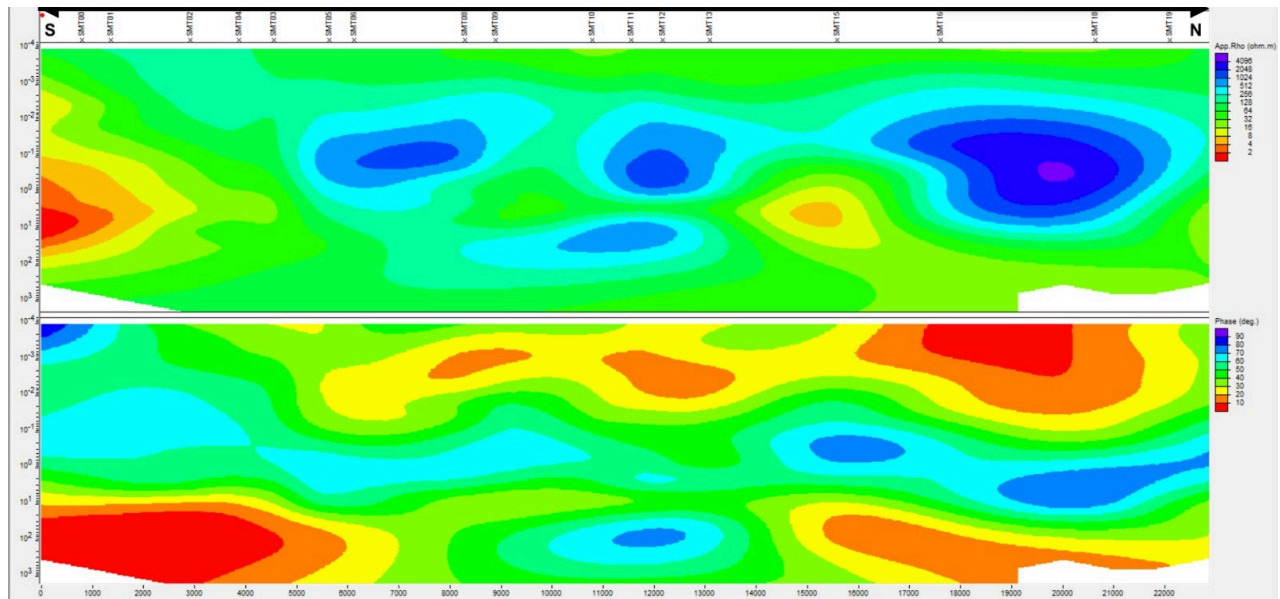


Figura 30. Pseudosección NS modo TM. En el módulo superior se muestra la distribución de resistividades y en el inferior las fases.

Respecto al proceso de inversión, este se realizó siguiendo las características descritas en el apartado “Post-Procesamiento e inversión” para obtener el siguiente modelo. La versión preliminar del modelo (figura 31) se extendió hasta una profundidad aproximada de 12000 m. No obstante, dado que de forma general las curvas de datos alcanzaron periodos que no sobrepasaron los 4 s, la señal carece de la penetración necesaria para resolver estructuras a tales profundidades. Esta discrepancia entre el alcance del mallado y la capacidad de penetración de la onda electromagnética motivó la realización de un análisis de sensibilidad para delimitar el modelo final a una profundidad coherente con la resolución real de los datos, garantizando que la interpretación se base únicamente en zonas con una adecuada relación señal-ruido y profundidad de investigación.

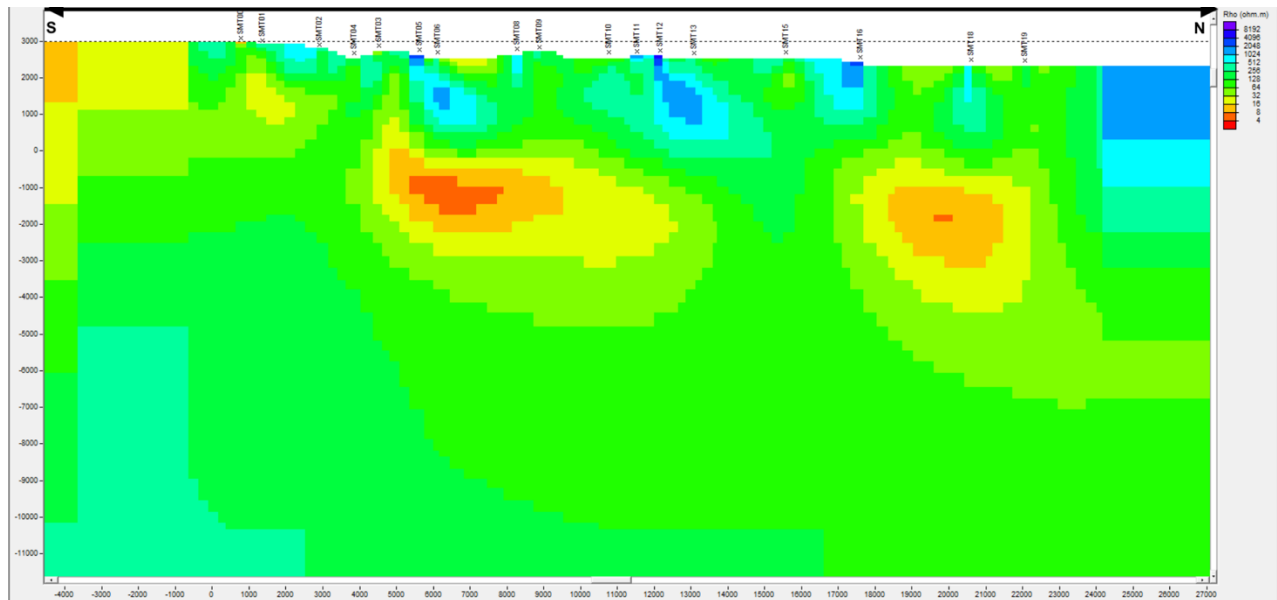


Figura 31. Modelo preliminar de la inversión 2D.

5.4 Análisis de Sensibilidad

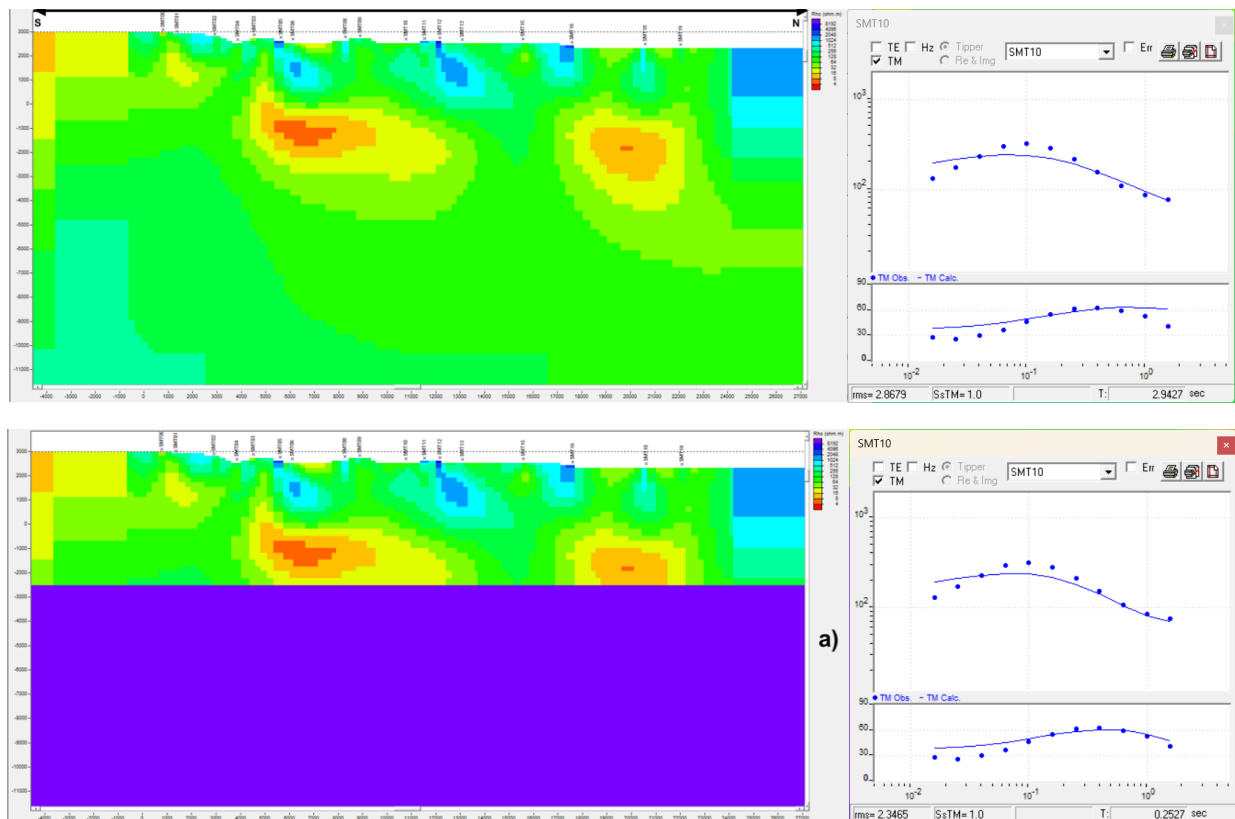
Para delimitar la profundidad del modelo se aplicó la metodología descrita en el apartado “Post-Procesamiento e inversión” tres veces, cada una utilizando un semiespacio con distintos contrastes de resistividad, es decir, primero se utilizó un semiespacio resistivo ($8192 \Omega\text{m}$), luego un semiespacio intermedio ($3238 \Omega\text{m}$) y finalmente un semiespacio conductivo ($6 \Omega\text{m}$). Este triple proceso se realizó para conocer a detalle el comportamiento de las curvas ante distintos contrastes de resistividad, considerando que el medio al ser predominantemente conductivo será más sensible a un contraste altamente resistivo y, por otro lado, un semiespacio intermedio o uno conductivo puede no ser muy sensible debido a la similitud de las resistividades, además que uno altamente conductivo podría tener el efecto del resistivo dependiendo de la magnitud del contraste.

Otro factor que considerar es que cada estación tiene una sensibilidad distinta debido a que la geología no es homogénea a lo largo del perfil y a que se alcanzaron distintos periodos en cada estación, por lo que se decidió realizar el análisis considerando la estación con el menor periodo alcanzado, que en este caso corresponde a la estación SMT10, cuya curva de resistividad llega hasta los 2 s aproximadamente. Al utilizar la estación con el menor alcance en la profundidad se asegura que en la totalidad del perfil

las estructuras son consistentes con la realidad geológica, a pesar de que en las demás estaciones se puedan alcanzar mayores profundidades. Comprendiendo todo lo anterior, se buscó encontrar una profundidad general que reflejara el alcance de la sensibilidad del modelo y que indicara con claridad hasta qué punto el modelo representa la estructura del subsuelo con mayor fidelidad.

Caso A: Semiespacio resistivo

En este caso las pruebas empezaron colocando el semiespacio a 5000 m de profundidad (2300 m b.n.m.) y se disminuyó la profundidad 3 veces más según la tabla 5. Por otro lado, en la figura 32 se muestra el modelo con el semiespacio a las profundidades utilizadas junto con las curvas de resistividad y fase del modelo del nuevo modelo. Se incluye al principio el modelo original junto con sus curvas de resistividad y fase con propósitos de comparación.



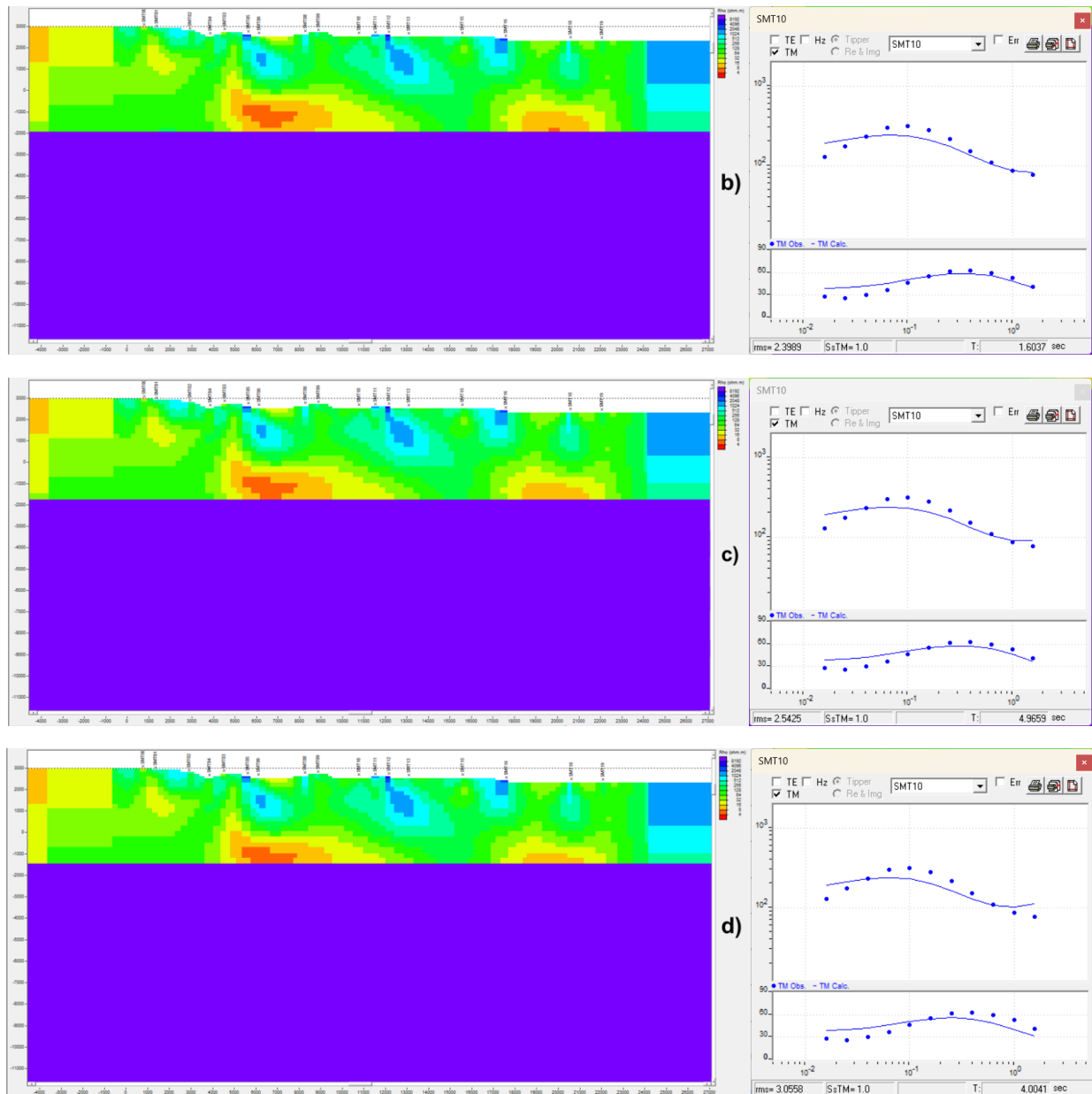


Figura 32. Modelo original y modelos con un semiespacio resistivo a las profundidades: a) 5000 m, b) 4500 m, c) 4200 m y d) 4000 m, y sus respectivas curvas de resistividad y fase del modo TM.

Caso B: Semiespacio intermedio

Así como en el caso anterior las pruebas comenzaron a los 5000 m de profundidad, pero solo se realizaron 2 disminuciones de profundidad, a los 4500 y a los 4200 m (véase tabla 5). En la figura 33 se muestra el modelo con el semiespacio a las profundidades utilizadas junto con las curvas de resistividad y fase del nuevo modelo. También se incluye al principio el modelo original junto con sus curvas de resistividad y fase con propósitos de comparación.

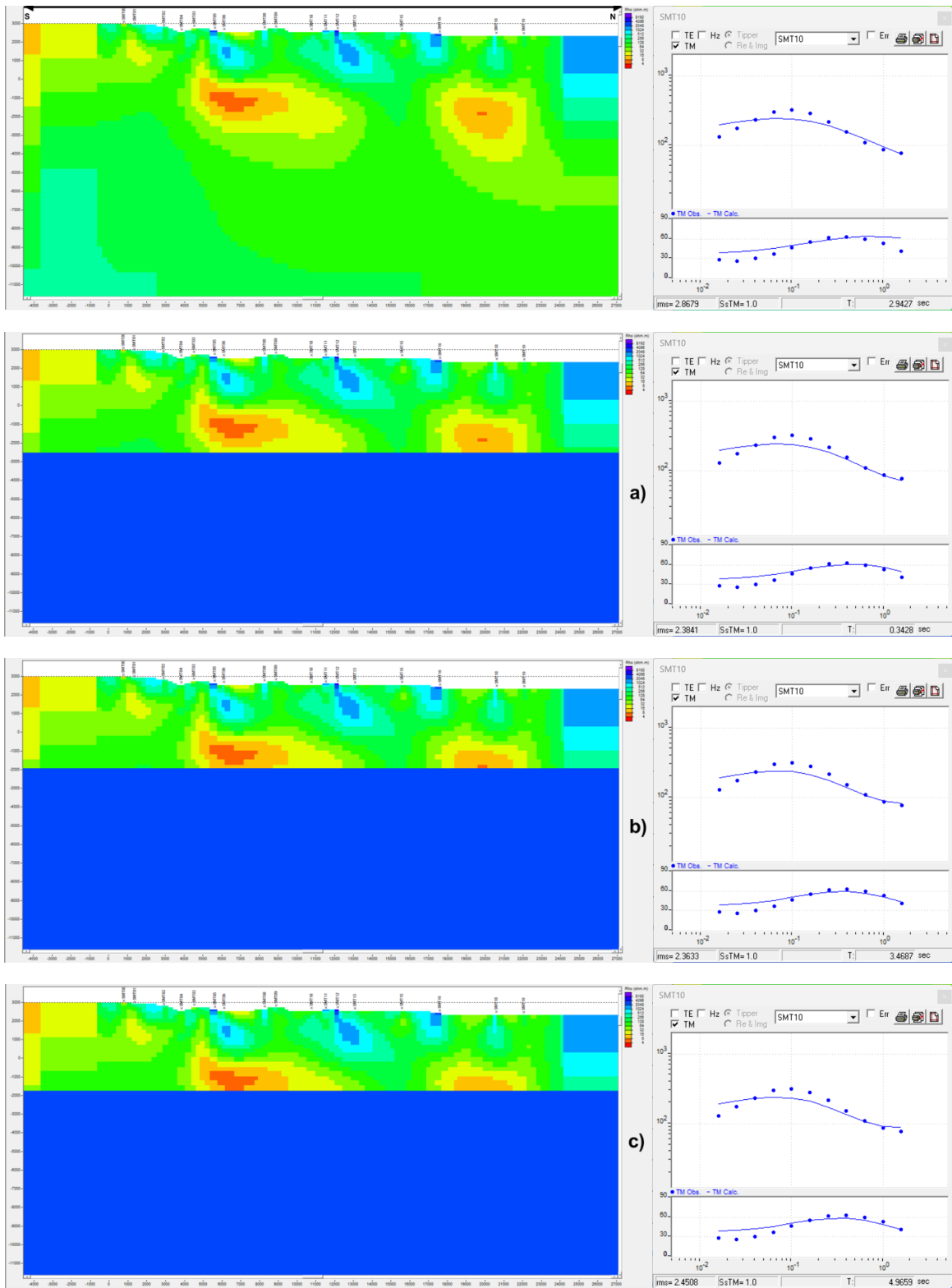
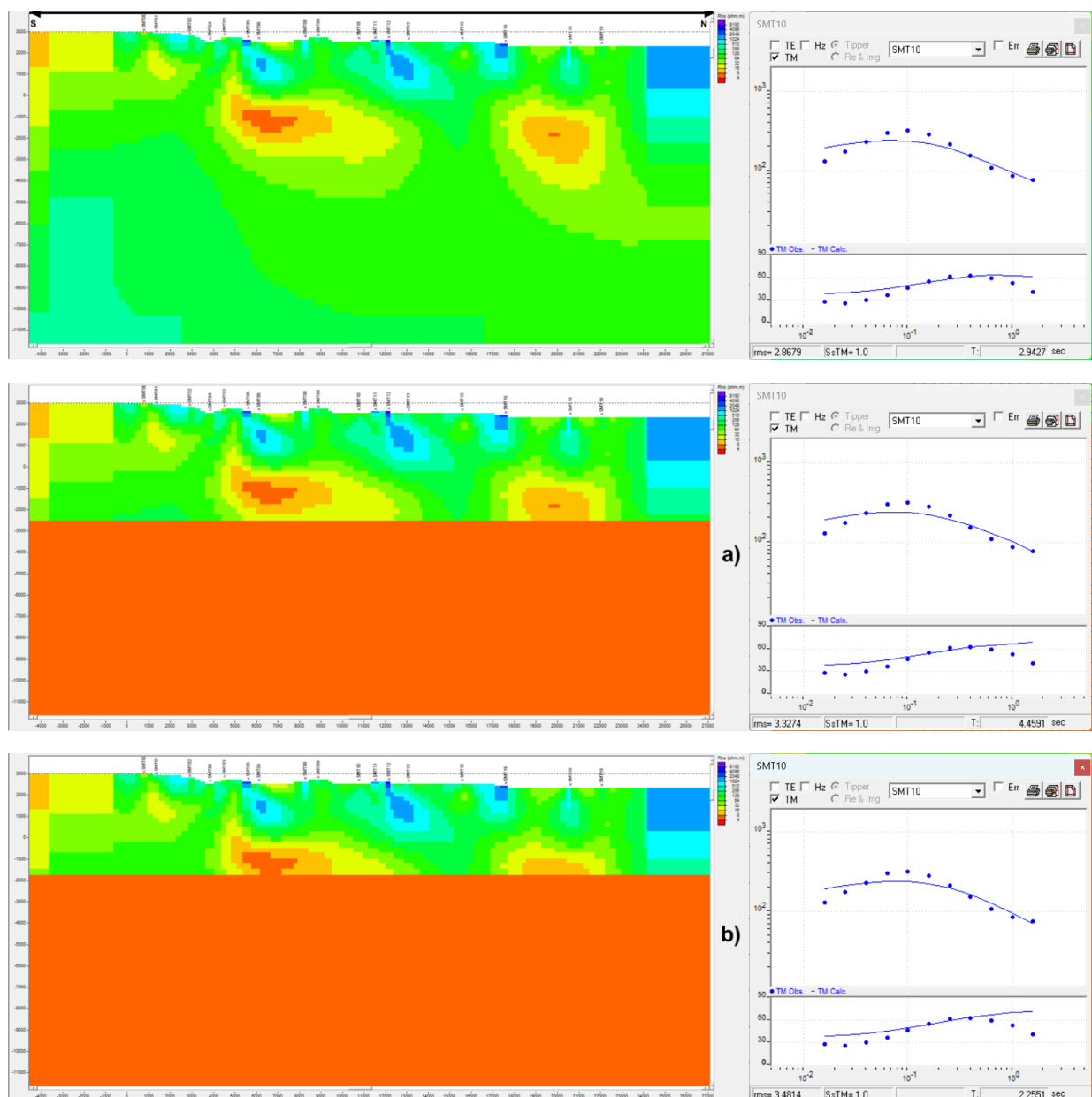


Figura 33. Modelo original y modelos con un semiespacio intermedio a las profundidades: a) 5000 m, b) 4500 m y c) 4200 m.

Caso C: Semiespacio Conductivo

En este último caso las pruebas también comenzaron a los 5000 m de profundidad y se realizaron 3 disminuciones de profundidad, a los 4200, a los 4000 m y a los 3700 m (véase tabla 5). En la figura 34 se muestra el modelo con el semiespacio a las profundidades utilizadas junto con las curvas de resistividad y fase del nuevo modelo. Se incluye al principio el modelo original junto con sus curvas de resistividad y fase con propósitos de comparación.



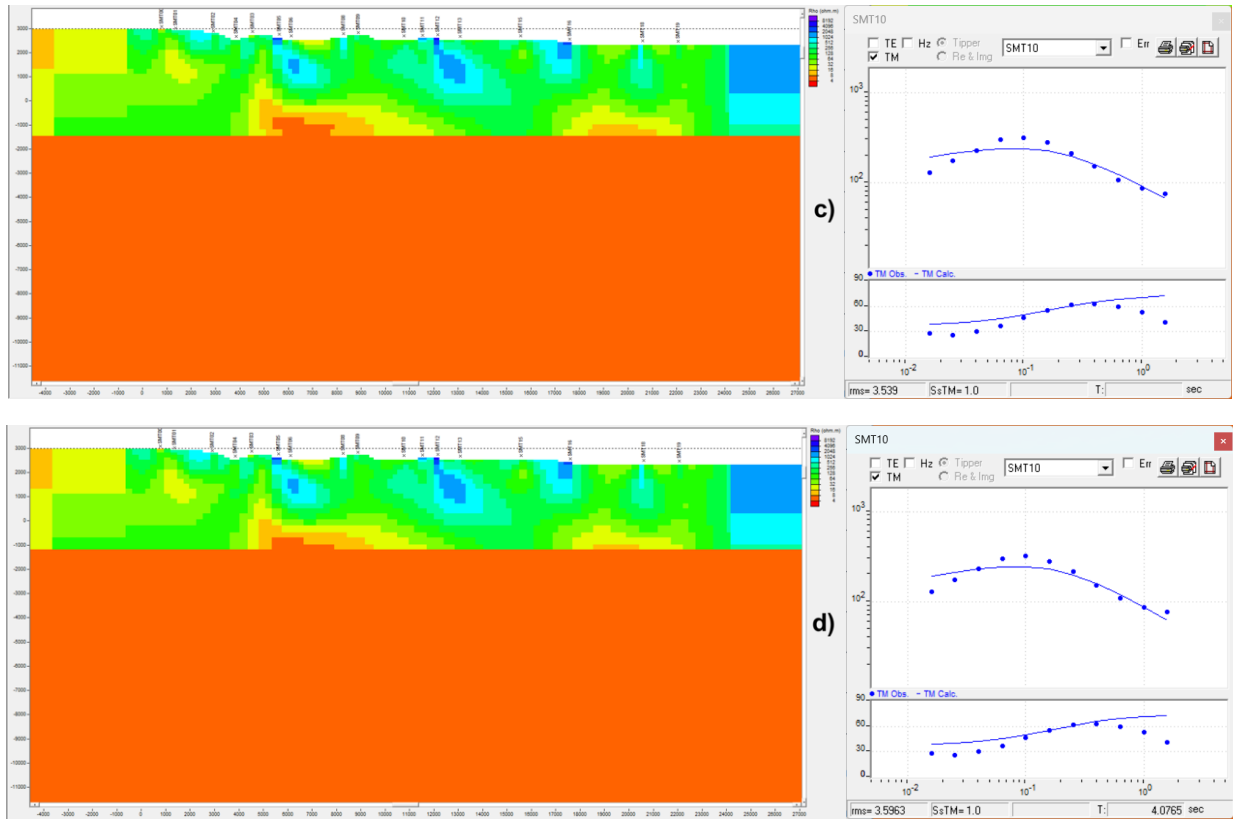


Figura 34. Modelo original y modelos con un semiespacio conductor a las profundidades: a) 5000 m, b) 4200 m, c) 4000 m y d) 3700 m, y sus respectivas curvas de resistividad y fase del modo TM.

Tabla 5: Profundidades evaluadas en cada caso y valoración cualitativa de los cambios en las curvas del modelo nuevo respecto a las del modelo original.

Tipo de semiespacio	Profundidad [m]	Profundidad según el nivel del mar [m]	Valoración cualitativa
Resistivo (8192 Ω m)	5000	-2300	Sin cambio perceptible
	4500	-1800	Cambio mínimo pero perceptible
	4200	-1500	Cambio perceptible y claro
	4000	-1300	Cambio perceptible y claro
Intermedio (3238 Ω m)	5000	-2300	Sin cambio perceptible
	4500	-1800	Cambio mínimo pero perceptible
	4200	-1500	Cambio claro

	5000	-2300	Sin cambio perceptible
<i>Conductivo (6 Ωm)</i>	4200	-1500	Sin cambio perceptible o cambio muy sutil
	4000	-1300	Cambio mínimo pero perceptible
	3700	-1000	Cambio perceptible y claro

Considerando las valoraciones cualitativas reportadas en la tabla 5, se determinó que la profundidad a la que es sensible el modelo es a los 4500 m (1800 m b.n.m.) esto tomando en cuenta que es el valor arrojado por los primeros dos casos, y que en el caso del semiespacio conductivo, a pesar de ser un valor cercano, es un valor similar (siendo más similar que el caso del semiespacio intermedio) a los valores predominantes del modelo, por lo que la sensibilidad se ve disminuida dado el bajo contraste de resistividades. Con este valor el modelo final quedo delimitado según la figura 35.

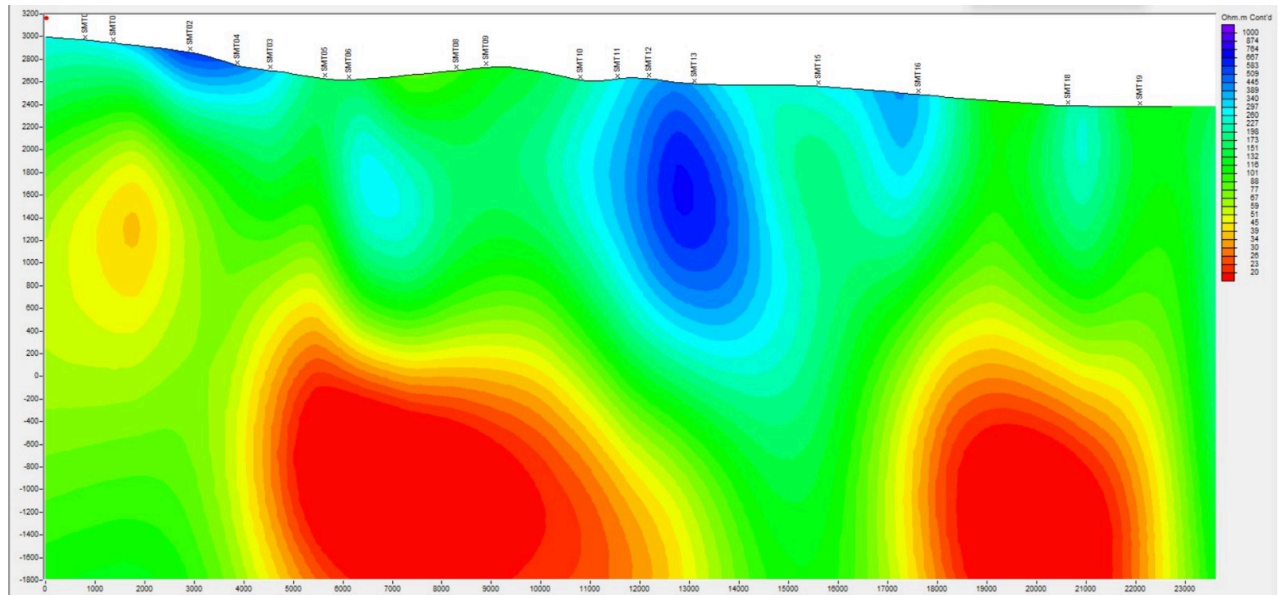


Figura 35. Modelo final delimitado a 1800 m b.n.m.

5.5 Correlación con Fallas Reportadas y Análisis de Hipocentros Cercanos

Considerando las fallas mostradas en las figuras 2, 6, 9 y 17 (a partir de los trabajos de Arce y colaboradores, 2019, Vásquez-Serrano y colaboradores, 2019, García-Palomo y colaboradores, 2008, Colín-Rodríguez, 2006, Pérez-Cruz, 1988, y los Atlas de Riesgos de las Alcaldías de la Ciudad de México), se identificaron espacialmente las fallas que cruzaban el perfil y se indicó su posición en el mismo (véase figura 36) para poder correlacionarlas con la estructura mostrada en el modelo. Además, se identificaron los sismos $M \leq 3.5$ del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (hasta abril de 2026) cercanos al perfil, siendo seleccionados aquellos cuyos epicentros no sobrepasaban los 3 km de distancia desde la traza del perfil.

Respecto a las discontinuidades identificadas, hay dos que coinciden espacialmente con dos de las fallas normales reportadas, correspondientes a las fallas mayores Contreras y Satélite, además de que las discontinuidades podrían corresponder a 6 fallas inferidas (todas de orientación NE-SO, incluyendo a las reportadas) que cruzan el perfil entre las estaciones SMT08 y SMT15. En cuanto a los sismos cercanos, se identificaron 18 sismos, de los cuales solo 11 pudieron ser colocados en el perfil debido a que el resto tenía hipocentros más profundos que el límite inferior del modelo.

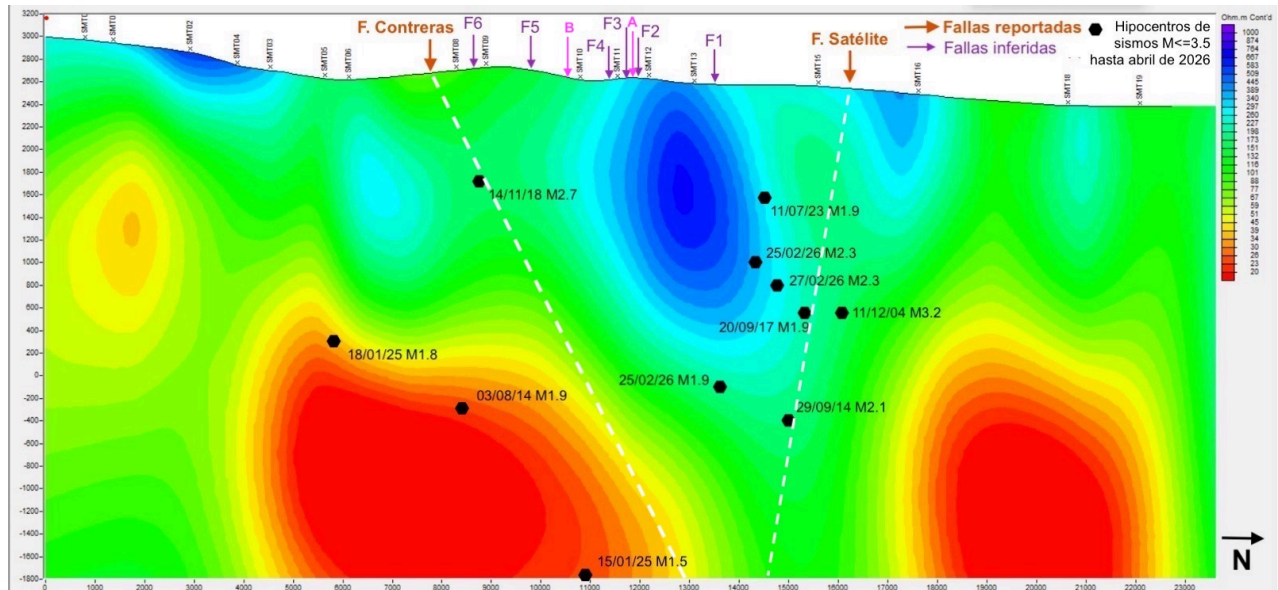


Figura 36. Modelo con las fallas reportadas e inferidas y los hipocentros de los sismos $M \leq 3.5$ cercanos al perfil (SSN, 2026). Se incluye la proyección a profundidad de las fallas reportadas e inferidas a través de la literatura y la geometría del perfil, sin embargo los datos estructurales quedan sujetos a validación futura. También se colocan en superficie las proyecciones de las estructuras Mixcoac (A) y Barranca del Muerto (B) propuestas por Ramírez-Guzmán (2024) y Aguilar-Velázquez et al (2025).

Como se puede ver en la figura 36, las fallas reportadas e inferidas son correlacionables a cambios laterales en la distribución de resistividad, lo que en un primer análisis sugiere que dichas fallas fueron correctamente mapeadas por los sondeos magnetotelúricos, sin embargo aún no se cuenta con la información completa que defina la existencia de las fallas inferidas. En este caso se observa que el modelo es predominantemente conductivo (debido posiblemente a la presencia de fluidos penetrando los depósitos piroclásticos de la SC) rodeando a cuerpos conductivos en la parte inferior claramente delimitados lateralmente (posiblemente relacionables a pilares tectónicos) y cuerpos resistivos someros diferenciados horizontalmente, coherentes con la geología de bloques delimitados por fallas de la zona de estudio.

Analizando las dos fallas reportadas (la documentación indica que la Falla Contreras buza hacia el NO y la Falla Satélite buza hacia el SE), se podría inferir que la Falla Contreras continúa hacia profundidad limitando el cuerpo conductivo profundo sur por su flanco derecho, y que la Falla Satélite hace un proceso similar al continuar a profundidad, pero limitando al cuerpo conductivo profundo norte por su flanco izquierdo.

Por otro lado, analizando la parte superficial, se requiere una mayor resolución para poder confirmar con mayor certeza a las fallas inferidas, considerando además que la presencia de ruido antropogénico afecta en mayor cantidad a la zona somera, lo que imposibilita al modelo para definir con claridad la estructura del subsuelo superficial.

Finalmente, respecto a la distribución de los hipocentros de los sismos cercanos, se puede observar que se encuentran en las discontinuidades laterales, justo en los bordes de los cuerpos resistivos y conductivos principales, sugiriendo que los bordes de estos cuerpos son correlacionables con fallas, que según el registro sismológico, son de naturaleza normal, en concordancia con la geología estructural local.

En este último punto es de suma importancia resaltar que la localización de los hipocentros realizada por el Servicio Sismológico Nacional (e incluso con el resto de las entidades académicas que realizan esta actividad) contiene un error significativo de estimación debido a la falta de cobertura en la red de estaciones sísmológicas, lo que explica que los hipocentros no se correlacionen espacialmente por completo con las estructuras mapeadas en el perfil.

6. Discusión

La interpretación del modelo geoelectrico obtenido permite establecer una posible conexión entre la estructura del subsuelo en el poniente de la Ciudad de México y la reciente actividad microsísmica que ha generado una notable preocupación social. Al analizar los resultados en comparación con los trabajos previos sobre el tema se vuelve evidente que la complejidad geológica de la zona de estudio no puede reducirse únicamente a efectos de la intensa expansión urbana o a consecuencias de los grandes sismos de subducción, como sugerían trabajos tempranos del siglo pasado (Figuroa, 1971; Singh, 1998).

El perfil de resistividad obtenido en este proyecto, muestra una arquitectura cortical definida, delimitada por bloques de resistividad contrastantes que coinciden espacialmente con las trazas de fallas reportadas e inferidas por diversos autores (Vásquez-Serrano et al, 2019; García-Palomo et al, 2008; Colín-Rodríguez, 2006; Pérez-Cruz, 1988; y los Atlas de Riesgos de las Alcaldías de la Ciudad de México).

En este último punto es de vital importancia comprender que a pesar de la correlación de las discontinuidades con las trazas de las fallas, aún puede haber contextos geológicos distintos al fallamiento que expliquen la arquitectura mostrada en el perfil, incluyendo anomalías geoelectricas relacionadas a litología, alteraciones o actividad de fluidos. Estos contextos por si solos explicarían la geometría del modelo, pero la relación con un entorno fracturado o fallado, e incluso la influencia de estos últimos factores en dicho entorno, está fuertemente soportada por la geología local que indica la presencia de un régimen transtensional de la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana correspondiente a la Cuenca de México, donde la interacción entre la extensión normal y algunas componentes de cizalla, facilita la generación de secuencias sísmicas someras (Arce et al, 2019).

Otro punto importante a considerar es que, a pesar de las coincidencias espaciales entre las discontinuidades descritas y los hipocentros, no se demuestra directamente el potencial sismogénico de las estructuras focalizadas, pues aún es necesario caracterizar a detalle las estructuras e identificar si su naturaleza es de una falla o no, además de esclarecer el estatus de actividad o inactividad de las fallas con hipocentros mejor localizados.

Considerando que el modelo fue capaz de detectar variaciones laterales de resistividad significativas hasta los 4500 m de profundidad aproximadamente, se puede inferir que

las estructuras no son meramente superficiales y que pueden fungir como vías de migración de fluidos representadas por anomalías de baja resistividad, aunado a la composición predominantemente volcanosedimentaria de la Formación Sierra de las Cruces, mismas que predominan en el modelo y que circundan a cuerpos contrastantemente resistivos.

Al comparar los hallazgos del modelo propuesto con el estado del arte sobre microsismos en la CDMX, surge un acuerdo con los estudios más recientes del Instituto de Ingeniería y el Instituto de Geofísica de la UNAM. Mientras que Figueroa (1971) postulaba una relación entre la sismicidad y el desarrollo urbano, y Singh y colaboradores (1998) se centraban en la migración de fluidos por consolidación, el modelo aporta evidencia estructural que puede respaldar la existencia de fallas activas como la falla Contreras o la Falla Satélite, incluyendo indicios de la presencia de las discontinuidades recientemente descritas, como la denominada Plateros-Mixcoac (Ramírez-Guzmán, 2024).

Analizando las anomalías observadas en el perfil, especialmente aquellas que flanquean los cuerpos resistivos centrales, se observa una correlación con la ubicación de las fallas Contreras y Satélite, e incluso hay indicios que podrían ayudar a confirmar la existencia de las estructuras recientemente reportadas; sin embargo, la resolución del modelo no permite confirmarlas por completo.

Otro aspecto que vale la pena comentar es que la presencia de aceleraciones elevadas (reportadas por Ordaz y colaboradores en 2023 y Quintanar y colaboradores en 2024), que han llegado a superar los 300 cm/s^2 , se puede explicar debido a que las rupturas en fallas tan someras (dentro de los primeros 2 a 3 km evidenciados en el modelo) irradian energía con una atenuación mínima hacia la superficie, es decir, los hipocentros son tan someros que la energía no tiene tiempo de atenuarse en su camino hacia la superficie y por ende, la incertidumbre en la determinación de la profundidad de los hipocentros resulta sustancialmente grande, cuando la instrumentación no tiene la densidad adecuada.

Por otro lado, al analizar los casos internacionales de sismicidad cortical en entornos urbanos, como los Apeninos o Basilea (Chiarabba et al., 2005; Kraft et al. 2009), el escenario de la Ciudad de México se diferencia por su entorno volcánico-lacustre de cuenca transtensional, donde la resistividad del subsuelo se ve drásticamente afectada por la presencia de arcillas y materiales piroclásticos alterados, así como a la posible infiltración de agua de lluvia, elementos que el modelo ha logrado diferenciar de las unidades volcánicas más competentes y resistivas, al presentar cuerpos conductivos

profundos lo que sugiere que la recarga del acuífero y la infiltración de agua meteórica en la Sierra de las Cruces es geológicamente dominante a través de los sistemas de fallas mapeados.

El modelo obtenido es diferente a los estudios sobre microsismos que se han realizado debido a que las fallas descritas, en la totalidad de los casos, fueron caracterizadas con métodos basados en estudios superficiales y el análisis de parámetros sismológicos, pero nunca se realizaron estudios de mapeo a profundidad que confirmaran la presencia de las fallas descritas, o que incluso aportaran indicios del alcance en la actividad de las fallas ya reportadas.

El modelo al ser producto de un estudio magnetoteléurico tiene la ventaja de penetrar más que algunos de los métodos geofísicos más usados en entornos urbanos, como la eléctrica, la sísmica de refracción o los métodos basados en ruido sísmico. El perfil medido alcanzó los 4500 m de profundidad según el análisis de sensibilidad realizado, permitiendo tener una visión integral de la corteza superior; sin embargo, es imperativo reconocer que el entorno urbano impone limitaciones severas al abundar en ruido antropogénico, lo que afectó la calidad de los datos en las frecuencias más altas (más o menos los primeros 500 m del subsuelo) y que no permitió una definición clara de las fallas inferidas.

Esta última consideración es de suma importancia debido a que la zona somera es precisamente donde se manifiestan los efectos más destructivos de los microsismos y donde el afloramiento de fallas, fracturas o grietas requiere una definición milimétrica. A pesar de haber implementado técnicas de procesamiento robusto (Chave, et al., 2004) el modelo no logró lidiar de forma eficiente con los altos niveles de ruido, tanto en la parte profunda al tener fuertes efectos de campo cercano alrededor de los 3 s, como en la parte somera, afectada mayormente por *static shift*, de modo que la interpretación de la zona somera sigue siendo de naturaleza inferencial basada en la extrapolación de las estructuras profundas más claras.

Finalmente, un punto importante que debe considerarse es que el modelo es una versión preliminar que requiere de refinamiento futuro, pero que además necesita de una expansión significativa que permita mapear la zona de estudio con mayor detalle, es decir, se debe densificar la zona con más estaciones para poder realizar perfiles paralelos que ayuden a estudiar la continuidad de las fallas y que permitan aumentar la resolución de los perfiles, sobre todo a nivel somero, lo que podría incluir no solo el aumento de sondeos magnetoteléuricos, sino la conjunción con más métodos geofísicos para poder cotejar los resultados obtenidos.

Las líneas de trabajo a futuro derivadas de este trabajo son amplias y de vital importancia para comprender a detalle el fenómeno de los microsismos. Además de la ampliación de la red de estaciones propuesta en la sección anterior, se deben realizar monitoreos temporales o "4D" que permitan observar variaciones en la resistividad del subsuelo asociadas a cambios en el flujo de fluidos, esto para analizar la tesis de Alberro y Hernández (1991) que versa sobre la influencia de los fluidos en la ocurrencia de microsismos, y la verificación de la condición de sismos lentos propuesta por Aguilar-Velázquez y colaboradores (2025).

Otro de los retos que se presentan es la integración de los métodos geofísicos, es decir, se deben realizar modelos integrados que incluyan mapeos a profundidad (ya sea con perfiles de resistividad, secciones sísmicas u otro tipo de métodos de mapeo) con simulaciones numéricas y modelado de propagación y de fuente sísmicas que consideren las estructuras corticales mapeadas. Dicha integración es de suma importancia, porque hasta el momento diferentes autores han utilizado distintos enfoques que han arrojado importantes descubrimientos, pero que no han podido ser completamente verificados debido a la falta de metodologías integradoras y unificadas.

El último paso del trabajo futuro corresponde a una labor compleja e interdisciplinaria que requiere de la colaboración de la comunidad científica, los diferentes niveles de gobierno y la sociedad misma para poder actualizar los códigos y reglamentos de construcción, y los mapas de zonificación de riesgo, así como una intensa campaña de concientización para que la gente que vive en la zona aprenda a convivir con el fenómeno de forma segura.

7. Conclusiones y recomendaciones

Como se pudo observar en los resultados, fue posible obtener un modelo geoelectrico que satisface los objetivos planteados para este proyecto, al permitir la obtención una imagen preliminar de la estructura del subsuelo del poniente de la Ciudad de México hasta una profundidad aproximada de 4500 m, a través de un modelo coherente con la geología estructural de la zona de estudio y que, a pesar de sus limitaciones, es correlacionable con las fallas reportadas y con la sismicidad local.

El uso del método magnetotelúrico permitió un alcance a profundidad mayor del esperado, pero con aspectos que deben refinarse, incluyendo una mejor resolución en la parte somera y un mejor tratamiento del ruido antropogénico, siendo este último una constante a lo largo del perfil debido al entorno urbano, que podría mejorarse al utilizar nuevas técnicas de procesamiento robusto, incluyendo el uso de la distancia de Mahalanobis (Platz y Weckmann, 2019), y variaciones en la adquisición, como el uso de transitorio electromagnético para corregir el *static shift* en la parte superficial, o la aplicación del método de referencia remota para remover de forma eficiente los efectos del ruido electromagnético, incluso es posible aplicar la metodología de Campanyà y colaboradores (2014) al incluir al observatorio magnético como estación remota. Además, se requiere del análisis de anisotropía geoeléctrica que permitan modelar con mayor detalle las estructuras encontradas.

Como se llegó a mencionar anteriormente, el modelo presentado representa una importante contribución al ofrecer un mapeo del subsuelo, una herramienta que hasta el momento no se había utilizado y que es necesaria para confirmar las teorías de otros autores, sobre todo para confirmar la presencia de las nuevas discontinuidades reportadas, como la Plateros-Mixcoac o la Barranca del Muerto, estructuras que además han sido descritas como posibles generadoras de los microsismos más importantes.

Para concluir, es importante considerar que el entendimiento del fenómeno de los microsismos es un trabajo que sigue en proceso y que requiere de aún más estudios en la zona, pero a pesar de que en algún momento se llegue a un entendimiento completo de la estructura del subsuelo y del comportamiento sísmico de esta porción de la ciudad, el efecto no podrá evitarse pues hasta ahora no contamos con la tecnología o la capacidad técnica para inferir directamente en este tipo de fenómenos. Dicho esto, no significa que el esfuerzo por entender a los microsismos sea en vano, pues su caracterización es la clave para mitigar el riesgo, de modo que sea posible tener mejores planes de desarrollo urbano que le permitan a la gente estar preparada ante la ocurrencia de estos fenómenos y aprender a convivir de forma segura con los mismos.

Referencias

Aguilar-Velázquez, M. J., Quintanar, L., Cárdenas-Ramírez, A. y Rodríguez-Castellanos, A. (2025). Interplay of slow-slip faults beneath Mexico City induces intense seismicity over months. *Tectonophysics*, 892, 230512. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230512>

- Alba-Aldave, L. A., Reyes-Salas, M. A., Morán-Zenteno, D. J., Angeles-García, S. y Corona-Esquivel, R. (1996). Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla: Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica. San Luis Potosí, Actas, Instituto Nacional de Geoquímica, 2, 39–44.
- Alberro, J., y R. Hernández (1991). Temblores inducidos por fuerzas de filtración. Reporte 530. México: Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Allen, R. M. y Tromp, J. (2005). Resolution of regional seismic models: Squeezing the Iceland anomaly, en *Geophysical Journal International*, 161 (2), 373–386, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02600.x>
- Álvarez-Icaza, D., Medina-Mora, M. E., Benjet, C., Galván-García, J. S., Rebolledo-Figueroa, R. y Jiménez-Tapia, A. (2018). Impacto de los sismos de septiembre de 2017 en la salud mental de la población. *Salud Pública de México*, 60(7), 11-20. <https://doi.org/10.21149/9288>
- Arango-Galván, C. (17 de septiembre de 2024). ¿Qué provoca los microsismos en el poniente de la CDMX? *Ciencia UNAM*. <https://ciencia.unam.mx/leer/1532/>
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J., Benowitz, J. A., Macías, J. L. y Ramírez-Espinosa, J. (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75(74). doi:10.1007/s00445-013-0774-6
- Arce, J. L., Layer, P. W., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías- Romo, M. C., Morales-Casique, E. J. y Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 123–143.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L. y Morales-Casique, E. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320–332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>
- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62(2), 119–127.
- Bello-Segura, D.I., Quintanar, L. y Singh,S.K.(2025). Focal mechanisms and tectonic stress field in the Valley of Mexico from local seismicity. *Geofísica Internacional*, 64(3), 1593–1609. <https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2025.64.3.1853>
- Berdichevsky, M. N., y Dmitriev, V. I. (2002). Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-Posed Problems. *Society of Exploration Geophysicists*. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802068>
- Berdichevsky, M. N., y Dmitriev, V. I. (2008). *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77814-1>

- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., y Brown, C. (2005). Determinable and indeterminate parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, 163(3), 915–930.
- Boerner, D. E., Wright, J. L., & Lajoie, J. G. (1993). Case statistics: CSAMT survey of the Buchans mine. *Geophysics*, 58(7), 923-937.
- Booker, J. R. (2014). The magnetotelluric phase tensor: A critical review. *Surveys in Geophysics*, 35(1), 7-40.
- Cabral-Cano, E., Dixon, T. H., Mirlohi, F., Díaz-Molina, O., Sánchez-Zamora, O. y Tueme-Díaz, J. (2008). Space geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City. *Geology*, 36(4), 283-286.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R. G. y Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: The case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148, 492–506.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635. <https://doi.org/10.1190/1.1437915>
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A. y Jones, A. G. (2014). A new methodology to estimate magnetotelluric (MT) tensor relationships: Estimation of Local transfer-functions by Combining Interstation Transfer-functions (ELICIT), *Geophysical Journal International*, Volume 198, Issue 1, Pages 484–494, <https://doi.org/10.1093/gji/ggu147>
- Castro, C., Hering, P., Junge, A. (2025). MAnTiS: Multivariate Analyzer of Electromagnetic Time Series. *Computers and Geosciences*, in prep.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres [CENAPRED]. (22 de marzo de 2024). Sismos locales en la Ciudad de México. Gobierno de México. <https://www.gob.mx/cenapred/articulos/sismos-locales-en-la-ciudad-de-mexico>
- Chave, A. D., Thomson, D. J. (2004). Bounded influence magnetotelluric response function estimation, *Geophysical Journal International*, Volume 157, Issue 3, Pp. 988–1006, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x>
- Chave, A. D., & Smith, J. T. (1994). On the relation between the magnetotelluric impedance tensor and the external magnetic field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4663–4675. <https://doi.org/10.1029/93JB03157>
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (2012). *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge University Press.
- Chiarabba, C., Jovane, L. y Di Stefano, R. (2004). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395(3-4), 251-268. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.013>

- Colín-Rodríguez, A. (2006). Neotectónica de la Semifosa Tláhuac-Tulyehualco [Tesis de licenciatura, Instituto Politécnico Nacional]. Repositorio de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura (ESIA).
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Convertito, V., Maercklin, N., Sharma, N. y Zollo, A. (2012). From induced seismicity to direct time-dependent seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2563–2573. <https://doi.org/10.1785/0120120036>
- Cuéllar, A. (2014). The Mexican Seismic Alert System (SASMEX) (CIRES report). Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES).
- Damon, E. P., M. Shafiqullah y F. K. Clark (1981). Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis. *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 5, 2, 223-238.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J. J. y Mitre-Salazar, L. M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, 104, 1–71.
- DeGroot-Hedlin, C., y Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- Delgado-Granados, H. y Martín del Pozo, A.L. (1993). Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*. 32 (3), 511–522.
- Ellsworth, W. L. (2013). Injection-Induced earthquakes. *Science*, 341(6142), 1225942. <https://doi.org/10.1126/science.1225942>
- Egbert, G. D., & Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1), 173-194. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x>
- Egbert, G. D. (1997). Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130(2), 475–496. [doi.org](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1997.00475.x)
- Enciso-De la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 10 (1), 26–36.
- Espinosa-Aranda, J. M., Cuéllar, A., García, A., Ibarrola, G., Islas, R., Maldonado, S. y Rodríguez, F. H. (2011). Evolution of the Mexican Seismic Alert System (SASMEX). *Natural Hazards*, 59(1), 455-485. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9768-1>
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303–306. [doi:10.1130/0091-7613\(1999\)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2)

- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P. y Conticelli, S. (2000). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J. y Hernández-Bernal, M. S., (2003). Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en Reunión Annual 2003, Resúmenes: *GEOS*, 23(2), 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2012a). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2012b). The late Miocene to present-day evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonics, magmatism, and their relationships. *Tectonophysics*, 522, 1-36.
- Figueroa, J. (1971). Sismicidad en la cuenca del Valle de México. Serie de Investigación 289. México: Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 60, 234.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., y Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1), 53–68. [doi.org](https://doi.org/10.1192/geo.44.1.53)
- García-Palomo, A., Macías, J. L., y Garduño, V. H. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico. *Tectonophysics*, 318, 281–302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R. y Mora-Chaparro, J. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., y Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(1), 158-178. Recuperado en 12 de febrero de 2026, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742008000100010&lng=es&tlng=es.
- Gibowicz, S. J. y Lasocki, S. (2001). Seismicity induced by mining: Ten years later. En *Advances in geophysics* (pp. 39-181). [https://doi.org/10.1016/s0065-2687\(00\)80007-2](https://doi.org/10.1016/s0065-2687(00)80007-2)
- Gjelstrup, S. L. (2026). Guía para el análisis FFT (Transformada Rápida de Fourier). Dewesoft. <https://dewesoft.com/es/blog/guia-para-el-analisis-fft>
- Goldstein, M. A., & Strangway, D. W. (1975). Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. *Geophysics*, 40(4), 669-683.

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2>
- González-Torres, E. A., Zenteno-Morán, D. J., Mori, L. y Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285-297. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a11>
- Google. (2026). Gemini 3 Flash [Generador de imágenes de IA]. <https://gemini.google.com/>
- Groom, R. W., y Bailey, R. C. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional (3D) distortion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1913-1925.
- Husker, A., Ferrari, L., Arango-Galván, C., Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J. A. (2017). A geologic recipe for transient slip within the seismogenic zone: Insight from the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geology* 2017; 46 (1): 35–38. doi: <https://doi.org/10.1130/G39202.1>
- Ichihara, H., & Mogi, T. (2002). A properties of magnetotelluric phase over 90°. *Earth, Planets and Space*, 54(12), 1187-1191.
- Iidaka, T., Takeda, T., Kurashimo, E., Kawamura, T., Kaneda, Y. y Iwasaki, T. (2004). Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region. *Tectonophysics*, 388(1-4), 7-20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.002>
- INEGI. (2020). Censo de Población y Vivienda 2020. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. <https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2020/>
- Jacobo-Albarrán, J. (1986), Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.
- Jaimés-Viera, M. C., Martín Del Pozzo, A. L., Layer, P. W., Benowitz, J. A. y Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013
- Jones, A. G. (1980). Geomagnetic induction studies in Scandinavia. *Journal of Geophysics*, 48, 181-194.
- Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967-978.
- Keller, G. V. y Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. En *International Series of Monographs in Electromagnetic Waves*, 10, eds. A.L. Cullen, V. A. Fock, y J. R. Wait. Oxford: Pergamon Press.

- Kiratzí, A. y Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal Of Geodynamics*, 36(1-2), 251-274. [https://doi.org/10.1016/s0264-3707\(03\)00050-4](https://doi.org/10.1016/s0264-3707(03)00050-4)
- Knödel, K., Lange, G., y Voigt, H. J. (2007). *Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies*. Springer Science & Business Media.
- Kraft, T., Mai, P. M., Wiemer, S., Deichmann, N., Ripperger, J., Kästli, P., Bachmann, C. E., Fäh, D., Woessner, J. y Giardini, D. (2009). Enhanced geothermal systems in urban areas: Lessons learned from the 200 Basel M_L 3.4 earthquake. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 90(32), 273–274. <https://doi.org/10.1029/2009EO320002>
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J. y Hinderer, M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztán formation: Implications for the initiation of the Trans Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72, 817–832.
- López-Pernas, S., Kayaduman, H., Vogelsmeier, L. y Saqr, M. (2025). The Three Levels of Analysis: Variable-centered, Person-centered and Person-specific Analysis en Education. [10.1007/978-3-031-95365-1_19](https://doi.org/10.1007/978-3-031-95365-1_19).
- Lozano-García, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J. y Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: Reporte técnico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 299–311.
- Macías, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G. y Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In J. J. Aranda-Gómez, G. Tolson, & R. S. Molina-Garza (Eds.), *The southern cordillera and beyond: Field guide 25* (pp. 163–193). Querétaro, Mexico: Geological Society of America.
- Martí, A. (2005) *A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Barcelona, España, 306 pp.
- MathWorks. (s.f.). Overview of Multirate Filters. MATLAB & Simulink. Recuperado el 4 de abril de 2026, de <https://la.mathworks.com/help/dsp/ug/overview-of-multirate-filters.html>
- Maya-Mondragón, J. J., Álvarez-Icaza, D., Benjet, C., Martínez-Levy, G. A. y Medina-Mora, M. E. (2019). Prevalence of post-traumatic stress disorder and depression after the 2017 earthquake in Mexico. *Salud Mental*, 42(5), 211-218. <https://doi.org/10.17711/SM.0185-3325.2019.028>

- McDowell, W. F. y E. S. Clabaugh (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 180, 113-123.
- Mejia, V., Böhnel, H., Opdyke, N. D., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K. W. y Aranda-Gomez, J. J. (2005). Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1–19.
- Meju, M. A. (1996). Joint inversion of TEM and MT data: SHIFT and STATICS. *Exploration Geophysics*, 27(2), 73-79.
- Morales, J., Singh, S. y Ordaz, M. (1997). Analysis of the Granada (Spain) earthquake of 24 June, 1984 (M = 5) with emphasis on seismic hazard in the Granada Basin. *Tectonophysics*, 257(2-4), 253-263. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00188-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00188-3)
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J. y Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97–119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.04.002
- Nabighian, M. N. (Ed.). (1987). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists
- Neska, A., Reda, J.T., Neska, M.L. y Summaruk, Y.P. (2018). On the relevance of source effects in geomagnetic. *Annales Geophysicae*, 36, 337-347.
- Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A. M. F. y Capra, L. (2006). Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications. *Tectonics*, 25, TC4012. <https://doi.org/10.1029/2005TC001877>
- Novelo-Casanova, D. A., Suárez, G., Cabral-Cano, E. y Tago, J. (2022). The Risk Atlas of Mexico City, Mexico: a tool for decision-making and disaster prevention. *Natural Hazards*, 111(3), 2631-2655. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05151-w>
- Optimal Design (s.f.). Zero mean normalization / unit norm normalization. Consultado en <https://www.optimaldesign.com/AMHelp/Other/zeroonemeannorm.htm>
- Ordaz, M., Arroyo, D., Singh, S. K. y Quintanar L. (2023) Microsismos en la Ciudad de México. *IC Ingeniería Civil*, 646, (20-23).
- Ortega-Gutiérrez, F. (1980). Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Libro-Guía, Excursión Geol.*, vol. III. Reunión Nacional Geotectónica-Geotermia (pp. 34–38). México.
- Osete, M. L., Ruiz-Martínez, V. C., Caballero, M. C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. y Tarling, H. D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, México: Paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318, 201–215.

- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 12357–12373. doi: 10.1029/95JB00919.
- Parker, R. L., y Whaler, K. A. (1981). Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B10), 9574-9584.
- Parkinson, W. D. (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal International*, 2(1), 1–14.
- Parkinson, W. D. (1962). The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophysical Journal International*, 6(4), 441-449.
- Platz, A. y Weckmann, U. (2019). An automated new pre-selection tool for noisy Magnetotelluric data using the Mahalanobis distance and magnetic field constraints, *Geophysical Journal International*, Volume 218, Issue 3, Pp. 1853–1872, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz197>
- Pérez-Cruz, G. A. (1988). Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://tesiunamdocumentos.dgb.unam.mx/pmig2018/0074449/Index.html>
- Quintanar, L. (2024). Mexico City Earthquake of 11 May 2023 (Mw 3.2). *Geofísica Internacional*, 63(2), 1125-1138.
- Ramírez-Guzmán, L. (12 de febrero de 2024). Localizan falla Plateros-Mixcoac. *Gaceta UNAM*. <https://www.gaceta.unam.mx/investigadores-de-la-unam-localizan-la-falla-plateros-mixcoac-y-estudian-sus-causas-y-efectos/>
- Rodi, W., y Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Saltzer, R. L., y E. D. Humphreys (1997). Upper mantle P wave velocity structure of the eastern Snake River Plain and its relationship to geodynamic models of the region, *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 11829–11841, doi:10.1029/97JB00211.
- Santos-Reyes, J. (2020). Mexico city's residents' emotional and behavioral responses following the September 19, 2017 earthquake. *Safety Science*, 123, 104561. <https://doi.org/10.1016/j.ssci.2019.104561>
- Schlumberger, C. (1939). The telluric method of prospecting. *Transactions, American Geophysical Union*, 20(3), 271-277. <https://doi.org/10.1029/TR020i003p00271>
- Schmucker, U. (1970). *Anomalies of Geomagnetic Variations in the Southwestern United States*. University of California Press. <https://doi.org/10.1525/9780520331006>
- Secretaría de Gestión Integral de Riesgos y Protección Civil [SGIRPC]. (s.f.). *Atlas de Riesgos de la Ciudad de México*. Ciudad de México. <https://www.atlas.cdmx.gob.mx/>
- Servicio Sismológico Nacional (SSN). (2026). *Catálogo de sismos*. Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.ssn.unam.mx/>

- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. y Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: Implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203–225.
- Simpson, F., y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>
- Singh, S. K., J. G. Anderson y M. Rodríguez (1998). Triggered seismicity in the Valley of Mexico from major Mexican earthquakes. *Geofísica Internacional* 37(1); 1-11.
- Singh, S. K., Quintanar, L., Arroyo, D., Cruz-Atienza, V. M., Espíndola, V. H., Bello-Segura, D. I. y Ordaz, M. (2020). High Accelerations from Local Earthquakes in Mexico City: Lessons from a Small Local Earthquake (Mw 3.2). *Seismological Research Letters*, 91(2A), 856–865. <https://doi.org/10.1785/0220190264>
- Slezak, K., Jozwiak, W., Nowozynski, K., Orynski, S., y Brasse, H. (2018). 3-D studies of MT data in the Central Polish Basin: Influence of inversion parameters, model space and transfer function selection. *Journal Of Applied Geophysics*, 161, 26-36. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.11.008>
- Smirnov, M. Y. (2003). Magnetotelluric data processing with a robust statistical calibration scheme. *Geophysical Journal International*, 154(1), 210-232. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01960.x
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G. y Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77, 1– 20. doi:10.1007/s00445-015-0975-2
- Spies, B. R., y Frischknecht, F. C. (1991). *Electromagnetic Induction Methods in Applied Geophysics*. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics (Vol. 2)*. Society of Exploration Geophysicists.
- Spitzer, K. (2011). Magnetotelluric Interpretation. En H. K. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 711–721). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_48
- Suárez, G., Santoyo, M. A., Hreinsdóttir, S. y Pérez-Campos, X. (2020). The Great 1787 Earthquake and Tsunami of Mexico: Was It a Megathrust Event? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(4), 1857-1869.
- Suárez, G. (2022). The Seismic Early Warning System of Mexico (SASMEX): A retrospective view and future challenges. *Frontiers in Earth Science*, 10, 827236. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.827236>
- Sutarno, D., y Vozoff, K. (1991). Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions. *Geophysics*, 56(12), 1999-2007.

- Swift, C. M. (1967). A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States [Tesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology]. MIT Libraries.
- Szarka, L. (1988). Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth, A review. *Surveys in Geophysics*, 9(3-4), 287-318.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Tikhonov, A. N. (1950). On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 73(2), 295-297.
- Unidad de Instrumentación Sísmica (UIS-UNAM). (2019). Monitoreo SCT: Reportes de aceleración máxima. Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Unidad de Instrumentación Sísmica (UIS-UNAM). (2023). Monitoreo SCT: Reportes de aceleración máxima. Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México: Geofísica Internacional, 28 (2), 133–190.
- Vásquez-Serrano, A., Camacho-Rangel, R., Arce-Saldaña, J. L. y Morales-Casique, E. (2019). Análisis de fracturas geológicas en el pozo Agrícola Oriental 2C, Ciudad de México y su relación con fallas mayores. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 36(1), 38-53. Epub 30 de noviembre de 2025. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.1.871>
- Vásquez-Serrano, A., Arce-Saldaña, J. L., Rangel-Granados, E., Morales-Casique, E., y Arroyo López, S. M. (2021). Arreglo de fracturas geológicas en rocas miocénicas de la Cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(1), 1–17. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.1.1582>
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. En M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Applications* (pp. 641-711). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.ch8>
- Wait, J. R. (1954). On the relation between telluric currents and the earth's magnetic field. *Geophysics*, 19(2), 281-289.
- Wait, J. R. (1982). *Geo-Electromagnetism*. Academic Press.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., y Ward, S. H. (1984). Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49(9), 1517-1533.
- Ward, S. H., y Hohmann, G. W. (1988). Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., y Lilley, F. E. M. (2000). Characterization of the magnetic variation tensor. *Geophysical Journal International*, 141(2), 321–336. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x>

- Wiese, H. (1962). Telúricas geomagnéticas profundas, parte II: La dirección de rumbo de las estructuras subterráneas de resistencia eléctrica, deducida a partir de variaciones geomagnéticas.. *Geofísica Pura y Aplicada*, 52(1), 83–103.
- Zamorano-Orozco, J., Tenarro-García, L., Lugo-Hubp, J. y Sánchez-Rubio, G. (2002). Evolución geológica y geomorfología del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 66-79.
- Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*. Elsevier.
- Zonge, K. L., y Hughes, L. J. (1991). Controlled source audio-frequency magnetotellurics. En: Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, SEG.
- Zúñiga, R. A. A., Guerrero-Reyes, G., Siliceo-Murrieta, J. I. y González-Villoria, R. A. M. (2019). Posttraumatic stress symptoms in people exposed to the 2017 earthquakes in Mexico. *Psychiatry Research*, 275, 326-331. <https://doi.org/10.1016/j.psychres.2019.04.003>

Anexos

Anexo 1: Pseudosecciones medida y calculada.

Se muestran las pseudosecciones a partir de los datos medidos y la obtenida después de la inversión (pseudosección calculada), incluyendo las fases en ambos casos. Se puede observar que la inversión mantuvo de forma general la estructura geoléctrica del perfil.

