



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS – CAMPO DE CONOCIMIENTO EN EXPLORACIÓN, AGUAS
SUBTERRÁNEAS, MODELACIÓN Y PERCEPCIÓN REMOTA

**“ANÁLISIS DE RELACIONES SISMO-ELECTROMAGNÉTICAS (SEM) EN EL GRABEN SAN PEDRO-
CEBORUCO (GSPC), NAYARIT – MÉXICO”**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

JORGE LUIS MONSALVE MARTÍNEZ

TUTOR:

DR. FERNANDO CORBO CAMARGO
(CENTRO DE GEOCIENCIAS)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. VÍCTOR HUGO MÁRQUEZ RAMÍREZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS)
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (CENTRO DE GEOCIENCIAS)

Santiago de Querétaro, Querétaro
Agosto de 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

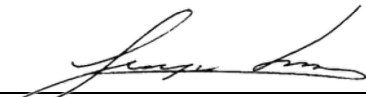
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DECLARATORIA DE ÉTICA

Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores, aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Jorge Luis Monsalve Martínez

AGRADECIMIENTOS

Inicio estos agradecimientos dándole gracias a Dios por ser el responsable de las constantes bendiciones y el derramamiento continuo de sabiduría. También, le agradezco por brindarme salud, fortaleza, paciencia y amor en cada momento durante el desarrollo de este proyecto de vida. Sin Él, nada hubiese sido posible.

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a mi familia, quienes, a pesar de la distancia, me brindaron su apoyo a través de mensajes y llamadas. A mi querida madre, Elba Martínez, le agradezco por ser una madre cuidadosa y luchadora, por llamarme todos los días para charlar o levantarme cuando tenía clases tempranas, por su apoyo incondicional y su amor inmenso. A mis hermanos, Gian Marcelo, Fabian Serrano y Andrés Monsalve, por estar en contacto y apoyarme en los momentos difíciles. A mis sobrinos, Adrián Serrano y Laura Molina, por sus hermosos mensajes. Gracias a Angie, Mechas, Robert, Flaco, Irene, Juan, Danna y otros familiares que se comunicaron conmigo para saber cómo estaba y cómo lo estaba llevando.

A mis amigos en Colombia, José Duque, Leo, JP, Elian, Barra, Richy, Harley, Vera, Laverde, Brayan, Cristian, Core, Ema, Tuli, Luis S., JP, Kevins y Héctor, y a mis amigas Linda, Juli y Cami, quiero agradecerles por recibirme siempre con alegría y entusiasmo cuando visitaba durante mis vacaciones de fin de año. Por todas las tardes y noches en las que el tiempo no era suficiente para compartir todo lo que había sucedido durante el año. A mis amigos en México, Juan Diego, Dani, Andrés B., Omis y Peter, y a mis amigas Mariana y Mora, por estar siempre dispuestos a ayudarme en cualquier situación adversa y por participar en casi todas las actividades que se me ocurrían, haciendo que mi estadía sea llena de hermosos recuerdos. A Gabo, Uba y Andrés C., personas que conocí en este país y aunque solo estuvieron por unos meses, me enseñaron que no se necesita mucho tiempo para consolidar una amistad duradera, y también, por haberme dado a conocer que los hice sentir como en casa con mi presencia.

Quiero agradecerle a Dios por haberme permitido conocer a mi Jesi, a Jesica Mariana Ortiz Quezada. Le agradezco a ella por ser esa mujer llena de alegría, ternura, pasiones, objetivos, carisma, actitudes y aptitudes (y demás aspectos que nunca terminaría de nombrar) que conquistó, conquista y conquistará mi corazón; también, por ser esa mujer que cada día me enamora más. Por su apoyo incondicional y por todo su amor bonito. Por hacerme sentir una persona importante para ella y por haberme mostrado todo lo bonito de México en cada salida o viaje. Por haberme dado el privilegio de conocer a su familia, a sus perros Sonny, Kansu (y todos los demás que están en CDMX), y a sus gatos. Uno de mis grandes deseos es seguir compartiendo, con la mano de Dios, triunfos como estos a tu lado, Mariana. Eres el presente donde siempre quiero estar. Te amo... y mucho.

Estoy agradecido con el Dr. Fernando Corbo por aceptarme como uno de sus estudiantes de maestría y por enseñarme todo sobre el método magnetotérmico (MT), el cual me interesó profundamente por sus diversas aplicaciones y los resultados obtenidos al invertir los datos. A los Dres. Víctor Márquez, Quetzalcóatl Rodríguez, Angel Nieto, Roberto Molina y todos los demás que participaron en clases, salidas y otras

actividades durante mi maestría, les agradezco por compartir su conocimiento. También agradezco al Dr. Uwe Martens por su amistad y asesoría en mi vida académica, personal y profesional.

Quiero agradecer al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca concedida, la cual me permitió realizar esta Maestría en Ciencias de la Tierra en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto PAPIT-UNAM IA103221 "Evaluación geotérmica y determinación de la fuente magmática en el graben San Pedro-Ceboruco" y el proyecto DEMITZ (Investigación Electromagnética de la Corteza Media a Profunda del Rift Tepic-Zacoalco: Explorando Sistemas Magmáticos y Anisotropía Eléctrica en el Oeste de México). Al Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM, Campus Juriquilla - Santiago de Querétaro, Querétaro, agradezco por proporcionar el espacio y las herramientas necesarias. Al Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrado (PAEP), gracias por los apoyos económicos durante todo el proceso, y al programa de becas de la Coordinación General de Estudios de Posgrado (CGEP) por el apoyo económico brindado para realizar una Estancia de Investigación de Larga Duración (EILD).

Por último, quiero expresar mi sincero agradecimiento al Prof. Dr. Matthias Bucker del Instituto de Geofísica y Física extraterrestre (Institut für Geophysik und extraterrestrische Physik) de la Universidad Técnica de Brunswick, Alemania (Technische Universität Braunschweig), por haber aceptado ser mi tutor y por brindarme su valioso conocimiento y orientación durante mi estancia en la universidad. También quiero agradecer a Matthias, su esposa e hijos, Lis, Johny y Lara, por ser una familia maravillosa, por su hospitalidad y por hacer que mis meses en Alemania fueran muy agradables. Además, agradezco a Mau, Pau, Pablo y Alberto por su amistad y por los momentos compartidos en Braunschweig.

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| LISTA DE FIGURAS | 7 |
| LISTA DE TABLAS | 14 |
| RESUMEN | 15 |
| ABSTRACT | 17 |
| 1. INTRODUCCIÓN | 19 |
| 1.1. Hipótesis | 22 |
| 1.2. Objetivos | 22 |
| 1.2.1. Objetivo general | 22 |
| 1.2.2. Objetivos específicos | 22 |
| 2. GEOLOGÍA Y CONTEXTO TECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO – ESTUDIOS PREVIOS | 23 |
| 2.1. Bloque Jalisco | 23 |
| 2.2. Evolución del Bloque Jalisco (BJ) | 24 |
| 2.3. Rift de Tepic – Zacoalco (RTZ) | 25 |
| 2.4. Graben San Pedro – Ceboruco (GSPC) | 27 |
| 2.4.1. Geología del GSPC | 27 |
| 2.4.2. Fuente de los magmas | 29 |
| 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS | 29 |
| 3.1. Método magnetoteléurico (MT) y sus generalidades | 30 |
| 3.1.1. Fuente de energía magnetoteléurica | 30 |
| 3.1.2. Ecuaciones de Maxwell y Ecuaciones constitutivas | 31 |
| 3.1.3. Tensor de impedancia electromagnético | 33 |
| 3.1.4. Profundidad de adquisición | 34 |
| 3.1.5. Distorsión electromagnética (EM) | 35 |
| 3.1.6. Teoría de la inversión geofísica | 37 |
| 3.2. Análisis Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas | 40 |
| 3.2.1. Efecto electrocinético | 40 |
| 3.2.2. Conceptos básicos: caracterización de una señal, representación Tiempo-Frecuencia y series de tiempo | 42 |

| | | |
|--------|---|-----|
| 3.2.3. | ObsPy – Python | 44 |
| 3.2.4. | Ondas P, S y coda | 44 |
| 3.2.5. | Criterios de desajuste y de bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales | 47 |
| 4. | ESTUDIOS PREVIOS: ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS (EM) Y SU RELACIÓN CON SISMOS | 48 |
| 5. | DATOS EMPLEADOS..... | 52 |
| 5.1. | Localización de los sondeos electromagnéticos y sísmicos..... | 53 |
| 5.2. | Adquisición de datos electromagnéticos y sísmicos | 54 |
| 5.3. | Eventos sísmicos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) objeto de estudio..... | 58 |
| 6. | METODOLOGÍA..... | 59 |
| 6.1. | Aplicación del método MT..... | 59 |
| 6.2. | Análisis Tiempo-Frecuencia..... | 61 |
| 7. | RESULTADOS..... | 65 |
| 7.1. | Aplicación del método MT..... | 67 |
| 7.1.1. | Inversión unidimensional..... | 67 |
| 7.1.2. | Comparación con secciones MT de Alvarez et al. (2021) y Corbo-Camargo et al. (2013)... | 69 |
| 7.2. | Análisis Tiempo-Frecuencia..... | 72 |
| 7.2.1. | Evento 1 – 28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km | 72 |
| 7.2.2. | Evento 2 – 13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Mw: 4.1 – Profundidad: 13.5 km | 86 |
| 7.2.3. | Evento 3 – 13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Mw: 3.9 – Profundidad: 7.7 km | 100 |
| 7.2.4. | Evento 4 – 22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Mw: 6.0 – Profundidad: 10.0 km | 114 |
| 8. | DISCUSIÓN | 116 |
| 9. | CONCLUSIONES..... | 121 |
| | REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 122 |
| | ANEXOS | 133 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Contexto geodinámico que evidencia las cuatro placas principales, los arcos volcánicos que se relacionan con la subducción desde el Eoceno hasta el presente y la localización del Bloque Jalisco (BJ) (Ferrari et al., 2000). | 23 |
| Figura 2. Localización del Rift Tepic-Zacoalco (RTZ) dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (Junge y Castro, 2019). | 26 |
| Figura 3. Principales depresiones tectónicas del Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) y el límite entre el bloque Jalisco y la Sierra Madre Oriental. PFS: Sistema de fallas Pochotitlán, ME: Graben Mecatan, PV: Graben de Puerto Vallarta, AC: Graben Amatlán de Cañas, PB: Falla Plan de Barrancas, AM: Falla Ameca, SM: Falla San Marcos, TEF: Falla Techaluta, SJ: Volcán San Juan, SA: Volcán Sangangüey, TE: Volcán Tepetitlic, SP: Caldera San Pedro, CE: Volcán Ceboruco, TEQ: Volcán Tequila, LP: Caldera La Primavera, SPCG: Graben San Pedro – Ceboruco, PBCMG: Plan de Barrancas – Cinco Minas. Modificada de Junge y Castro (2019). | 26 |
| Figura 4. Distribución del vulcanismo Plio-Cuaternario asociado a subducción y a magmatismo intraplaca en la parte NW de la FVTM. SPC: Graben San Pedro-Ceboruco. TE: Estratovolcán Tepetitlic y CE: Estratovolcán Ceboruco (Petrone et al., 2003). | 27 |
| Figura 5. Vulcanismo Plio-Cuaternario en el graben San Pedro-Ceboruco (Petrone et al., 2003). | 28 |
| Figura 6. Diagramas de composición para todas las rocas del Graben San Pedro – Ceboruco (Petrone et al., 2003). | 29 |
| Figura 7. Fuente principal de la energía requerida para los sondeos MT: interacción del viento solar con la magnetosfera. Inicialmente se aprecia la distorsión del viento solar cuando choca con la magnetopausa. En el acercamiento se puede observar la deformación del campo magnético terrestre producto de dicha interacción (Simpson y Bahr, 2005). | 31 |
| Figura 8. Esquema representativo que muestra la variación de la profundidad de penetración (skin depth) en función de la conductividad de la tierra. En la figura se muestra el contraste entre la conductividad del aire y del subsuelo, la cual genera una reducción considerable en la amplitud de las ondas EM que penetran la superficie de la Tierra. Así mismo, se da a conocer que para una misma conductividad ($\sigma = 10$) la amplitud de las ondas se reduce a una profundidad más somera en cuanto mayor sea la frecuencia angular (ω). El recuadro aislado de la derecha denota una mayor penetración de las ondas debido a que es menos conductivo ($\sigma = 1$) (Brady et al., 2009). | 35 |
| Figura 9. Distorsión galvánica o corrimiento estático (static shift) de una prospección MT esquematizada y simplificada donde se evidencia una primera capa inicial seguida de otras dos (diagrama superior). En el diagrama inferior se observa que la curva de resistividad aparente es desplazada hacia arriba o hacia abajo debido de la capa superficial (ρ_s), afectando así todas las frecuencias. La fase no se afecta por este fenómeno (diagrama intermedio) (Simpson y Bahr, 2005). | 36 |
| Figura 10. Esquemas representativos de la explicación del efecto electrocinético. A: Representa los modelos de los efectos electroquímicos que se producen por la interacción entre los granos y el movimiento de un | |

fluido dentro de un material poroso por la acción de una fuente sísmica. Los granos se observan a la izquierda del límite y tienen cargas negativas a lo largo de la interfaz. S es el deslizamiento hidrodinámico o plano de corte, H es la capa de Helmholtz y ζ es el potencial zeta (Heinson y Segawa, 1997; Du et al., 2015). A': Los triángulos rojos y el recuadro azul corresponden a los instrumentos de adquisición de información electromagnética y sísmica, respectivamente (Thompson y Gist, 1993). 42

Figura 11. Esquemas idealizados en tiempo de los desplazamientos producidos por las ondas de compresión (ondas P) y de corte (ondas S). El desplazamiento de las ondas S es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, estas ondas distorsionan el material sin ningún cambio de volumen. Un desplazamiento en la dirección de propagación de la onda y un cambio de volumen son producto de las ondas P (Stein y Wysession, 2009). 45

Figura 12. Sismograma que muestra la posición en tiempo de las diferentes ondas. t_0 corresponde al tiempo origen del sismo, t_p y t_s son los tiempos de arribo de la onda P y S, respectivamente; la fracción roja del sismograma son las ondas coda (Velásquez-Rocha, 2017). 46

Figura 13. Ubicación de las estaciones MT (círculos) y LEMI (triángulos) que comprenden los proyectos PAPIT-UNAM IA103221 “Evaluación geotérmica y determinación de la fuente magmática en el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC)” (Corbo, 2020) y el proyecto DEMITZ (Mid-to-Deep-crustal Electromagnetic Investigation of Tepic–Zacoalco Rift: Exploring Magmatic Systems and Electrical Anisotropy in Western Mexico) (Junge y Castro, 2019). Las estaciones resaltadas en círculos de color rojo (MT), triángulos verdes (LEMI) y rombos azules (sísmicas) son las que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo. Las estaciones MT L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E fueron las seleccionadas para la realización de la inversión de datos con las que se obtuvo los modelos de resistividad 1D. 54

Figura 14. Cronología de las campañas de campo en las que se adquirieron las señales sísmicas y electromagnéticas. Sis: Estaciones sísmicas (barras azules). LMT y MT: Estaciones magnetotelúricas de 1 Hz (barras verdes) y 15 Hz (barras rojas), respectivamente. Los números enmarcados en recuadros grises corresponden a las ventanas de tiempo revisadas para el análisis de Tiempo-Frecuencia y las estrellas amarillas el tiempo de ocurrencia de los sismos. Las estrellas corresponden a la disposición temporal de los eventos objeto de estudio. 55

Figura 15. Esquema representativo de la configuración de un sondeo MTU-5A. En este se observa que en cada cuadrante formado por los dipolos eléctricos (E_x y E_y) se establecen las bobinas magnéticas (H_x , H_y y H_z) (Phoenix Geophysics, 2005). 56

Figura 16. Enterramiento de las estaciones sísmicas locales con el fin de prevenir interrupciones y/o problemas en la adquisición de datos. 57

Figura 17. Ubicación de los cuatro sismos objeto de estudio que fueron reportados por el SSN (2022) entre los meses de diciembre de 2021 y marzo 2022. 58

Figura 18. Flujograma de trabajo empleado para la inversión y obtención de los modelos de resistividad 1D de las estaciones L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E. 61

Figura 19. Zona de influencia (circulo amarillo) en la que se hizo la búsqueda de los eventos con magnitud mayor o igual a 3.0 que ocurrieron en las ventanas de tiempo 1 (30 de noviembre y el 11 de diciembre de 2021), 2 (13 de enero y el 04 de febrero de 2022), 3 (24 de febrero y el 17 de marzo de 2022) y 4 (11 y 24 de abril de 2022). 62

Figura 20. Ejemplo de visualización de los datos magnetotelúricos en SyncTSV. Registro del evento 1 (28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km) de la estación MT L5-N1. 62

Figura 21. Flujograma de trabajo empleado para el desarrollo del análisis de Tiempo-Frecuencia de las sísmicas y electromagnéticas. 65

Figura 22. Ubicación de: I) Estaciones sísmicas (rombos azules), magnetotelúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia de los sismos; y II) Sismos objeto de estudio que fueron reportados por el SSN (2022) entre los meses de diciembre de 2021 y marzo 2022. Las estaciones MT L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E fueron las seleccionadas para la realización de la inversión de datos con las que se obtuvo los modelos de resistividad 1D. 66

Figura 23. Modelos de resistividad (Ωm) 1D hechos a partir de la inversión de datos MT de las estaciones REM00E, L8-N6R, KMT19 y L5-N1. La últimas capas de los modelos están nombradas con un gris debido a que en esas profundidades los datos presentan una mayor incertidumbre, ya que en esta zona el software hace una extrapolación de la información; motivo por el cual no son totalmente confiables. Los puntos verdes representan los eventos sísmicos objeto de estudio reportados por el SSN(2022). Las líneas negras corresponden a los perfiles georreferenciados L1 (Alvarez et al., 2021) y MT-3 (Corbo-Camargo et al., 2013). 68

Figura 24. Modelo de resistividad (Ωm) 2D de 220 km de longitud hecho por Alvarez et al. (2021) a partir de la inversión de datos MT de 10 estaciones (localizadores verdes) ubicadas desde Isla Isabel (ISA02) hasta el interior del Bloque Jalisco (BJ, PV25). Los triángulos rojos presentan la proyección sobre esta sección transversal de las estaciones REM00E y L5-N1 pertenecientes a la actual investigación (ubicadas hacia el NE). La línea roja discontinua vertical (35 km) representa el límite resistivo-conductor ubicado en la estación PV08. La líneas naranja y azul que se extienden desde ISA02 y PV11 representan la coincidencia entre la corteza resistiva con el espesor de la corteza sísmicamente inferido de Lizarralde et al. (2007). El hexágono naranja (B) da a conocer la ubicación y espesor de la corteza oceánica informado por Brown (2007), el cual interseca este modelo. Las líneas amarillas discontinuas muestran la posición inferida de Alvarez et al. (2021) de la placa oceánica con densidad $d = 2,94 \text{ g/cm}^3$. La flecha naranja indica el levantamiento de material proveniente de la astenosfera. Alvarez et al. (2021) se refieren a la a la trayectoria conjunta Bahía-Valle de Banderas como la discontinuidad de Bahía de Banderas, ya que la estación límite PV08 se encuentra sobre el río Ameca, que a su vez se ubica en el límite propuesto del BJ (Alvarez et al., 2021). 71

Figura 25. Modelo de resistividad (Ωm) 2D de ~ 250 km de longitud hecho por Corbo-Camargo et al. (2013) a partir de la inversión de datos MT de 12 estaciones (localizadores negros) ubicadas desde Caramota, Nayarit (NE) hasta la costa del Pacífico del estado de Jalisco (Aguiles Serdán, SW). El triángulo rojo presenta

la proyección sobre esta sección transversal de la estación REM00E perteneciente a la actual investigación (ubicada hacia el W). El ángulo de buzamiento de la placa en subducción es de $\sim 65^\circ$. Las flechas rojas en el modelo representan las posibles trayectorias de conductividad asociadas con la migración de fluidos mineralizados (Corbo-Camargo et al., 2013). 71

Figura 26. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotélúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulo verde) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 4.7 ocurrido el viernes 28 de enero de 2022 a las 05:00:27 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones MT L5-N1, KMT19 y L8-N8R se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 174, 196 y 254 km, respectivamente. La estación Sis04 a alrededor de 226 km y la estación LMT21 a ~ 246 km. 73

Figura 27. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación Sis04 (gráfico de líneas azules), y las señales magnéticas (gráfico de líneas rojas claras) y eléctricas (gráfico de líneas rojas oscuras) de la estaciones MT L5-N1, KMT19 y L8-N8R. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 4.7 ocurrido el viernes 28 de enero de 2022 a las 05:00:27 hrs. (fecha y hora UTC). Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones eran de 174 (L5-N1), 196 (KMT19), 254 (L8-N8R) y 226 (Sis04) km; la distancia entre las estaciones MT con respecto a la estación Sis04 eran de ~ 52 , ~ 30 y ~ 30 km, respectivamente. 74

Figura 28. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L5-N1 y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 76

Figura 29. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_x (N-S) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_x (N-S) de la estación MT KMT 19 (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 79

Figura 30. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT KMT19, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L8-N8R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 80

Figura 31. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la

envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L5-N1 y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 82

Figura 32. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_x (N-S) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_x (N-S) de la estación MT KMT 19 (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 84

Figura 33. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L8-N8R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 85

Figura 34. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotelúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 4.1 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:08:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones MT REM00E, L8-N6R y L7-N7R se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 102, 151 y 169 km, respectivamente. La estación ANIG a alrededor de 170 km y las estaciones LMTSP a ~145 km y LMTCa a ~200 km. 87

Figura 35. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación ANIG (gráfico de líneas azules), y las señales magnéticas (gráficos de líneas rojas claras) y eléctricas (gráficos de líneas rojas oscuras) de las estaciones MT L8-N6R, REM00E y L7-N7R. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 4.1 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:08:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones L8-N6R, REM00E, L7-N7R y ANIG eran 151, 102, 169 y 170 km, respectivamente; la distancia entre las estaciones MT con respecto a la estación ANIG eran de ~42.5, ~79 y ~ 45.3 km, respectivamente. 88

Figura 36. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 90

Figura 37. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la

fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT L8-N6R (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 93

Figura 38. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT REM00E, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L7-N7R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 94

Figura 39. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L7-N7R y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 96

Figura 40. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT L8-N6R (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 98

Figura 41. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. 99

Figura 42. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotélúrica (círculo rojo) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 3.9 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:14:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones REM00E, LMTSP, ANIG y LMTCac se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 110, 153, 178 y 208 km, respectivamente. 101

Figura 43. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación ANIG (gráfico de líneas azules), y las señales magnética (gráfico de líneas rojas claras) y eléctrica (gráfico de líneas rojas oscuras) de la estación MT REM00E. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 3.9 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:14:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las

| | |
|--|-----|
| distancias epicentrales aproximadas de las estaciones REM00E y ANIG eran 110 y 178 km, respectivamente. La distancia entre las estaciones era de ~79 km. | 102 |
| Figura 44. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. | 103 |
| Figura 45. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. | 105 |
| Figura 46. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. | 106 |
| Figura 47. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. | 108 |
| Figura 48. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones. | 110 |
| Figura 49. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal | |

del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones..... 111

Figura 50. Estaciones sísmica (rombo azul) y LEMI (triángulos verdes) cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 6.0 ocurrido el miércoles 22 de diciembre de 2021 a las 23:22:57 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones LMT15, LMT12, LMT09, LMT08 y Sis03 se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 367, 379, 382, 373 y 366 km, respectivamente. 115

Figura 51. Evidencia de perturbación en los componentes horizontales del campo eléctrico (E_x y E_y) en los registros obtenidos en la estación LEMI LMT15. El evento sísmico asociado a esta perturbación se caracteriza por haber sido de magnitud 6.0 y por haber ocurrido a aproximadamente 367 km de la estación mencionada. El registro de color azul corresponde al sismograma del evento mencionado en la estación sísmica de la red local Sis03 y los de color verde a los de la estación LEM. Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones LMT15 y Sis03 eran 367 y 366 km, respectivamente; la distancia entre las estaciones era de ~330 m. Los recuadros intermedios muestran la señal original obtenida en la estación LEMI, mientras que los inferiores presentan esa misma señal con un filtro de paso de banda de frecuencia mínima y máxima de 0.1 y 0.3 Hz, respectivamente..... 116

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Relación de los valores discretos del criterio de bondad de ajuste Tiempo-Frecuencia en relación con los valores del criterio de desajuste Tiempo-Frecuencia. La escala de colores que se muestra es la empleada en el presente análisis. Modificada de Kristeková et al. (2009)..... 48

Tabla 2. Información de los eventos sísmicos de interés, y estaciones sísmicas y magnetotélúricas en las que son registrados y/o coinciden con la ventana de tiempo de ocurrencia del sismo. 59

Tabla 3. Tipo de filtro aplicado a las señales que contenían ruido..... 64

Tabla 4. Resumen de la descripciones de los criterios de desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia. La descripción es hecha para las componentes de cada uno de los eventos analizados..... 112

RESUMEN

Esta investigación consiste en el estudio de la correspondencia entre señales electromagnéticas y sísmicas, producidas por 832 terremotos reportados por el Servicio Sismológico Nacional, de los cuales cuatro fueron posteriormente analizados. Estos últimos ocurrieron entre el 22 de diciembre de 2021 y el 13 de marzo de 2022 en el Pacífico de México (oeste de Cihuatlán y noroeste de Ixtapa, Jalisco), y presentaron magnitudes de coda o momento que variaron entre 3.9 y 6.0. Las señales se registraron con equipos magnetotelúricos (MTU-5A y LEMI-417M) y sísmicos (red local y nacional) instalados dentro o cerca del graben San Pedro-Ceboruco. Los grábenes San Pedro-Ceboruco y Plan de Barrancas-Cinco Minas conforman el cinturón del norte del Rift de Tepic-Zacoalco, el cual es una estructura localizada en el occidente de México que se formó en un ambiente tectónico regido por la subducción de la placa Rivera debajo del Bloque de Jalisco.

En esta investigación se logró identificar claramente la señal (formas de onda) de terremotos en los equipos magnetotelúricos. El análisis de las series de tiempo de las señales electromagnéticas y sísmicas se realizó a partir de la creación de códigos en Python y el uso de ObsPy (programa de uso libre para el procesamiento de datos sismológicos usando Python). La identificación y descripción de las principales relaciones Sismo-Electromagnéticas se hizo a través de la aplicación de los criterios de (1) desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia y (2) bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales eléctricas, magnéticas y sísmicas, tanto en las componentes horizontales como en las verticales. Ambos criterios se basan en la Representación Tiempo-Frecuencia (TFR, por su sigla en inglés *Time-Frequency Representation*) de una señal, la cual permite observar la evolución temporal de su contenido espectral y está basada en la transformada de ondícula continua (CWT, por su sigla en inglés *Continuous Wavelet Transform*). De igual forma, fue posible conocer la estructura geoelectrica del subsuelo de cuatro sitios de investigación en donde se registraron señales electromagnéticas cosísmicas a partir de la inversión unidimensional de datos magnetotelúricos.

Las similitudes en los tiempos de arribo y en las formas de onda de perturbaciones sísmicas y electromagnéticas asociadas a un terremoto confirman que la existencia de relaciones y/o señales Sismo-Electromagnéticas se debe al paso de las ondas sísmicas y la interacción de estas con la estructura geoelectrica del subsuelo, y no por radiación electromagnética proveniente en el momento que ocurre el evento sísmico (Tiempo Origen). No obstante, entre estas señales también se presentan diferencias en términos de frecuencia y tiempo. Se pueden destacar el registro de señales magnéticas con amplitudes mayores, en comparación a las sísmicas cerca del tiempo del arribo de la onda S y la existencia de un desajuste en frecuencia atribuido a la parte más energética del sismo. Por otra parte, los resultados obtenidos de la inversión de datos magnetotelúricos confirman la existencia de zonas con baja resistividad que facilitan el tránsito de corrientes eléctricas; factor que favorece la formación de señales Sismo-Electromagnéticas cosísmicas producto del efecto electrocinético. Dichas zonas se interpretaron como la presencia de fluidos mineralizados asociados con la actividad volcánica y al posible potencial geotérmico que se presenta en la zona de estudio.

Finalmente, del desarrollo del presente estudio surgieron interrogantes que motivan estudios adicionales. Se pueden mencionar los siguientes: ¿Cuál es el factor principal que genera las ondas Sismo-Electromagnéticas? ¿Cuáles son las condiciones geológicas (tipos de roca, presencia de fluidos, tipos de estructuras, etc.) que ayudan a la formación de ondas Sismo-Electromagnéticas? ¿Cuál es el rango de frecuencia electromagnética en la que puede ser registrado un sismo? ¿Cuáles son las características de un sismo (magnitud, profundidad, epicentro, etc.) que influyen en la generación de ondas electromagnéticas? ¿Las señales electromagnéticas generadas por terremotos son realmente registradas más rápido en instrumentos magnetoteléuricos en comparación a las señales sísmicas registradas y reportadas en sismómetros o acelerómetros?

Palabras clave: Efectos y relaciones Sismo-Electromagnéticas, Terremotos, Método Magnetoteléurico, Inversiones de datos magnetoteléuricos en una dimensión, Modelos de resistividad unidimensionales, Sísmica, Análisis Tiempo-Frecuencia y Graben San Pedro-Ceboruco.

ABSTRACT

This research aims to study the correspondence between electromagnetic and seismic signals generated by 832 earthquakes reported by the National Seismological Service, of which four were subsequently analyzed. These earthquakes occurred between December 22, 2021, and March 13, 2022, in the Pacific region of Mexico (west of Cihuatlán and northwest of Ixtapa, Jalisco), with magnitudes ranging from 3.9 to 6.0. The signals were recorded using Magnetotelluric equipment (MTU-5A and LEMI-417M) and seismic stations (local and national network) installed within or near the San Pedro-Ceboruco graben. The San Pedro-Ceboruco and Plan de Barrancas-Cinco Minas grabens form the northern belt of the Tepic-Zacoalco Rift, a tectonic structure located in western Mexico, governed by the subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco Block.

In this research, the waveforms of earthquakes were clearly identified in the Magnetotelluric equipment. The analysis of the time series of electromagnetic and seismic signals was performed using Python codes and ObsPy (a free program for seismological data processing using Python). The identification and description of the main Seismo-Electromagnetic relationships were conducted through the application of Time-Frequency misfit and goodness-of-fit criteria on the electrical, magnetic, and seismic signals, both in the horizontal and vertical components. Both criteria are based on the Time-Frequency Representation (TFR) of a signal, which allows observing the temporal evolution of its spectral content and is based on the Continuous Wavelet Transform (CWT). Additionally, the geoelectric structure of the subsurface at four research sites, where coseismic electromagnetic signals were recorded, was determined through one-dimensional inversion of magnetotelluric data.

The similarities in arrival times and waveforms of seismic and electromagnetic disturbances associated with an earthquake confirm that the existence of Seismo-Electromagnetic relationships and/or signals is due to the passage of seismic waves and their interaction with the geoelectric structure of the subsurface, rather than electromagnetic radiation occurring at the time of the seismic event (Origin Time - OT). However, there are also differences between these signals in terms of frequency and time. It is worth noting the recording of magnetic signals with higher amplitudes compared to seismic signals near the arrival time of the S-wave and the presence of frequency misfit attributed to the most energetic part of the earthquake. Furthermore, the results obtained from the inversion of magnetotelluric data confirm the existence of low resistivity zones that facilitate the flow of electric currents, favoring the formation of coseismic Seismo-Electromagnetic signals due to the electrokinetic effect. These low resistivity zones were interpreted as being associated with mineralized fluids related to volcanic activity and the possible geothermal potential present in the study area.

Finally, this study has raised questions that motivate further research. Some of these questions include: What is the main factor that generates Seismo-Electromagnetic waves? What are the geological conditions (types of rock, presence of fluids, types of structures, etc.) that aid in the formation of Seismo-Electromagnetic waves? What are the characteristics of an earthquake (magnitude, depth, epicenter, etc.) that influence the generation of electromagnetic waves? Are the electromagnetic signals generated by earthquakes recorded

faster in magnetotelluric instruments compared to seismic signals recorded or reported in seismometers or accelerometers?

Keywords: Seismo-Electromagnetic Effects and Relationships, Earthquakes, Magnetotelluric Method, One-dimensional Magnetotelluric data inversion, One-dimensional resistivity models, Seismic, Time-Frequency Analysis, and San Pedro-Ceboruco Graben.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha comenzado a investigar la relación de señales electromagnéticas (EM) con la ocurrencia de eventos sísmicos (Fujinawa y Takahashi, 1998; Nagao et al., 2000; Zlotnicki et al., 2001; Honkura et al., 2002; Karakelian et al., 2002; Matsushima et al., 2002; Ujihara et al., 2004; Abdul Azeez et al., 2009; Widarto et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020). Sin embargo, la forma en la que estas señales se pueden propagar a lo largo de las diferentes litologías presentes en el subsuelo y el mecanismo físico de su formación son aspectos que no son totalmente entendidos en la actualidad (Rodríguez-Pérez et al., 2020). Varios mecanismos que explican este fenómeno han sido propuestos por diferentes autores; no obstante, estudios previos han sugerido que las señales EM son principalmente producidas por el efecto electrocinético (Thompson y Gist, 1993), el cual se relaciona con el paso de ondas sísmicas en un medio poroso saturado de fluidos. Este mecanismo considera la formación de una capa doble electroquímica entre el fluido electrolítico y los granos sólidos presentes en el material poroso. De igual forma, explica que los fluidos que se mueven a través de los medios porosos generan un potencial de flujo (potencial zeta) inducido por el movimiento relativo entre los fluidos y la roca, debido a la presencia de iones dentro del agua. Dicho potencial depende de factores como la matriz de la roca, la conductividad del agua, pH y la composición del fluido (Thompson y Gist, 1993; Pride, 1994; Heinson y Segawa, 1997; Garambois y Dietrich, 2001; Gao y Hu, 2010).

Considerando que la presencia de agua (fluidos) juega un papel importante en la formación de señales EM relacionadas con un sismo (Thompson y Gist, 1993), los campos geotérmicos serían zonas en las que estas se generarían con más facilidad. Según Barbier (2002), la extracción y utilización de la energía geotérmica contenida en forma de calor en el interior de la Tierra requiere de un portador que pueda transferir el calor a profundidades más accesibles de la superficie del planeta, ya que por lo general, el calor se transfiere desde las regiones más profundas a las subsuperficiales, primero por conducción y luego por convección, por medio de fluidos geotérmicos que actúan como portadores. Dichos fluidos corresponden esencialmente al agua de lluvia que ha percolado la corteza terrestre desde las áreas de recarga, la cual ha sido calentada por el contacto con las rocas que se encuentran a altas temperaturas en el subsuelo y se ha acumulado ocasionalmente a altas presiones y temperaturas (hasta por encima de los 300 °C) en los acuíferos (reservorios), siendo estos el factor más esencial de la mayoría de los campos geotérmicos (Barbier, 2002).

El presente estudio se localiza en el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC), el cual junto con el graben Plan de Barrancas-Cinco Minas conforman el cinturón del norte del Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Ferrari et al., 2003). El RTZ es definido por Ferrari et al. (2012) como una serie de grábenes y semigrábenes que están distribuidos a lo largo de dos cinturones: el cinturón del sur y el cinturón del norte. Así mismo, el RTZ se caracteriza por ser una estructura que se encuentra localizada hacia el occidente de México, lugar que se identifica por presentar un ambiente tectónico regido por la subducción de la placa Rivera debajo del Bloque de Jalisco (BJ) (Manea et al., 2013). Dentro del GSPC se encuentran los volcanes Ceboruco, Tepetitlic y el Domo de San Pedro (Ferrari et al., 2003). Siendo este último el campo geotérmico

más reciente en operación en México, localizado en la zona más occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); no obstante, también es el único campo operado de forma privada por el momento (Gutiérrez-Negrín et al., 2020). El campo geotérmico Domo San Pedro se relaciona con un par de domos dacíticos masivos de edad cuaternaria (~0,1 millones de años) cuyas cámaras magmáticas parecen ser la fuente de calor del sistema geotérmico. Gutiérrez-Negrín (2015) da a conocer que los fluidos geotérmicos se encuentran en rocas andesíticas del Paleógeno-Neógeno y rocas graníticas del Cretácico, a temperaturas aproximadas de 280 °C.

Una forma de comprender las relaciones entre las señales sísmicas y EM producto de un terremoto es utilizando el método magnetotelúrico (MT), el cual se caracteriza por ser una técnica de campo natural, que evita la necesidad de grandes fuentes de energía para ejecutar las mediciones (Arzate et al., 2018; Corbo-Camargo et al., 2020). Este método permite conocer las series de tiempo de las variaciones del campo magnético y eléctrico de la Tierra durante el periodo de adquisición de datos, lo cual es de gran importancia debido a que la comparación directa de registros Sismo-Electromagnéticos (SEM) permite la observación del acoplamiento sísmico y electromagnético (Matsushima et al., 2002; Abdul Azeez et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020). También, permite entender de mejor manera la forma de propagación y el mecanismo de formación de las señales SEM, ya que debido a su profundidad de penetración y buena resolución lateral es posible distinguir diferentes litologías o medios geológicos; presencia de agua; presencia de fallas; diferentes tipos de alteración mineralógica e hidrotermal; cambios de temperatura; entre otros aspectos, los cuales son interpretados a partir de la estructura de conductividad que resulta del modelado de datos MT. Además, se caracteriza por ser una técnica geofísica de sondeo profundo que se ha estado utilizando de manera amplia en la prospección geotérmica, lo cual puede evidenciarse en la literatura que existe internacionalmente (Wright et al., 1985; Johnston et al., 1992; Pellerin et al., 1996; Cumming et al., 2000; Wannamaker et al., 2002, 2004; Volpi et al., 2003; Oskooi et al., 2005; Newman et al., 2008; Árnason et al., 2010; Cumming y Mackie, 2010; Oskooi y Manzella, 2011; Corbo-Camargo, 2013; Piña-Varas et al., 2014; Kalscheuer et al., 2015; Heise et al., 2016; Didana et al., 2017; Arzate et al., 2018; Corbo-Camargo et al., 2020; Romo, 2021).

Rodríguez-Pérez et al. (2020) llevaron a cabo en el campo geotérmico de Los Humeros, localizado en la zona más oriental de la FVTM (Arzate et al., 2018; Corbo-Camargo et al., 2020), un estudio que consistió en investigar los efectos SEM asociados con un terremoto de magnitud 4.8 que ocurrió el 15 de febrero de 2017 en Veracruz. En dicho estudio dieron a conocer la similitud que existe entre las señales EM y sísmicas en el dominio del tiempo y de la frecuencia, mencionaron que las amplitudes en las ondas EM son mayores en el arribo de la onda S, y expresaron que la energías magnéticas y eléctricas estimadas son menores que las energías sísmicas radiadas calculadas. De igual forma, la aplicación de criterios de desajuste de Tiempo-Frecuencia basados en la transformada de ondícula continua realizados en diversas investigaciones para comparar los componentes EM y sísmicos han confirmado la existencia de una similitud general de forma de onda entre los tipos de señales (Matsushima et al., 2002; Abdul Azeez et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020).

No obstante, cabe destacar que no todos los sismos son registrados de manera simultánea en equipos MT y sísmicos, tal cual como se evidencia por la pequeña cantidad de casos reportados en el mundo. Diversos autores como Honkura et al. (2002); Matsushima et al. (2002); Johnston et al. (2006); Abdul Azeez et al. (2009); Balasco et al. (2014, 2015); y Rodríguez-Pérez et al. (2020) han mencionado que, en la mayoría de los casos, los terremotos superficiales con mecanismos focales de rumbo, normal e inversos generan las señales electromagnéticas cosísmicas. El sismo de Miyagi de 2003 ($M_w = 7,0$) con una profundidad de hipocentro de 70 km es uno de los pocos ejemplos que existen en la literatura sobre terremotos de profundidad intermedia que generan efectos SEM (Honkura et al., 2004). Por otra parte, Rodríguez-Pérez et al. (2020) mencionan que los fenómenos SEM se asocian a un rango diferente de valores en cuanto a la distancia epicentral y la magnitud del terremoto (desde distancias locales hasta regionales y magnitudes hasta 7.6). Además, dan a conocer que la generación de fenómenos SEM también es fuertemente influenciada por las propiedades físicas de los medios, por ejemplo, el contenido de agua (Strahser et al., 2011; Bordes et al., 2015); permeabilidad y porosidad de las rocas (Wang et al., 2016; Peng et al., 2019); conductividad (Holzhauer et al., 2017) y medios fracturados llenos de líquido (Abdul Azeez et al., 2009).

En relación con otros estudios geofísicos hechos previamente es importante mencionar que en zonas aledañas al área de estudio se han realizado diversos proyectos que pueden estar enmarcadas en dos ramas principales. La primera de ellas es el Proyecto UNAM-Bloque de Jalisco, desarrollado entre el 2002 y 2012 en el RTZ. Este proyecto consistió en la adquisición de 52 sondeos magnetotelúricos (MT), cuyos resultados dan a conocer el espesor de la corteza y la cobertura vulcanosedimentaria en el valle del RTZ (Corbo-Camargo, 2013; Corbo-Camargo et al., 2013). La segunda rama es el proyecto del volcán Ceboruco en el marco de la colaboración científica de los proyectos del Grupo Energía México Gemex S.A. (GEMEX), para el cual en el año 2016 se realizaron sondeos MT por parte del Centro de Sismología y Volcanología de Occidente (SisVoc) de la Universidad de Guadalajara (Fuentes-Arreazola et al., 2021; Hering et al., 2022). Las mediciones MT de este último tuvieron como objetivo determinar la distribución de la resistividad eléctrica, para caracterizar la estructura y el potencial geotérmico del volcán Ceboruco. Es importante mencionar que, el manejo de las series de tiempo de la variación de las señales eléctricas y magnéticas no se ha hecho en ninguna de las ramas descritas, debido a que los propósitos de estudio han sido netamente de inversión, modelación e interpretación de datos MT.

Si bien en otras partes del mundo se han reportado los efectos SEM que son producto de eventos sísmicos, y en cercanía de la zona de estudio de la presente investigación se han hecho análisis geofísicos para la caracterización de zonas volcánicas y su relación con el potencial geotérmico, en la actualidad no existe una investigación que se centre de manera conjunta en comprender la conexión presente entre los efectos tectónicos y electromagnéticos con la estructura geoeléctrica del subsuelo durante la ocurrencia de terremotos en la zona occidental de México. Es debido a lo anterior que este proyecto desea contribuir en el entendimiento de la correspondencia de señales SEM anómalas producto de eventos sísmicos por medio de la comparación de las señales eléctricas, magnéticas y sísmicas (tanto en los componentes horizontales como en los verticales) de 832 eventos sísmicos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2022

– Anexo 1); de los cuales solo cuatro que ocurrieron entre el 22 de diciembre de 2021 y el 13 de marzo de 2022 en el Pacífico (oeste de Cihuatlán y noroeste de Ixtapa, Jalisco), cuyas magnitudes variaron entre 3.9 y 6.0 (SSN, 2022), fueron registrados por instrumentos MT y analizados a través del uso de los criterios de desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales planteados por Kristeková et al. (2006, 2009). Así como también, mediante la inversión 1D de datos MT de cuatro estaciones (ubicadas en cuatro sitios diferentes) donde se registraron señales SEM, utilizando el algoritmo de Occam (Constable et al., 1987) de las curvas de resistividad y fase.

1.1. Hipótesis

La formación de ondas Sismo-Electromagnéticas durante un sismo se atribuye principalmente a la presencia de fluidos en áreas volcánicas y/o campos geotérmicos. Los fluidos presentes en estas zonas juegan un papel fundamental al actuar como medio conductor para la propagación de estas ondas.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Analizar la relación entre ondas sísmicas y electromagnéticas en el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC) a partir de sismos cuyos epicentros fueron reportados en el occidente de México.

1.2.2. Objetivos específicos

El cumplimiento del objetivo general de este trabajo abarca el desarrollo de los siguientes objetivos específicos.

- Recopilar información bibliográfica relacionada con la ocurrencia de ondas electromagnéticas generadas por la acción de fuentes sísmicas.
- Entender la física que implica la conexión presente en los efectos tectónicos y electromagnéticos durante los terremotos (fuentes sísmicas).
- Aplicar criterios de desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia en las señales SEM.
- Observar y comparar la relación entre las señales electromagnéticas y sísmicas dentro del GSPC.
- Generar modelos de resistividad 1D que reflejen la estructura geoelectrica del subsuelo de cuatro estaciones MT, localizadas en cuatro sitios donde se registraron SEM.
- Describir y caracterizar las anomalías de resistividad derivadas en los modelos de resistividad 1D.
- Identificar e interpretar las capas y/o estructuras conductoras que facilitan el tránsito de corrientes eléctricas a partir de la comparación de investigaciones geofísicas y geológicas previamente hechas en la zona de estudio.
- Determinar y entender la relación que pueda existir entre la formación de efectos SEM producto de un terremoto con el contexto geológico-geofísico y el ambiente tectónico presente en el GSPC.

2. GEOLOGÍA Y CONTEXTO TECTÓNICO DE LA ZONA DE ESTUDIO – ESTUDIOS PREVIOS

Este capítulo consta de la descripción de la geología y del contexto tectónico de la zona de estudio; así como también, de la recopilación de diferentes estudios previos afines con el análisis de ondas electromagnéticas (EM) y su relación con la ocurrencia de terremotos. Dicha descripción se hace desde una perspectiva general a una particular, iniciando así con el Bloque Jalisco (BJ) y su evolución, el Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) y finaliza con el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC).

2.1. Bloque Jalisco

El Bloque Jalisco (BJ) es una microplaca continental que tiene una dinámica independiente de las placas de Cocos, Caribe y Norteamericana (Figura 1). Este se encuentra limitado por dos sistemas extensionales, el rift de Colima (RC) al este y el rift Tepic-Zacoalco (RTZ) al norte (Manea et al., 2013). Diferentes autores han descrito que la actividad de estos rifts se debe al movimiento relativo del bloque Jalisco hacia el oeste-noroeste (Rosas-Elguera et al., 1997). El límite del BJ con la placa Rivera se encuentra en la Trincheras Mesoamericana (TMA), con la placa Norteamericana en el RTZ, y con el Bloque Michoacán en el RC. Los rifts de Tepic-Zacoalco y Colima se unen con el rift de Chapala (RCH), formando así un punto triple continental que separa el BJ, el Bloque Michoacán y la placa Norteamericana (Rosas-Elguera et al., 1997).

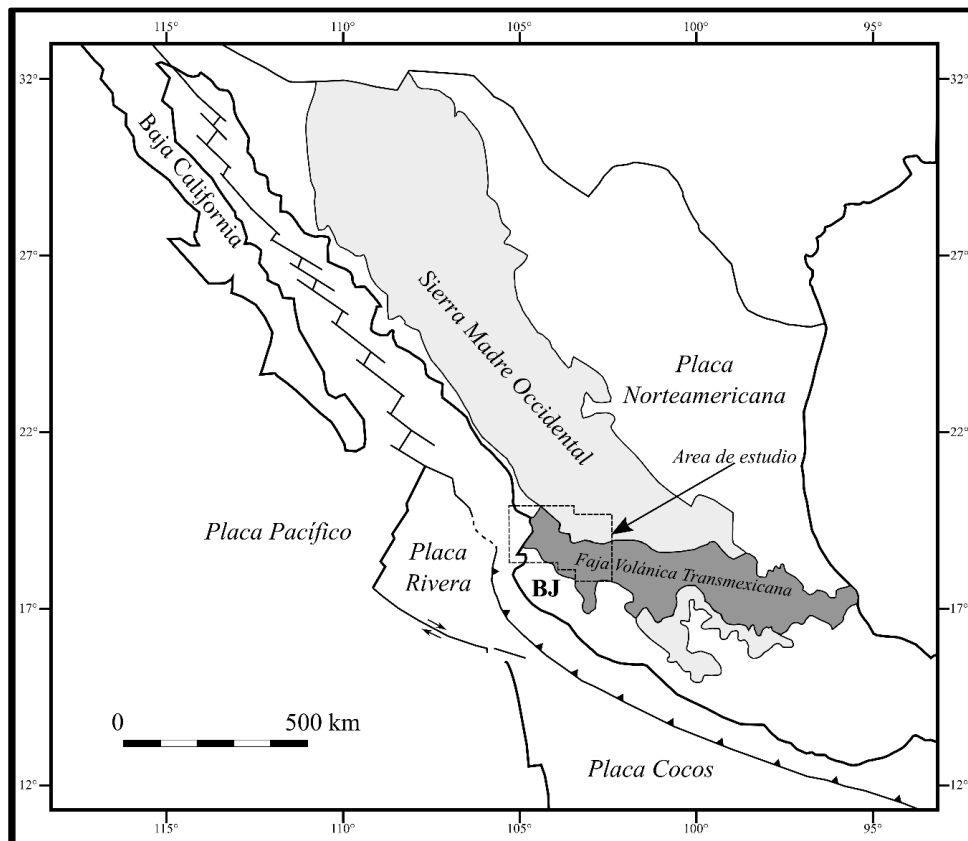


Figura 1. Contexto geodinámico que evidencia las cuatro placas principales, los arcos volcánicos que se relacionan con la subducción desde el Eoceno hasta el presente y la localización del Bloque Jalisco (BJ) (Ferrari et al., 2000).

El GSPC se localiza al occidente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), donde se evidencia el límite entre el BJ y la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2000; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La parte frontal del arco está localizado en el BJ y está caracterizado por centros monogenéticos máficos Plio-Cuaternarios y volcanes escudo (Ferrari et al., 2012). El vulcanismo en esta parte del arco es K-alkalino, mostrando una afinidad a subducción (Lange y Carmichael, 1990). En la parte trasera del arco, los domos félsicos, flujos de lavas y los centros monogenéticos máfico-intermedios tienen composición subalcalina y están relacionados a subducción. Fueron emplazados en el Mioceno tardío, mientras que los estratovolcanes dacíticos y andesíticos son del Cuaternario superior (Ferrari et al., 2000). Los magmas Na-alkalinos con afinidad intraplaca fueron erupcionados en el Plioceno-Cuaternario, asociados al sistema de fallas extensional norte del BJ (Ferrari et al., 2000).

Siguiendo la primera propuesta de Luhr et al. (1985), varios autores consideraron que el BJ está haciendo rifting alejándolo del continente mexicano desde principios del Plioceno. Este modelo requiere una cantidad considerable de cizalla lateral derecha a lo largo del RTZ, para permitir el desplazamiento hacia el oeste del mencionado bloque (Bourgois y Michaud, 1991). Rosas-Elguera et al. (1996) propuso que el límite norte del BJ se desarrolló en los primeros tiempos del Terciario y ha sido reactivado varias veces desde entonces.

2.2. Evolución del Bloque Jalisco (BJ)

Es una microplaca continental con características independientes de la placa Norteamericana. Los procesos que la crearon datan del Mioceno tardío; sin embargo, existe una diversidad de rocas con un rango de edades desde el Jurásico hasta el Cuaternario (Romo, 2021). Las rocas más antiguas corresponden al terreno Guerrero (Jurásico – Cretácico Superior) y son su basamento (Gómez-Tuena et al., 2005). De acuerdo con Gómez-Tuena et al. (2005) es posible la existencia de un basamento cristalino Precámbrico de afinidad continental debajo del terreno Guerrero. Las secuencias de rocas del terreno Guerrero fueron intruídas por plutones del Cretácico Superior y del Paleógeno (Ferrari et al., 1999).

Desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno temprano, gran parte de la superficie del terreno Guerrero fue cubierta por depósitos vulcano-clásticos silíceos de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari et al., 1999). A mediados del Mioceno empezó la formación de la FVTM, la cual es un arco volcánico que va desde el Pacífico hasta el Golfo de México, con una extensión aproximada de 1000 km de longitud (Ferrari et al., 2012). Uno de los posibles límites entre la SMO y la FVTM se localiza al norte de la alineación del volcán Ceboruco, la caldera la Primavera y San Marcos (Jalisco) (Ferrari et al., 1999); sin embargo, este límite está en debate, por lo que muchos autores discrepan y proponen diversas hipótesis sobre el mismo. A finales del Mioceno empezaron los procesos extensionales que dieron origen a los sistemas de rift que limitan al BJ. De acuerdo con dataciones de rocas volcánicas de los sistemas de rifts y relaciones estructurales se estima que la evolución de estos sistemas data del Plioceno temprano (Romo, 2021). Rosas-Elguera et al. (1997) expresan que los límites del BJ pueden estar asociados al batolito de Puerto Vallarta y su levantamiento en

el Paleógeno, lo cual facilitó la posterior extensión Pliocena que formó los rifts que limitan el bloque, el RTZ al norte y el RC al este (Luhr et al., 1985; Suárez et al., 1994).

Además de las estructuras que limitan el BJ, hay también varias que lo deforman internamente. Una de estas es la falla Minatitlán, activa, de dirección NW-SE y con geometría de falla lateral (Ferrari et al., 1994). Otras estructuras importantes han sido reportadas en los trabajos de Bandy y Pardo (1994) y Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) donde señalan la presencia de dos grábenes al interior del BJ, el graben de Talpa y el graben de Mascota.

2.3. Rift de Tepic – Zacoalco (RTZ)

En el Mioceno tardío, los esfuerzos ejercidos por la subducción oblicua y divergente de las placas de Cocos y Rivera indujeron esfuerzos transtensionales sobre la placa Norteamericana (Ferrari et al., 2000). Este régimen tectónico permitió la reactivación del límite entre la SMO y el BJ, empezando la formación del RTZ. En el Plio-Cuaternario, un régimen casi completamente extensional terminó de darle forma al rift, el cual presenta estructuras extensionales con rumbo NW desde la costa pacífica hasta el área de Guadalajara (Petrone et al., 2003).

El RTZ es una estructura de 250 km de longitud y 45-60 km de ancho, el cual consiste en una serie de cuencas pull-apart y grábenes (Figura 2), lo cual comprende la parte norte del BJ. Este rift tiene actividad extensional desde el Mioceno tardío (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). La deformación en el RTZ es principalmente extensional con un esfuerzo principal mínimo horizontal (extensión) orientado NE-SW (Figura 3). El sistema de fallas puede ser dividido en tres tipos, de acuerdo con su estructura, cinemática y localización tectónica (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000):

- Fallas lítricas al norte de Tepic, pertenecientes a la parte sureste del Basin and Range (Henry y Aranda-Gomez, 1992). Compuestas por el sistema de falla Pochotitlán, el graben Mecatan, una serie de fallas normales a la altura de Tepic, un graben de 20 km al oeste de Tepic y otras fallas normales en la costa de Nayarit (aproximadamente 25 km de Nayarit).
- Grábenes en-echelon entre Compostela y Guadalajara, los cuales reactivaron el límite entre la Sierra Madre Occidental y el bloque Jalisco, compuestos por muchas fallas normales con rumbo NW definiendo dos estructuras mayores extensionales, el graben Compostela-Ceboruco y el graben Plan de Barrancas-Santa Rosa (Ferrari et al., 2000).
- Semigrábenes con dirección de transporte hacia el sur localizados dentro del bloque Jalisco al sur del RTZ y consiste en tres depresiones que conforman la depresión tectónica de Ameca (Neieto-Obregon et al., 1992), las cuales son completamente independientes de la zona central del RTZ (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

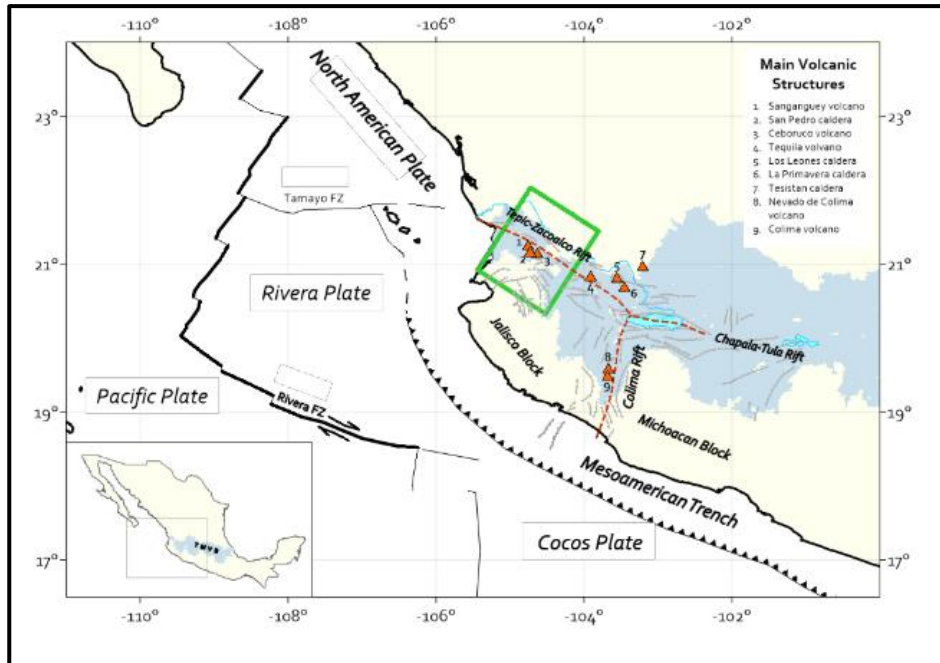


Figura 2. Localización del Rift Tepic-Zacoalco (RTZ) dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (Junge y Castro, 2019).

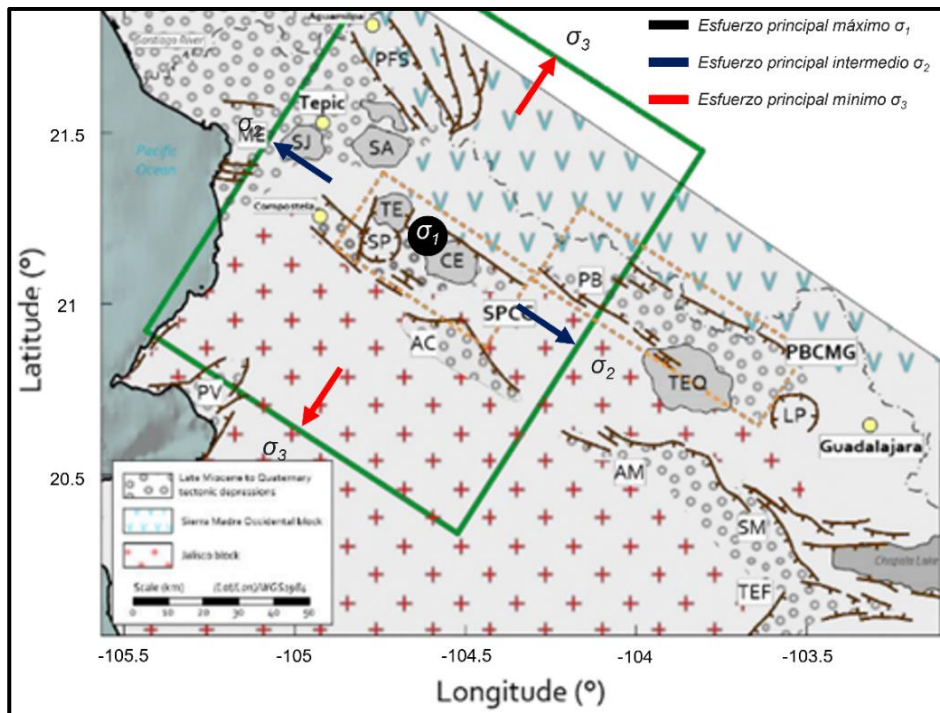


Figura 3. Principales depresiones tectónicas del Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) y el límite entre el bloque Jalisco y la Sierra Madre Oriental. PFS: Sistema de fallas Pochotitlán, ME: Graben Mecatan, PV: Graben de Puerto Vallarta, AC: Graben Amatlán de Cañas, PB: Falla Plan de Barrancas, AM: Falla Ameca, SM: Falla San Marcos, TEF: Falla Techaluta, SJ: Volcán San Juan, SA: Volcán Sangangüey, TE: Volcán Tepetiltic, SP: Caldera San Pedro, CE: Volcán Ceboruco, TEQ: Volcán Tequila, LP: Caldera La Primavera, SPCG: Graben San Pedro – Ceboruco, PBCMG: Plan de Barrancas – Cinco Minas. Modificada de Junge y Castro (2019).

2.4. Graben San Pedro – Ceboruco (GSPC)

Dentro del GSPC se localizan varios sistemas volcánicos (Figura 4): (1) La cadena volcánica norte y la cadena volcánica sur, las cuales consisten de alineamientos de conos de ceniza y domos a lo largo de los límites norte y sur del graben; (2) el complejo volcánico San Pedro – Cerro Grande, el cual se localiza en la parte central del graben y está compuesto por varios domos, una caldera enterrada y una secuencia de lavas máficas; (3) el estratovolcán Tepetiltic en el NW del límite norte del graben; y (4) el estratovolcán Ceboruco localizado en el límite norte del graben en línea con la cadena volcánica norte (Petrone et al., 2003).

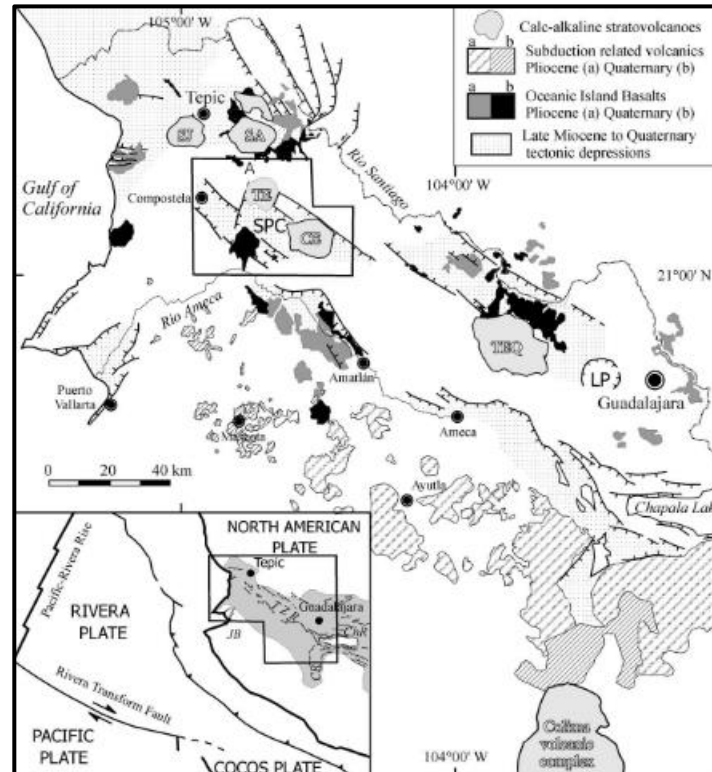


Figura 4. Distribución del vulcanismo Plio-Cuaternario asociado a subducción y a magmatismo intraplaca en la parte NW de la FVTM. SPC: Graben San Pedro-Ceboruco. TE: Estratovolcán Tepetiltic y CE: Estratovolcán Ceboruco (Petrone et al., 2003).

2.4.1. Geología del GSPC

Tal como se puede observar en la Figura 5, se describe a continuación cada una de las estructuras que conforman al GSPC.

- **Cadena volcánica norte**

Esta inició su actividad a los 0,51 Ma y la edad más reciente es de 0,14 Ma (Petrone et al., 2003) para un cono de cenizas en la parte media de la cadena. Esta actividad suprayace la de los volcanes Ceboruco, Tepetiltic y la última fase del complejo volcánico San Pedro – Cerro Grande.

- **Cadena volcánica sur**

La cadena volcánica empezó su actividad a los 2,5 Ma, lo que la hace más antigua que la cadena volcánica norte y también está compuesto principalmente por conos de ceniza y domos (Petrone et al., 2003).

- **Complejo Volcánico San Pedro – Cerro Grande**

Este complejo está caracterizado por una composición bimodal. Su primera fase data de 1,6-0,5 Ma (Ferrari et al., 2000) produciendo domos riolíticos a andesíticos calcoalcalinos y finalizando con la formación de una caldera. La actividad postcaldérica se caracterizó por la emisión de magmas máficos que formaron la estructura en escudo Amado – Nervo (0,29 Ma) y por domos dacíticos y riolíticos y flujos de lava emplazados entre 0,29 y 0,037 Ma (Petrone et al., 2003).

- **Volcán Tepetitlic**

De acuerdo con Ferrari et al. (1997), la actividad volcánica podría haber iniciado a los 0,5 Ma. Esta está caracterizada tanto por periodos explosivos como efusivos. El volcán cuenta sobre sí con una depresión elíptica representando dos calderas contiguas.

- **Volcán Ceboruco**

Este volcán es el único centro activo del graben San Pedro – Ceboruco. El vulcanismo inició hace 0,37 millones de años y la última erupción registrada data del año 1870 (Ferrari et al., 2000; Petrone et al., 2003). El volcán ha tenido tanto actividad efusiva como explosiva. El último periodo explosivo formó dos calderas concéntricas, a lo largo de la principal caldera fueron emplazados varios flujos de lava y algunos domos.

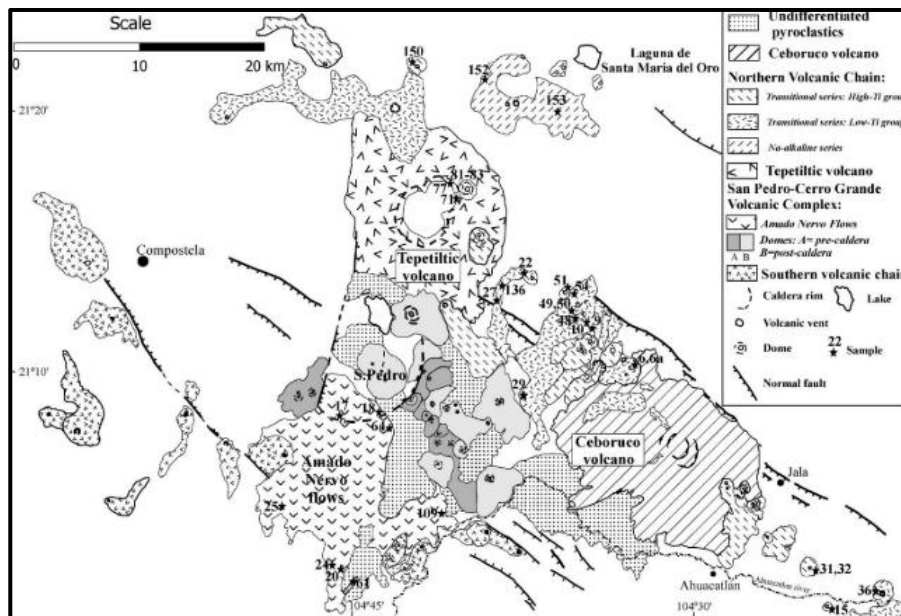


Figura 5. Vulcanismo Plio-Cuaternario en el graben San Pedro-Ceboruco (Petrone et al., 2003).

2.4.2. Fuente de los magmas

En el GSPC hay coexistencia de magmatismo intraplaca y de subducción. De acuerdo con Petrone et al. (2003), se reconocen tres series magmáticas diferentes que van desde subducción hasta intraplaca (Figura 6). Estas variaciones se deben a que la fuente mantélica es muy heterogénea y está constituida de dos componentes principales: (1) Una fuente similar a los MORB con baja razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y (2) otra enriquecida con razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ similar a una fuente OIB. Ambos componentes se mezclan en diferentes proporciones y, además, son sujetos a la interacción con fluidos provenientes del slab de Rivera producto de la deshidratación de los sedimentos subducidos.

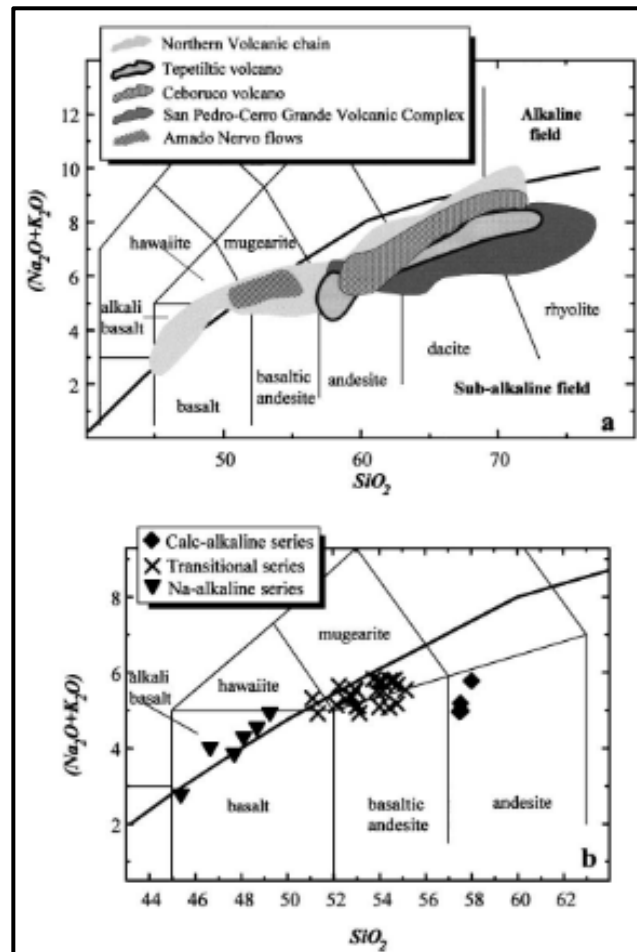


Figura 6. Diagramas de composición para todas las rocas del Graben San Pedro – Ceboruco (Petrone et al., 2003).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

El desarrollo de este proyecto consiste en la comparación de ondas electromagnéticas y sísmicas que se registraron en diferentes instrumentos geofísicos establecidos en el Graben San Pedro–Ceboruco (GSPC) y en el entendimiento de la relación presente entre estas a través del modelado de la estructura interna de la zona de estudio. Una forma de obtener la variación en tiempo del campo eléctrico y magnético de la Tierra

es por medio del método magnetotelúrico (MT); el cual se caracteriza por ser una herramienta pasiva que usa como fuente de energía las variaciones que ocurren en el campo geomagnético terrestre (Vozoff, 1972). Así mismo, este método permite conocer la estructura geoelectrica del subsuelo a partir de un modelo de resistividad eléctrica (Ohm.m) generado por medio de la inversión 1D de datos MT. Por lo tanto, el siguiente capítulo se centra en describir el fundamento teórico que conlleva la aplicación del método MT y del análisis Tiempo-Frecuencia en el estudio de señales EM y sísmicas.

3.1. Método magnetotelúrico (MT) y sus generalidades

Este método geofísico parte de la interacción entre la actividad solar con las partículas que componen la ionosfera terrestre, ya que esta genera perturbaciones que llegan a la superficie de la Tierra induciendo en el subsuelo densidades de carga y corrientes eléctricas que se alteran por las diferentes propiedades del medio (Simpson y Bahr, 2005). Los estudios pioneros en los que se usó este método son de carácter exploratorio (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953). El trabajo de Cagniard (1953) fue desarrollado para el estudio de cuencas sedimentarias, sobre todo por tratarse de ambientes geológicos relativamente simples en los cuales se asume que predomina la estratificación horizontal (Cagniard, 1953; Corbo-Camargo, 2013). Así mismo, es en este estudio donde se establecen las fórmulas que relacionan las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético para obtener la conductividad de un medio simple, que posteriormente se desarrollarían para medios más complejos; la conductividad eléctrica es la medida de la capacidad de un material o sustancia para dejar pasar la corriente eléctrica a través de él; en este contexto, estos materiales son las diferentes litologías presentes en el subsuelo.

Los siguientes subcapítulos se centran en describir aspectos relevantes como la fuente de la energía electromagnética, las ecuaciones físicas de las que se basa el método MT, el tensor de impedancia electromagnética y la profundidad de penetración de este. De igual forma, se explica el concepto de corrimiento estático y la teoría de la inversión geofísica 1D.

3.1.1. Fuente de energía magnetotelúrica

Las fuentes naturales que generan los campos EM en el subsuelo están estrechamente asociadas a dos procesos: la interacción entre el viento solar y la magnetosfera de la Tierra (ondas EM de menor frecuencia; Figura 7) y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta; las cuales, a diferencia de las anteriores, generan ondas EM de altas frecuencias (10^4 a 1 Hz) (Vozoff, 1972; Simpson y Bahr, 2005).

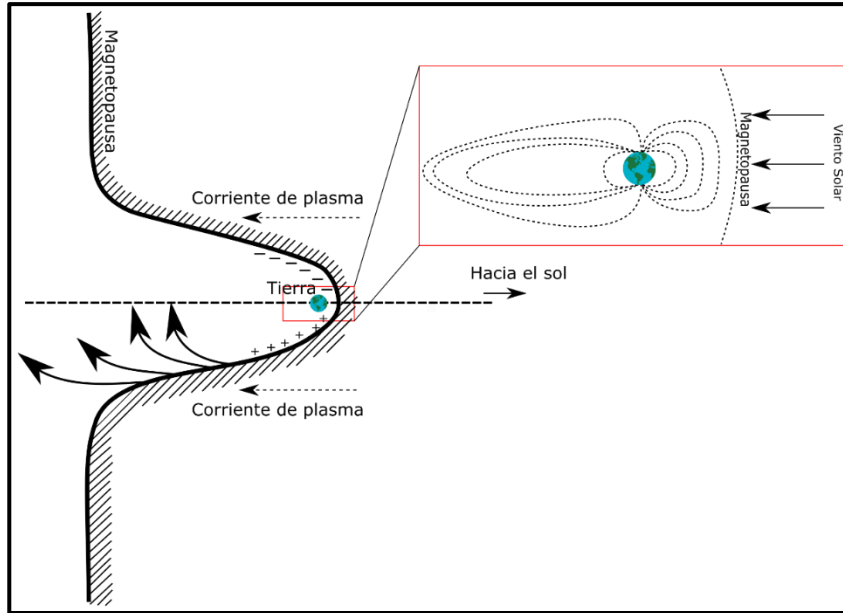


Figura 7. Fuente principal de la energía requerida para los sondeos MT: interacción del viento solar con la magnetosfera. Inicialmente se aprecia la distorsión del viento solar cuando choca con la magnetopausa. En el acercamiento se puede observar la deformación del campo magnético terrestre producto de dicha interacción (Simpson y Bahr, 2005).

3.1.2. Ecuaciones de Maxwell y Ecuaciones constitutivas

El entendimiento del comportamiento de los campos eléctricos que ocurren en la Tierra parten de la comprensión de las ecuaciones de Maxwell (1861)(Corbo-Camargo, 2013). Estas ecuaciones se caracterizan por describir el fenómeno de la inducción y propagación de los campos EM, y por representar una generalización de las observaciones experimentales hechas por Coulomb, Faraday, Gauss y Ampere (Maxwell, 1861). Las ecuaciones de Maxwell (1861) están definidas como:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \text{ (Ley de Faraday)} \quad (1)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \text{ (Ley de Gauss para campos eléctricos)} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \text{ (Ley de Gauss para campos magnéticos)} \quad (3)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \text{ (Ley de Ampere)} \quad (4)$$

Donde \vec{E} es la intensidad del campo eléctrico (V/m), \vec{B} es la inducción magnética (T), \vec{D} es el desplazamiento eléctrico (C/m²), q es la densidad de carga eléctrica (C/m³), \vec{H} es la intensidad del campo magnético (A/m) y \vec{j} es la densidad de la corriente (A/m²). La *Ley de Faraday* describe la formación de un campo eléctrico debido a la presencia de un cambio en el campo magnético; por otra parte, las ecuaciones de *Gauss* para

los *campos eléctricos y magnéticos* describen la variación que sufre el \vec{D} (polarización) que produce una carga y postula que no existen cargas magnéticas aisladas (monopolos), respectivamente. Por último, la *Ley de Ampere* establece que el flujo de un campo eléctrico genera un campo magnético que es perpendicular a la dirección del campo eléctrico (Maxwell, 1861).

Sin embargo, para aplicar las ecuaciones de Maxwell a problemas que se encuentran dentro de un entorno isotrópico y homogéneo (planeta Tierra) es necesario que estas sean relacionadas con las propiedades propias del medio; es debido a lo anterior que se debe acudir a las *ecuaciones conservativas* (o *relaciones conservativas*) (Maxwell, 1861):

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

$$\vec{D} = \varepsilon(\omega)\vec{E} \quad (6)$$

$$\vec{B} = \mu(\omega)\vec{H} \quad (7)$$

Donde σ es la conductividad eléctrica (S/m), ε es la permitividad eléctrica (F/m), μ es la permeabilidad magnética (H/m) y ω es la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f$). Una vez se realiza la relación mencionada, es posible obtener las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla^2 \vec{E} + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{E} = 0 \quad (8)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{H} = 0 \quad (9)$$

Las cuales representan las ecuaciones EM y cómo es su propagación a través del suelo, en donde μ , ε , y σ son contantes con respecto al tiempo que están en función de la frecuencia. Dado a que la desigualdad $\mu\varepsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$ se cumple para materiales terrestres a frecuencias menores a 10^5 Hz, las corrientes de desplazamiento \vec{D} son mucho menores que las corrientes de conducción. Es debido a esto que las ecuaciones que relacionan las componentes de los campos magnético y eléctrico terrestre pueden reducirse a (el número de onda se define por $k = -(i\mu\sigma\omega)^{1/2}$) (Nabighian, 1987):

$$\nabla^2 \vec{E} - i\mu\sigma\omega\vec{E} = 0 \quad (10)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + -i\mu\sigma\omega\vec{H} = 0 \quad (11)$$

La aplicación de las ecuaciones anteriores requiere de ciertas asunciones físicas, las cuales fueron propuestas por Simpson y Bahr (2005) y son descritas brevemente a continuación:

1. La energía electromagnética es disipada o absorbida por la Tierra, mas no creada.

2. El campo eléctrico y magnético terrestre se deben de tratar como conservativos y trabajarse en el dominio del campo lejano.
3. Los campos EM pueden ser tratados como ondas planas uniformes que inciden de forma perpendicular en la Tierra, ya que la fuente de estos se crea en los sistemas de corrientes que ocurren en la ionosfera (lejos de la superficie terrestre).
4. No existe cargas libres en el subsuelo, pero pueden ser acumuladas en discontinuidades de este. Las discontinuidades generan un fenómeno inductivo que se conoce como *static shift*.
5. La Ley de Ohm se cumple porque las cargas se conservan.
6. La inducción EM de la Tierra se trata como un proceso de difusión. Esto se debe a que las variaciones en tiempo de las corrientes de desplazamiento se desprecian al ser comparadas con la variación en tiempo de las corrientes de conducción. Así mismo, el desplazamiento eléctrico se considera cuasi estático. Debido a lo anterior, la Ley de Ampere puede ser reducida a:

$$\nabla \cdot \vec{H} = \vec{j} \quad (12)$$

7. Las variaciones en la permitividad eléctrica y permeabilidad magnética que puedan ocurrir en las diferentes litologías son consideradas como despreciables al compararse con las variaciones de la conductividad eléctrica de las mismas.

3.1.3. Tensor de impedancia electromagnético

Según Madden y Nelson (1964), un sondeo MT se basa en la medición de las tres componentes del campo magnético (h_x , h_y y h_z) y de las componentes horizontales del campo eléctrico (e_x , y e_y), las cuales son medidas en series de tiempo que posteriormente son transformadas en el dominio de la frecuencia (H_x , H_y , H_z , E_x , y E_y) usando un algoritmo de la Transformada de Fourier. La matriz que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico (E) y del campo magnético (H) se conoce como tensor de impedancia electromagnético (Z) o función de transferencia magnetotélúrica; y es expresado mediante la ecuación:

$$E = ZH \quad (13)$$

Que de forma matricial puede ser expresado como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (14)$$

Los elementos que comprenden el tensor de impedancia EM, Z_{ij} , son calculados a partir de los productos cruzados de las componentes ortogonales del campo para cada frecuencia o bandas de frecuencia. Tal como se expresa en las siguientes ecuaciones (Madden y Nelson, 1964).

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \quad (15)$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \quad (16)$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \quad (17)$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \quad (18)$$

El * presente en los términos de las ecuaciones anteriores dan a conocer los complejos conjugados de H_x y H_y . De igual forma, es importante aclarar que las componentes tensor de impedancia EM (Z_{ij}) son las variables interrogantes y los términos restantes corresponden a las componentes horizontales del campo EM, las cuales son medidas en campo. A partir de los valores que se obtienen de Z_{ij} es posible hacer el cálculo de la resistividad aparente (ρ_{ij}) y la fase (φ_{ij}) del campo EM, lo cual se aprecia en las siguientes ecuaciones:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (19)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{Im Z_{ij}(\omega)}{Re Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (20)$$

En donde ω es la frecuencia angular, μ es la permeabilidad magnética, y Re e Im la parte real e imaginaria, respectivamente, del tensor de impedancia EM (Madden y Nelson, 1964).

3.1.4. Profundidad de adquisición

Un parámetro importante de los sondeos MT es su profundidad de adquisición (penetración o investigación), el cual es nombrado *skin depth* y puede definirse como la profundidad a la que la amplitud de los campos EM que inciden la superficie terrestre disminuye (atenuación de la difusión de los campos EM) en un factor de e^{-1} a una distancia δ dentro del medio (Ward y Hohmann, 1988). El parámetro de *skin Depth* está definido por:

$$\delta = \left(\frac{2}{\mu\sigma\omega} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{2\rho_{ap}}{\mu\omega} \right)^{\frac{1}{2}} \cong 503 \sqrt{\frac{\rho_{ap}}{f}} \quad [m] \quad (21)$$

en donde μ es la permeabilidad magnética, σ es la conductividad, ω es la frecuencia angular, ρ_{ap} es la resistividad aparente del subsuelo y f la frecuencia de la onda EM. En otras palabras, δ define teóricamente la profundidad hasta donde llegan las corrientes EM incidentes. Vozoff (1972) da a conocer que δ se caracteriza por relacionarse de forma inversa con la conductividad de la tierra (entre más conductora sea una capa de la corteza terrestre, la penetración de las ondas EM será menor; Figura 8), y con la frecuencia;

y de forma directa con el periodo de adquisición de datos (entre más tiempo de adquisición, la posibilidad de brindar información de zonas más profundas será mayor; Romo, 2021) y con la resistividad del subsuelo (entre mayor sea la resistividad del subsuelo, mayor será la profundidad de penetración; Corbo-Camargo, 2013).

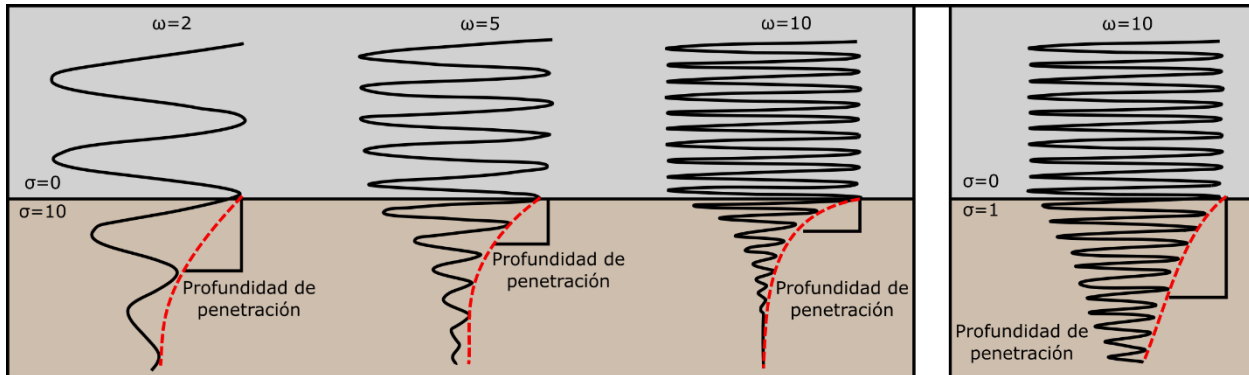


Figura 8. Esquema representativo que muestra la variación de la profundidad de penetración (skin depth) en función de la conductividad de la tierra. En la figura se muestra el contraste entre la conductividad del aire y del subsuelo, la cual genera una reducción considerable en la amplitud de las ondas EM que penetran la superficie de la Tierra. Así mismo, se da a conocer que para una misma conductividad ($\sigma = 10$) la amplitud de las ondas se reduce a una profundidad más somera en cuanto mayor sea la frecuencia angular (ω). El recuadro aislado de la derecha denota una mayor penetración de las ondas debido a que es menos conductivo ($\sigma = 1$) (Brady et al., 2009).

3.1.5. Distorsión electromagnética (EM)

Un cambio en la respuesta inductiva regional que es producto de las distribuciones de carga y de corriente ubicadas en zonas de discontinuidad de pequeños cuerpos superficiales se conoce como *distorsión electromagnética* (Jones, 1983a, 1988)(Corbo-Camargo, 2013; Romo, 2021). Jones (1983) menciona que el análisis e interpretación del tensor de impedancias EM que ha sufrido procesos de distorsión puede generar errores relevantes en los estudios, motivo por el cual se deben corregir. En los sondeos EM se presentan dos tipos de distorsión EM, I) distorsión galvánica o corrimiento estático (*static shift*) y II) distorsión por inducción EM.

Por una parte, el desplazamiento vertical de las curvas de resistividad (corrimiento estático – *static shift*) es generado por la acumulación de cargas en las interfases de las diferentes litologías ubicadas más superficialmente; en otras palabras, la resistividad es multiplicada por un factor constante sin que las fases sean afectadas (Jones, 1988; Jiracek, 1990; Vozoff, 1980; Figura 9).

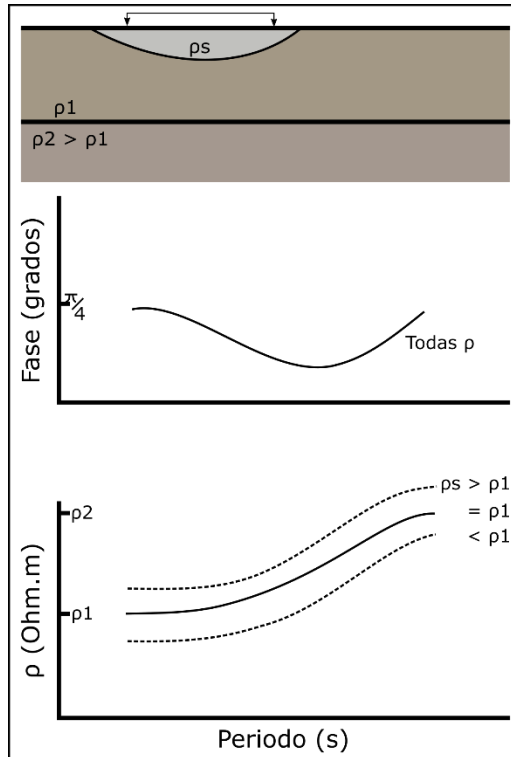


Figura 9. Distorsión galvánica o corrimiento estático (*static shift*) de una prospección MT esquematizada y simplificada donde se evidencia una primera capa inicial seguida de otras dos (diagrama superior). En el diagrama inferior se observa que la curva de resistividad aparente es desplazada hacia arriba o hacia abajo debido de la capa superficial (ρ_s), afectando así todas las frecuencias. La fase no se afecta por este fenómeno (diagrama intermedio) (Simpson y Bahr, 2005).

Cuando en un sondeo MT ocurre este tipo de distorsión es necesario que este sea corregido antes de su procesamiento, ya que un mal tratamiento de los datos resulta en interpretaciones erróneas de los modelos de resistividad que se puedan obtener una vez se haga la inversión de los datos MT (Conway, 2013). Sternberg et al. (1988) mencionan que inversiones hechas sin haber corregido los datos generan que los valores de resistividad calculados estén desplazados por un factor igual a la cantidad del corrimiento vertical de las curvas de resistividad aparente; y las profundidades obtenidas estén escaladas por un factor proporcional a la raíz cuadrada del corrimiento de los valores de resistividad. En la actualidad existen varias metodologías que se usan para la corrección por *static shift*, de las que se destacan el cálculo teórico de cuerpos 3D cercanos a la superficie (Park et al., 1983); el promedio de sitios (Sternberg et al., 1988) y el filtro de paso bajo (Torres-Verdin y Bostick, 1992).

Por otra parte, Jiracek (1990) da a conocer que la distorsión por inducción EM es explicada por medio de la Ley de Faraday y consiste en la formación de un campo magnético secundario debido a la variación temporal del campo magnético primario que se caracteriza por inducir corrientes eléctricas que fluyen en trayectorias cerradas.

3.1.6. Teoría de la inversión geofísica

En la inversión de datos geofísicos, se utiliza una representación discreta del subsuelo mediante un vector p de parámetros discretos de longitud definida. Cada parametrización discreta tiene múltiples realizaciones posibles de p , donde cada una representa un conjunto de valores numéricos que son físicamente plausibles para los elementos de p . A este conjunto completo de realizaciones se le conoce como espacio de parámetros. El objetivo principal de la inversión es seleccionar un vector de parámetros específico, p_a , del espacio de parámetros que sea representativo de las propiedades reales del subsuelo (Oldenburg y Li, 2005; Pelton, 2005). En otras palabras, los métodos geofísicos se emplean para obtener una imagen clara del subsuelo en la cual se podría observar las variaciones de las propiedades geofísicas. Sin embargo, la geofísica no se interesa en conocer estas propiedades geofísicas; si no en las que son de carácter químico, físico y biológico, y los procesos que ocurren en las diferentes litologías. No obstante, extraer este tipo de información de los datos geofísicos requiere de la transformación de la imagen geofísica a una imagen que contenga las propiedades de los materiales, las cuales pueden ser adquiridas mediante la modelación *directa* o *inversa* (Knight y Endres, 2005).

El modelado directo consiste en predecir las propiedades geofísicas (conductividad eléctrica (resistividad), velocidad de ondas sísmicas, densidad, susceptibilidad magnética, etc.) a partir de un modelo obtenido y calculado a partir de un conjunto de datos provenientes de las propiedades de los materiales (litología, porosidad, permeabilidad, contenido de fluidos, etc.). Por otra parte, el modelado inverso se fundamenta en la obtención de información del material geológico (propiedades de los materiales) con base a las propiedades geofísicas medidas en campo con diferentes equipos (magnetómetros, gravímetros, equipos eléctricos, equipos electromagnéticos, etc.). En el caso de la prospección MT, el modelado que se aplica es de carácter inverso. El cual busca, en función de la resistividad, determinar la disposición de las litologías, conocer la presencia de fluidos e identificar las discontinuidades presentes en la zona de estudio a investigar (Knight y Endres, 2005; Corbo-Camargo, 2013; Romo, 2021).

Uno de los desafíos que surgen al resolver ciertos problemas es la inestabilidad, donde incluso un ligero cambio en los datos de entrada provoca un cambio drástico e inaceptable en los resultados. Esta dificultad se presenta tanto en problemas directos como en problemas inversos. Sin embargo, los problemas inversos pueden presentar una dificultad más fundamental, el cual es la falta de unicidad. Hay dos razones por las que esto podría ocurrir. En algunos problemas, se debe al hecho de que los datos son discretos; ya que, si los datos fuesen más densos, la solución sería única. En otros problemas, la falta de unicidad puede ser más profunda, como en el caso del problema inverso de obtener la estructura de densidad de una región de la Tierra a partir de mediciones del campo gravitatorio local: el teorema de Gauss establece que existen infinitas configuraciones de densidad diferentes que generan campos gravitatorios idénticos (Tarantola y Valette, 1982).

Otras fuentes bibliográficas de interés sobre la teoría de inversión geofísica incluyen la compilación editada por Lines et al. (1988), así como los libros escritos por Tarantola (1987), Menke (1989), Parker (1994) y Scales et al. (1994).

3.1.6.1. Inversión unidimensional

Considerando un medio de dimensionalidad 1D, la variación de la resistividad ocurre sólo con la profundidad. Es debido a lo anterior que, una vez hecho el ajuste de los datos con una curva suavizada, la inversión 1D permitirá conocer el espesor y la resistividad de cada una de las capas geoelectricas. Constable et al. (1987) mencionan que el algoritmo de *Occam* es una de las formas de encontrar una solución con un valor de rugosidad mínima en la inversión de los datos (modelo inverso suavizado, se caracteriza por evitar la sobre interpretación de los datos). La rugosidad (R) se expresa como:

$$R_1 = \int \left(\frac{d}{dZ} m \right)^2 dz \quad (22)$$

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2}{dZ^2} m \right)^2 dz \quad (23)$$

donde R_1 y R_2 equivalen a la integral de la primer y segunda derivada de los parámetros del modelo m (resistividad aparente o su algoritmo), respectivamente, en función de la profundidad (z). Así mismo, se considera que la variación de la curva de resistividad es discretizada en función de la profundidad como una serie de capas:

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, 3, \dots, N \quad (24)$$

Por otra parte, la rugosidad (aspereza) también puede ser definida como una serie discreta de diferencias de valores de resistividad, por lo que puede expresarse como:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad (25)$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + 2m_{i-1})^2 \quad (26)$$

El conjunto de los datos que se obtienen en campo (resistividades y fases a distintas frecuencias) es definido como M y se representan como d_1, d_2, \dots, d_M . Teniendo en cuenta lo anterior, la calidad de ajuste del modelo puede ser obtenido y evaluado por medio del criterio de mínimos cuadrados ponderados:

$$X^2 = \sum_{j=1}^M \left(\frac{d_j - F_j[m]^2}{\sigma_j^2} \right) \quad (27)$$

Donde $F_j[m]$ es la función que abarca los parámetros del modelo que se requiere minimizar y σ_j corresponde al error del j -ésimo dato. La expresión anterior puede considerarse como un problema no lineal, motivos por el cual la solución no será única. Esto se debe a que dicho problema es iterativo y consiste en encontrar, a partir de un conjunto de datos (d_j) que están asociados a una incertidumbre (σ_j), un modelo m_i . En términos generales, la solución a este problema puede ser expresada como:

$$d_j = F_j[m] \text{ siendo } F_j \text{ no lineal y } j = 1, 2, 3, \dots, M. \quad (28)$$

F_j puede ser expresada de forma vectorial como:

$$d = F[m], \quad (29)$$

y el ajuste de los datos de esta misma forma como:

$$X^2 = \|Wd - WF[m]\|^2. \quad (30)$$

Donde $\| \cdot \|$ y W se definen como la norma Euclidiana y una matriz diagonal $M \times M$, respectivamente. W se expresa como:

$$W = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\} \quad (31)$$

En Smith (1974) se da a conocer que una técnica para obtener el mínimo valor posible para la aspereza es aplicando el método de multiplicadores de Lagrange, el cual contempla la inclusión de la función no restringida (U), definida de la siguiente manera:

$$U = \|\partial m\|^2 + \mu^{-1} \{ \|Wd - WF[m]\|^2 - X_*^2 \} \quad (32)$$

En la expresión anterior, el segundo termino corresponde al desajuste ponderado mediante los multiplicadores de Lagrange μ^{-1} . X_*^2 es un valor aproximado para X considerado aceptable. Los valores extremos de la aspereza (R_1) estarán dados en los puntos estacionarios de U , por lo que al diferenciar la expresión anterior se tiene como resultado:

$$\mu^{-1}(WJ)^T WJm - \mu^{-1}(WJ)^T Wd + \partial^T \partial m = 0; \quad (33)$$

donde es la matriz Jacobiana (matriz de gradiente) de tamaño $M \times N$, la cual se define como:

$$J = \nabla_m F, \quad (34)$$

o de forma tensorial como:

$$J = \frac{\partial F_i[m]}{\partial m_j} \quad (35)$$

Lo que prosigue de lo mencionado es resolver el sistema no-lineal para m . Una forma de lograr lo anterior de forma práctica y efectiva es por medio del siguiente vector definido por Constable et al. (1987).

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k \text{ donde } d_k = d - F[m_k] + J_k m_k. \quad (36)$$

Es importante mencionar que el valor de error para el termino m_{k+1} (desajuste del modelo) es:

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\| \quad (37)$$

De las tres expresiones anteriores se puede deducir que después de un número de iteraciones, μ se selecciona para que X_k se aproxime de forma más concordante a X . Es debido a esto que, con el fin de resolver el problema linealmente, y tal como se aprecia en la siguiente ecuación, es necesario reemplazar F por una matriz $M \times N$, la cual se caracteriza porque sus elementos se pueden calcular.

$$d = Gm \quad (38)$$

Por último, cabe destacar que todo el procedimiento que se describió para la obtención de los modelos 1D es ejecutado por el programa computacional comercial WinGLink® (Geosystem, 2008), es debido a esto que para el desarrollo del siguiente proyecto la inversión de datos de forma 1D se hizo por medio de este.

3.2. Análisis Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

Para tener un mayor entendimiento de este análisis se requiere del conocimiento de diversos conceptos como: efecto electrocinético, amplitud, fase, frecuencia, envolvente, ondas P, ondas S y ondas coda, etc.; así como también de la descripción de la herramienta de programación utilizada y las bases teóricas de las relaciones Tiempo-Frecuencia basadas según los criterios descritos por Kristeková et al. (2006, 2009).

3.2.1. Efecto electrocinético

En estudios realizados en las últimas décadas (Thompson y Gist, 1993; Pride, 1994; Heinson y Segawa, 1997; Garambois y Dietrich, 2001; Gao y Hu, 2010; Du et al., 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020) y en la presente investigación se han mencionado la importancia del *efecto electrocinético* en la formación de ondas electromagnéticas producto de una perturbación sísmica. Es debido a esto que a continuación se da a conocer en qué consiste dicho fenómeno.

Heinson y Segawa (1997), basados en los estudios de Nourbehecht (1963) e Ishido y Mizutani (1981), mencionan que la base del efecto electrocinético se centra en la electroquímica que ocurre en la región de interfaz entre la roca y el fluido, conocida también como la capa doble eléctrica (Du et al., 2015). Así mismo,

dan a conocer que la física detrás de este fenómeno es descrito mejor por los modelos de Gouy-Chapman o Stern (Figura 10A). En ambos modelos se presume que una distribución de carga eléctrica a través del límite del grano es producida por el contacto entre el fluido con los granos de sedimento. Por consiguiente, en condiciones de estado estacionario (sin flujo de fluido) se considera que las cargas están en equilibrio. No obstante, si el líquido fluye a través de los granos, los iones presentes en este son móviles y se transportan dentro del mismo a cierta distancia S del límite del grano (Figura 10A; el límite S representa la distancia a la que ocurre el movimiento del fluido teniendo como referencia el perímetro de los granos y se conoce como deslizamiento hidrodinámico o plano de corte. Por otra parte, H es la distancia a la zona difusa en la que las cargas están débilmente unidas a la interfaz de grano – capa Helmholtz). Heinson y Segawa (1997) expresan que un potencial eléctrico surge del equilibrio exacto que existe entre la atracción electrostática de los iones de la capa difusiva hacia la superficie y la repulsión difusiva hacia el fluido electrolítico. Dicho potencial (nombrado por Thompson y Gist (1993) como potencial en el plano de corte) es conocido como potencial zeta (ζ) y su polaridad (positiva o negativa) y su magnitud pueden variar en función de la mineralogía presente en las rocas y la química propia del fluido. De forma teórica y experimental, Ishido y Mizutani (1981) determinaron que el potencial zeta se caracteriza por ser sensible al pH del fluido, a la temperatura y a la concentración de electrolitos, por ser positivo o negativo dependiendo de la combinación de factores y por generar una onda electromagnética que se propaga por el medio.

Thompson y Gist (1993) dan a conocer que la explicación del efecto electrocinético supone la existencia de una zona activa en el subsuelo conformada por un contacto de aire-agua, la cual puede ser cualquier zona de permeabilidad alta que contenga agua o cualquier líquido que pueda tener polaridad, o una zona en la que exista un contraste de impedancia acústica. En dicho contacto una porción de la onda sísmica incidente producto de un terremoto es convertida en una onda lenta de Biot, la cual a frecuencias sísmicas se caracteriza por ser una onda de presión difusiva en el fluido presente en el material poroso que genera un desplazamiento relativo entre dicho fluido y los granos de la roca. El movimiento relativo mencionado causa una distorsión en el equilibrio entre las cargas que se encuentran en la superficie de los minerales y en el fluido; produciendo así, un campo eléctrico conocido como *potencial de flujo* (que tiene el mismo comportamiento dependiente del tiempo que la onda sísmica incidente). Por último, una vez se genera dicho potencial una onda electromagnética se forma y se propaga hacia la superficie de la Tierra donde se puede detectar instrumentos electromagnéticos (Figura 10A').

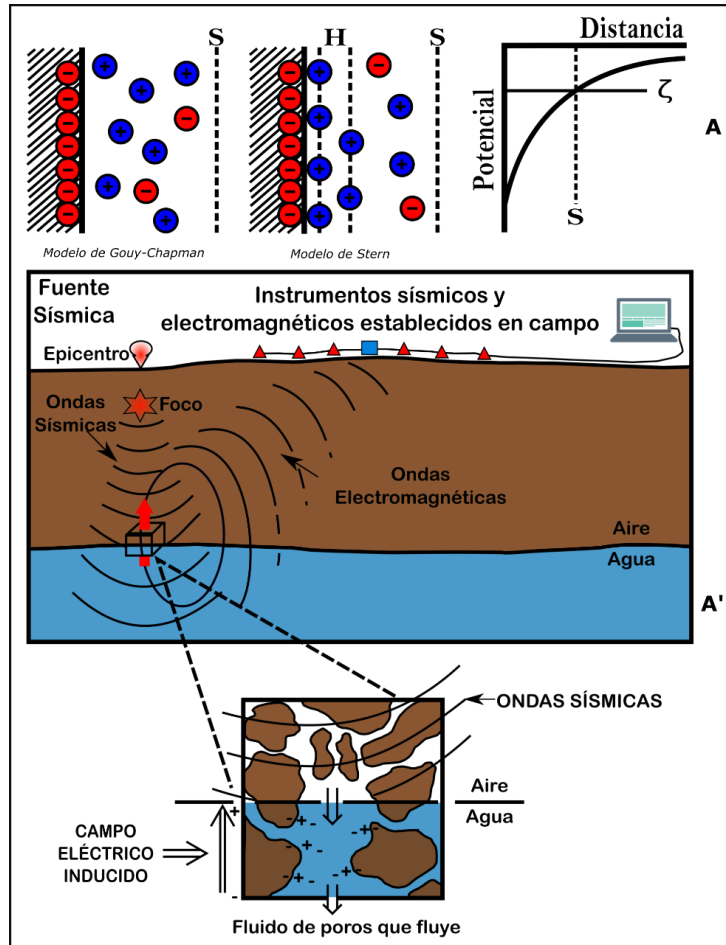


Figura 10. Esquemas representativos de la explicación del efecto electrocinético. A: Representa los modelos de los efectos electroquímicos que se producen por la interacción entre los granos y el movimiento de un fluido dentro de un material poroso por la acción de una fuente sísmica. Los granos se observan a la izquierda del límite y tienen cargas negativas a lo largo de la interfaz. S es el deslizamiento hidrodinámico o plano de corte, H es la capa de Helmholtz y ζ es el potencial zeta (Heinson y Segawa, 1997; Du et al., 2015). A': Los triángulos rojos y el recuadro azul corresponden a los instrumentos de adquisición de información electromagnética y sísmica, respectivamente (Thompson y Gist, 1993).

3.2.2. Conceptos básicos: caracterización de una señal, representación Tiempo-Frecuencia y series de tiempo

En este apartado se presentan una serie de conceptos relacionados con las características básicas de una forma de onda, los cuales son requeridos para comprender con mayor facilidad el análisis de Tiempo-Frecuencia. Así como también, se presentan los términos de *representación Tiempo-Frecuencia* y *series de tiempo*.

En primer lugar, una onda puede definirse como el movimiento de una perturbación. Si cada parte del medio que es perturbado se mueve perpendicularmente al movimiento de la onda se le conoce como onda

transversal. Por otra parte, las ondas longitudinales se diferencian de las anteriores debido a que los elementos del medio experimentan desplazamientos paralelos en la dirección del movimiento de la onda.

Es importante mencionar que las ondas sísmicas producidas por un sismo (mecánicas) requieren de una fuente de perturbación, un medio que pueda ser perturbado y de alguna conexión física o mecanismo por medio del cual las partes adyacentes del medio puedan influirse una con otra. A diferencia de estas, las ondas electromagnéticas se caracterizan por no necesitar un medio (Serway et al., 2013). Las ondas pueden ser distinguidas por aspectos como: amplitud, frecuencia, envolvente y fase, los cuales son descritos a continuación según Serway et al. (2013).

- La amplitud de una onda es una medida que da a conocer la variación máxima de alguna magnitud física que presenta cambios periódicos o cuasi periódicamente en el tiempo. En este estudio, dichas magnitudes corresponderían a la velocidad sísmica, y a los campos magnético y eléctrico de la Tierra.
- La frecuencia se refiere a la cantidad de repeticiones por unidad de tiempo de cualquier evento considerado periódico o cuasi periódico.
- La envolvente de una onda es una curva suave que describe sus extremos; de esta forma, este concepto generaliza el termino de amplitud en *amplitud instantánea*. La función de esta curva puede ser en función del tiempo, espacio, ángulo o incluso de cualquier variable.
- La fase puede ser descrita como el desplazamiento hacia la derecha o izquierda de una señal con respecto a una referencia.

De igual forma, es importante conocer que, tal como mencionan Kristeková et al. (2006, 2009), el contenido espectral instantáneo de una señal (onda) o la evolución en tiempo a cualquier frecuencia de esta pueden ser obtenidos usando la representación Tiempo-Frecuencia (TFR, por su nombre en inglés *Time-Frequency Representation*) de la misma. Una forma de obtener la TFR es usando la transformada de ondícula continua (CWT, por su nombre en inglés *Continuous Wavelet Transform*). La CWT de una señal $s(t)$ es definida por:

$$CWT_{(a,b)}\{s(t)\} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} s(t)\psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (39)$$

donde t es el tiempo de inicio, a el parámetro de escala, b el parámetro traslacional y ψ la ondícula analizada. El asterisco denota la función conjugada compleja. El parámetro de escala a es inversamente proporcional a la frecuencia f (Kristeková et al., 2006, 2009). De esta forma, la TFR de una señal $s(t)$ basada en la CWT, $W(t, f)$, puede ser expresada como:

$$W(t, f) = CWT_{(a,b)}\{s(t)\} \quad (40)$$

$$W(t, f) = \sqrt{\frac{2\pi|f|}{\omega_0}} \int_{-\infty}^{\infty} s(\tau)\psi^*\left(2\pi f \frac{\tau-t}{\omega_0}\right) d\tau \quad (41)$$

La cual se obtiene al escoger una relación entre el parámetro de escala a y la frecuencia f en la forma $a = \omega_o / .2\pi f$, y reemplazando b por t (esto debido a que el parámetro de traslación b es el tiempo). Es debido a lo anterior que $W^2(t, f)$ puede definirse como la distribución de la energía (densidad de energía) de una señal en el plano Tiempo-Frecuencia (Kristeková et al., 2006, 2009).

Una vez es determinada la TFR, es posible definir una envolvente $A(t, f)$ y una fase $\phi(t, f)$ en un punto dado del plano Tiempo-Frecuencia (Kristeková et al., 2006, 2009):

$$A(t, f) = |W(t, f)|, \quad \phi(t, f) = \text{Arg}[W(t, f)]. \quad (42)$$

Por último, uno de los términos que es necesario mencionar en este apartado es el de serie de tiempo, esto debido a que el análisis llevado a cabo tiene como principal datos de entrada las series de tiempo de las señales sísmicas y electromagnéticas registradas y producidas por la ocurrencia de un terremoto. Una serie temporal (serie de tiempo o simplemente *serie*) puede definirse como una secuencia de N observaciones (datos), que se caracterizan por estar ordenadas y equidistantes cronológicamente sobre una o varias características de una unidad observable en diferentes momentos (Gallego-Gómez, 2007)

3.2.3. ObsPy – Python

Obspy es un programa libre que se dedica a brindar un marco de trabajo para el procesamiento de datos sísmológicos usando Python. Se caracteriza por proporcionar analizadores para formatos de archivo comunes, clientes para acceder a centros de datos y rutinas de procesamiento de señales sísmológicas que permiten la manipulación de las series temporales de dichas señales (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011; Krischer et al., 2015). De igual forma, Krischer et al. (2015) definen ObsPy como una biblioteca de Python para sismología cuya principal función es facilitar el desarrollo de paquetes de programas y flujos de trabajo sísmológicos.

Megies et al. (2011) mencionan que este programa libre es basado en Python ya que dentro de la comunidad científica este se perfila como uno de los lenguajes de programación más populares. Se distingue debido a que su sintaxis es fácil de aprender y aplica un estilo de codificación unificado (por ejemplo, mediante el uso de sangrías en lugar de corchetes) que tiene muy poca sobrecarga de flujo de comandos. Además, consideran a Python como una buena opción por estar equipado por una biblioteca estándar potente, fácil de usar y bien documentada; y por su legibilidad no solo para personas con altos conocimientos en computación, sino que también, para estudiantes con poca o ninguna habilidad básica de programación.

3.2.4. Ondas P, S y coda

El conocimiento de las diferentes formas de onda que se producen en el planeta parte del entendimiento de la formación de ondas sísmicas producidas por la deformación de la Tierra sólida, las cuales pueden semejarse a la generación de ondas en una cuerda que es sometida a la deformación al aplicarle la segunda

ley de movimiento de Newton ($F = ma$, donde F es Fuerza, m es masa y a es aceleración). Las ondas sísmicas son estudiadas utilizando conceptos de la mecánica continua, la cual describe el comportamiento de un material deformable continuo formado por partículas tan juntas que la densidad, la fuerza y el desplazamiento pueden considerarse funciones continuas y diferenciables. No obstante, es importante considerar que dicha aproximación se rompe en una escala atómica, pero es apropiada para la mayoría de problemas sismológicos (Stein y Wysession, 2009).

Stein y Wysession (2009) dan a conocer que la propagación de las ondas sísmicas (o elásticas) puede darse de manera compresional y de corte. Además, mencionan que se propagan de manera diferente con velocidades que dependen en diferentes maneras en las propiedades elásticas de los materiales. Por lo cual, estos autores consideran que para comprender los desplazamientos causados por los dos tipos de ondas se debe considerar una dirección de propagación x . En la cual, las ondas de compresión (ondas P) presentan un desplazamiento que tiene una componente distinta de cero solo a lo largo de la dirección de propagación x , motivo por el cual, la dilatación correspondiente es distinta de cero, generando así un cambio de volumen. En otras palabras, los desplazamientos en la dirección de propagación hacen que el material se comprima y se expanda alternativamente conforme la onda se propaga. Por otra parte, el desplazamiento asociado con las ondas de corte (ondas S) se caracteriza por ser de forma perpendicular a la dirección de propagación x , motivo por el cual este tipo de ondas no provoca cambios de volumen, ya que la dilatación que se produce es cero (Figura 11).

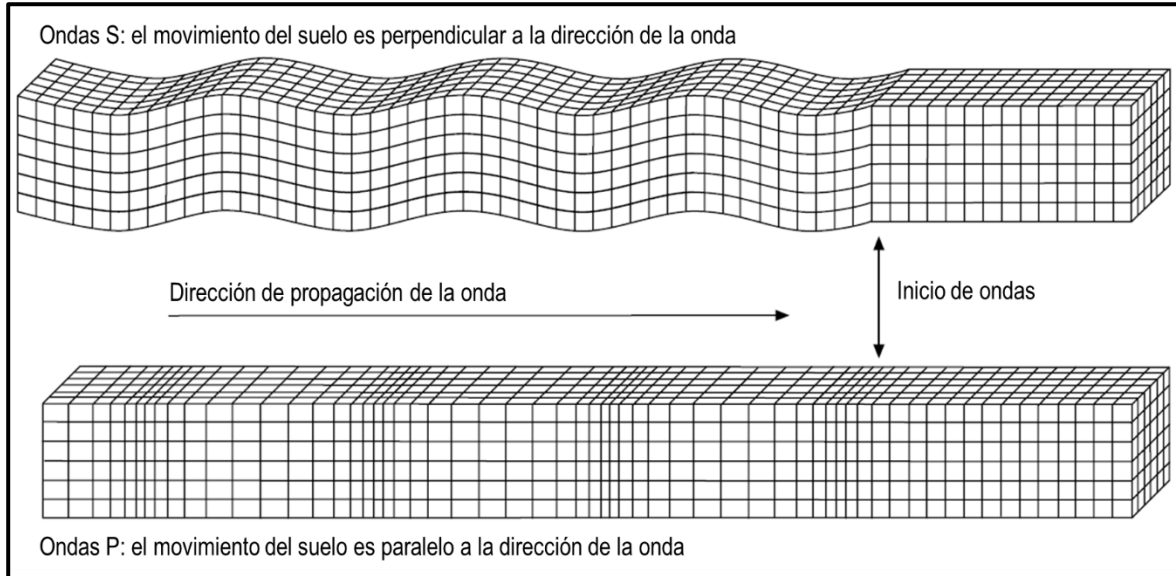


Figura 11. Esquemas idealizados en tiempo de los desplazamientos producidos por las ondas de compresión (ondas P) y de corte (ondas S). El desplazamiento de las ondas S es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, estas ondas distorsionan el material sin ningún cambio de volumen. Un desplazamiento en la dirección de propagación de la onda y un cambio de volumen son producto de las ondas P (Stein y Wysession, 2009).

La comparación de los desplazamientos de las ondas P y S se caracteriza por tener dos direcciones (Stein y Wysession, 2009; Shearer, 2019). Una de estas direcciones corresponde a su propagación y la otra al

cambio del campo (medio) que se propaga. Las ondas compresionales son ejemplos de ondas longitudinales porque el campo de desplazamiento propagado varía en la dirección de propagación (ej. Ondas de sonido en el aire). Por otra parte, las ondas de corte son ejemplos de ondas transversales, porque el campo de desplazamiento que se propaga varía en ángulo recto con la dirección de propagación (Stein y Wysession, 2009; Shearer, 2019).

Una vez mencionado lo anterior, es importante dar a conocer que los sismogramas resultantes de terremotos no siempre consisten en pulsos que evidencian la llegada de las ondas P y S, las cuales posteriormente son reflejadas y convertidas en interfases dentro de la Tierra; sino que por lo general, están dominados por ondas grandes de período más largo que llegan después de las ondas P y S (ondas superficiales) que se caracterizan porque su energía se concentra cerca de la superficie terrestre (Stein y Wysession, 2009; Velásquez-Rocha, 2017). Tal como mencionan Aki y Chouet (1975), uno de los tipos de ondas que se destaca dentro las superficiales son aquellas que corresponden a la parte final de los sismogramas de sismos locales registrados en el rango de corto periodo (1 – 50 Hz), las cuales son nombradas como ondas coda. Según Aki (1969), Lee et al. (1972) y Del Pezzo y Ibañez (1990), las ondas de coda se caracterizan por poseer una contribución de alrededor del 60% en todo el sismograma (Figura 12), por ser independientes de la energía liberada por el sismo, por presentar una duración en función de la magnitud y por presentar una envolvente aproximadamente igual en una misma región. Del Pezzo y Ibañez (1990) manifiestan que este tipo de ondas se distingue dentro de un sismograma por ser la parte donde la amplitud de la onda decrece lentamente (producto de la atenuación) hasta el punto de confundirse con el ruido. Velásquez Rocha (2017) expresa que el decaimiento que se observa en la coda es producto a la acción simultanea de la dispersión de la energía con las heterogeneidades del medio (dispersión), la absorción de la energía por el medio (absorción intrínseca) y la expansión del frente de onda (expansión geométrica).

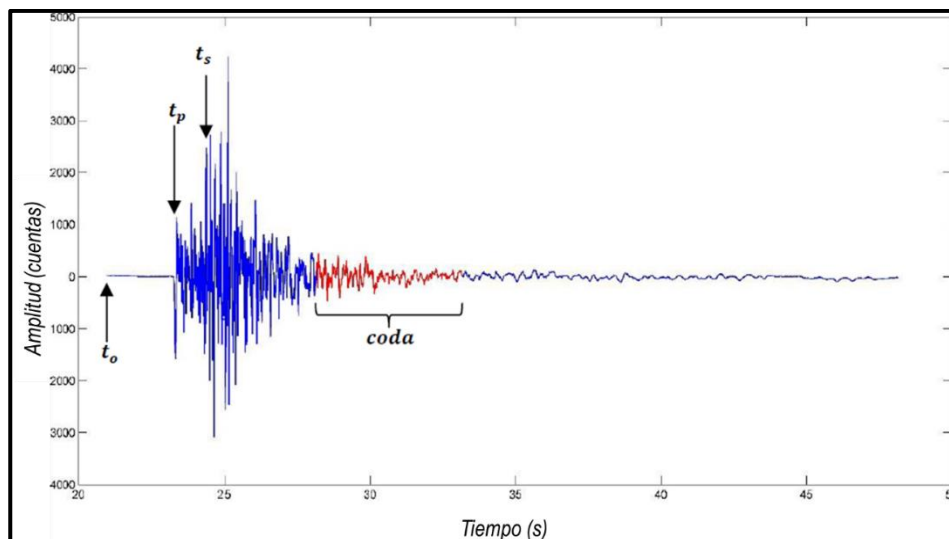


Figura 12. Sismograma que muestra la posición en tiempo de las diferentes ondas. t_0 corresponde al tiempo origen del sismo, t_p y t_s son los tiempos de arribo de la onda P y S, respectivamente; la fracción roja del sismograma son las ondas coda (Velásquez-Rocha, 2017).

3.2.5. Criterios de desajuste y de bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales

El establecimiento de una comparación cuantitativa entre las señales sísmicas y electromagnéticas se hace según los criterios de desajuste y de bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia propuestos por Kristeková et al. (2006, 2009). Ambos criterios se basan en la representación Tiempo-Frecuencia (TFR, por su nombre en inglés *Time-Frequency Representation*) de una señal; la cual, como se mencionó previamente, se caracteriza por permitir observar la evolución temporal del contenido espectral de una señal y por ser obtenidos usando la transformada de ondícula continua (CWT, por su nombre en inglés *Continuous Wavelet Transform*).

Kristeková et al. (2006, 2009) definieron y extendieron el conocimiento de dos funciones de desajuste en términos de la TFR: (1) El desajuste de la envolvente Tiempo-Frecuencia (TFEM, por su nombre en inglés *Time-Frequency Envelope Misfit*) y (2) El desajuste de la fase Tiempo-Frecuencia (TFPM, por su nombre en inglés *Time-Frequency Phase Misfit*). La proyección de los desajustes de Tiempo-Frecuencia en el dominio del tiempo y frecuencia, dan como resultado el desajuste de la envolvente dependiente del tiempo (TEM, por su nombre en inglés *Time-Dependent Envelope Misfit*), el desajuste de la fase dependiente del tiempo (TPM, por su nombre en inglés *Time-Dependent Phase Misfit*), el desajuste de la envolvente dependiente de la frecuencia (FEM, por su nombre en inglés *Frequency-Dependent Envelope Misfit*) y el desajuste de la fase dependiente de la frecuencia (FPM, por su nombre en inglés *Frequency-Dependent Phase Misfit*), respectivamente.

De forma similar al criterio descrito, Kristeková et al. (2009) definieron dos funciones de bondad de ajuste que se encuentran también dentro de la TFR: (1) la bondad de ajuste de la envolvente Tiempo-Frecuencia (TFEG, por su nombre en inglés *Time-Frequency Envelope Goodness-Of-Fit*) y (2) la bondad de ajuste de la fase Tiempo-Frecuencia (TFPG, por su nombre en inglés *Time-Frequency Phase Goodness-Of-Fit*). Las cuales al proyectarse en el dominio del tiempo generan la bondad de ajuste de la envolvente dependiente del tiempo (TEG, por su nombre en inglés, *Time-Dependent Envelope Goodness-Of-Fit*) y la bondad de ajuste de la fase dependiente del tiempo (TPG, por su nombre en inglés, *Time-Dependent Phase Goodness-Of-Fit*); y en el dominio de la frecuencia la bondad de ajuste de la envolvente dependiente de la frecuencia (FEG, por su nombre en inglés *Frequency-Dependent Envelope Goodness-Of-Fit*) y la bondad de ajuste de la fase dependiente de la frecuencia (FPG, por su nombre en inglés *Frequency-Dependent Phase Goodness-Of-Fit*).

Cabe resaltar que los términos de envolvente y fase se consideran para analizar las diferencias de amplitud y frecuencia, respectivamente. Así como también que, el criterio de desajuste Tiempo-Frecuencia es adecuado para la detección de pequeñas diferencias entre las señales y es expresado como valores porcentuales (Kristeková et al., 2006, 2009), a diferencia del criterio de bondad de ajuste Tiempo-Frecuencia, que es apropiado para identificar diferencias significativas entre las señales y toma valores de 0 a 10

(Kristeková et al., 2009); donde cualquier valor menor a 4, entre 4 y 6, 6 y 8, y mayor a 8 es un mal ajuste, un ajuste justo, un buen ajuste, y ajuste excelente, respectivamente (estos valores se basan de la comparación sistemática, llevada a cabo por Anderson (2004), de los componentes horizontales de los movimientos registrados de un terremoto). Tal como se puede observar en la Tabla 1 los valores entre ambos criterios pueden ser relacionados entre sí (Kristeková et al., 2009); permitiendo así, una aplicabilidad razonable en el análisis de señales sísmicas y electromagnéticas producto de un terremoto. Por último, es importante mencionar que el desarrollo de estos análisis de Tiempo-Frecuencia son posibles de hacerse por medio del programa ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011; Krischer et al., 2015).

Tabla 1. Relación de los valores discretos del criterio de bondad de ajuste Tiempo-Frecuencia en relación con los valores del criterio de desajuste Tiempo-Frecuencia. La escala de colores que se muestra es la empleada en el presente análisis. Modificada de Kristeková et al. (2009).

| Desajuste de la envolvente | Desajuste de la fase | Bondad de ajuste Valor numérico | Valor verbal |
|----------------------------|----------------------|------------------------------------|--------------|
| ± 0.00 | ± 0.00 | 10 | Excelente |
| ± 0.11 | ± 0.01 | 9 | |
| ± 0.22 | ± 0.02 | 8 | Bueno |
| ± 0.36 | ± 0.03 | 7 | |
| ± 0.51 | ± 0.04 | 6 | Justo |
| ± 0.69 | ± 0.05 | 5 | |
| ± 0.92 | ± 0.06 | 4 | Pobre |
| ± 1.20 | ± 0.07 | 3 | |
| ± 1.61 | ± 0.08 | 2 | |
| ± 2.30 | ± 0.09 | 1 | |
| $\pm \infty$ | ± 0.10 | 0 | |

4. ESTUDIOS PREVIOS: ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS (EM) Y SU RELACIÓN CON SISMOS

La predicción de corto y mediano plazo de terremotos es uno de los grandes retos que la Ciencia de la Tierra (Nagao et al., 2000) ha estado afrontando desde la década de los 70's. Una forma de afrontar este reto ha sido a través del estudio de la posible existencia de precursores electromagnéticos (EM) asociados con terremotos que se han llevado a cabo en diferentes partes del mundo.

Gokhberg et al. (1982), encontraron un aumento de 15 dB por encima del nivel normal de la amplitud EM registrada en el instrumento de medición (receptor de comunicaciones RCA tipo CR-11A) media hora antes de un terremoto de magnitud 7.0 que ocurrió el 31 de marzo de 1980 en la antigua Unión Soviética. Oike y Ogawa (1986) observaron por medio de un radio receptor anomalías EM de baja frecuencia (163 kHz) horas o días antes y después de la ocurrencia de terremotos cerca de Japón; además, mencionaron que el total de anomalías dependen de la magnitud del evento sísmico principal. Varotsos y Lazaridou (1991) observaron pulsos del campo eléctrico de hasta 250 mV km^{-1} que preceden terremotos en ciertas zonas de Grecia y

reportan cierto éxito en el uso de Señales Sismo-Eléctricas (SES) en la predicción de terremotos (método VAN, Varotsos-Alexopoulos-Nomicos). No obstante, el autor Helman (2020) ha mencionado que el uso de SES para la predicción de terremotos no ha sido considerado seriamente desde los 90's debido al pánico ocasionado en Grecia por las falsas alarmas y a las fuertes críticas hacia el método VAN empleado en ese país.

Park et al. (1993) realizan una revisión exhaustiva de ejemplos representativos de todos los fenómenos y mecanismos informados de todo el mundo relacionados con ondas EM como precursores de terremotos; concluyen que hasta la fecha de publicación de dicho artículo ninguno de los mecanismos que causan los precursores se conoce lo suficientemente bien como para que estos puedan usarse de manera confiable para la predicción de terremotos. De igual forma, sugieren que datos geofísicos complementarios ayudarían a la identificación del origen de dichas ondas. Así mismo, Parrot et al. (1993) realizan otra revisión en relación con los fenómenos Sismo-Electromagnéticos (SEM) de alta frecuencia observados antes y después de la ocurrencia de sismos, estos autores concluyen la existencia de variaciones EM relacionados con la actividad sísmica y volcánica.

Kawate et al. (1998) reportan la visualización de variaciones de ultra baja frecuencia (ULF, por su nombre en inglés *Ultra-Low Frequency*) del campo magnético un mes antes del terremoto de magnitud 8.0 de Guam del 8 de agosto de 1993. Así mismo, Molchanov et al. (1998) hallaron un cambio estadísticamente significativo de señales sub-ionosféricas de muy baja frecuencia (VLF, por su nombre en inglés *Very-Low Frequency*) que inició días antes de la ocurrencia del sismo de magnitud 7.2 de Hyogo-ken Nambu (Kobe, Japón) del 17 de enero de 1996 y continuó algunas semanas después como una oscilación transitoria con un periodo de 10 días. Igualmente, Zlotnicki et al. (2001) analizaron la frecuencia temporal del campo EM registrado desde el 30 de mayo de 1995 al 24 de agosto de 1995 en un lugar ubicado a cientos de kilómetros del terremoto de 21 de julio de 1995 de Yong Deng (China) y observaron una variación sistemática en el dipolo eléctrico antes de que ocurriera el sismo, la cual continuó por alrededor de 2 semanas después de este. Zlotnicki et al. (2001) concluyen que la instrumentación y el sistema de adquisición de datos no generaron las señales y proponen que estas pudieron haberse generado por el efecto electrocinético relacionado con los cambios en el campo de esfuerzos en el ambiente local.

Por otra parte, autores como Kachakhidze et al. (2015) han centrado sus estudios en la formulación de un modelo de generación de emisión de ondas EM registradas antes de un terremoto. Este modelo se basa en análogos físicos de sistemas distribuidos y conservadores, y zonas focales; según el cual, dichos sistemas oscilatorios pueden explicar el proceso de preparación sísmica desde el momento de la aparición de grietas en el sistema, hasta la finalización de la serie de sismos previos, terremotos y réplicas. Schekotov y Hayakawa (2015) analizaron datos meteorológicos y los registros nocturnos de tres magnetómetros localizados a 300 – 1300 km del epicentro del sismo del 11 de marzo de 2011 de Tohoku (Japón). El periodo y el rango de frecuencias de análisis fue de julio de 2008 a junio de 2013 (5 años) y 10 a 150 mHz, respectivamente. Estos autores aplicaron análisis de ondícula para la detección de señales relevantes, a

partir de esto, encontraron variaciones estacionales en las señales EM con máximos de invierno. Así mismo, estas señales presentaron un aumento al acercarse al momento del terremoto y disminuye después de este. Concluyen que este fenómeno puede explicarse por una variación estacional de los parámetros atmosféricos y también por sus variaciones bajo la influencia de la inyección de gas desde la zona focal de un próximo sismo.

El estudio de ondas EM como precursores se ha hecho en países de Latinoamérica como México y Colombia (Flores-Márquez et al., 2007; Márquez-Cruz, 2007; Solano Fino et al., 2021; Vargas et al., 2021). En primer lugar, Flores-Márquez et al. (2007) y Márquez-Cruz (2007) llevaron a cabo mediciones de la variación del potencial eléctrico durante 10 meses (marzo – diciembre) en 1993 en Acapulco – Guerrero, México, a una tasa de 4 muestras por segundo. Durante dicho periodo dos terremotos significativos ocurrieron cerca de su zona de estudio, los cuales presentaron magnitudes de $M_w=6.0$ (15 de mayo) y $M_w=6.6$ (24 de octubre). Por medio del análisis de las series de tiempo, estos autores pudieron observar cambios evidentes que ocurrieron desde 15 días antes del evento del 24 de octubre; es decir, durante la preparación del mecanismo; además, confirmaron la presencia de dicha anomalía a través del uso de un método fractal de Higuchi y un análisis de ondículas. Por otra parte, Solano Fino et al. (2021) observaron posibles precursores EM (principalmente perturbaciones magnéticas) para 13 eventos sísmicos de magnitud mayor o igual a 4.2 que ocurrieron entre el 14 de septiembre – 28 de diciembre de 2016 y el 25 de abril y el 4 de octubre de 2020 en Colombia. No obstante; estos autores no pudieron localizar anomalías eléctricas (SES) evidentes; motivo por el cual, sus resultados no son conclusivos. Por otro lado, Vargas et al. (2021) lograron identificar un cambio en la resistividad aparente 7 horas antes del terremoto de Mesetas, Colombia (Magnitud 6.0 del 24 de diciembre de 2019) y resaltaron que la anomalía fue identificada a la misma profundidad del hipocentro del sismo (13 km).

Es importante dar a conocer que, si bien a lo largo del tiempo se han obtenido diferentes señales EM sospechosas de ser precursoras de sismos, aún se necesitan más investigaciones para poder entender su relación (Gokhberg et al., 1982; Oike y Ogawa, 1986; Varotsos y Lazaridou, 1991; Park et al., 1993; Parrot et al., 1993; Kawate et al., 1998; Molchanov et al., 1998; Nagao et al., 2000; Zlotnicki et al., 2001; Kachakhidze et al., 2015; Schekotov y Hayakawa, 2015; Helman, 2020; Solano Fino et al., 2021; Vargas et al., 2021).

No obstante, es importante mencionar que esta investigación realizada en el Occidente de México (GSPC) se centra en estudiar los cambios EM que ocurren de forma simultánea con la llegada de las ondas sísmicas (variación cósmica), los cuales son más fáciles de identificar que los pre-sísmicos (premonitorios) y podrían contener información útil para el entendimiento del fenómeno EM cortical y la inferencia de los parámetros fuente de los terremotos como la magnitud de este en el momento de su ocurrencia ((Fujinawa y Takahashi, 1998); Nagao et al., 2000; Matsushima et al., 2002; Johnston et al., 2006; Balasco et al., 2014, 2015).

Diversos estudios han realizado investigaciones relacionadas con las ondas EM relacionadas con el paso de ondas sísmicas. Fujinawa y Takahashi (1998) realizaron mediciones subsuperficiales de los cambios del

campo eléctrico y observaron variaciones simultáneas del campo EM con el paso de ondas sísmicas. Concluyen que esto es una clara evidencia que el movimiento de las fallas es acompañado por radiación electromagnética. Sin embargo, Nagao et al. (2000) observaron señales cosísmicas del potencial geoelectrico de varios terremotos en Japón y sus resultados sugieren que las variaciones EM inician con el arribo de las ondas sísmicas debido a efectos locales y no debido a señales eléctricas emitidas desde la fuente sísmica. Este estudio es soportado también por las evidencias de señales EM cosísmicas debido a la ocurrencia del sismo de magnitud 5.1 del 12 de agosto de 1998 en San Juan Bautista, California (Estados Unidos) que encontraron Karakelian et al. (2002). Por otra parte, Honkura et al. (2002) obtuvo datos magnéticos y eléctricos cerca del área focal del sismo de magnitud 7.4 del 17 de agosto de 1999 de İzmit, Turquía. Estudios detallados de dichos datos permitieron observar pequeñas señales que aparecían menos de un segundo antes que las ondas sísmicas. Estos autores concluyen que no se sabe con certeza si el arribo de las ondas EM de forma temprana que las sísmicas es simplemente un aspecto del efecto dínamo sísmico o requiere un nuevo mecanismo de explicación. Relacionado con este último sismo, Matsushima et al. (2002) observaron señales EM cosísmicas. Honkura et al. (2004) examinaron registros MT que estaban adquiriendo datos durante la ocurrencia de los sismos del 26 de mayo y del 26 de julio de 2003 que ocurrieron en Miyagi, Japón, cuyas magnitudes fueron de 7.1 y 6.4, respectivamente. Sus resultados sugieren que las variaciones EM cosísmicas se debe al efecto dínamo-sísmico el cual es controlado por la estructura de resistividad local, lo que indica que dicho efecto es un fenómeno de inducción electromagnética; así mismo, no hay evidencia clara de señales eléctricas y magnéticas precursoras al arribo de la onda P que hayan podido ser detectadas antes del sismo de magnitud 7.1. De igual forma, Johnston et al. (2006) hicieron mediciones precisas de campos magnéticos locales por medio de magnetómetros ubicados cerca de la falla de San Andreas, Parkfield – California (Estados Unidos). Sus resultados reportaron efectos sismo-magnéticos cosísmicos relacionados con el sismo de magnitud 6.0 del 28 de septiembre de 2004 de Parkfield. Durante el sismo de magnitud 7.6 que ocurrió en Bhuj el 26 de enero de 2001, Abdul Azeez et al. (2009) observaron variaciones considerables en términos de frecuencia y amplitud en las series de tiempo de los datos magnéticos obtenidos por equipos MT instalados a aproximadamente 350 km del epicentro. Widarto et al. (2009) evidenciaron anomalías EM cosísmicas que ocurrieron con el arribo de la onda sísmica P del sismo de magnitud de 7.9 del 4 de junio de 2000 de Bengkulu, Indonesia. Sus resultados sugieren que estos cambios son generados por el efecto electrocinético asociado con la propagación de ondas sísmicas a través de un reservorio de agua subterránea somero.

Recientes investigaciones se han hecho con el fin de comparar de forma cuantitativa las ondas EM registradas casi simultáneamente con el arribo de ondas sísmicas. La aplicación de los criterios de Kristeková et al. (2006, 2009) basados en la Representación Tiempo-Frecuencia (TFR, por su nombre en inglés *Time-Frequency Representation*) han permitido concluir que las formas de onda de las diferentes señales son similares entre sí (Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020).

Si bien la literatura ha demostrado que existe ha demostrado la existencia de cambios anómalos en el campo eléctrico y magnético de la Tierra que ocurren durante la ocurrencia de un sismo, el mecanismo físico que

puede generar este fenómeno aún no está claro ((Fujinawa y Takahashi, 1998); Nagao et al., 2000; Honkura et al., 2002, 2004; Karakelian et al., 2002; Matsushima et al., 2002; Johnston et al., 2006; Abdul Azeez et al., 2009; Widarto et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020). Ujihara et al. (2004) instalaron dos equipos MT en un mismo lugar, uno enterrado y otro ubicado sobre el suelo, con el fin de demostrar que las variaciones EM no se deben a las vibraciones que sufren estos equipos durante un sismo. Sus resultados concluyen que en el paso de la ondas sísmicas ambos arreglos midieron la misma variación en los campos eléctrico y magnético. Así mismo, el desarrollo de experimentos de campo y laboratorio corroboran la existencia de un acoplamiento entre las anomalías EM observadas con el arribo de las ondas sísmicas (Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020); varios autores han propuesto diversos mecanismos que podrían explicar la ocurrencia de estos. El efecto dinamo-sísmico fue propuesto por Honkura et al. (2004), este efecto supone que el paso de una onda sísmica que se desplaza a través del medio (corteza terrestre) a una velocidad v induce un movimiento de los iones del agua subterránea contenida en los poros de las rocas debido a la presencia del campo magnético de la Tierra B . Por otra parte, el efecto electrocinético (Thompson y Gist, 1993; Pride, 1994; Heinson y Segawa, 1997; Garambois y Dietrich, 2001; Gao y Hu, 2010; Rodríguez-Pérez et al., 2020) explica que la propagación de ondas sísmicas y EM acopladas se genera debido a la doble capa electroquímica que existe a lo largo de los límites del grano sólido y el fluido electrolítico.

5. DATOS EMPLEADOS

La presente investigación es financiada por el proyecto PAPIT-UNAM IA103221 “Evaluación geotérmica y determinación de la fuente magmática en el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC)” (Corbo-Camargo, 2020) y el proyecto DEMITZ (Mid-to-Deep-crustal **E**lectromagnetic Investigation of Tepic-**Z**acoalco Rift: Exploring Magmatic Systems and Electrical Anisotropy in Western Mexico) (Junge y Castro, 2019), los cuales pretenden determinar la estructura interna del GSPC e investigar el RTZ, respectivamente, por medio de modelados geofísico-geológicos con el fin evaluar el potencial geotérmico en el BJ. Motivo por el cual, se optó por usar el método MT (73 sondeos EM - 56 estaciones MT y 17 LEMI; Figura 13) con el fin de cumplir los objetivos de dichos proyectos, esto debido a su profundidad de penetración y buena resolución lateral capaz de distinguir diferentes litologías o medios geológicos; la presencia de agua; la presencia de fallas; diferentes tipos de alteración mineralógica e hidrotermal por la presencia de arcillas; cambios de temperatura; etc. Lo cual puede ser interpretado a partir de la estructura de conductividad que resulta del modelado de datos MT (Wright et al., 1985; Johnston et al., 1992; Pellerin et al., 1996; Cumming et al., 2000; Wannamaker et al., 2002, 2004; Volpi et al., 2003; Oskooi et al., 2005; Newman et al., 2008; Ámason et al., 2010; Cumming y Mackie, 2010; Oskooi y Manzella, 2011; Corbo-Camargo, 2013; Piña-Varas et al., 2014; Kalscheuer et al., 2015; Heise et al., 2016; Didana et al., 2017; Arzate et al., 2018; Corbo-Camargo et al., 2020; Romo, 2021). Por otra parte, el análisis de Tiempo-Frecuencia requiere del registro de las series de tiempo de las señales magnéticas, eléctricas y sísmicas que pudieron haber sido generadas por la acción de un terremoto. Es por

lo anterior que, el siguiente subcapítulo da a conocer la ubicación de los diferentes instrumentos empleados en campo, la forma de adquisición de datos estos y los eventos sísmicos que son objeto del presente estudio.

5.1. Localización de los sondeos electromagnéticos y sísmicos

Se adquirieron 73 sondeos EM (56 estaciones MT y 17 LEMI) y se usó la información de tres estaciones sísmicas (dos de la red local implementada en esta investigación y una de la red sísmica nacional; Figura 13), las cuales abarcaron un área aproximada de 8,700 km² que cubre el RTZ, dentro del cual se encuentra el GSPC. Tal como se puede observar en la Figura 13, de las 73 estaciones EM mencionadas solo seis (6) MT y siete (7) LEMI fueron consideradas para el desarrollo de esta investigación. Lo anterior se debe a que estas estaciones registraron suficiente información para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o su ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia de alguno de los sismos objeto de estudio (Figura 14). Tres de las estaciones MT se localizan hacia el norte del volcán Tepetitlic; dos hacia el Suroriente y Suroccidente de los volcanes Domo de San Pedro y Ceboruco, respectivamente; y una hacia la costa del Océano Pacífico. Por otra parte, tres de las estaciones LEMI se encuentran en cercanía del volcán Domo de San Pedro, tres hacia el Oriente y sur del volcán Ceboruco, y una hacia el norte del volcán Tepetitlic. Por último, las estaciones sísmicas se caracterizan por estar ubicadas aproximadamente en la zona central de la zona de estudio. Las estaciones MT L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E fueron las seleccionadas para la realización de la inversión de datos con las que se obtuvo los modelos de resistividad 1D de los puntos donde se ubicaron (Figura 13).

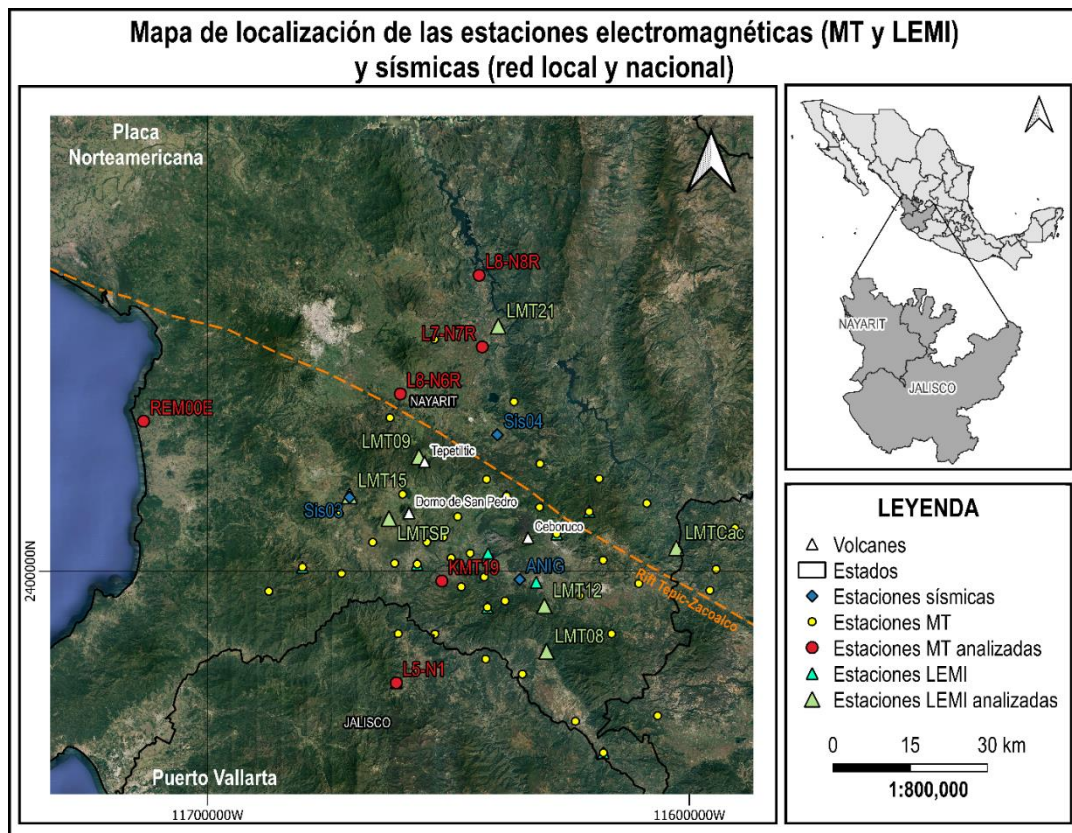


Figura 13. Ubicación de las estaciones MT (círculos) y LEMI (triángulos) que comprenden los proyectos PAPIT-UNAM IA103221 “Evaluación geotérmica y determinación de la fuente magmática en el Graben San Pedro-Ceboruco (GSPC)” (Corbo, 2020) y el proyecto DEMITZ (Mid-to-Deep-crustal Electromagnetic Investigation of Tepic–Zacoalco Rift: Exploring Magmatic Systems and Electrical Anisotropy in Western Mexico) (Junge y Castro, 2019). Las estaciones resaltadas en círculos de color rojo (MT), triángulos verdes (LEMI) y rombos azules (sísmicas) son las que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo. Las estaciones MT L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E fueron las seleccionadas para la realización de la inversión de datos con las que se obtuvo los modelos de resistividad 1D.

5.2. Adquisición de datos electromagnéticos y sísmicos

La campaña total de adquisición de datos duró cerca de 160 días (23 de octubre 2021 – 17 de marzo 2022; 11 – 24 de abril de 2022), la cual puede dividirse en cuatro subcampañas de adquisición por medio de instrumentos MTU-5A, cuatro con instrumentos LEMI-417M y tres para estaciones sísmicas, tal como se puede observar en la Figura 14. Las ventanas de tiempo para los datos con instrumentos MTU-5A (barras rojas) fueron entre el 30 de noviembre y el 11 de diciembre de 2021 (11 días); el 13 de enero y el 04 de febrero de 2022 (22 días); el 24 de febrero y el 17 de marzo de 2022 (21 días); y el 11 y 24 de abril de 2022 (13 días). Las ventanas de tiempo de los datos con instrumentos LEMI (barras verdes) fueron entre el 23 de octubre y el 01 de diciembre de 2021 (39 días); el 09 de diciembre de 2021 y el 13 de enero de 2022 (35 días); el 22 de enero y el 03 de febrero de 2022 (12 días); y el 04 de febrero y el 17 de marzo de 2022 (41 días). Por otra parte, las ventanas de tiempo de adquisición de datos sísmicos (barras azules) fueron entre el 18 de octubre y el 08 de diciembre de 2021 (51 días); el 09 de diciembre de 2021 y el 13 de enero de 2022 (35 días); y el 18 de enero y el 03 de febrero de 2022 (16 días).

Los equipos EM utilizados fueron 4 Phoenix MTU-5A y 5 LEMI-417M; los sondeos MT se midieron en el espectro de frecuencias MT (2400, 150 y 15 Hz) por periodos de hasta 60 horas en promedio; los sondeos LEMI con una frecuencia de 1 Hz (LMT) con periodos de muestreo promedio de 21 días. Con respecto a las estaciones sísmicas, la estación sísmica ANIG (Ahuacatlán) de la red sismológica de banda ancha permanente del SSN (compuesta por 62 Observatorios Sismológicos Estándar) cuenta con un sismómetro (STS-2) con respuesta plana de 120 o 240 Hz (hasta 50 Hz) y un acelerómetro (Kinematics FBA 23); ambos de tres componentes. Además, de un digitalizador de 24 o 26 bits que permite almacenar de manera local y enviar a través de los distintos medios de comunicación utilizados la información generada (SSN, 2022). Por otra parte, las dos estaciones temporales de periodo corto locales están conformadas por un digitalizador DATA-CUBE³ acoplado a un sismómetro Lennartz LE-3D MkIII (Lennartz Electronic, 2016), y cuentan con una frecuencia de muestreo de 200 Hz. Las ventanas de tiempo (números enmarcados en recuadros de color gris en la Figura 14) que se emplearon para la comparación de los registros eléctricos, magnéticos y sísmicos se basan en los días de adquisición de las estaciones MT con tasa de muestreo de 15 Hz (barras rojas), esto debido a que era la única de las tres frecuencias de muestreo que adquiriría datos de forma continua. Además, es importante mencionar que los eventos sísmicos No. 2 (13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Mw: 4.1 – Profundidad: 13.5 km) y No. 3 (13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Mw: 3.9 – Profundidad: 7.7 km) se encuentran registrados en la tercera ventana de tiempo y tal como se observa en la

Figura 14, en la fecha de ocurrencia de estos sismos no se encontraba en campo estaciones sísmicas locales, motivo por el cual se optó por usar los registros de la estación ANIG. Así mismo, el evento No. 4 (22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Mw: 6.0 – Profundidad: 10.0 km) no cuenta con un registro en una estación MT, por lo que la comparación de las señales se hizo con las estaciones LEMI. El evento No. 1 (28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km) es el único de los cuatro que cuenta con el registro en los tres diferentes tipos de estaciones.

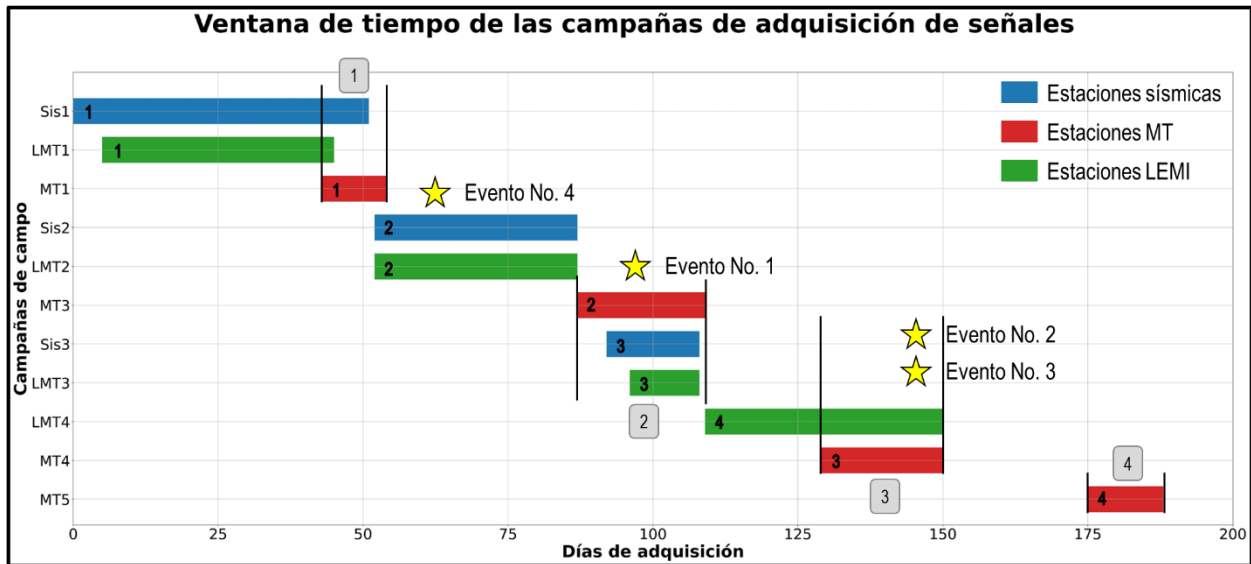


Figura 14. Cronología de las campañas de campo en las que se adquirieron las señales sísmicas y electromagnéticas. Sis: Estaciones sísmicas (barras azules). LMT y MT: Estaciones magnetotélúricas de 1 Hz (barras verdes) y 15 Hz (barras rojas), respectivamente. Los números enmarcados en recuadros grises corresponden a las ventanas de tiempo revisadas para el análisis de Tiempo-Frecuencia y las estrellas amarillas el tiempo de ocurrencia de los sismos. Las estrellas corresponden a la disposición temporal de los eventos objeto de estudio.

Los equipos MTU-5A son fabricados por Phoenix Geophysics LTD y se caracterizan por ser una unidad de adquisición, de filtrado y de amplificación de la señal, contenida en un módulo de pre-procesado y almacenamiento de información, lo que permite la obtención de datos en un rango de frecuencia de 10,400 Hz a 0.0003 Hz (Phoenix Geophysics, 2005); sin embargo, en esta investigación solo se usó el rango MT (a partir de los 600 Hz, aproximadamente). Estos equipos están conformados por tres sensores magnéticos y cinco electrodos porosos (cuatro de ellos para los dipolos eléctricos y uno de ellos para “aterrizar” el equipo).

La instalación de sondeos MT inicia con la determinación de un área de aproximadamente 2,500 m² donde se adquirirán los datos, la cual debe estar en una zona topográfica plana o relativamente plana que permita la correcta orientación de los dipolos eléctricos; además, debe estar alejada de cercas eléctricas, caminos, carreteras y torres de alta tensión. Es a partir del punto central de dicha zona donde los electrodos son orientados de forma norte-sur (E_x) y este-oeste (E_y) a una distancia entre 25 – 40 m; formando así, dipolos eléctricos de 50 – 80 m. Los electrodos son instalados en un pozo de 30-60 cm de profundidad previamente excavado; en este proceso, usar agua con sal o bentonita permite un buen contacto entre el electrodo y el

suelo. Por último, se usa un cable coaxial que conecta cada electrodo con el equipo/console central. El quinto electrodo (“tierra”) es instalado a un metro de distancia del equipo central.

Los dipolos eléctricos instalados forman cuatro cuadrantes que sirven como guía para la instalación de las bobinas magnéticas, las cuales permiten medir los campos H_x , H_y y H_z . Estas deben estar alejadas de los electrodos y de la consola central; además, para evitar la influencia de los cambios de temperatura debidos a la radiación solar y la afectación por efectos externos (daños de animales) son enterradas en una zanja de 20 cm de profundidad. Una bobina es orientada de forma norte-sur (H_x), otra de este-oeste (H_y) y la tercera se ubica en posición vertical (H_z). La orientación de las bobinas se hace por medio de la brújula y su nivelación con un nivel de línea. La bobina H_z es enterrada en un pozo que equivale a un medio o tres cuartos de su longitud, esto con el fin de evitar su movimiento durante la adquisición de los datos (Figura 15).

Los parámetros como las ganancias para los datos eléctricos y magnéticos, el ángulo de declinación magnética, el tipo de acoplamiento entre los electrodos y la consola central, los filtros, el tiempo de muestreo, los horarios de adquisición, los números de serie y el tipo de bobinas usadas, el tipo de sondeo que se va a adquirir y la información general del sitio implementada para la adquisición de datos MT son establecidos por medio del programa del fabricante.

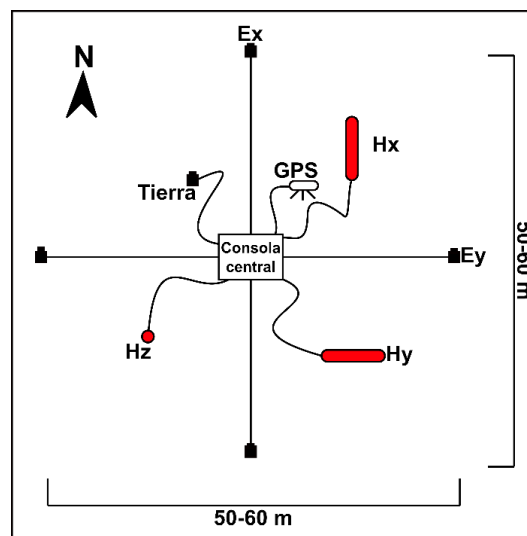


Figura 15. Esquema representativo de la configuración de un sondeo MTU-5A. En este se observa que en cada cuadrante formado por los dipolos eléctricos (E_x y E_y) se establecen las bobinas magnéticas (H_x , H_y y H_z) (Phoenix Geophysics, 2005).

Por otra parte, los LEMI-417M son fabricados por El Centro del Instituto de Investigación Espacial de Lviv (Lviv Centre of Institute for Space Research), y se caracterizan por medir frecuencias más bajas (1,000 Hz a 0.00001 Hz) y por poseer sensores magnéticos *flux-gate* (FG), que miden los tres componentes del campo magnético (LCISR, 2009). La instalación de estos equipos parte con la realización de un agujero donde se instalará el sensor FG que previamente se había fijado sobre el soporte rígido no magnético y no metálico suministrado por el fabricante. Seguido de lo anterior, se debe presionar el soporte contra el suelo para

nivelarlo y orientarlo; la orientación precisa se hace por medio de las lecturas del magnetómetro (rotación del sensor para lograr el valor cero de la componente Y (este) con el fin de que la componente X señale exactamente el norte magnético), una vez orientado, se aprietan los tornillos para fijar el sensor y se inicia la instalación de los electrodos, cuyo procedimiento es igual al empleado para los equipos MTU-5A. La instalación de los equipos LEMI finaliza con la conexión de los cables del sensor FG, de la antena GPS y el de alimentación con los conectores “FG SENSOR”, “GPS” y “+12V”, respectivamente, sumado con el acoplamiento de las líneas eléctricas a los postes de unión en el terminal de los electrodos; las direcciones normales de los pares de líneas telúricas deben ser: La primera línea – positiva (terminal ROJA) al norte y negativa (terminal NEGRA) al Sur; y la segunda línea: positiva al este, negativa al oeste. Las direcciones de las líneas 3 y 4, si se usan, deben ser elegidas por el operador. Es importante mencionar que sin esta conexión los canales telúricos serán inestables e incluso pueden estar en saturación; así mismo, se recomienda que, si alguno de los canales telúricos no está en uso, se debe cortocircuitar el par de terminales correspondiente y acoplarse al conector de tierra, el cual es se conecta cerca del sensor (LCISR, 2009).

El proceso de instalación de las estaciones sísmicas es relativamente sencillo, pues solo consta de la conexión del digitalizador DATA-CUBE³ (acoplado al sismómetro Lennartz LE-3D MkIII - Lennartz Electronic, 2016) con la fuente de energía (batería), seguido de la conexión de la antena GPS externa y termina con un lapso de espera (tres – cinco minutos) para la recepción de señal GPS. Las luces LED roja y azul parpadeando cada segundo indicaban que el sismómetro estaba correctamente instalado y registrando datos (Digos Potsdam, 2020). Debido a que las estaciones iban a estar en lugares remotos expuestas al sol, lluvia e interacción con seres humanos y animales, el digitalizador junto con el sismómetro y la batería fueron introducidos en cajas plásticas que posteriormente fueron enterradas en un hoyo previamente excavado de aproximadamente 0.8 m de largo, 0.5 m de ancho y 0.6 m de hondo. La antena GPS no se enterró para tener una mayor recepción de satélites (Figura 16).



Figura 16. Enterramiento de las estaciones sísmicas locales con el fin de prevenir interrupciones y/o problemas en la adquisición de datos.

5.3. Eventos sísmicos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) objeto de estudio

De acuerdo con el objetivo de esta investigación, se revisaron un total de 832 eventos sísmicos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2022 – Anexo 1) que ocurrieron entre el 30 de noviembre y el 11 de diciembre de 2021 (107 eventos); el 22 de diciembre de 2021 (1 evento - No. 4); el 13 de enero y el 04 de febrero de 2022 (284 eventos); el 24 de febrero y el 17 de marzo de 2022 (296 eventos); y el 11 y 24 de abril de 2022 (144 eventos), los cuales presentaron magnitudes mayores o iguales a 3.0 y su epicentro se encontraba dentro de un radio de 400 km alrededor de la zona de estudio (Figura 19). El 96.03 % de los sismos revisados (799) presentaron magnitudes entre 3.0 y 3.9, el 3.97 % restante corresponde a 32 sismos con magnitudes entre 4.0 y 4.9 (3.85 %) y a uno de magnitud 6.0 (0.12%). En relación con su distancia epicentral desde la zona de estudio, el 84.38 % (702) fueron reportados en un rango entre 200 – 400 km y el 15.62 % en un rango menor a 200 km. De los sismos descritos, solo 4 fueron registrados por equipos MT (Figura 17), los cuales corresponden a los eventos objeto de estudio de esta investigación.

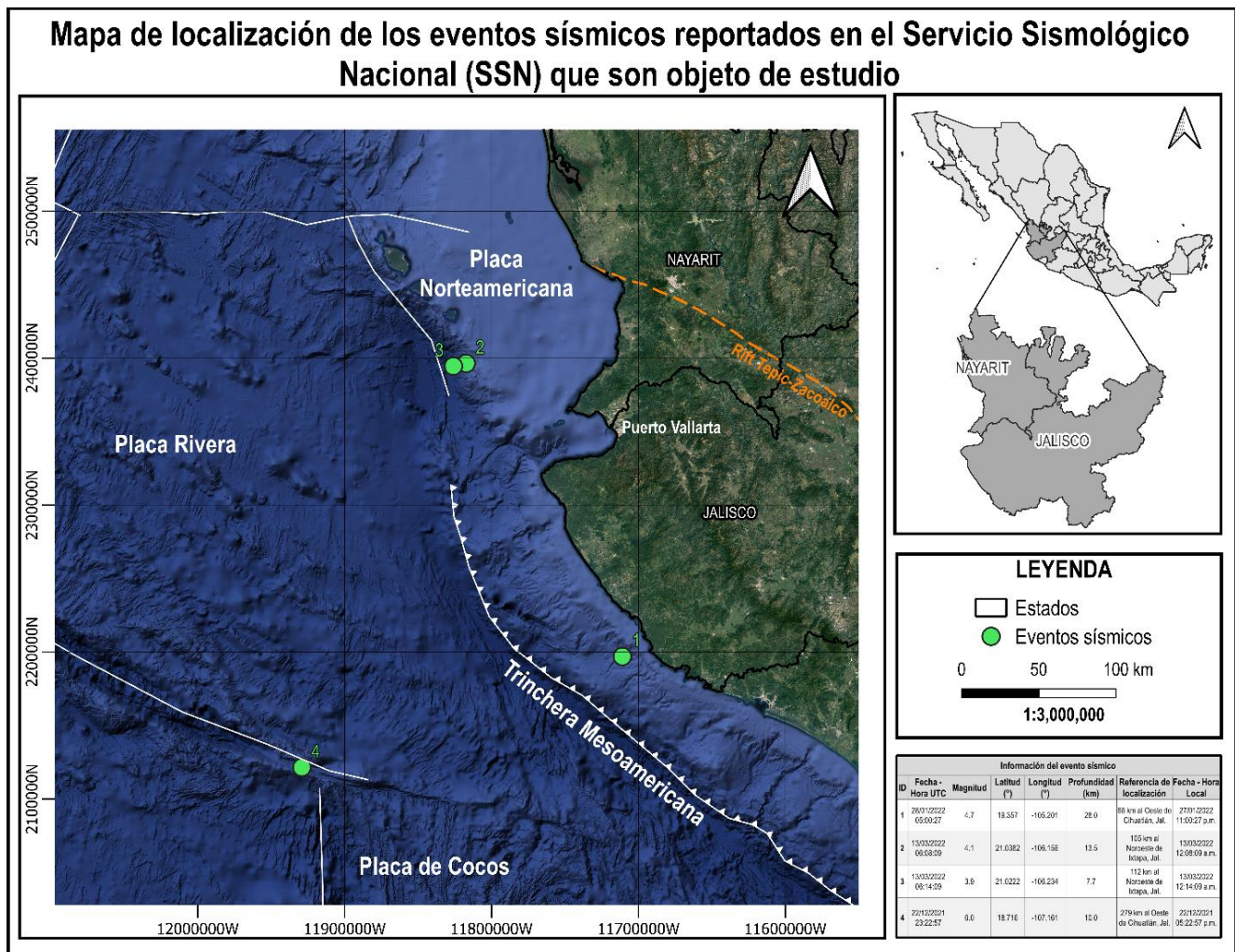


Figura 17. Ubicación de los cuatro sismos objeto de estudio que fueron reportados por el SSN (2022) entre los meses de diciembre de 2021 y marzo de 2022.

En la Tabla 2 se dan a conocer la magnitud (M_w), coordenadas (latitud (°) – longitud (°)), fecha UTC (*por su nombre en inglés, Universal Time Coordinated – Tiempo Universal Coordinado*) y local, referencia geográfica, distancia epicentral aproximada (km) y profundidad (km) de ocurrencia de los eventos anteriormente mencionados. De igual forma, se presentan las estaciones sísmicas, magnetotéluricas y LEMI que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo.

Tabla 2. Información de los eventos sísmicos de interés, y estaciones sísmicas y magnetotéluricas en las que son registrados y/o coinciden con la ventana de tiempo de ocurrencia del sismo.

| Información del evento | | | | | | | | | Estaciones | | |
|------------------------|------------------------|--------------------|-------------|--------------|------------------|------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|------------|-------------------------------------|--|
| ID | Fecha - Hora UTC | Magnitud (M_w) | Latitud (°) | Longitud (°) | Profundidad (km) | Referencia de localización | Fecha - Hora Local | Distancia epicentral aproximada (km) | Sísmica | MT | LEMI |
| 1 | 28/01/2022 05:00:27 | 4.7 | 19.357 | -105.201 | 28.0 | 68 km al Oeste de Cihuatlán, Jal. | 27/01/2022 11:00:27 p.m. | 215.0 | AZT_Sis04 | 1. L5-N1 2. KMT19 3. L8-N8R | 1. LMT21 |
| 2 | 13/03/2022 06:08:09 | 4.1 | 21.0382 | -106.156 | 13.5 | 105 km al Noroeste de Ixtapa, Jal. | 13/03/2022 12:08:09 a.m. | 161.0 | ANIG | 1. L7-N7R 2. L8-N6R 3. REM00E | 1. LMT_San_Pedro 2. LMT_Cacalutan |
| 3 | 13/03/2022 06:14:09 | 3.9 | 21.0222 | -106.234 | 7.7 | 112 km al Noroeste de Ixtapa, Jal. | 13/03/2022 12:14:09 a.m. | 169.0 | ANIG | 1. REM00E | 1. LMT_San_Pedro 2. LMT_Cacalutan |
| 4 | 22/12/2021 23:22:57 | 6.0 | 18.716 | -107.161 | 10.0 | 279 km al Oeste de Cihuatlán, Jal. | 22/12/2021 05:22:57 p.m. | 382.0 | AZT_Sis03 | N/A | 1. LMT15 2. LMT12 3. LMT09 4. LMT08 |

6. METODOLOGÍA

Las metodologías empleadas para la obtención de los diferentes modelos 1D de resistividad de las estaciones L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E, y para llevar a cabo el análisis Tiempo-Frecuencia de las señales EM y sísmicas están conformadas por 4 fases, tal como se puede observar en la Figura 18 y en la Figura 21, respectivamente.

6.1. Aplicación del método MT

Primeramente y a partir de los datos adquiridos y descargados al computador, el procesado de las series de tiempo de las componentes de los campos eléctrico (E_x y E_y) y magnético (H_x , H_y y H_z) para la generación el tensor de impedancia electromagnético, del cual se obtiene las curvas de resistividad y fase, corresponde a la primera etapa de la metodología (fase 1 – *procesamiento* – Figura 18). Esta parte consiste en la transformación al dominio de la frecuencia de las series de tiempo a partir de la transformada de Fourier. Esta transformación consiste en la segmentación de la serie de tiempo en tramos cortos de igual longitud, que contienen menos puntos muestra que la serie de tiempo completa, a los cuales se les aplica la

transformada de Fourier (Phoenix Geophysics, 2005). Finalmente, se calcula el tensor de impedancia EM por medio del producto cruzado entre las componentes $H_x - E_y$, y $H_y - E_x$. Una vez hecho lo anterior, se hace la edición de los productos cruzados (Phoenix Geophysics, 2005). Con el objetivo de eliminar los datos que tienen una alta dispersión, la edición se realiza en cada sondeo y para cada frecuencia procurando que las curvas de resistividades y fases muestren un comportamiento suave y en tendencia. Por último, la información es exportada en un archivo de Intercambio de Datos Electrónicos (*edi*, por su nombre en inglés *Electronic Data Interchange*) que contiene toda la información relacionada con los sondeos (datos generales, localización, tiempo de adquisición, información del procesamiento, número de frecuencias, filtros usados, entre otras). Es importante mencionar que este es el archivo que se importa al programa de inversión de datos MT, en el cual también es posible una edición de las curvas (Geosystem, 2008).

Posterior a la edición de las curvas de resistividad aparente vs período, se debe hacer la corrección por corrimiento estático (*static-shift*), la cual se realiza considerando un promedio de la resistividad aparente inicial de los diferentes sitios (Sternberg et al., 1988). El procedimiento consiste en agrupar los sondeos realizados sobre una misma litología y posteriormente realizar el promedio mencionado. No obstante, las estaciones procesadas en esta investigación no sufrieron de algún cambio en la respuesta inductiva regional producto de las distribuciones de carga y de corriente ubicadas en zonas de discontinuidad de pequeños cuerpos superficiales; motivo por el cual no fue necesario hacer dicha corrección (fase 2 – Figura 18).

La tercera fase (Figura 18) consistió en la inversión unidimensional de los datos utilizando el algoritmo de Occam (Constable et al., 1987) sobre el invariante de las curvas de resistividad y fase (Geosystem, 2008). Dicho invariante se hizo por medio de la raíz del producto de los valores de los elementos anti diagonales de las curvas de resistividad aparente ($Z_{xy} - Z_{yx}$) (Geosystem, 2008). El invariante puede definirse como una curva suavizada que contiene rasgos primarios de conductividad cuando la distorsión en el sitio no es extrema (Almaguer-Rodríguez, 2013).

Por último, el procedimiento metodológico (Figura 18) termina con la obtención de los modelos 1D de la resistividad eléctrica en Ohm.m y su interpretación (Figura 23). Para ello se utilizó el programa WinGLink®, el cual ofrece un poderoso conjunto de herramientas para análisis, control de calidad, procesamiento y modelado de datos de resistividad adquiridos en campo para producir un modelo de interpretación completamente integrado (Geosystem, 2008). Los resultados se relacionaron con los modelos 2D de resistividad eléctrica de los perfiles L1 y MT-3 de los estudios precedentes de Alvarez et al. (2021) y Corbo-Camargo et al. (2013), respectivamente (Figura 23).

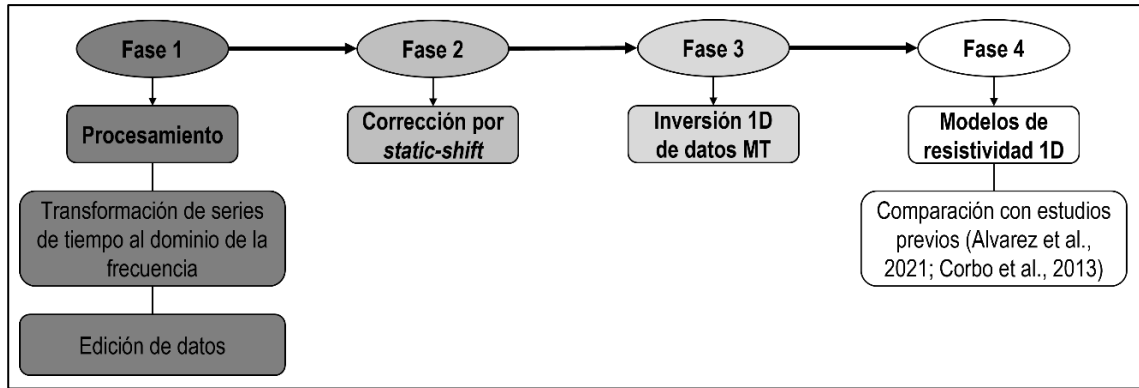


Figura 18. Flujograma de trabajo empleado para la inversión y obtención de los modelos de resistividad 1D de las estaciones L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E.

6.2. Análisis Tiempo-Frecuencia

La fase 1 (*adquisición de información* – Figura 21) consistió en la instalación de los diferentes instrumentos en campo con el fin de obtener las series de tiempo de las señales sísmicas, eléctricas y magnéticas; y en la recopilación y posterior revisión de información secundaria relacionada con los estudios hechos sobre los efectos electrocinéticos producto del movimiento de fluidos electrolíticos acumulados en un medio poroso; las diferentes características y comparaciones de señales; y de los efectos electromagnéticos que se puedan ser generados por la acción de un evento sísmico. Dichos trabajos se encuentran compilados y sintetizados en subcapítulo relacionado con los fundamentos teóricos del análisis Tiempo-Frecuencia.

Por otra parte, la segunda fase (*eventos sísmicos* – Figura 21) se caracterizó por la búsqueda de los sismos (Anexo 1) que ocurrieron en las diferentes ventanas de tiempo mencionadas (Figura 14). La búsqueda realizada se distingue por haber recopilado eventos con magnitud mayor o igual a 3.0 cuyo epicentro se encontraba dentro de un radio de 400 km alrededor de la zona de estudio (Figura 19). Una vez recopilados los eventos, se hizo la visualización de cada uno de estos (832) en el programa *Synchro Time Series Viewer* (*SyncTSV* – desarrollado por Phoenix Geophysics LTD; Phoenix Geophysics, 2005), el cual permite mostrar y analizar hasta cinco canales de datos magnetotelúricos (componentes N-S y E-W del campo eléctrico y componentes N-S, E-W y Z del campo magnético terrestre) al mismo tiempo (Figura 20).

Mapa de visualización del área de influencia usada en la búsqueda de eventos sísmicos en el Servicio Sismológico Nacional (SSN)

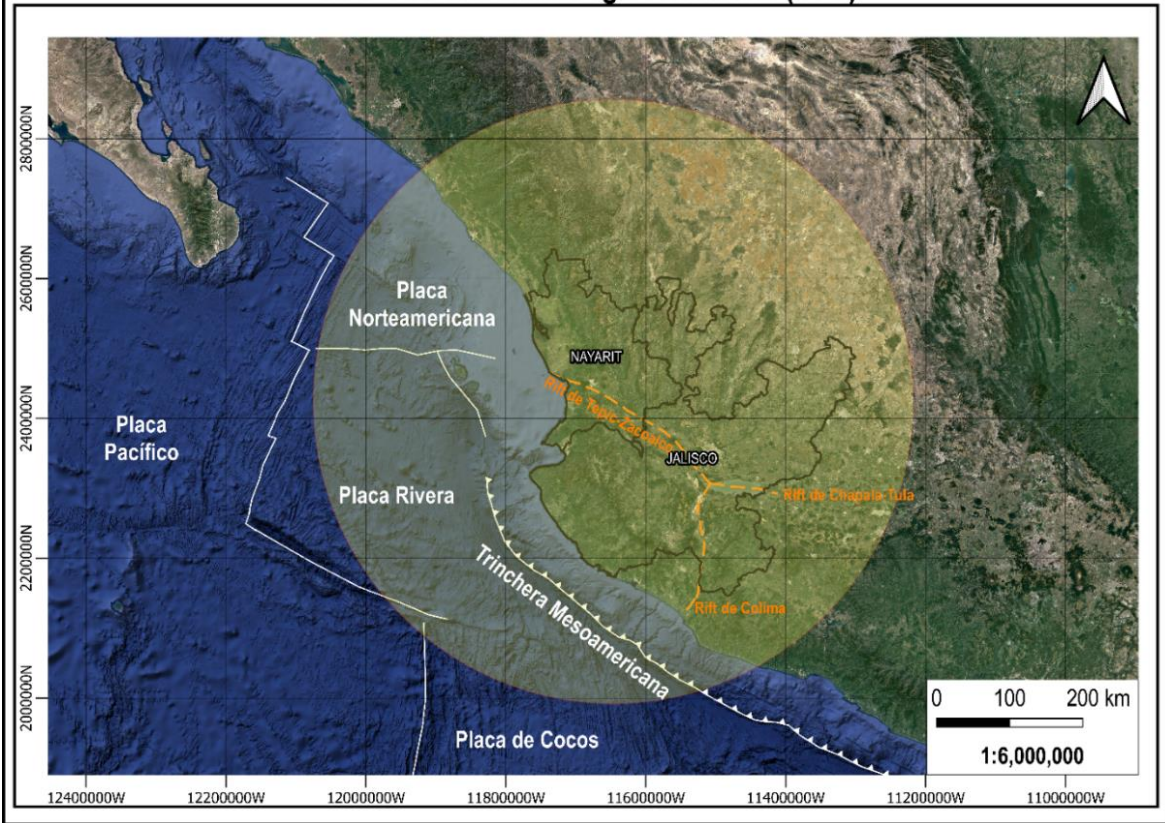


Figura 19. Zona de influencia (circulo amarillo) en la que se hizo la búsqueda de los eventos con magnitud mayor o igual a 3.0 que ocurrieron en las ventanas de tiempo 1 (30 de noviembre y el 11 de diciembre de 2021), 2 (13 de enero y el 04 de febrero de 2022), 3 (24 de febrero y el 17 de marzo de 2022) y 4 (11 y 24 de abril de 2022).

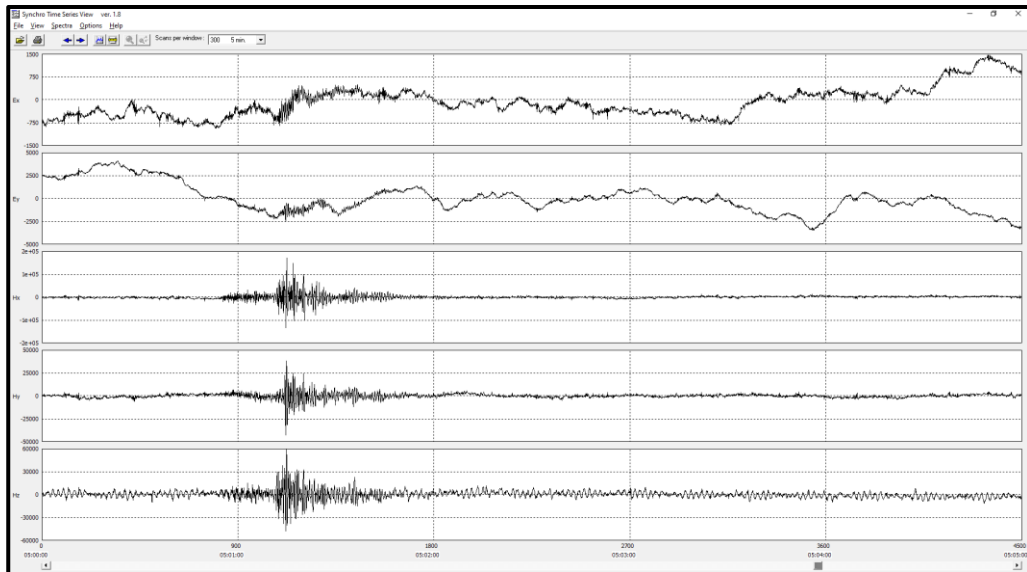


Figura 20. Ejemplo de visualización de los datos magnetotelúricos en SyncTSV. Registro del evento 1 (28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km) de la estación MT L5-N1.

Una vez se identificaron los eventos, se procedió a hacer el procesamiento de las series de tiempo de las diferentes señales (fase 3 – Figura 21 – Anexo 2). Este procesamiento consistió en cuatro pasos, iniciando con la conversión de datos crudos a formato *miniSEED* (mseed). Este es el subconjunto del formato estándar *SEED* (por su nombre en inglés, *Standard for the Exchange of Earthquake Data*), el cual agrupa lógicamente los datos de las formas de onda mediante el uso de cuatro códigos: el código de red que indica el operador de una red sismológica, el código de estación que da a conocer una estación dentro de la red, el código de ubicación que muestra un instrumento en particular en una estación y, finalmente, el código de canal que presenta el componente de grabación; o también por medio de estructuras de directorio definidas por el usuario (Krischer et al., 2016). El procesado de las señales electromagnéticas de las estaciones MT y LEMI es diferente, ya que la conversión de los datos crudos encriptados requiere del cambio inicial de estos a formato ASCII y de la aplicación de una rutina de código creada para el desarrollo de este proyecto en ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011; Krischer et al., 2015) para convertir los datos ASCII a mseed. Dicha rutina consiste en: I) la importación de las librerías necesarias; II) la asignación del nombre y ruta del archivo a convertir; III) el ordenamiento de los datos como una estructura de dos dimensiones (DataFrame) de la librería de pandas (biblioteca de código abierto con licencia BSD que proporciona estructuras de datos y herramientas de análisis de datos fáciles de usar y de alto rendimiento para el lenguaje de programación Python (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011; Krischer et al., 2015); IV) la graficación de los componentes de los campos magnético y eléctrico de la Tierra para hacer una previsualización de los datos; V) la conversión de la información contenida en el DataFrame a formato mseed; VI) El guardado en la dirección establecida del archivo previamente convertido; y VII) la previsualización de los datos de ambos campos para verificar que los datos se hayan convertido correctamente. Es importante mencionar que, los datos que suministran los equipos LEMI (LMT) son directamente en nT (campo magnético) y $\mu\text{V}/\text{m}$ (campo eléctrico); además, no se les hace corrección por instrumento, pero sí se debe tener en cuenta la distancia establecida entre los dipolos eléctricos cuando se adquirieron los datos con el fin de conocer la magnitud real del campo eléctrico. Por otra parte, los datos adquiridos con los equipos MT sí deben ser corregidos por efectos de instrumento, motivo por el cual se usó el programa “TSTOASC” de Phoenix Geophysics LTD (Phoenix Geophysics, 2005). Este programa ingresa un archivo de serie temporal (.tsn) de una estación MT y genera los datos de esta serie en un archivo de valores separados por comas ASCII (.csv). Cada línea de salida está conformada por el tiempo expresado en segundos y los valores en unidades físicas del campo eléctrico y magnético en V/m y T, respectivamente. Para los datos de los equipos MT se usaron los factores de conversión correspondientes con el fin de que estos fueran iguales a los LEMI; 1×10^6 para la conversión de V/m a $\mu\text{V}/\text{m}$ y 1×10^9 para el paso de T a nT.

Una vez hecho lo anterior, fue posible hacer el recorte de la serie de tiempo de forma aislada de los eventos sísmicos de las diferentes señales (segundo paso). Para poder hacer el análisis Tiempo-Frecuencia, la ventana de tiempo del sismo tiene que ser igual para las tres señales, motivo por el cual, las formas de onda de las señales eléctricas y magnéticas de las estaciones MT y LEMI fueron recortadas con base a la ventana

establecida para la señal sísmica. El recorte de la señal sísmica tuvo en cuenta un minuto antes del arribo de la onda P y un minuto después de las ondas de coda.

El tercer paso requiere de la eliminación de la media y la tendencia de los diferentes tipos de señales; que las señales cuenten con la misma cantidad de muestras (datos) y que estas sean normalizadas, motivo por el cual los sismogramas fueron re muestreados con la misma frecuencia de muestreo de los registros MT (Balasco et al., 2014, 2015) y las señales se normalizaron dividiendo cada una con su amplitud máxima. El procesamiento de las señales finaliza con el cuarto paso, el cual consistió en la aplicación de filtros de aquellas formas de ondas que presentaban ruido (Tabla 3), lo cual afectaba los análisis de Tiempo-Frecuencia. Según Havskov y Ottemoller (2010) el ruido sísmico permanece constante a lo largo del tiempo en la mayoría de las estaciones sismológicas; motivo por el cual, estos mismos autores expresan que conocer el contenido de frecuencias en una señal a través de su descomposición por medio de un análisis espectral es requerido. Una forma de hacer este análisis es haciendo uso de un espectrograma, el cual es una representación contenida en una señal expresada en función de la frecuencia y la evolución de esta en el tiempo. Una vez hechos los espectrogramas es posible establecer el rango de frecuencias que corresponden directamente al evento sísmico y al ruido, lo cual permite mejorar la relación señal/ruido mediante el filtrado de las señales (Diehl, 2008). Para los diferentes tipos de señales se aplicaron filtros Butterworth paso de banda o paso alto; estos tipos de filtros se caracterizan por no causar ondulaciones y por mantener constante la frecuencia de esquina para cualquier orden del filtro (Diehl, 2008; Havskov y Ottemoller, 2010; Fandiño, 2020).

Tabla 3. Tipo de filtro aplicado a las señales que contenían ruido.

| Evento | Estación | Señal | Filtro | Frecuencia (s) - Hz |
|--------|-----------------|------------------------------------|-------------------|---------------------|
| 1 | KMT19 | Campo eléctrico Campo magnético | Paso alto | 1 |
| | L8-N8R | Campo eléctrico Campo magnético | Paso de banda | Min.: 1 Máx.: 5 |
| 2 | L7-N7R | Campo eléctrico | Paso de banda | Min.: 1 |
| | | Campo magnético | | Máx.: 5 |
| | L8-N6R | Campo eléctrico | Paso alto | 1 |
| | | Campo magnético | Paso de banda | Min.: 1 - Máx.: 5 |
| REM00E | Campo eléctrico | Paso de banda | Min.: 1 - Máx.: 5 | |
| | Campo magnético | Paso alto | 1 | |
| 3 | REM00E | Campo eléctrico | Paso de banda | Min.: 3 |
| | | Campo magnético | | Máx.: 7 |
| 4 | LMT15 | Campo eléctrico | Paso de banda | Min.: 0.1 |
| | | Campo magnético | | Máx.: 0.3 |

Por último, posterior a las fases descritas, se llevó a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia (fase 4 – Figura 21 – Anexo 2), el cual consistió en determinar el desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales. Se realizó una comparación entre los componentes horizontal y vertical por separado, tal como mencionan Rodríguez-Pérez et al. (2020). Para el caso de las componentes verticales, las señales sísmicas solo se compararon con registros magnéticos (B_z). Por otro lado, las componentes sísmicas horizontales (E-W y N-S) se compararon con registros eléctricos (E_x y E_y) y magnéticos (B_x y B_y).

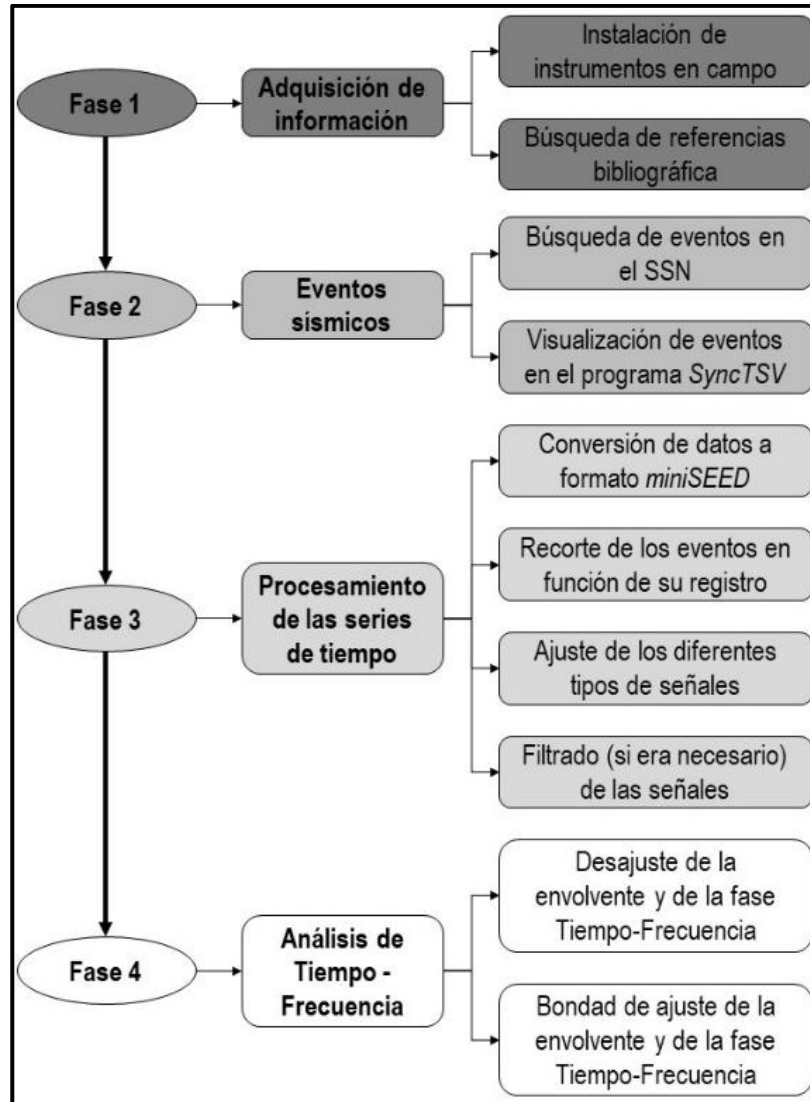


Figura 21. Flujograma de trabajo empleado para el desarrollo del análisis de Tiempo-Frecuencia de las sísmicas y electromagnéticas.

7. RESULTADOS

El presente capítulo se centra en dar a conocer los resultados de las inversiones unidimensionales de los datos MT obtenidos en las estaciones L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E; así como también, los resultados

del análisis de Tiempo-Frecuencia de los eventos No. 1 (28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km), 2 (13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Mw: 4.1 – Profundidad: 13.5 km) y 3 (13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Mw: 3.9 – Profundidad: 7.7 km). Además, dado que el cuarto evento (22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Mw: 6.0 – Profundidad: 10.0 km) no cuenta con un registro en equipos MT con frecuencia de muestreo de 15 Hz, el análisis mencionado no fue llevado a cabo para este sismo, motivo por el cual solo se hace la comparación de las señales y se menciona la importancia del registro de este mismo en un equipo LMT (LEMI – 1 Hz) (Figura 22).

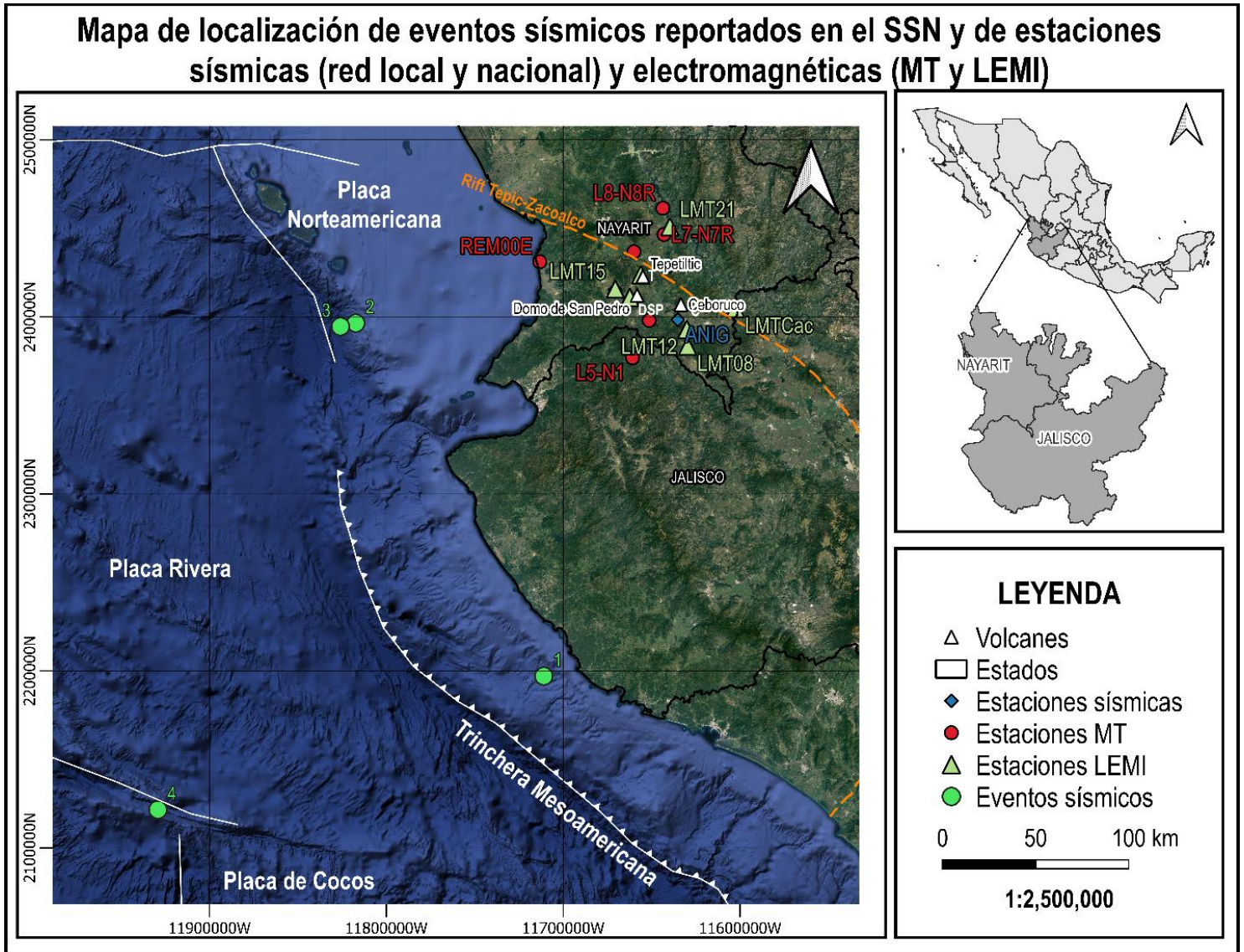


Figura 22. Ubicación de: I) Estaciones sísmicas (rombos azules), magnetotélúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia de los sismos; y II) Sismos objeto de estudio que fueron reportados por el SSN (2022) entre los meses de diciembre de 2021 y marzo 2022. Las estaciones MT L5-N1, L8-N6R, KMT19 y REM00E fueron las seleccionadas para la realización de la inversión de datos con las que se obtuvo los modelos de resistividad 1D.

7.1. Aplicación del método MT

7.1.1. Inversión unidimensional

En la Figura 23 se puede observar los modelos 1D de resistividad eléctrica obtenidos para las cuatro estaciones mencionadas anteriormente (Anexo 3); de igual forma, se muestra la localización de estas y la georreferenciación de los perfiles del modelado 2D llevado a cabo por Alvarez et al. (2021) y Corbo-Camargo et al. (2013).

Tal como se puede observar en dicha figura, las estaciones ubicadas más hacia el norte de la zona de estudio (REM00E, L8-N6R y KMT19) presentan valores o una distribución similares de la resistividad eléctrica (Ohm.m) en función de la profundidad (m). En la estación REM00E se muestra que la resistividad tiende a aumentar en los primeros 7 km de profundidad; presentando valores que varían desde 10^{-1} Ω m (en superficie) hasta aproximadamente 100 Ω m. Seguido de este patrón, la resistividad disminuye y exhibe valores ~ 32 Ω m a los 35 km de profundidad. A partir de esta profundidad, la resistividad aumenta nuevamente hasta alcanzar valores ~ 220 Ω m a los 100 km de profundidad. Por otra parte, en la estación L8-N6R la resistividad también aumenta desde la superficie hasta los 6.5 km de profundidad; pero presenta valores de resistividad diferentes que la estación REM00E; desde ~ 15 Ω m hasta ~ 210 Ω m. La resistividad entre los 6.5 y 100 km de profundidad tiende a disminuir hasta ~ 110 Ω m.

Los valores de resistividad eléctrica del modelo 1D de la estación KMT19 son similares a los mencionados para las dos estaciones anteriores; sin embargo, el patrón de distribución de estos en relación con la profundidad es diferente. En los primeros 450 m de profundidad la resistividad presenta valores que varían desde ~ 25 hasta 4.5 Ω m (disminuye con la profundidad). Entre 450 m y 5.2 km de profundidad la resistividad aumenta a ~ 180 Ω m. A partir de los 5.2 km de profundidad hasta ~ 40 km, la resistividad disminuye nuevamente, presentando valores ~ 10 Ω m.

Por último, la estación L5-N1 se caracteriza por estar localizada más hacia el sur de la zona de estudio y se diferencia de las mencionadas porque cuenta con valores de resistividad muy altos. Desde la superficie hasta 200 m de profundidad la resistividad es baja (~ 45 Ω m). A partir de dicha profundidad hasta ~ 1.3 km, la resistividad tiende a aumentar hasta alcanzar valores muy altos (~ 2.000 Ω m). Entre 1.3 km y 20 km de profundidad, la resistividad disminuye (~ 500 Ω m). Desde los 20 hasta 40 km de profundidad, la resistividad es baja nuevamente (10 Ω m).

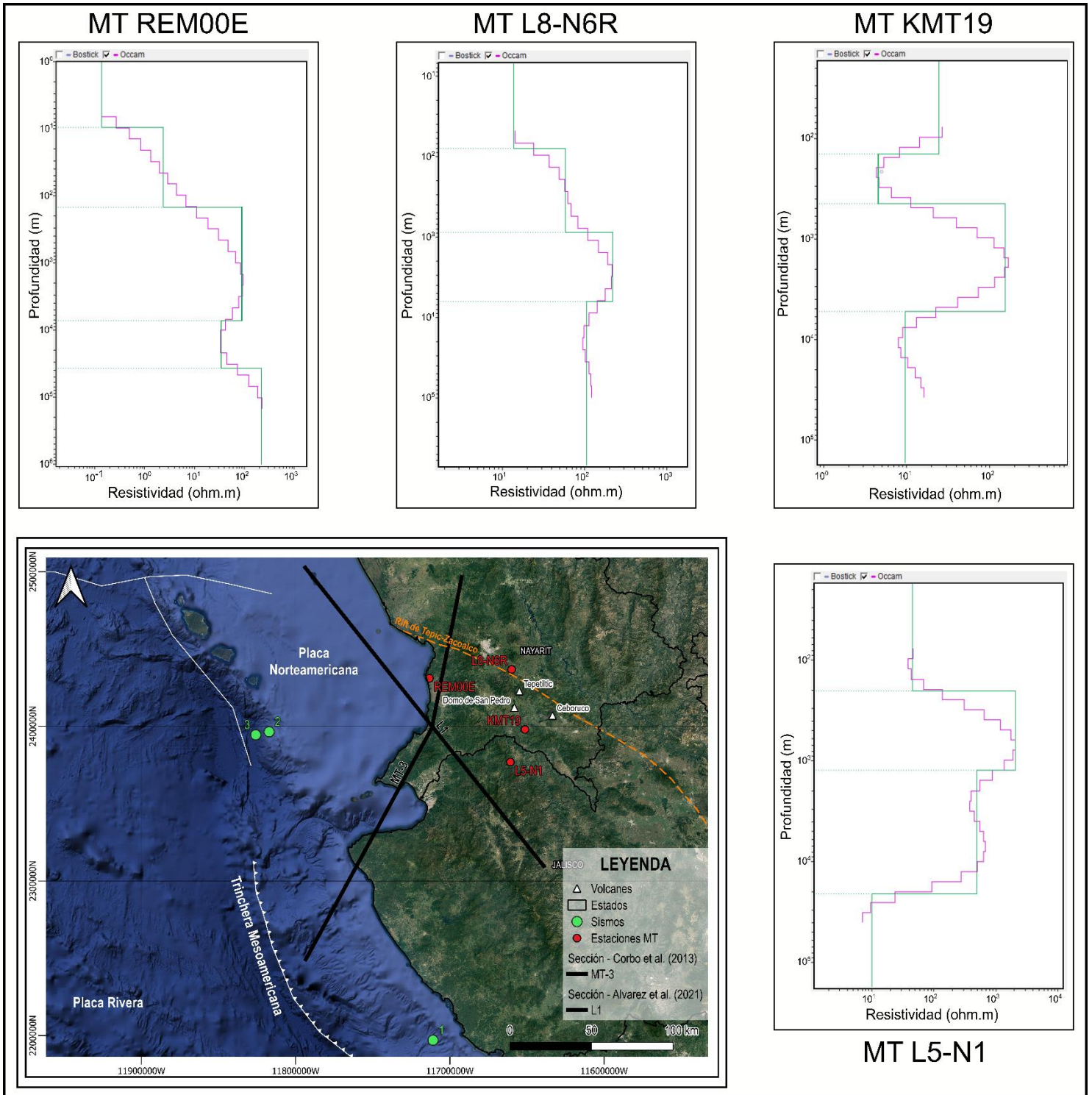


Figura 23. Modelos de resistividad (Ωm) 1D hechos a partir de la inversión de datos MT de las estaciones REM00E, L8-N6R, KMT19 y L5-N1. La últimas capas de los modelos están nombradas con un gris debido a que en esas profundidades los datos presentan una mayor incertidumbre, ya que en esta zona el software hace una extrapolación de la información; motivo por el cual no son totalmente confiables. Los puntos verdes representan los eventos sísmicos objeto de estudio reportados por el SSN(2022). Las líneas negras corresponden a los perfiles georreferenciados L1 (Alvarez et al., 2021) y MT-3 (Corbo-Camargo et al., 2013).

7.1.2. Comparación con secciones MT de Alvarez et al. (2021) y Corbo-Camargo et al. (2013)

Los modelos 1D obtenidos de las cuatro estaciones mencionadas presentan concordancia con las secciones verticales realizadas por Alvarez et al. (2021) y/o Corbo-Camargo et al. (2013). La estación REM00E se encuentra a ~ 16 km hacia el NE de la sección L1 y desde su proyección en esta a ~ 14 km de la estación PV36 (Alvarez et al., 2021), tal como se puede observar en la Figura 24. Alvarez et al. (2021) dan a conocer que la respuesta de la resistividad entre las estaciones ISA02 y PV36, en el modelo de la inversión 2D, muestra una región poco conductiva (colores oscuros con resistividades entre 800 – 10.000 Ωm) cuyo espesor aumenta hacia el continente (SE), lo cual corresponde similarmente al espesor cortical determinado sísmicamente por Lizarralde et al. (2007). Sin embargo, los valores de resistividad modelados en REM00E no superan los 250 Ωm , motivo por el cual, no se pueden interpretar de igual forma. No obstante, esta misma estación se ubica a ~ 7 km hacia el W de la sección MT-3 y a ~ 6 km de la estación 22 desde su proyección en la sección (Corbo-Camargo et al., 2013; Figura 55). En la sección MT-3 se observa que hacia el SW de la estación 22, principalmente entre las estaciones 22 – 20 y 17 – 14 existen zonas conductivas (10 – 400 Ωm) asociadas a la presencia de fluidos mineralizados (Corbo-Camargo et al., 2013). Al comparar el modelo 1D de la estación REM00E con la sección 2D se puede concluir que las resistividades obtenidas en este punto representan la llegada a la superficie de los fluidos mineralizados que migran desde la deshidratación del *slab* que subduce (flechas rojas - trayectorias de conductividad) y también la actividad volcánica que se relaciona con la alimentación de magma presente en el frente volcánico (Alvarez et al., 2021).

Por otra parte, las estaciones L8-N6R y KMT19 se ubican a 58 km (hacia el NE) de L1 y a 40 km (hacia el SE) de MT-3, y a 42 km (hacia el NE) de L1 y a 55 km (hacia el SE) de MT-3, respectivamente; motivo por el cual, sus resultados no se compararon con ninguno de los dos perfiles mencionados. No obstante, el modelo 1D de estas estaciones es similar al evidenciado en la estación REM00E, por lo que la interpretación de los valores de resistividad es relacionable con la presencia de fluidos y las trayectorias de conductividad asociadas con la migración de estos (Corbo-Camargo et al., 2013), y la acumulación magmática que alimenta la zona Occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Alvarez et al., 2021). Lo anterior se asocia también con la actividad geotérmica presente en el GSPC, dentro del cual se encuentran los volcanes Ceboruco, Tepetitlic y el Domo de San Pedro (Ferrari et al., 2003). Siendo este último el campo geotérmico más reciente en operación en México, localizado en la zona más occidental de la FVTM; no obstante, también es el único campo operado de forma privada por el momento (Gutiérrez-Negrín et al., 2020). El campo geotérmico Domo San Pedro se relaciona con un par de domos dacíticos masivos de edad cuaternaria (~0,1 millones de años) cuyas cámaras magmáticas parecen ser la fuente de calor del sistema geotérmico. Gutiérrez-Negrín (2015) da a conocer que los fluidos geotérmicos se encuentran en rocas andesíticas del Terciario y rocas graníticas del Cretácico a temperaturas aproximadas de 280 °C.

Por último, la estación L5-N1 se localiza a ~ 22 km hacia el NE de la sección L1 y a ~ 3 km de la estación PV01 desde su proyección sobre L1 (Alvarez et al., 2021; Figura 54). Alvarez et al. (2021) dan a conocer un cambio drástico en la resistividad en la estación PV08, lo cual denominan como “discontinuidad eléctrica”.

Esta discontinuidad la describen por la presencia de capas resistivas hacia el NW (corteza continental extendida) y de capas conductivas hacia el SE, lo cual estos autores lo atribuyen a la presencia o ausencia del slab oceánico a lo largo de la sección transversal. Mencionan también que la posición de la porción en retroceso (“rolled-back”) del slab oceánico se ubica aproximadamente entre 140 y 170 km; lo que causa que no se evidencie dicho slab en la sección. De igual forma, dan a conocer que hacia el SE de la estación PV02 existen zonas conductivas (10 – 200 Ω m) someras y profundas; las someras (10 – 20 km) las relacionan con la posición del frente volcánico y la actividad magmática relacionada a este; por otra parte, las profundas (30 – 50 km) las explican por el ascenso de material astenosférico. En el rango de profundidad de los 0 y 10 km de entre las estaciones PV08 y PV01 se observan capas resistivas (1.500 – 10.000 Ω m), las cuales pueden relacionarse con las intrusiones graníticas que presentan densidades entre 2,72 y 2,75 g/cm³. Al comparar los resultados obtenidos en el modelo 1D de la estación L5-N1 con la sección L1 se puede concluir que la zona con altas resistividades (~ 500 - ~ 2.000 Ω m) evidenciada en dicha estación corresponde con el área donde la mayoría de las intrusiones graníticas son localizadas (Alvarez et al., 2021). No obstante, es importante mencionar que en dicha estación las profundidades que alcanzan son mayores, ya que las capas resistivas alcanzan profundidades de ~ 20 km. Lo anterior es concordante con el aumento del espesor continental hacia el NE de la sección (dirección en la que se encuentra la estación L5-N1) y por ende, también con la ausencia del *slab* oceánico debido al proceso de *roll-back* mencionado por Alvarez et al. (2021) y con la profundización de las zonas conductivas que se relacionan con este proceso.

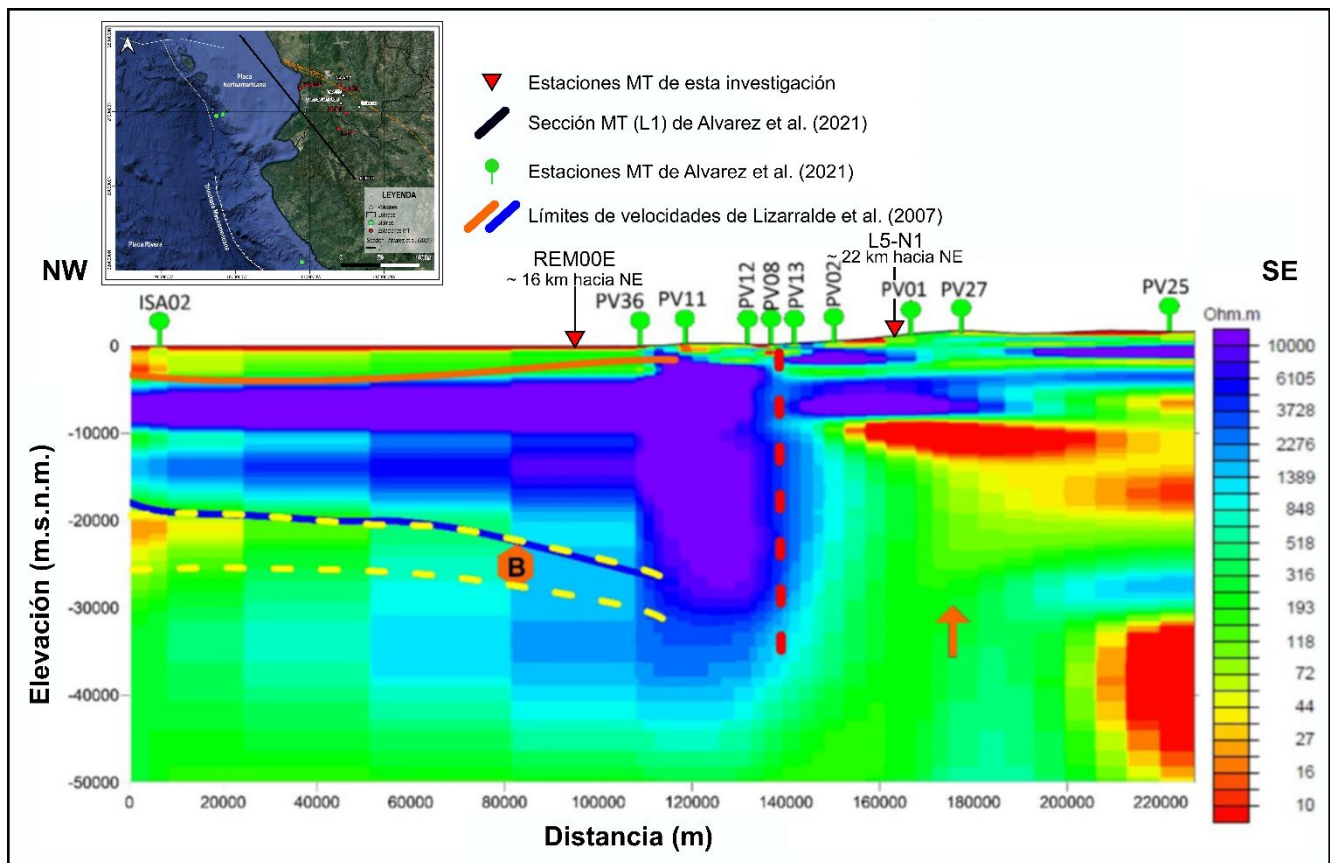


Figura 24. Modelo de resistividad (Ωm) 2D de 220 km de longitud hecho por Alvarez et al. (2021) a partir de la inversión de datos MT de 10 estaciones (localizadores verdes) ubicadas desde Isla Isabel (ISA02) hasta el interior del Bloque Jalisco (BJ, PV25). Los triángulos rojos presentan la proyección sobre esta sección transversal de las estaciones REM00E y L5-N1 pertenecientes a la actual investigación (ubicadas hacia el NE). La línea roja discontinua vertical (35 km) representa el límite resistivo-conductor ubicado en la estación PV08. La líneas naranja y azul que se extienden desde ISA02 y PV11 representan la coincidencia entre la corteza resistiva con el espesor de la corteza sísmicamente inferido de Lizarralde et al. (2007). El hexágono naranja (B) da a conocer la ubicación y espesor de la corteza oceánica informado por Brown (2007), el cual interseca este modelo. Las líneas amarillas discontinuas muestran la posición inferida de Alvarez et al. (2021) de la placa oceánica con densidad $d = 2,94 \text{ g/cm}^3$. La flecha naranja indica el levantamiento de material proveniente de la astenosfera. Alvarez et al. (2021) se refieren a la trayectoria conjunta Bahía-Valle de Banderas como la discontinuidad de Bahía de Banderas, ya que la estación límite PV08 se encuentra sobre el río Ameca, que a su vez se ubica en el límite propuesto del BJ (Alvarez et al., 2021).

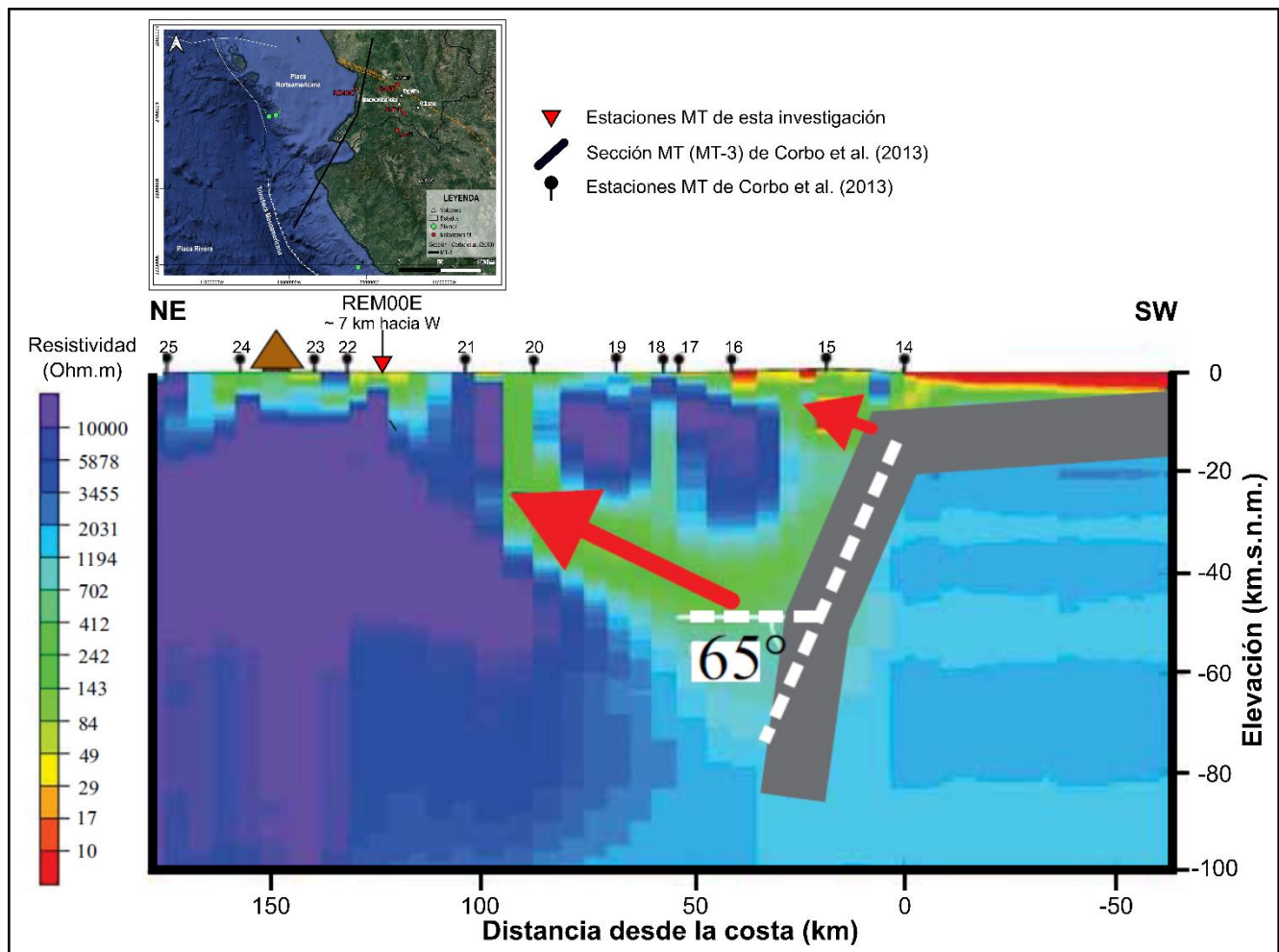


Figura 25. Modelo de resistividad (Ωm) 2D de ~ 250 km de longitud hecho por Corbo-Camargo et al. (2013) a partir de la inversión de datos MT de 12 estaciones (localizadores negros) ubicadas desde Caramota, Nayarit (NE) hasta la costa del Pacífico del estado de Jalisco (Aguiles Serdán, SW). El triángulo rojo presenta la proyección sobre esta sección transversal de la estación REM00E perteneciente a la actual investigación (ubicada hacia el W). El ángulo de buzamiento de la placa en subducción es de $\sim 65^\circ$. Las flechas rojas en el modelo representan las posibles trayectorias de conductividad asociadas con la migración de fluidos mineralizados (Corbo-Camargo et al., 2013).

7.2. Análisis Tiempo-Frecuencia

De forma general, en este subcapítulo se presenta la ubicación de los eventos analizados, de las estaciones que los registraron y la descripción de cada una de las gráficas relacionadas con los criterios de desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia. Dichas gráficas se realizaron para observar las relaciones que puedan existir entre los componentes verticales y horizontales de los diferentes tipos de señales (sísmicas, eléctricas y magnéticas) que hayan sido producto de un sismo. Por último, se explica la importancia del registro en un equipo LMT con frecuencia de muestreo de 1 Hz (LEMI) del evento de magnitud 6.0 (evento 4).

7.2.1. Evento 1 – 28/01/2022 (UTC) – 05:00:27 (UTC) – Mw: 4.7 – Profundidad: 28.0 km

El primer evento fue reportado por el SSN (2022) el jueves 27 de enero de 2022 a las 23:00:27 hrs. (Fecha y hora UTC: 28/01/2022 – 05:00:27 hrs.). Este ocurrió a aproximadamente 68 km al oeste de Cihuatlán (Jalisco) a una profundidad de 28 km. Su magnitud calculada fue de 4.7 y las coordenadas del epicentro son 19.35° latitud y -105.20° longitud. Este sismo solo fue registrado en 3 estaciones MT (L8-N8R, KMT19 y L5-N1) y en la estación sísmica de la red local Sis04; de igual forma, durante la ocurrencia de este se encontraba en campo una estación LEMI (LMT21) (Figura 26). Sin embargo, es importante mencionar que las series de tiempo del equipo LEMI no mostró evidencia de haber registrado la ocurrencia de señales eléctricas y magnéticas cosísmicas; motivo por el cual, los análisis de Tiempo-Frecuencia se hicieron solo entre las señales de las estaciones MT (Phoenix Geophysics, 2005) y la estación sísmica.

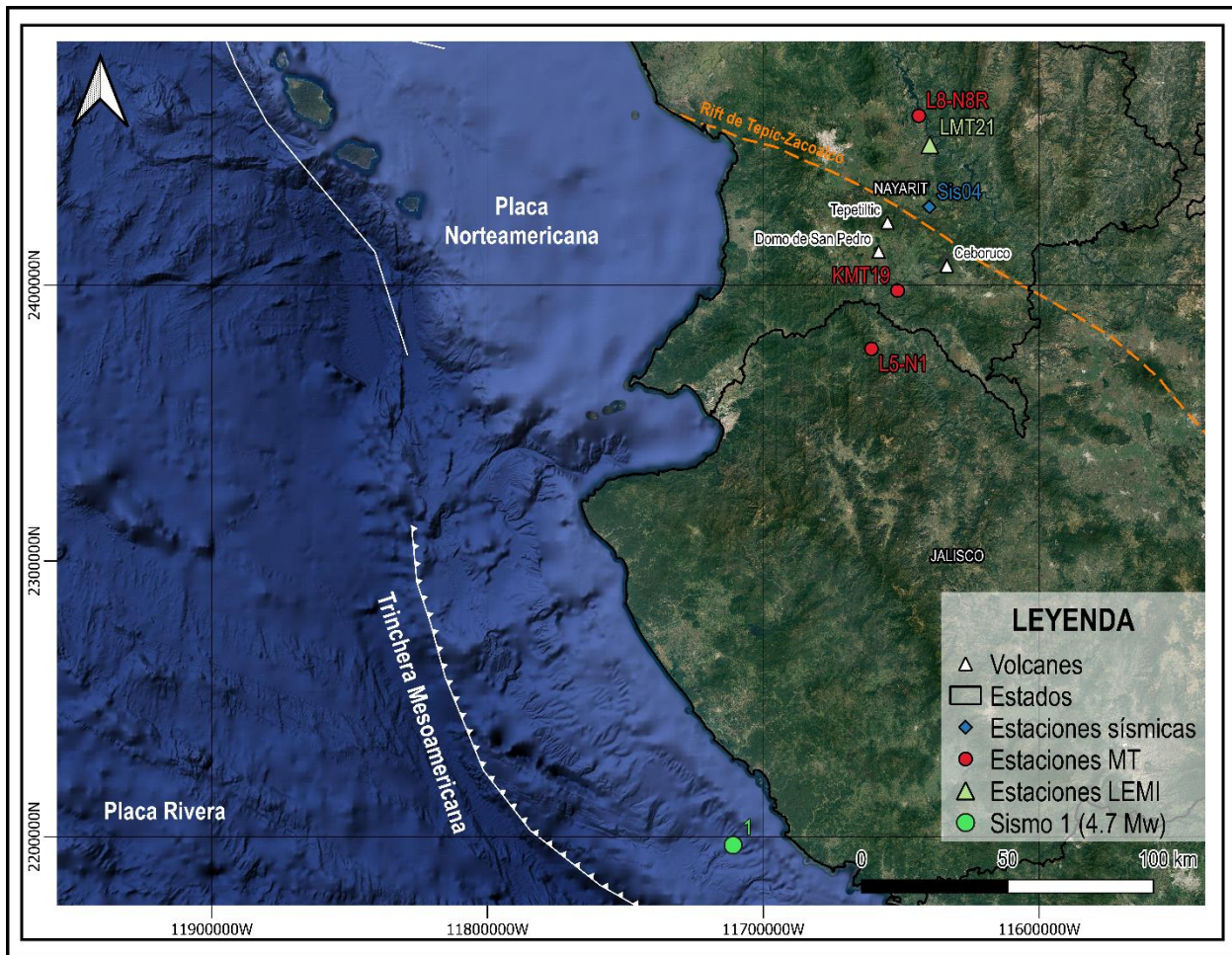


Figura 26. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotelúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulo verde) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidió con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 4.7 ocurrido el viernes 28 de enero de 2022 a las 05:00:27 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones MT L5-N1, KMT19 y L8-N8R se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 174, 196 y 254 km, respectivamente. La estación Sis04 a alrededor de 226 km y la estación LMT21 a ~246 km.

Las series de tiempo de las señales eléctricas y magnéticas mostraron variaciones muy similares a las señales sísmicas. En la Figura 27 (Anexo 4.1) se puede apreciar la comparación entre las formas de onda de las componentes vertical (Z) y horizontales (N-S, E-W) registradas por la estación sísmica Sis04 (señal azul) y los campos magnético (B_x , B_y y B_z , señal rojo claro) y eléctrico (E_x y E_y , señal rojo oscuro) registrados en la estación MT L5-N1. Esta última se encuentra ubicada a ~174 km de distancia del epicentro y a ~52 km de la estación sísmica local Sis04. En esta misma figura, es posible observar que la duración de las señales EM es consistente con la duración del paso de las ondas sísmicas; además, que las componentes del campo magnético (B_x , B_y y B_z) parecen ser más sensibles al paso de las ondas sísmicas que aquellas pertenecientes al campo eléctrico (E_x y E_y); a diferencia de las otras dos estaciones MT (KMT19 y L8-N8R), en donde las señales del campo eléctrico son más sensibles. De igual forma, se aprecia que la sensibilidad de las señales EM es mayor en las direcciones N-S (B_x y E_x) y Z (B_z) en comparación con la E-W (B_y y E_y), y el registro de las señales EM antes del primer arribo de la onda P sísmica.

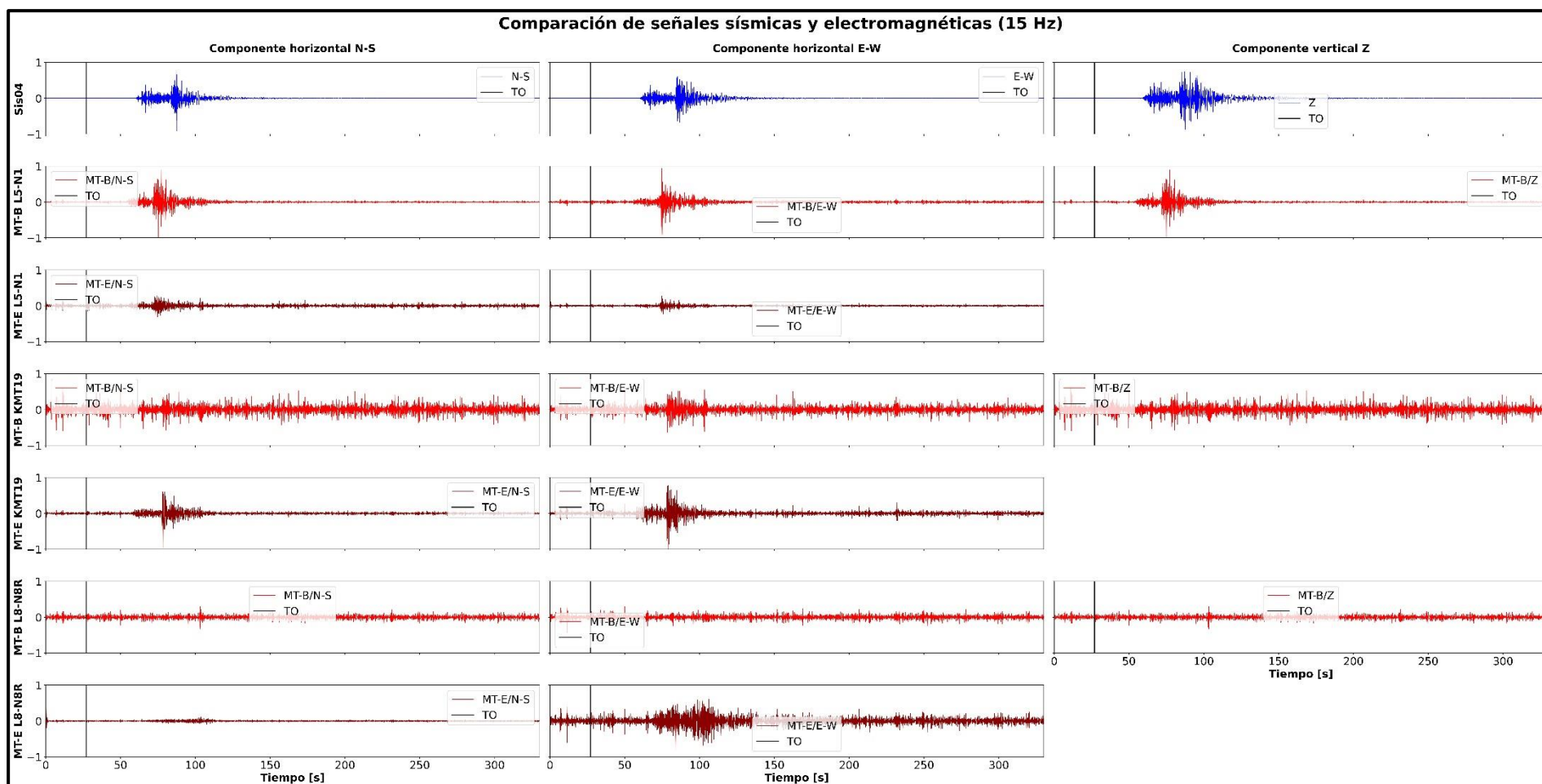


Figura 27. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación Sis04 (gráfico de líneas azules), y las señales magnéticas (gráfico de líneas rojas claras) y eléctricas (gráfico de líneas rojas oscuras) de las estaciones MT L5-N1, KMT19 y L8-N8R. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 4.7 ocurrido el viernes 28 de enero de 2022 a las 05:00:27 hrs. (fecha y hora UTC). Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones eran de 174 (L5-N1), 196 (KMT19), 254 (L8-N8R) y 226 (Sis04) km; la distancia entre las estaciones MT con respecto a la estación Sis04 eran de ~52, ~30 y ~30 km, respectivamente.

7.2.1.1. Desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 28), N-S (Figura 29) y E-W (Figura 30) del evento No. 1. Es importante tener en cuenta que este sismo generó perturbaciones en el campo eléctrico y/o magnético de todas las estaciones MT presentadas en la Figura 26. Por lo tanto, las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas no se centran en una sola, lo anterior con el fin de mostrar los diferentes resultados que se puedan presentar entre una estación u otra.

7.2.1.1.1. Componente vertical Z

El desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación L5-N1 (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica local Sis04 (registro de color rojo) se reportan en la Figura 28.

Tal como se puede observar en dicha figura, los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente vertical muestran valores inferiores a 1.0 y las diferencias más evidentes se presentan entre 60 y 140 segundos (TFEM, TEM, TFPM y TPM), que es el tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en ambas señales. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en la señal magnética es registrada antes que la sísmica. Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que el registro magnético normalizado presenta amplitudes mayores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en el TFEM). Estas amplitudes de las señales B_z se distribuyen en aproximadamente 20 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de -0.2 a 1.0 en el TEM y de -0.1 a 0.2 en el TPM. Después de dicho desajuste positivo, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor con respecto al campo magnético (35 s), con variaciones en los rangos de -0.6 a 0.1 y -0.2 a 0.0 para el TEM y el TPM, respectivamente. Lo anterior resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel del TFEM), esto genera que las principales diferencias en el desajuste de la envolvente se den en el rango de frecuencia de 0.4 a 2.0 Hz (curva del FEM), lo cual se considera como la parte más energética del registro. Por otra parte, las principales diferencias que se presentan entre la señal magnética y sísmica en el desajuste de la fase varían entre el rango de 0.1 y 2.0 Hz en un intervalo de ~30 s (TPM), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM.

Por último, es importante mencionar que la componente vertical (B_z) de las otras 2 estaciones MT (KMT19 y L8-N8R) presentan comportamientos similares en los desajustes de la envolvente y de la fase (Anexo 5.1 a).

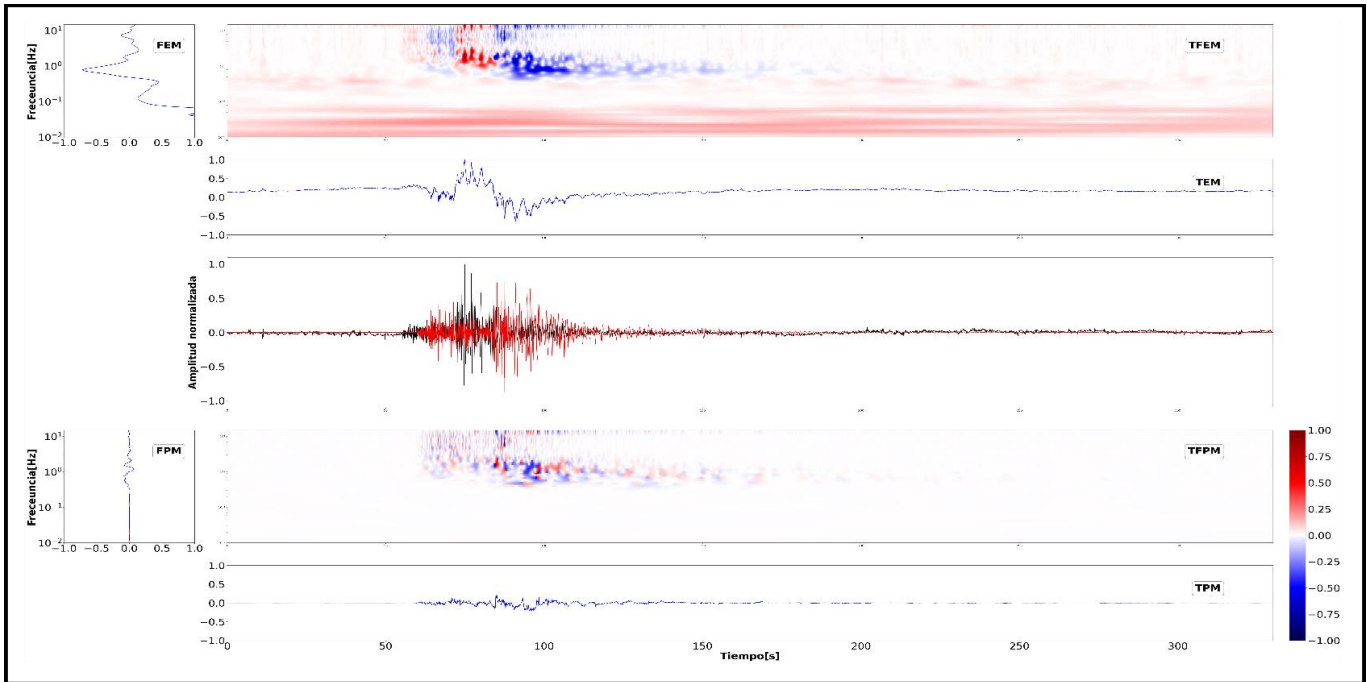


Figura 28. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L5-N1 y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.1.1.2. Componentes horizontales N-S y E-W

Los desajustes de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajustes de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajustes de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 29 y Figura 30; respectivamente. Siendo en la Figura 29a el campo magnético N-S (B_x) de la estación L5-N1 y en la Figura 29b el campo eléctrico N-S (E_x) de la estación KMT19. Por otra parte, en la Figura 30a el campo magnético E-W (B_y) de la estación KMT19 y en la Figura 30b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación L8-N8R. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica local Sis04 (registro de color rojo).

Los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente N-S del campo magnético y eléctrico (B_x y E_x) también muestran valores inferiores a 1.0, tal como se muestra en la Figura 29. Las diferencias más evidentes se presentan entre los 70 y los 90 s para los TFEM y TEM, y entre los 90 y 110 s para los TFPM y TPM. Entre los 70 y 110 s corresponde al tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en las tres señales. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en las señales EM es registrada antes que la sísmica (Figura 29). Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes mayores que las del registro sísmico normalizado, lo cual

genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en los paneles TFEM); sin embargo, es importante resaltar que las amplitudes del campo eléctrico son menores con respecto al magnético. Las amplitudes de las señales B_x se distribuyen en aproximadamente 15 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de -0.2 a 1.4 en TEM y de -0.1 y 0.1 en TPM (Figura 29a). Por otra parte, las amplitudes de las señales E_x solo son distribuidas en 6 segundos y presentan variaciones en TEM de 0.0 a 1.0 y en TPM cercanas a 0.0 (Figura 29b). Después del desajuste positivo evidenciado en ambos campos (B_x y E_x), se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor con respecto a los campos magnético (30 s) y eléctrico (20 s), con variaciones en los rangos de -0.5 a 0.2 y de -0.8 a 0.0 en el TEM de la señal B_x (Figura 29a) y E_x (Figura 29b); y de -0.1 a 0.1 y de -0.1 a 0.2 en el TPM de la señal B_x (Figura 29a) y E_x (Figura 29b); respectivamente. Lo anterior resulta también, tal como se evidenció para la componente vertical (Z), en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel TFEM), esto genera que las principales diferencias en el desajuste de la envolvente para la componente N-S se den en el rango de frecuencia de 0.7 a 7.0 Hz (curva del FEM de B_x y E_x), lo cual se considera como la parte más energética del registro. Por otra parte, las principales diferencias que se presentan entre las señales EM y sísmica en el desajuste de la fase se dan entre el rango de 0.2 y 2.0 Hz en un intervalo de ~20 s (TPM) para la señal B_x (Figura 29a) y entre 0.2 y 5.0 Hz en un intervalo de ~ 12 s para la señal E_x (Figura 29b), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM. En el Anexo 5.1 (b y c) se muestra que las estaciones KMT19 y L5-N1 presentan aspectos similares en la componente N-S de B_x y E_x ; sin embargo, la estación L8-N8R muestra un desajuste negativo de ambos campos (B_x y E_x) en relación con la señal sísmica de la estación Sis04 debido a la ausencia de registro de una señal EM representativa en esta componente. Dicho desajuste presenta valores entre 0.0 y -1.0 en el TEM y cercanos a 0.0 en el TPM.

En relación con la componente E-W del campo magnético y eléctrico (B_y y E_y), la Figura 30 muestra que los desajustes de la envolvente y de la fase también presentan valores inferiores a 1.0. Las diferencias más evidentes se presentan entre los 70 y los 110 s para los TFEM, TEM, TFPM y TPM, lo cual corresponde al tiempo en donde las ondas S de las señales EM y sísmicas se superponen entre sí. A diferencia de los registros de la componente N-S, el arribo de la onda P solo se registra segundos antes en la señal magnética que en las sísmica (Figura 30a). Así mismo, en esta componente (E-W; Figura 30), también se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes mayores de la onda S, lo cual genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en los paneles del TFEM); además, las amplitudes del campo eléctrico también son menores con respecto al magnético. Las amplitudes de las señales B_y se distribuyen en aproximadamente 7 segundos, presentando variaciones de 0.0 a 0.8 en el TEM y de -0.1 y 0.1 en el TPM (Figura 30a). Por otra parte, las amplitudes de las señales E_y son distribuidas en un intervalo mayor de tiempo (27 s) y presentan variaciones en el TEM de -0.4 a 0.9 y en el TPM de -0.2 a 0.2 (Figura 30b). Después del desajuste positivo de la Figura 30a, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor (50 s) con variaciones en los rangos de -0.5 a 0.8 en el TEM y de -0.1 a 0.3 en el TPM; lo cual resulta en un desajuste de envolvente negativo

después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel TFEM). Este desajuste negativo se evidencia antes de la onda S del registro eléctrico (E_y ; Figura 30b) debido a que las formas de onda de la señal sísmica son registradas primero con respecto a la estación MT L8-N8R (Figura 30b). Los desajustes positivos y negativos generan que las principales diferencias en el desajuste de la envolvente para la componente E-W se den en el rango de frecuencia de 0.2 a 7.0 Hz (curva del FEM de B_x y E_x), lo cual se considera como la parte más energética del registro. Las principales diferencias que se presentan entre las señales EM y sísmica en el TFPM y FPM son entre el rango de 0.2 y 2.0 Hz en un intervalo de ~25 s y de ~16 s (TPM) para la señal B_y (Figura 30a) y E_y (Figura 30b); respectivamente. Al igual que en la componente N-S, las estaciones KMT19 y L5-N1 presentan aspectos similares en la componente E-W de B_y . De igual forma, la estación L8-N8R muestra un desajuste negativo en el campo magnético en relación con la señal sísmica de la estación Sis04 debido a la ausencia de registro de una señal EM representativa en esta componente. Dicho desajuste presenta valores entre 0.1 y -0.9 en el TEM, y entre 0.2 y -0.1 en el TPM. Para E_y , la estación L5-N1 registró menores amplitudes en esta componente (E-W), lo que genera también un desajuste negativo (Anexo 5.1 d y e).

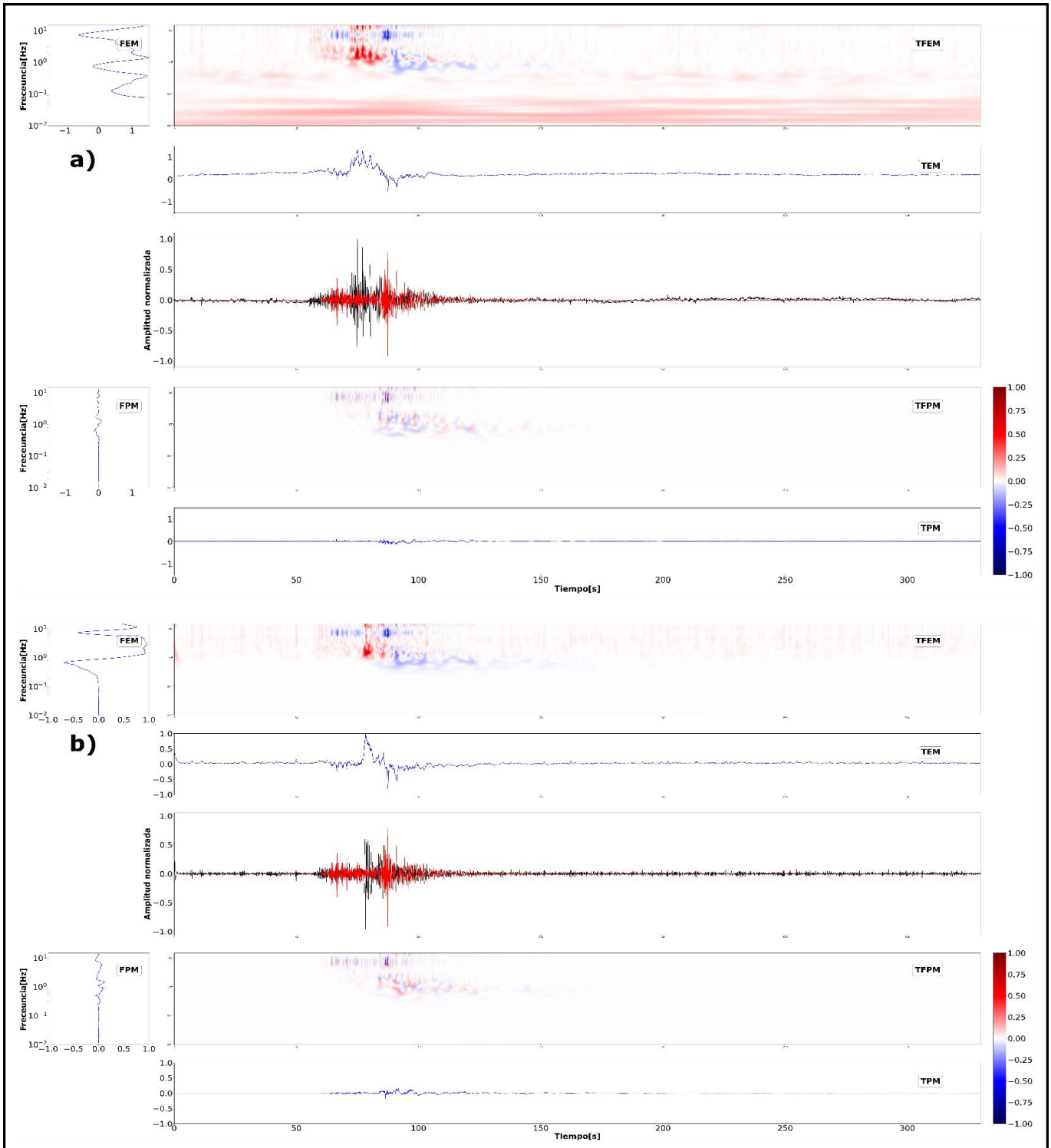


Figura 29. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_x (N-S) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_x (N-S) de la estación MT KMT 19 (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

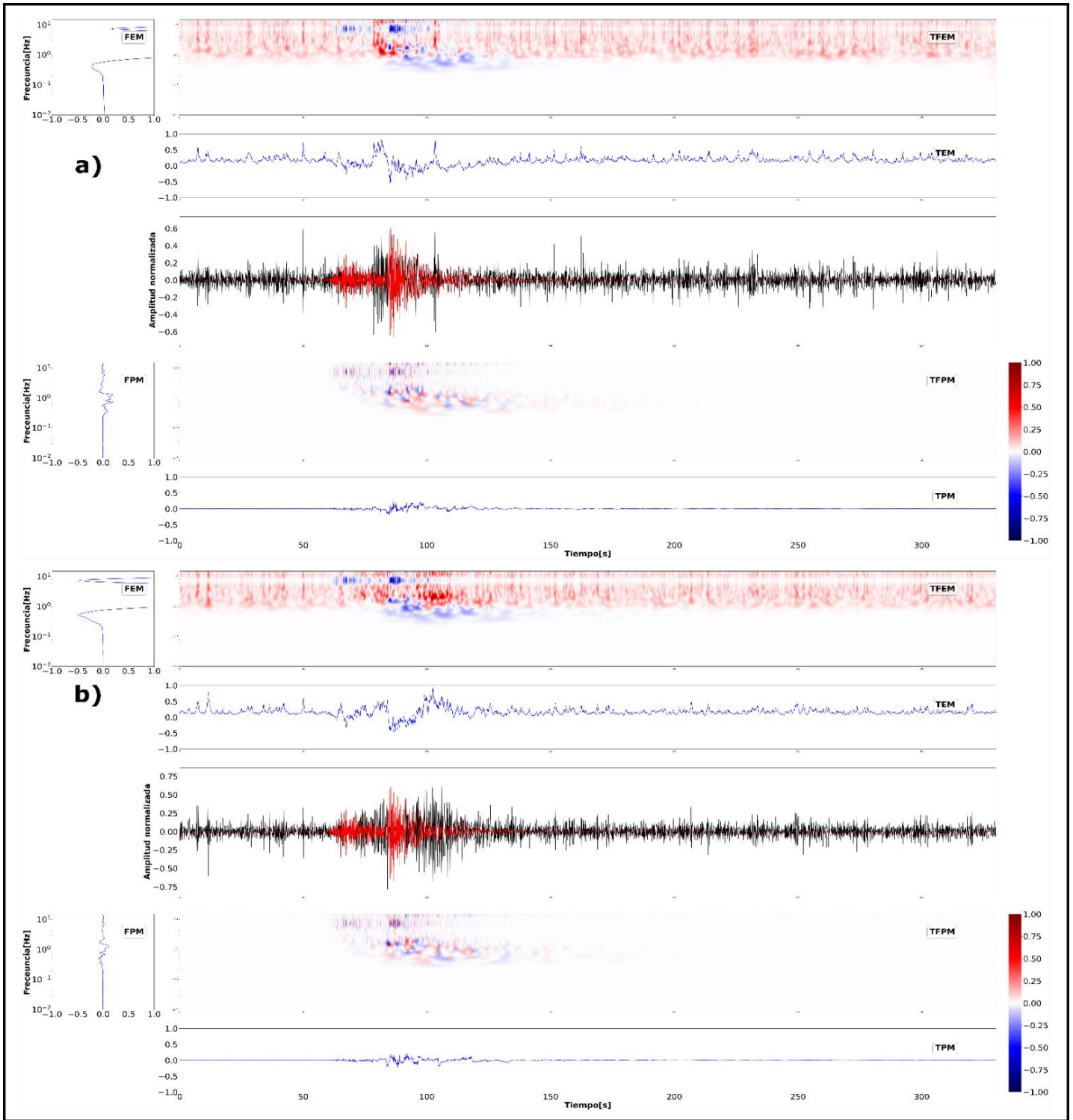


Figura 30. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT KMT19, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L8-N8R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.1.2. Bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 31), N-S (Figura 32) y E-W (Figura 33) de las diferentes señales magnéticas, eléctricas y sísmicas registradas para este evento (Fecha y hora UTC: 28/01/2022 – 05:00:27 hrs.; profundidad: 28 km; magnitud calculada: 4.7). Es importante tener en cuenta que, dado que este sismo generó perturbaciones en el campo eléctrico y/o magnético de todas las estaciones MT presentadas en la Figura 26, las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas no se centran en una sola, lo anterior con el fin de mostrar los diferentes resultados que se puedan presentar entre una estación u otra.

7.2.1.2.1. Componente vertical Z

La bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación L5-N1 (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica local Sis04 (registro de color rojo) se reportan en la Figura 31.

Tal como se puede observar en la Figura 31, las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase de la componente vertical muestran de forma general valores de buenos (6 – 8) a excelentes (8 – 10), los valores buenos son más evidentes entre los 70 y los 105 s (TFEG y TFPG) para las frecuencias entre 0.5 y 2.0 Hz (curvas de las FEG y FPG). Así mismo, FPG tiene mejor bondad de ajuste que FEG para frecuencias mayores a 0.4 Hz. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en el registro magnético está antes que el sísmico; sin embargo, este presenta mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFPG y TPG excelentes; 8-10). Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que el registro magnético normalizado presenta amplitudes mayores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera bondades de ajuste justas (4 – 6) y buenas (6 – 8) en la TEG. Se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes después de la onda S electromagnética, exhibiendo valores excelentes (8 – 10) en TPG.

Por último, es importante mencionar que la componente vertical (B_z) de las otras 2 estaciones MT (KMT19 y L8-N8R) presentan valores de bondades de ajuste de la envolvente y de la fase similares; es decir, de buenos a excelentes (6 – 10) (Anexo 5.1 f).

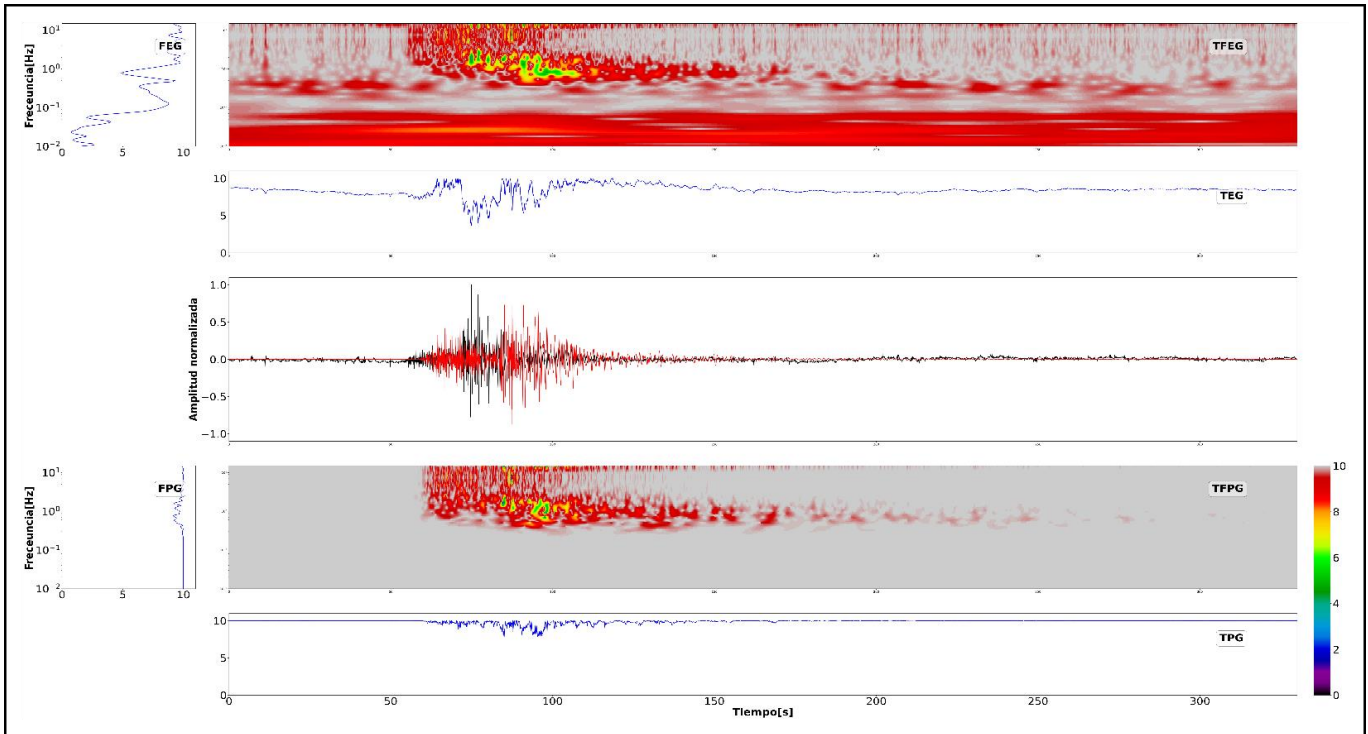


Figura 31. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L5-N1 y el movimiento vertical del suelo (Z , registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.1.2.2. Componentes horizontales N-S y E-W

Las bondades de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondades de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondades de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 32 y Figura 33; respectivamente. Siendo en la Figura 32a el campo magnético N-S (B_x) de la estación L5-N1 y en la Figura 32b el campo eléctrico N-S (E_x) de la estación KMT19. Por otra parte, en la Figura 33a el campo magnético E-W (B_y) de la estación L5-N1 y en la Figura 33b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación L8-N8R. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica local Sis04 (registro de color rojo).

Las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase de la componente N-S del campo magnético (B_x ; Figura 32a) y eléctrico (E_x ; Figura 32b) también muestran valores de buenos (6 – 8) a excelentes (8 – 10) como la componente vertical; sin embargo, los valores buenos son más evidentes en un intervalo de tiempo más corto (5 s en TFEG y TFPG) para las frecuencias entre 0.9 – 3.0 Hz (curvas de las FEG y FPG). Así mismo, tanto B_x como E_x presentan mejor bondad de ajuste en FPG que FEG para frecuencias mayores a 0.3 Hz.

En cuanto al arribo de la onda P se muestra también que en las señales EM es registrada antes que en la sísmica por ~ 2 s; no obstante, esta última presenta mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFG y TPG excelentes; 8-10). Con respecto a la onda S, se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes mayores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera bondades de ajuste justas y buenas (4 – 8) en la TEG; sin embargo, es importante resaltar que las amplitudes del campo eléctrico (Figura 32b) son menores con respecto al magnético (Figura 32a). Finalmente, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes después de la onda S electromagnética, lo que genera valores excelentes (8 – 10) en TPG. En el Anexo 5.1 (g y h) se muestra que en general, las 3 estaciones MT que registraron este evento (KMT19, L5-N1 y L8-N8R) presentan valores buenos a excelentes (6 – 10) en las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase en la componente N-S de B_x y de E_x , siendo las que presentan valores buenos en un rango de tiempo mayor las descritas anteriormente (L5-N1 - Figura 32a y KMT19 - Figura 32b).

En relación con la componente E-W del campo magnético y eléctrico (B_y y E_y), la Figura 33 muestra que las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase, a diferencia de las componentes anteriores, presentan valores pobres (0 – 4) excelentes (8 – 10) para B_y (Figura 33a) y de justos (4 – 6) a excelentes (8 – 10) para E_y (Figura 33b). Los valores entre 3 y 8 (pobres a buenos) en la bondad de ajuste del campo magnético (B_y) se limitan a un intervalo de tiempo de ~ 12 s para frecuencias entre 1.0 y 3.0 Hz (FEG y FPG), y en todo el registro para frecuencias menores a 0.1 Hz en FEG y FPG (Figura 33a). Los valores entre 4 y 8 son más evidentes entre los 95 y los 108 s (TFEG y TFG) para las frecuencias entre 1.5 y 6.0 Hz (FEG y FPG) del campo eléctrico E_y (Figura 33b). Al igual que en la componente N-S, B_y y E_y presentan mejor bondad de ajuste en FPG que FEG para frecuencias mayores a 0.2 Hz. A diferencia de los registros de la componente N-S, el arribo de la onda P solo se registra segundos antes en la señal magnética (Figura 33a) y no en la eléctrica (Figura 33a) en comparación con la señal sísmica, aunque esta última consta de mayores amplitudes (TFEG, TFG y TPG excelentes; 8 – 10, y TEG justa (4 – 6) para B_y y excelente para E_y); también se aprecia que las señales EM normalizadas presentan amplitudes mayores de la onda S de las señales sísmicas, lo cual causa bondades de ajuste entre pobres (< 4) a buenas (6 – 8) en la TEG para B_y (Figura 33a) y entre justas y buenas (4 – 8) en la TEG para E_y (Figura 33b). De igual forma, es importante destacar que las amplitudes del campo eléctrico (Figura 33b) también son menores con respecto al magnético (Figura 33a). Por último, en la Figura 33 se puede apreciar que los valores excelentes (8 – 10) de TPG son generados por la mayor amplitud que presenta la señal sísmica después de la onda S electromagnética. La componente E-W del campo magnético (B_y) de la estación L5-N1 fue descrita debido a su diferencia de valores (Figura 33a), ya que las otras dos estaciones MT (KMT19 y L8-N8R) presentan valores similares a las componentes anteriormente descritas en bondad de ajuste de la envolvente y de la fase (buenas a excelentes; 6 – 10). En cuanto a E_y , la que presenta valores buenos (6 – 8) en un rango de tiempo mayor es la que fue la descrita en esta sección (Figura 33b) (Anexo 5.1 i y j).

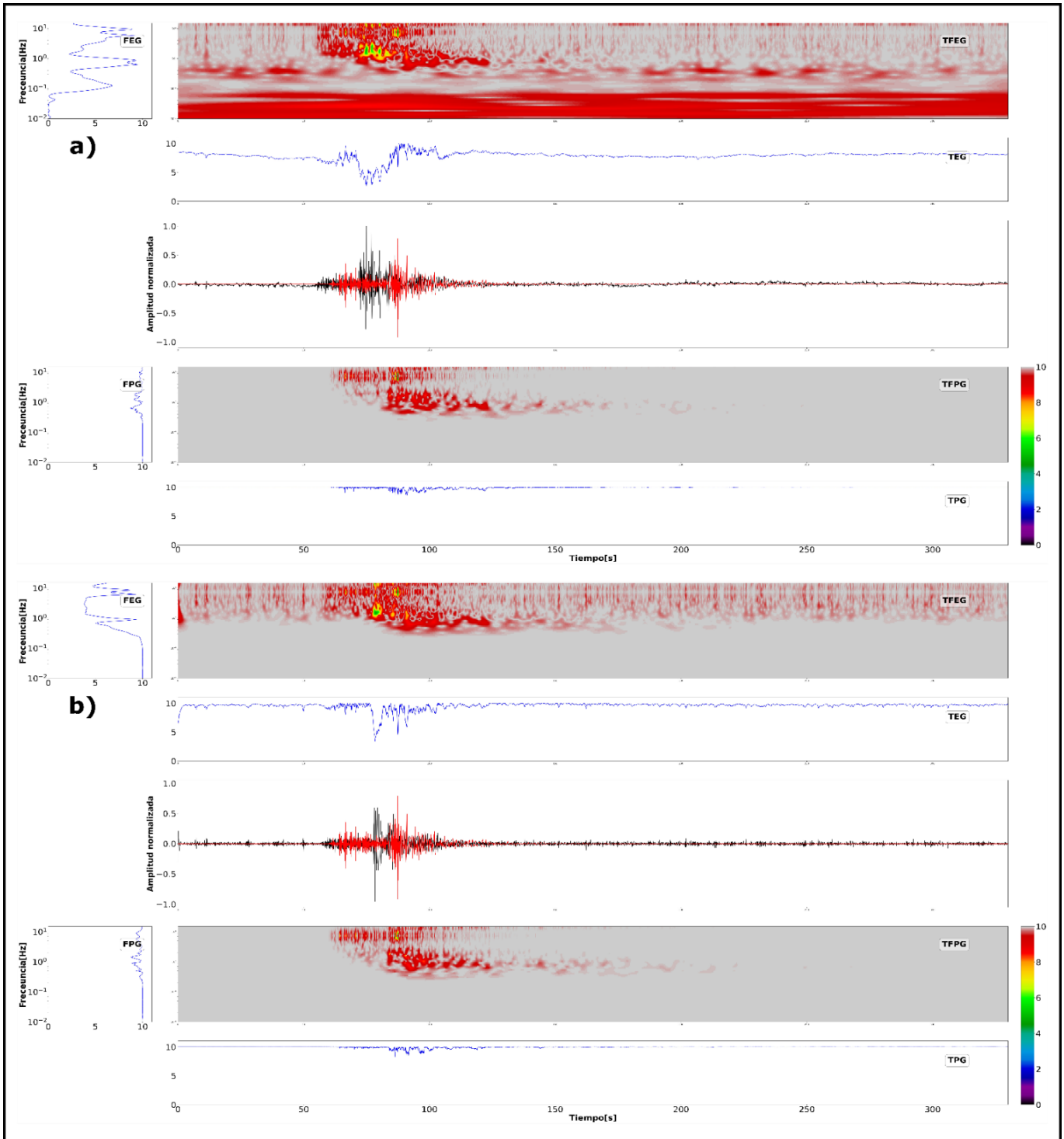


Figura 32. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_x (N-S) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_x (N-S) de la estación MT KMT 19 (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

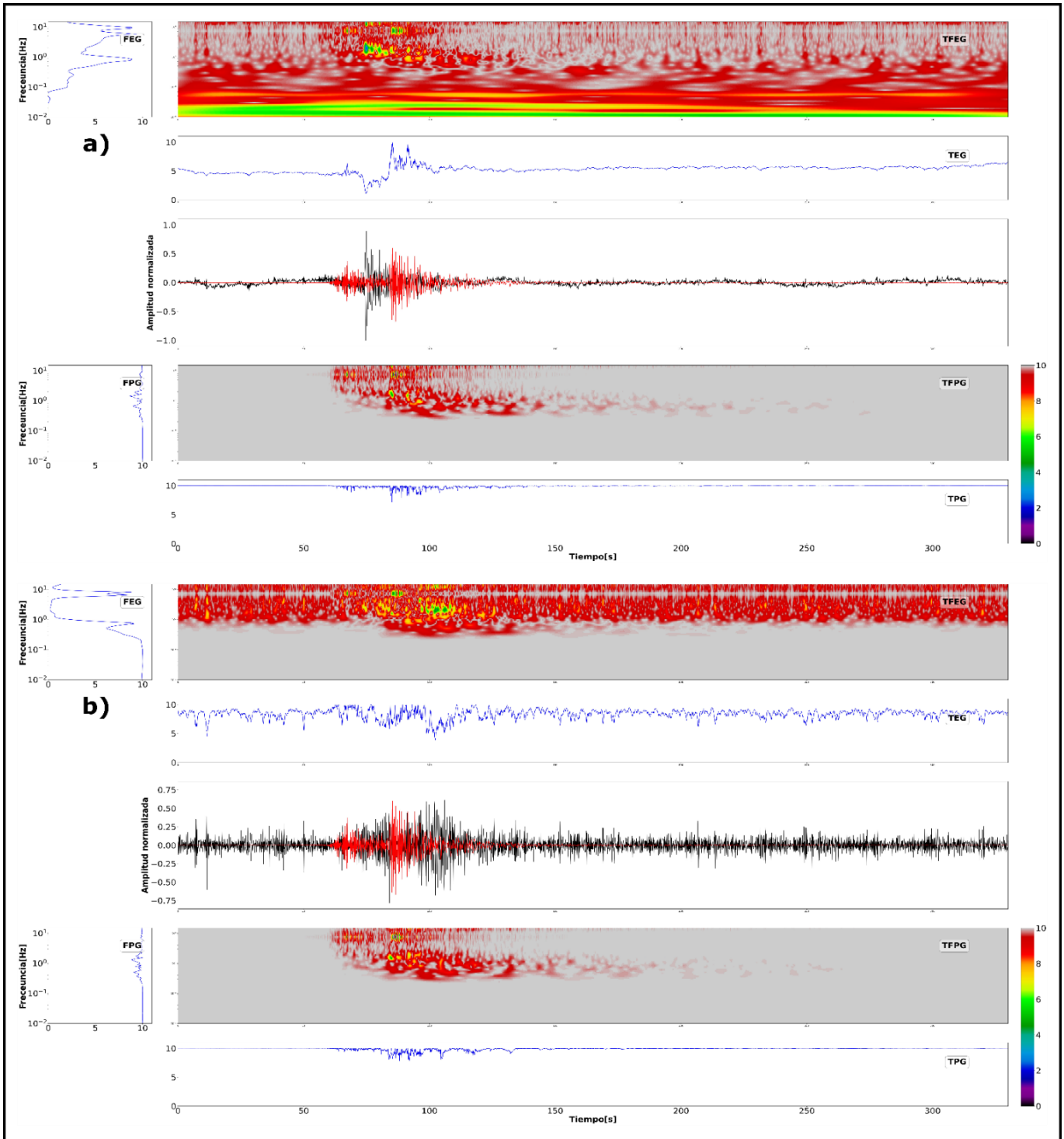


Figura 33. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT L5-N1, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L8-N8R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red local Sis04. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.2. Evento 2 – 13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Mw: 4.1 – Profundidad: 13.5 km

Este segundo evento fue reportado por el SSN el domingo 13 de marzo de 2022 a las 00:08:09 hrs. (Fecha y hora UTC: 13/03/2022 – 06:08:09 hrs.). Ocurrió hacia el noroeste de Ixtapa (Jalisco; a aproximadamente 105 km) a una profundidad de 13.5 km. Su magnitud calculada fue de 4.1 y las coordenadas del epicentro son 21.03° latitud y -106.15° longitud. Este sismo solo fue registrado en 3 estaciones MT (L7-N7R, L8-N6R y REM00E) y en la estación sísmica de la red nacional ANIG; de igual forma, durante la ocurrencia de este se encontraba en campo dos estaciones LEMI (LMTSP: San Pedro y LMTCac: Cacalutan) (Figura 34); sin embargo, las series de tiempo de las señales eléctricas y magnéticas de estas estaciones no mostraron evidencia de haber registrado señales EM cosísmicas; motivo por el cual, los análisis de Tiempo-Frecuencia se hicieron solo entre las señales correspondientes a las estaciones MT y a la estación sísmica.

Al igual que lo descrito para el sismo anterior, las series de tiempo de las señales eléctricas y magnéticas mostraron variaciones muy similares a las señales sísmicas. En la Figura 35 (Anexo 4.2) se puede apreciar la comparación entre las formas de onda de las componentes vertical (Z) y horizontales (N - S , E - W) registradas por la estación sísmica nacional ANIG (señal azul) y los campos magnéticos (B_x , B_y y B_z , señal rojo claro) y eléctricos (E_x y E_y , señal rojo oscuro) registrados en las estaciones MT L8-N6R y REM00E. La estación L8-N6R estaba ubicada a ~ 151 km del epicentro y a ~ 42.5 km de la estación sísmica ANIG (distancia epicentral de 170 km). En esta misma figura, es posible observar que la duración de las anomalías EM es también consistente con la duración del paso de las ondas sísmicas; además, que las componentes del campo magnético parecen ser más sensibles al paso de las ondas sísmicas que aquellas pertenecientes al campo eléctrico. De igual forma, se aprecia que la sensibilidad de las señales EM es mayor en las direcciones N - S (B_x y E_x) y Z (B_z) en comparación con la E - W (B_y y E_y). Un aspecto relevante del análisis de este evento sísmico es que no hubo registro de anomalías o señales cosísmicas en el campo eléctrico (E_x y E_y) pertenecientes a la estación MT REM00E, la cual era la más cercana al epicentro (~ 102 km); su distancia con respecto a la estación ANIG es de ~ 79 km. En la estación REM00E es evidente el registro de las señales EM antes del primer arribo de la onda P sísmica. En las tres estaciones el primer arribo de la onda S de la actividad sísmica se observa también en las señales EM.

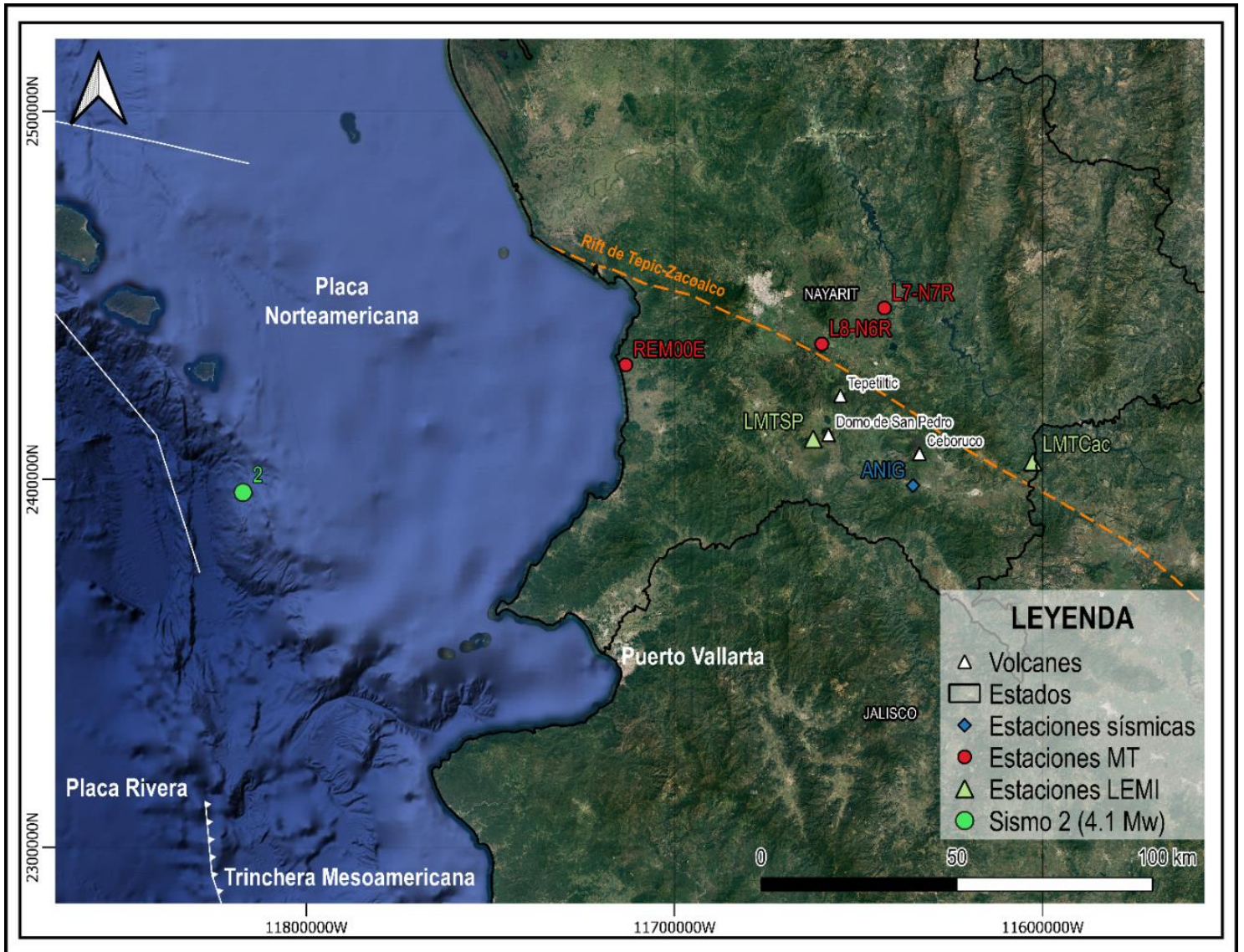


Figura 34. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotelúricas (círculos rojos) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidía con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 4.1 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:08:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones MT REM00E, L8-N6R y L7-N7R se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 102, 151 y 169 km, respectivamente. La estación ANIG a alrededor de 170 km y las estaciones LMTSP a ~145 km y LMTCac a ~200 km.

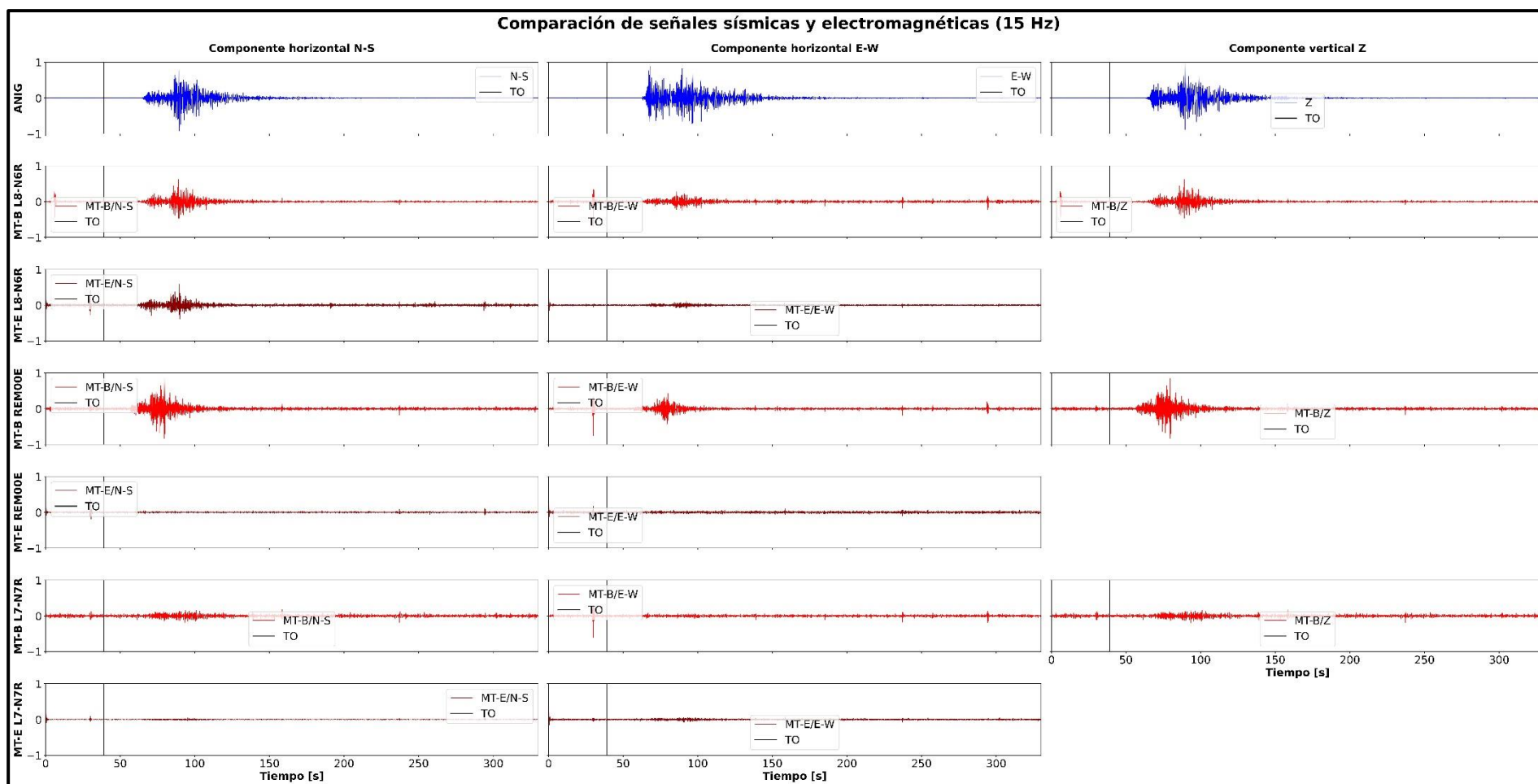


Figura 35. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación ANIG (gráfico de líneas azules), y las señales magnéticas (gráficos de líneas rojas claras) y eléctricas (gráficos de líneas rojas oscuras) de la estaciones MT L8-N6R, REM00E y L7-N7R. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 4.1 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:08:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones L8-N6R, REM00E, L7-N7R y ANIG eran 151, 102, 169 y 170 km, respectivamente; la distancia entre las estaciones MT con respecto a la estación ANIG eran de ~42.5, ~79 y ~ 45.3 km, respectivamente.

7.2.2.1. Desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 36), N-S (Figura 37) y E-W (Figura 38) de las diferentes señales magnéticas, eléctricas y sísmicas registradas para el segundo sismo. Es importante tener en cuenta que, dado que este sismo generó perturbaciones en el campo eléctrico y/o magnético de todas las estaciones MT presentadas en la Figura 34, las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas no se centran en una sola, lo anterior con el fin de mostrar los diferentes resultados que se puedan presentar entre una estación u otra.

7.2.2.1.1. Componente vertical Z

El desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación REM00E (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo) se reportan en la Figura 36.

Tal como se puede observar en la Figura 36, los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente vertical muestran valores inferiores a 1.0 y las diferencias más evidentes se presentan entre los 68 y los 125 s (TFEM, TEM, TFPM y TPM), que es el tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en ambas señales. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en la señal magnética es registrada antes que la sísmica. Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que el registro magnético normalizado presenta amplitudes mayores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en el TFEM). Estas amplitudes de las señales B_z se distribuyen en aproximadamente 20 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de -0.7 a 0.3 en el TEM y de -0.1 a 0.1 en el TPM. Después de dicho desajuste positivo, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor con respecto al campo magnético (35 s), con variaciones en los rangos de -0.9 a -0.1 y -0.1 a 0.2 para el TEM y el TPM, respectivamente. Lo anterior resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel del TFEM), esto genera que las principales diferencias en el desajuste de la envolvente se den en el rango de frecuencia de 0.1 a 2.0 Hz (curva del FEM), lo cual se considera como la parte más energética del registro. Por otra parte, las principales diferencias que se presentan entre la señal magnética y sísmica en el desajuste de la fase varían entre el rango de 0.1 y 2.0 Hz en un intervalo de ~40 s (TPM), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM.

Por último, es importante mencionar que la componente vertical (B_z) de las otras 2 estaciones MT (L7-N7R y L8-N6R) presentan comportamientos similares en los desajustes de la envolvente y de la fase entre ellas y diferentes en relación con la descrita (REM00E - Figura 36). Ambas estaciones muestran desajustes negativos en relación con la señal sísmica de la estación ANIG debido a la ausencia de registro de una señal EM (L7-N7R) representativa y al registro de menores amplitudes (L8-N6R) en esta componente (N-S). Estos desajustes presentan valores entre 0. y -0.9 en el TEM y cercanos a 0.0 en el TPM (Anexo 5.2 a).

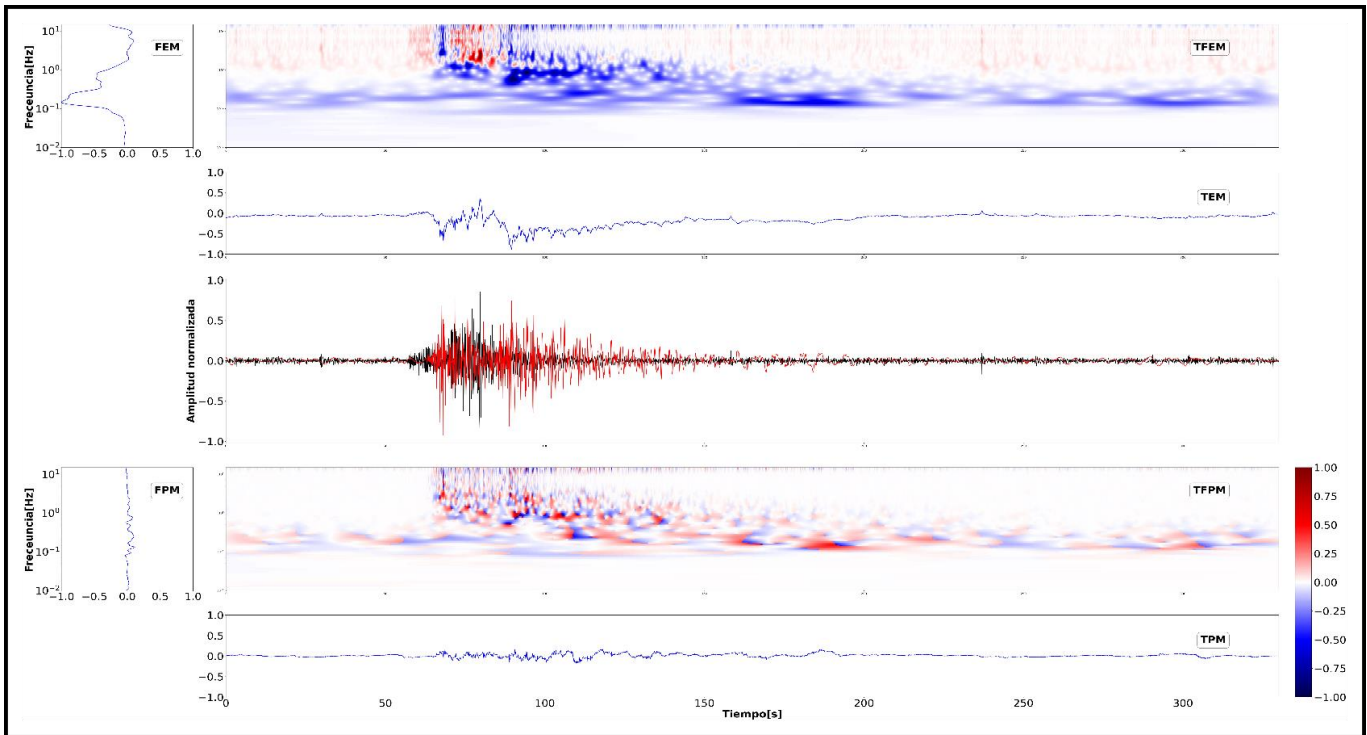


Figura 36. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.2.1.2. Componentes horizontales N-S y E-W

Los desajustes de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajustes de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajustes de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 37 y Figura 38; respectivamente. Siendo en la Figura 37a el campo magnético N-S (B_x) y en la Figura 37b el campo eléctrico N-S (E_x) de la estación L8-N6R. Por otra parte, en la Figura 38a el campo magnético E-W (B_y) de la estación REM00E y en la Figura 38b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación L7-N7R. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo).

Los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente N-S del campo magnético y eléctrico (B_x y E_x) también muestran valores inferiores a 1.0, tal como se muestra en la Figura 37. Las diferencias más evidentes se presentan entre los 66 y los 150 s para los TFEM y TEM, y entre los 85 y 150 s para los TFPM y TPM. Entre los 66 y 150 s corresponde al tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en las tres señales. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en las señales EM y sísmica es registrada de coetáneamente (Figura 37). Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes iguales o menores que las del registro sísmico normalizado; sin embargo, es importante resaltar que las amplitudes del campo eléctrico son menores con respecto al magnético. Las pequeñas diferencias de amplitudes entre las señales EM y sísmica genera un desajuste negativo en la envolvente (colores azules en los paneles TFEM) para frecuencias entre 0.06 y 2.0 Hz (curvas FEM), y un desajuste positivo (colores rojos en los paneles TFEM) para frecuencias mayores a 2.0 (curvas FEM); lo cual puede ser considerado como la parte más energética del registro. Las amplitudes de las señales B_x y E_x se distribuyen en aproximadamente 13 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de -0.7 a -0.1 en TEM para ambos campos (Figura 37), y entre -0.2 a 0.3 y -0.2 a 0.0 en TPM para B_x (Figura 37a) y E_x (Figura 37b); respectivamente. Por otra parte, las principales diferencias que se presentan entre las señales EM y sísmica en el desajuste de la fase se dan en frecuencias menores a 1.0 Hz en un intervalo de ~28 s tanto para B_x (Figura 37a) como para E_x (Figura 37b), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM. En el Anexo 5.2 (b y c) se muestra que las estaciones L7-N7R y REM00E presentan aspectos diferentes en la componente N-S de B_x y E_x . Las estaciones L7-N7R y REM00E muestran desajustes negativos para ambos campos (B_x y E_x ; en el caso de L7-N7R) y solo para el campo eléctrico (REM00E) en relación con la señal sísmica de la estación ANIG, esto se debe a la ausencia de registro de una señal EM representativa en esta componente; dicho desajuste presenta valores entre 0.0 y -1.0 en el TEM y entre 0.0 a 0.2 en el TPM. La estación REM00E registró en B_x el arribo de la onda P segundos antes que la señal sísmica; además, se observa que existe un desajuste positivo (colores rojos en el panel TFEM) debido a la mayor amplitud de la onda S en la señal magnética para frecuencias mayores a 2.0 Hz (curva FEM), este desajuste presenta valores en TEM entre 0.0 y 0.5 y en TFP cercanos a 0.0. Seguido de este desajuste, en el panel TFEM se presenta uno negativo (colores azules), el cual se asocia a la mayor amplitud que presenta el registro sísmico con respecto al magnético después del registro del arribo de la onda S en B_x .

En relación con la componente E-W del campo magnético y eléctrico (B_y y E_y), la Figura 38 muestra que los desajustes de la envolvente y de la fase también presentan valores inferiores a 1.0, con mayor predominancia aquellos presentes entre 0.0 y -0.5. Las diferencias más evidentes se presentan entre los 65 y los 143 s para los TFEM, TEM, TFPM y TPM, lo cual corresponde al tiempo en donde las señales EM y sísmicas se superponen entre sí. El arribo de la onda P se registra segundos antes en la señal magnética que en la sísmica (Figura 38a). A diferencia de la componente N-S, en esta componente (E-W; Figura 38a), se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes menores de la onda S, lo cual genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en los paneles del TFEM); además, la señal del

campo eléctrico (E_y) carece de un registro representativo en esta componente, lo cual genera un desajuste negativo (colores azules en el panel TFEM en la Figura 38b). Las amplitudes de las señales B_y se distribuyen en aproximadamente 15 segundos, presentando variaciones de 0.2 a -0.2 en el TEM y cercanas a 0.0 en el TPM (Figura 38a). Después del desajuste positivo de la Figura 38a, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor (60 s) con variaciones en los rangos de -1.0 a 0.0 en el TEM y de -0.1 a 0.3 en el TPM; lo cual resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel TFEM). Las principales diferencias en el desajuste de la envolvente dependiente de la frecuencia para la componente E-W (B_y) se generan por los desajustes positivos de frecuencias mayores a 2.0 (curvas FEM) y los negativos de frecuencias entre 0.06 y 2.0 Hz (curvas FEM), estos desajustes se consideran como la parte más energética del registro. Las principales diferencias que se presentan entre la señal magnética y sísmica en el TFPM y FPM son entre el rango de 0.1 y 1.0 Hz en un intervalo de ~30 s (TPM) (Figura 38a). E_y carece de un registro que pueda ser usado para la aplicación correcta de este criterio (Figura 38b). En el Anexo 5.2 (d y e) se evidencia que la estación L8-N6R presentan aspectos similares en la componente E-W de B_y descritos para REM00E (Figura 38a). De igual forma, la señal de B_y de la estación L7-N7R y las señales E_y de las otras dos estaciones MT (L8-N6R y REM00E) muestran un desajuste negativo en el campo EM en relación con la señal sísmica de la estación ANIG debido a la ausencia de un registro representativo de una señal EM en esta componente, tal como se pudo observar en la Figura 38b (E_y ; L7-N7R).

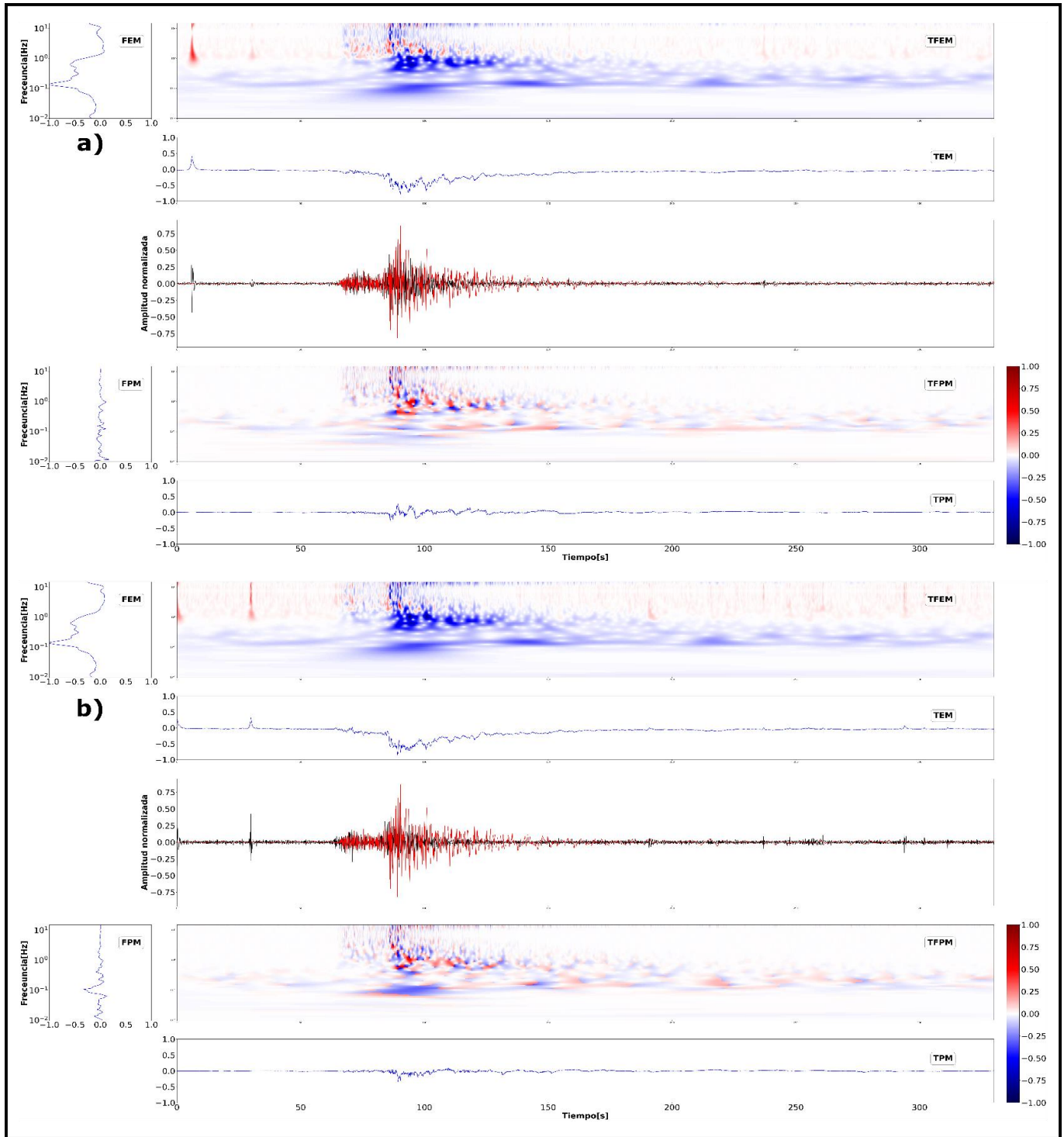


Figura 37. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT L8-N6R (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

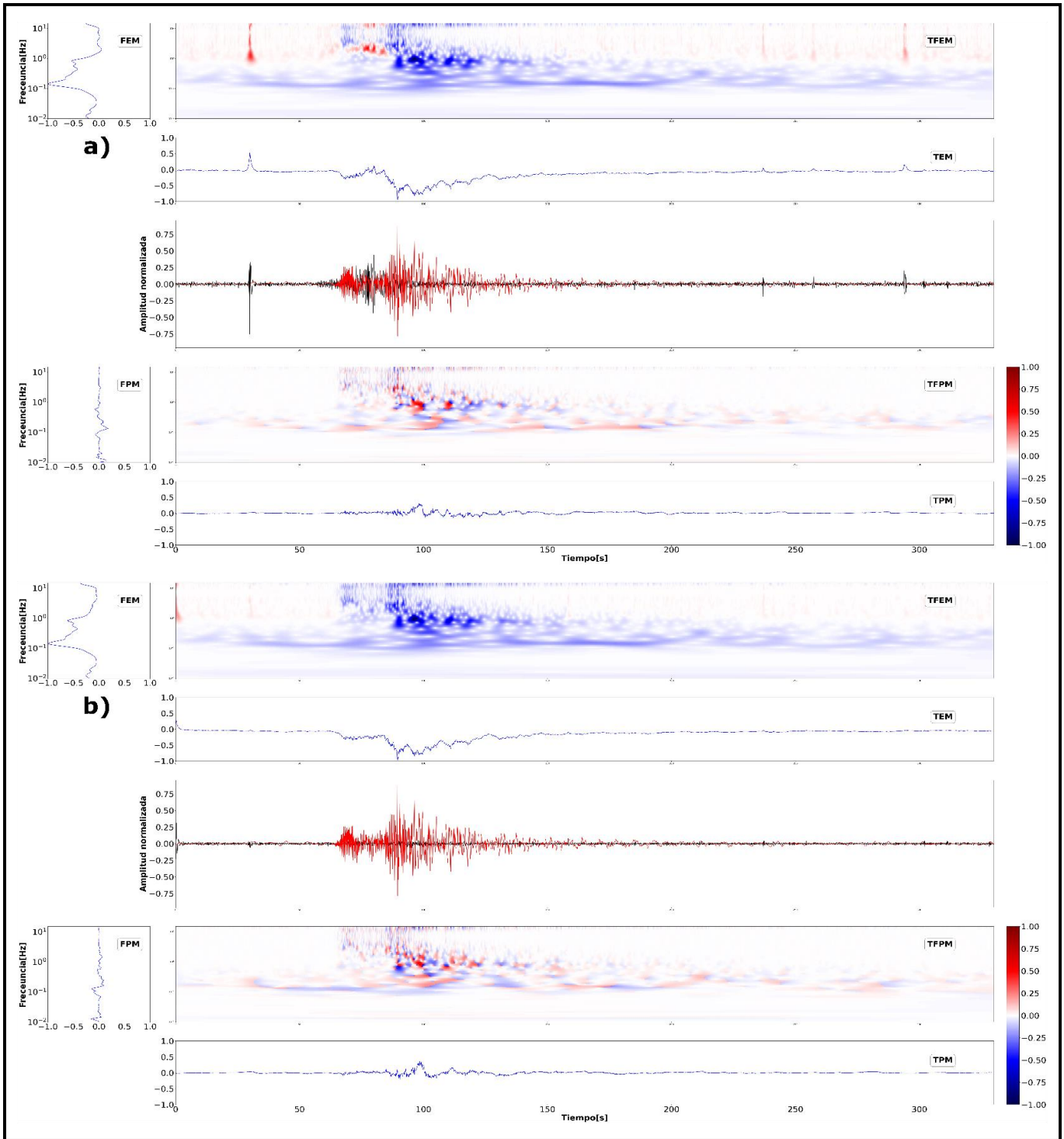


Figura 38. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre (a) el campo magnético B_y (E-W) de la estación MT REM00E, (b) el campo eléctrico E_y (E-W) de la estación MT L7-N7R (registros de color negro) y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.2.2. Bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 39), N-S (Figura 40) y E-W (Figura 41) de las diferentes señales magnéticas, eléctricas y sísmicas registradas para este evento (Fecha y hora UTC: 13/03/2022 – 06:08:09 hrs.; profundidad: 13.5 km; magnitud calculada: 4.1). Es importante tener en cuenta que, dado que este sismo generó perturbaciones en el campo eléctrico y/o magnético de todas las estaciones MT presentadas en la Figura 34, las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas no se centran en una sola, lo anterior con el fin de mostrar los diferentes resultados que se puedan presentar entre una estación u otra.

7.2.2.2.1. Componente vertical Z

La bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación L7-N7R (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo) se reportan en la Figura 39.

La bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) de la componente vertical muestran de forma general valores de justos a excelentes (4 – 10) y de pobres a excelentes (<4 – 10); respectivamente (Figura 39). Los valores justos y buenos (4 – 8) son más evidentes entre los 90 - 115 s (TFEG) para las frecuencias entre 0.4 y 2.0 Hz, y entre los 160 y 200 s para frecuencias < 0.4 Hz (curvas de las FEG y FPG). Los valores pobres en TFPG se concentran en un intervalo de tiempo corto (6 s). Así mismo, FPG tiene mejor bondad de ajuste que FEG para frecuencias mayores a 0.3 Hz. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en la señal sísmica se registra primero que en la magnética; la amplitud en el registro sísmico presenta mayores amplitudes (TFEG, TFPG y TPG excelentes; 8-10), lo que causa que los valores en TEG sean de justos a buenos (4 – 8). Con respecto a la onda S, se aprecia que el registro magnético normalizado de esta estación presenta amplitudes menores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera bondades de ajuste justas (4 – 6) y buenas (6 – 8) en TFEG y TEG. Se aprecia que en TPG las mayores amplitudes del registro sísmico en relación con B_z exhiben valores excelentes (8 – 10).

Por último, es importante mencionar que la componente vertical (B_z) de las otras 2 estaciones MT (L8-N6R y REM00E) presentan valores de bondades de ajuste de la envolvente y de la fase mejores, ya que la señal magnética registrada en esas estaciones presenta mejores formas de onda (son más significativas). Motivo por el cual, muestran valores de buenos a excelentes (6 – 10) en intervalos de tiempo más cortos. El arribo de la onda P en la estación REM00E fue registrado primero que la señal sísmica (Anexo 5.2 f).

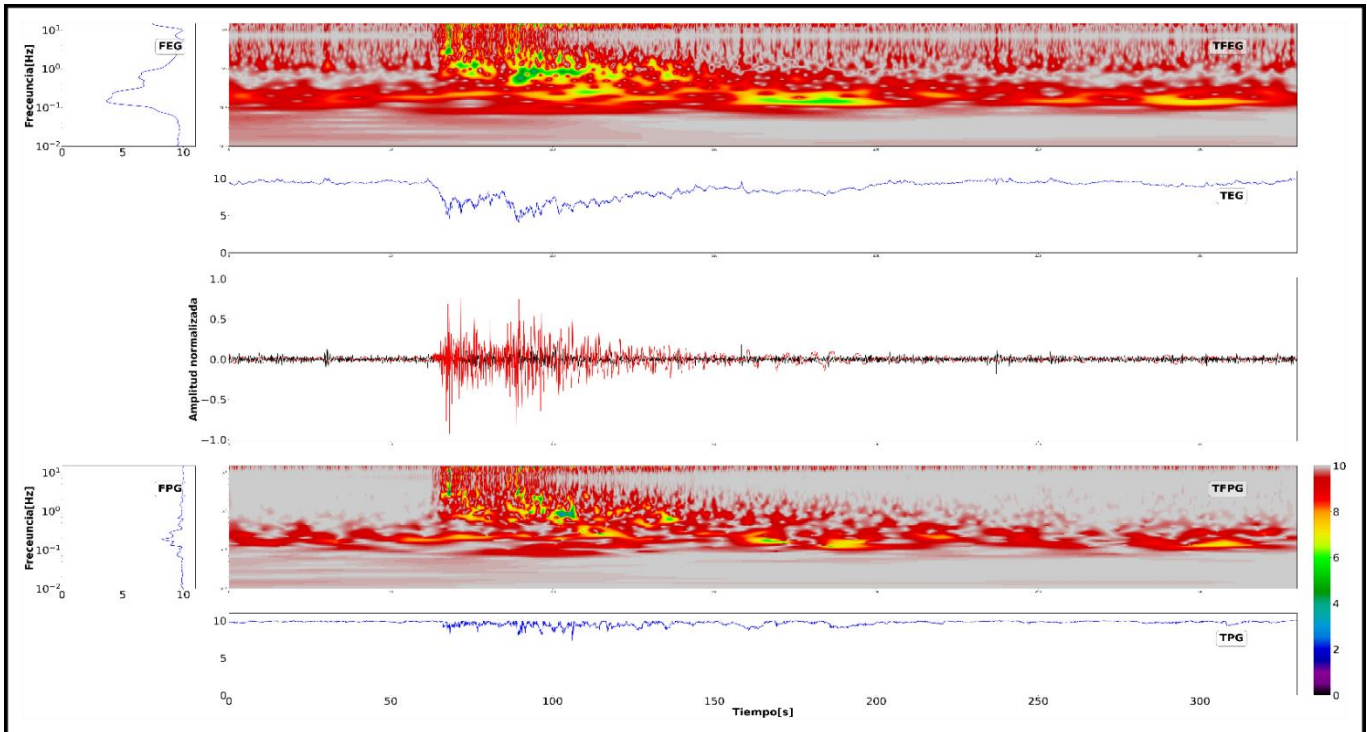


Figura 39. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT L7-N7R y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.2.2. Componentes horizontales N-S y E-W

Las bondades de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondades de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondades de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 40 y Figura 41; respectivamente. Siendo en la Figura 40a el campo magnético N-S (B_x) y en la Figura 40b el campo eléctrico N-S (E_x) de la estación L8-N6R. Por otra parte, en la Figura 41a el campo magnético E-W (B_y) y en la Figura 41b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación REM00E. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo).

Las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase de la componente N-S del campo magnético (B_x ; Figura 40a) y eléctrico (E_x ; Figura 40b) muestran valores de buenos (6 – 8) a excelentes (8 – 10); sin embargo, a diferencia de la componente vertical, los valores buenos son más evidentes en un intervalo de tiempo más corto (18 s en TFEG y TFPG) para las frecuencias entre 0.3 – 2.0 Hz (curvas de las FEG y FPG). Tanto B_x como E_x presentan mejor bondad de ajuste en FPG que FEG para frecuencias mayores a 1.0 Hz. En cuanto al arribo de la onda P se muestra en la señal eléctrica es registrada antes que en la sísmica; en la señal

magnética se evidencia su arribo de forma coetánea con la sísmica. Las ondas sísmicas presentan mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFGP y TPG excelentes; 8-10). Con respecto a la onda S, se aprecia que los registros magnético y eléctrico normalizados presentan amplitudes menores que las del registro sísmico normalizado, lo cual genera bondades de ajuste justas y buenas (4 – 8) en la TEG; es importante resaltar que las amplitudes del campo eléctrico (Figura 40b) son menores con respecto al magnético (Figura 40a). En el Anexo 5.2 (g y h) se muestra que en general, las otras 2 estaciones MT que registraron este evento (L7-N7R y REM00E) presentan también valores buenos a excelentes (6 – 10) en las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase en la componente N-S de la señal magnética. B_x de la estación REM00E se caracteriza por el registro del arribo de la onda P segundos antes que la estación sísmica y por presentar mayores amplitudes tanto en la onda P como en la S, lo que genera valores excelentes en TFEG, TEG, TFGP y TPG. En cuanto al campo eléctrico, las estaciones L7-N7R y REM00E carecen de un registro representativo del sismo, motivo por el cual, las comparaciones con la señal sísmica de la estación ANIG no son posible interpretarse.

La componente E-W del campo magnético (B_y) muestra que las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase presentan valores justos a excelentes (4 – 10), tal como se puede observar en la Figura 41a. Esta misma componente para el campo eléctrico (E_y) también presenta los mismos valores; sin embargo, debido a la carencia de un registro eléctrico (E_y ; Figura 41b) significativo (forma de onda parecida a un sismograma) la comparación con la señal sísmica de la estación ANIG no es posible hacerse. Los valores entre 4 y 8 (justos a buenos) en la bondad de ajuste del campo magnético (B_y) se limitan a un intervalo de tiempo de ~12 s (TFEG y TEG) para frecuencias entre 0.6 y 2.0 Hz en FEG y FPG (Figura 41a). Al igual que en la componente N-S, B_y presentan mejor bondad de ajuste en FPG que FEG para frecuencias mayores a 0.2 Hz. A diferencia de los registros de la componente N-S, el arribo de la onda P solo se registra segundos antes en la señal magnética (Figura 41a) en comparación con la señal sísmica, aunque esta última consta de mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFGP y TPG excelentes; 8 – 10); se aprecia estas mismas señales normalizadas presentan amplitudes menores de la onda S en comparación con las sísmicas, lo cual causa bondades de ajuste excelentes en TEG. Es importante destacar que las amplitudes del campo eléctrico son menores con respecto al magnético. Por último, en la Figura 41a se puede apreciar que los valores excelentes (8 – 10) de TPG son generados por la mayor amplitud que presenta la señal sísmica después de la onda S electromagnética. Otra de las estaciones MT que registró este evento (L8-N6R) presenta también valores buenos a excelentes (6 – 10) en las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase en la componente E-W de la señal magnética. En cuanto a B_y de la estación L7-N7R y al campo eléctrico (E_y) de las estaciones L7-N7R y L8-N6R se puede apreciar que estas carecen de un registro representativo del sismo (formas de ondas parecidas a un sismograma), motivo por el cual, las comparaciones con la señal sísmica de la estación ANIG no son posible interpretarse, tal como se mencionó para la Figura 41b (Anexo 5.2 i y j).

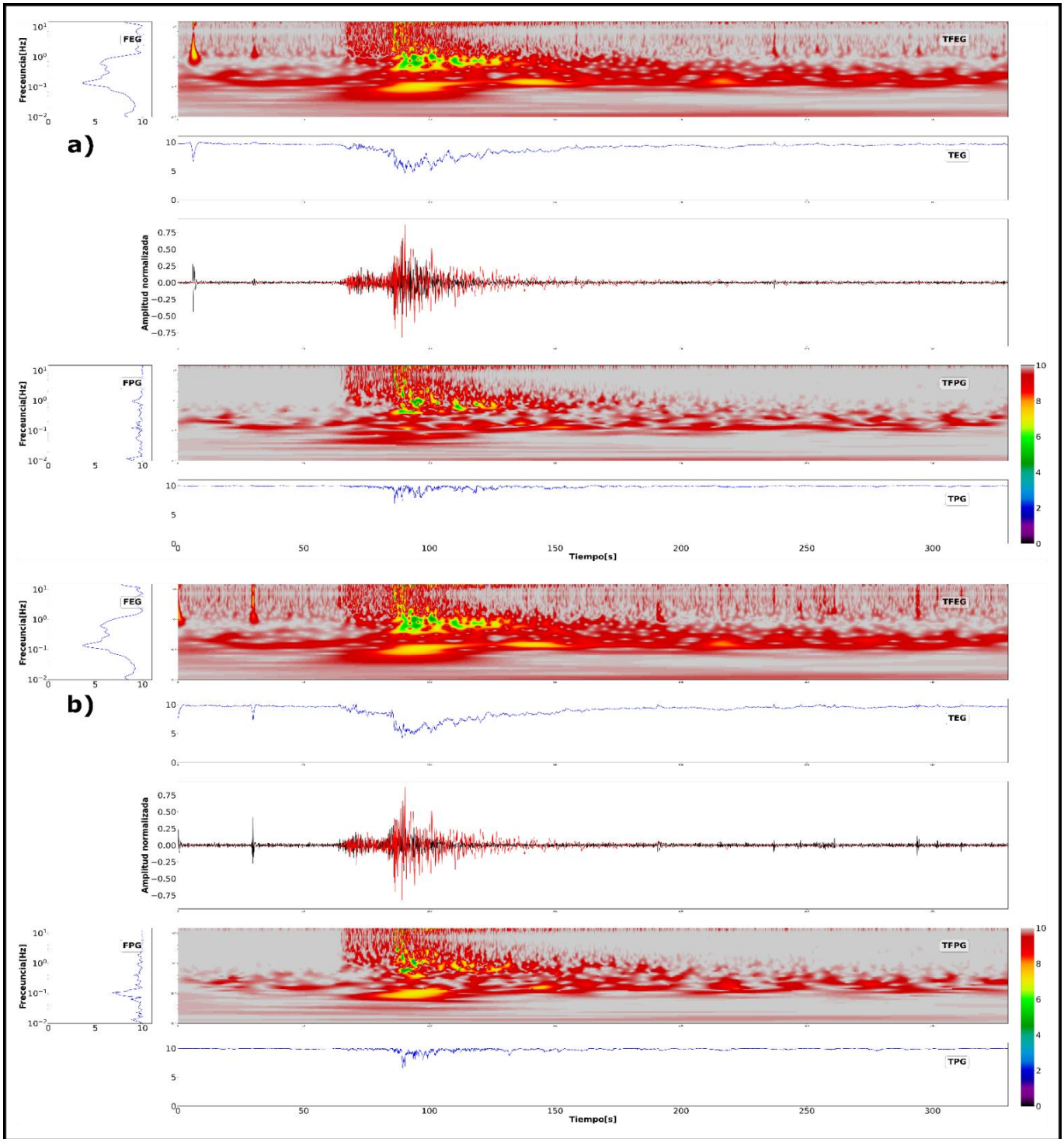


Figura 40. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT L8-N6R (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

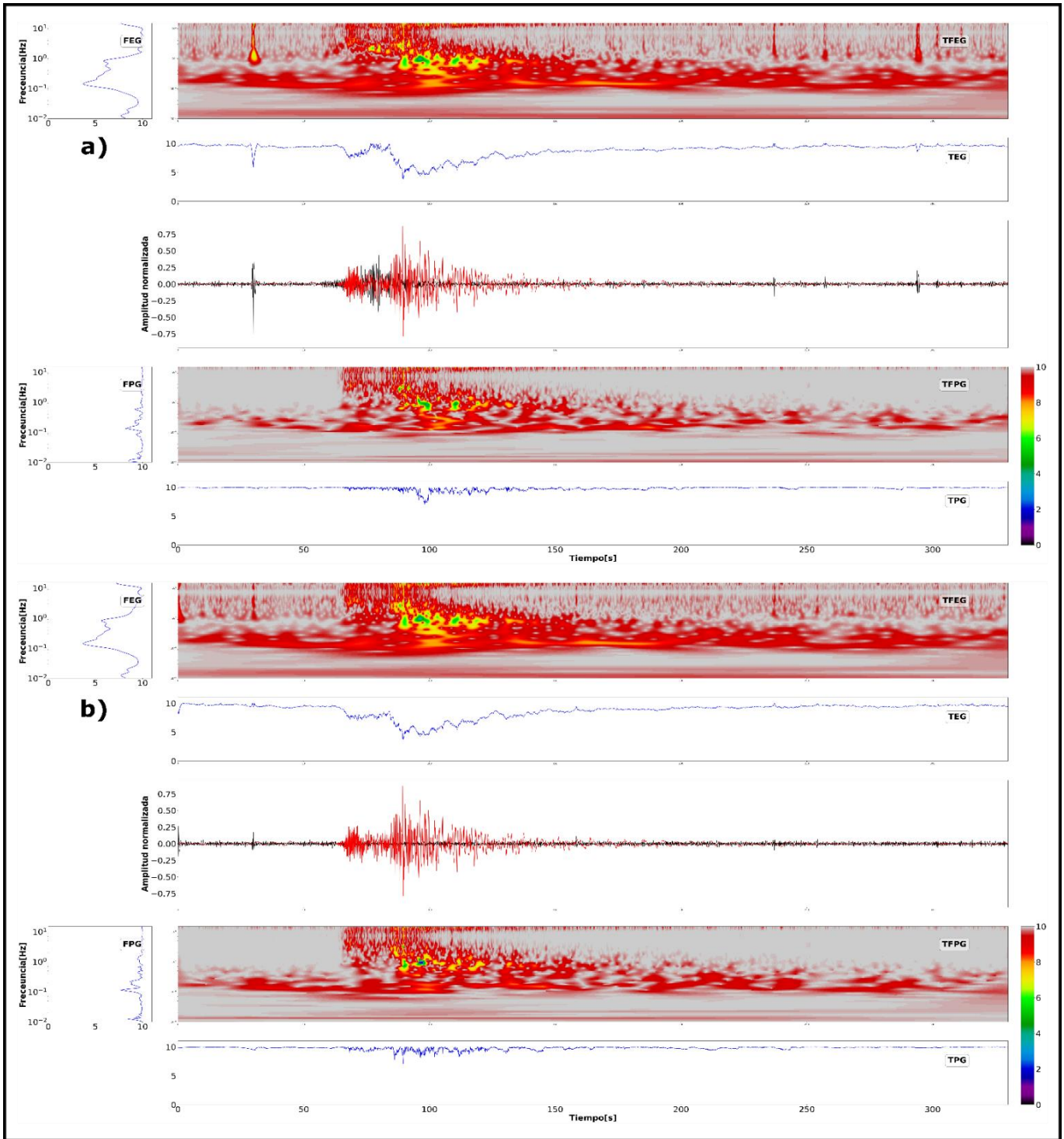


Figura 41. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.3. Evento 3 – 13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Mw: 3.9 – Profundidad: 7.7 km

El tercer evento fue reportado por el SSN seis minutos después y en cercanía del anterior; es decir, a las 00:14:09 hrs. del domingo 13 de marzo (Fecha y hora UTC: 13/03/2022 – 06:14:09 hrs.) a aproximadamente 112 km hacia el noroeste de Ixtapa (Jalisco) a una profundidad de 7.7 km. Su magnitud calculada fue de 3.9 y las coordenadas del epicentro son 21.02° latitud y -106.23° longitud. Este sismo solo fue registrado en una estación MT (REM00E) y en la estación sísmica de la red nacional ANIG; de igual forma, durante la ocurrencia de este se encontraban en campo las dos estaciones LMTSP (San Pedro) y LMTCaC (Cacalutan) (Figura 42). Sin embargo, es importante mencionar que, al igual que los registros de los dos eventos anteriores, las series de tiempo de las señales eléctricas y magnéticas de los equipos LEMI (frecuencia de muestreo de 1 Hz) no mostraron evidencia de haber registrado la ocurrencia de señales cosísmicas; motivo por el cual, los análisis de Tiempo-Frecuencia se hicieron solo entre las señales correspondientes a la estación MT y a la estación sísmica.

A diferencia de los dos sismos anteriores, las series de tiempo de las señales eléctricas y magnéticas registradas en la estación REM00E no mostraron variaciones que fueran similares a las señales sísmicas. En la Figura 43 (Anexo 4.3) se puede apreciar la comparación entre las formas de onda de las componentes vertical (Z) y horizontales (N-S, E-W) registradas por la estación sísmica nacional ANIG (señal azul) y los campos magnéticos (B_x , B_y y B_z , señal rojo claro) y eléctricos (E_x y E_y , señal rojo oscuro) registrados en la estación MT REM00E, la cual estaba ubicada a ~ 110 km del epicentro y a ~ 79 km de la estación sísmica ANIG (distancia epicentral de 178 km). En esta misma figura, es posible observar que la duración de las anomalías EM no es consistente con la duración del paso de las ondas sísmicas; además, que las componentes del campo magnético son más sensibles al paso de las ondas sísmicas que aquellas pertenecientes al campo eléctrico, debido a que en este último no se evidencia anomalías eléctricas cosísmicas. De igual forma, se aprecia que la sensibilidad de las señales magnéticas es mayor en las direcciones N-S (B_x y E_x) y Z (B_z) en comparación con la E-W (B_y y E_y). Este evento sísmico es de interés debido a diversos factores: I) no se registraron anomalías o señales cosísmicas en el campo eléctrico (E_x y E_y) en la estación MT, la cual estaba a ~ 110 km del epicentro. II) Sólo hubo registro de anomalías EM en una (REM00E) de las tres (REM00E, L8-N6R, L7-N7R) estaciones MT que se encontraban instaladas en campo, a pesar de que la diferencia entre el tiempo origen, la profundidad y el epicentro con respecto al sismo anterior (evento 2) fue de 6 minutos, 5.8 km y 8 km, respectivamente. III) El registro de las señales EM antes del primer arribo de la onda P sísmica no es claro, ya que la onda P EM no es evidente; sin embargo, se observa que el primer arribo de la onda S EM se registra segundos antes de la onda S sísmica.

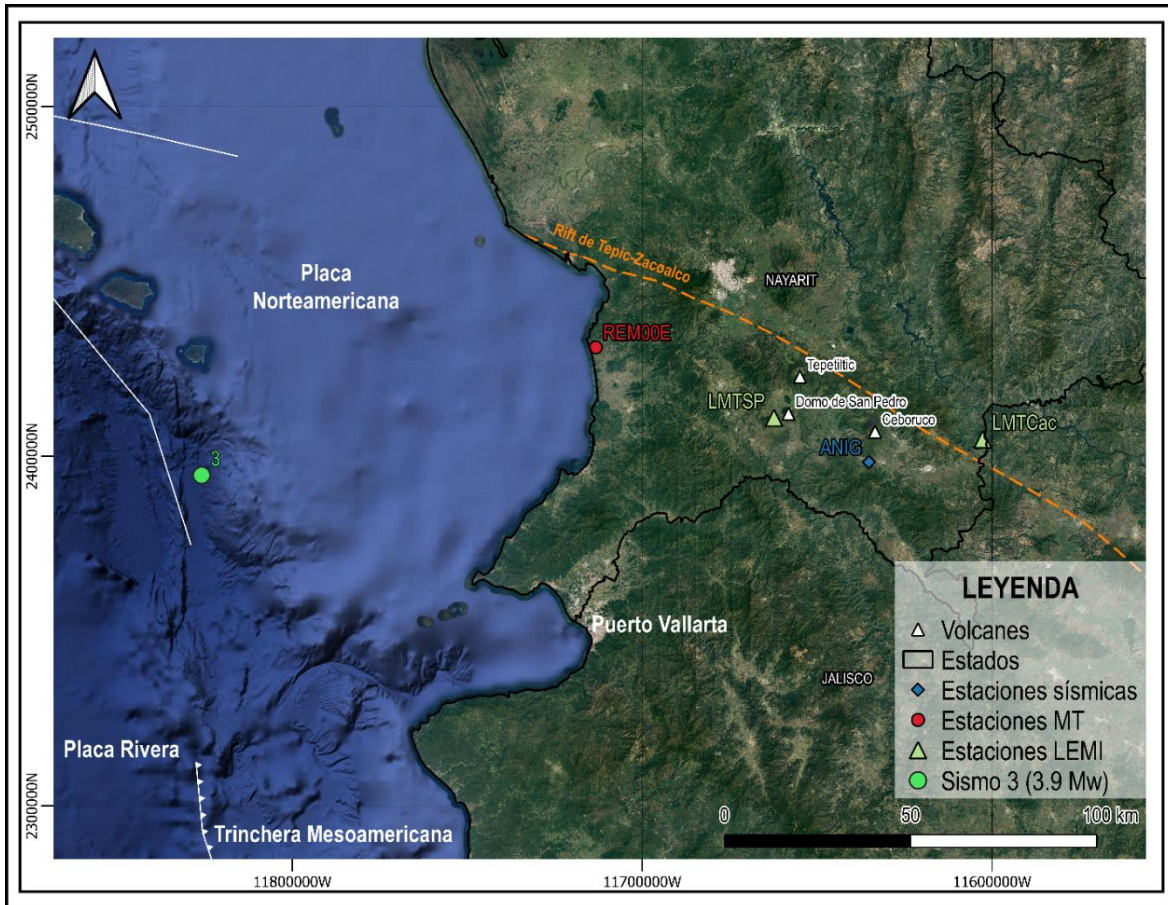


Figura 42. Estaciones sísmica (rombo azul), magnetotelúrica (círculo rojo) y LEMI (triángulos verdes) que fueron empleadas para llevar a cabo el análisis de Tiempo-Frecuencia o cuya ventana de tiempo de operación coincidió con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 3.9 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:14:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones REM00E, LMTSP, ANIG y LMTCac se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 110, 153, 178 y 208 km, respectivamente.

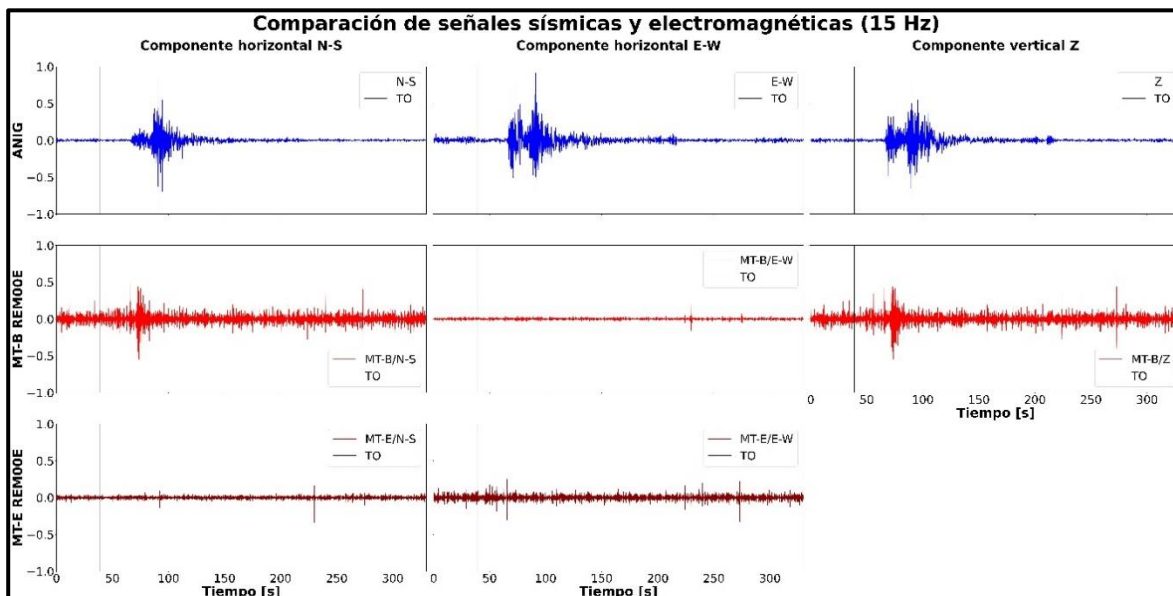


Figura 43. Series de tiempo de las diferentes componentes (vertical Z y horizontales N-S, E-W) de la señal sísmica de la estación ANIG (gráfico de líneas azules), y las señales magnética (gráfico de líneas rojas claras) y eléctrica (gráfico de líneas rojas oscuras) de la estación MT REM00E. En estas estaciones se registra el sismo de magnitud 3.9 ocurrido el domingo 13 de marzo de 2022 a las 06:14:09 hrs. (fecha y hora UTC). Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones REM00E y ANIG eran 110 y 178 km, respectivamente. La distancia entre las estaciones era de ~79 km.

7.2.3.1. Desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 44), N-S (Figura 45) y E-W (Figura 46) de las señales magnéticas, eléctricas y sísmicas registradas para este tercer evento objeto de estudio. Es importante tener en cuenta que, este sismo generó perturbaciones en el campo eléctrico y/o magnético en una (REM00E) de las tres (REM00E, L8-N6R, L7-N7R) estaciones MT que se encontraban instaladas en campo durante la ocurrencia de este (Figura 34 y Figura 42); motivo por el cual, las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas se centran solamente en la estación REM00E.

7.2.3.1.1. Componente vertical Z

El desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación REM00E (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo) se reportan en la Figura 44.

Los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente vertical se muestran en la Figura 44 con valores inferiores a 1.0 y las diferencias más evidentes se presentan entre los 65 y los 90 s (TFEM, TEM, TFPM y TPM), que es el tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en ambas señales. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en la señal magnética no es evidente; sin embargo, se observa que el primer arribo de la onda S EM se registra segundos antes de la onda S sísmica. Así mismo, con respecto a la onda S, se aprecia que el registro magnético normalizado presenta amplitudes menores que las del registro sísmico normalizado. No obstante, las señales magnéticas correspondientes a la ondas S están superpuestas con la onda P sísmica (menor amplitud), lo cual genera un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en el TFEM). Estas amplitudes de las señales B_z se distribuyen en aproximadamente 10 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de -0.5 a 0.0 en el TEM y de -0.4 a 0.1 en el TPM para frecuencias mayores a 2.0 Hz (curva del FEM). Después de dicho desajuste positivo, se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor con respecto al campo magnético (28 s), con variaciones en los rangos de -0.9 a -0.1 y -0.1 a 0.2 para el TEM y el TPM, respectivamente. Lo anterior resulta en un desajuste de

envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel del TFEM) para frecuencias entre 0.2 y 2.0 Hz. Ambos desajustes se consideran como la parte más energética del registro. Por otra parte, las principales diferencias que se presentan entre la señal magnética y sísmica en el desajuste de la fase varían entre el rango de 0.5 y 5.0 Hz en un intervalo de ~30 s (TPM), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM. En el Anexo 5.3 (a) se dispone la Figura 44 en un mayor tamaño.

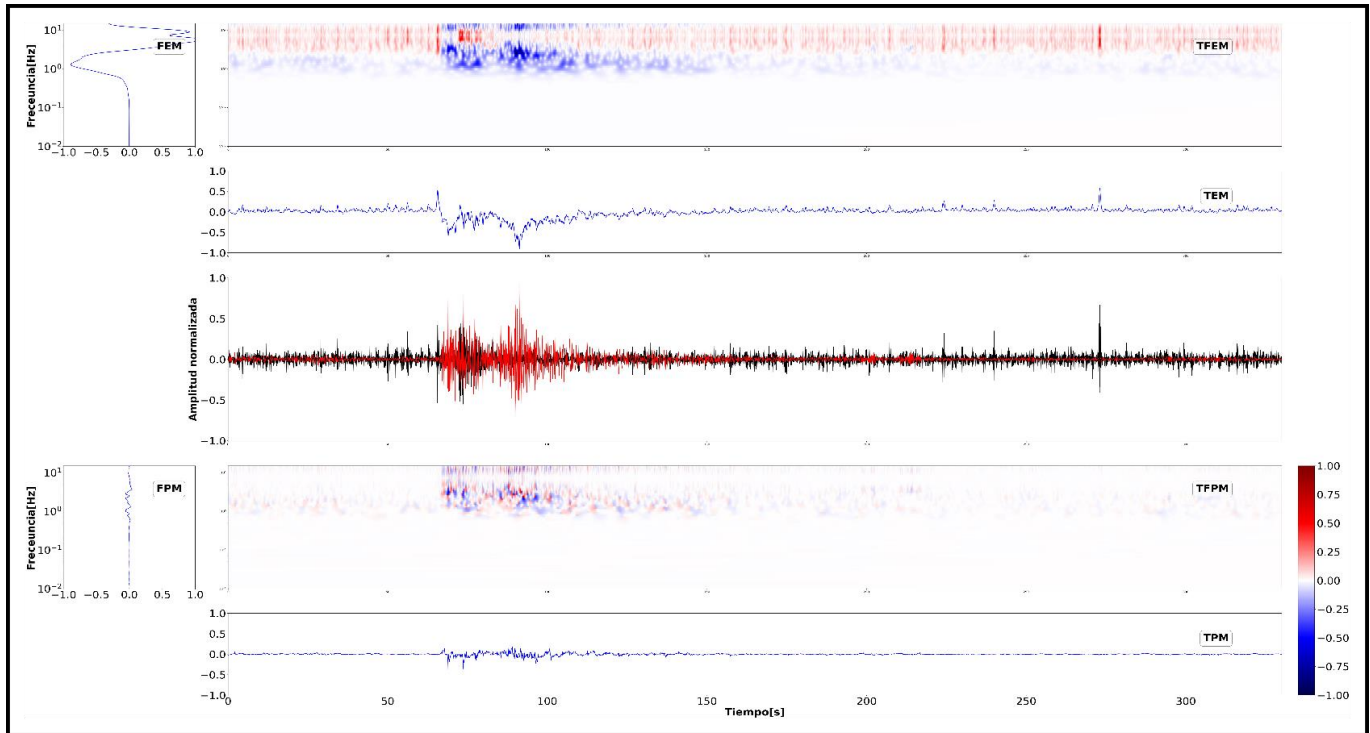


Figura 44. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.3.1.2. Componentes horizontales N-Z y E-W

Los desajustes de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajustes de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajustes de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 45 y Figura 46; respectivamente. Siendo en la Figura 45a el campo magnético N-S (B_x), en la Figura 45b el campo eléctrico N-S (E_x), en la Figura 46a el campo magnético E-W (B_y) y en la Figura 46b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación REM00E. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo).

En la Figura 45b se aprecia que la señal del campo eléctrico (E_x) carece de un registro representativo en la componente N-S, lo cual genera un desajuste negativo (colores azules en el panel TFEM); la ausencia de

formas de ondas similares a un sismograma imposibilita la correcta aplicación de este criterio. Los desajustes de la envolvente y de la fase de la componente N-S del campo magnético (B_x) muestran valores inferiores a 1.0, tal como se muestra en la Figura 45a. Las diferencias más evidentes se presentan entre los 71 y los 88 s para los TFEM y TEM, y entre los 88 y 115 s para los TFPM y TPM. Entre los 71 y 115 s corresponde al tiempo en donde fue registrado el evento sísmico en las dos señales. En relación con el arribo de la onda P, al igual que en la componente vertical (B_z), en la señal magnética no es evidente. Con respecto a la onda S se aprecia que el registro magnético normalizado presenta amplitudes menores que las del registro sísmico. No obstante, las ondas S de las señales magnéticas están superpuestas con la onda P sísmica, la cual presenta menor amplitud, causando un desajuste positivo en la envolvente (colores rojos en el TFEM). Las amplitudes de la señal B_x se distribuye en aproximadamente 17 segundos con respecto al registro sísmico, presentando variaciones de 0.4 a 0.0 en TEM y entre -0.1 - 0.3 en TPM para frecuencias entre a 3.0 y 10.0 Hz (curva del FEM) (Figura 45a). Seguido del desajuste positivo, el registro sísmico presenta mayores amplitudes con respecto a la señal magnética, las cuales se distribuyen en un período de tiempo mayor (27 s), con variaciones en los rangos de -0.9 a 0.0 y 0.0 a 0.2 para el TEM y el TPM, respectivamente. Lo anterior resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro EM (colores azules en el panel del TFEM) para frecuencias que varían entre 0.3 y 2.0 Hz representadas (curva del FEM). Estos desajustes generan que las principales diferencias en el desajuste de la envolvente se den en el rango de frecuencias consideradas como la parte más energética del registro. Las principales diferencias que se presentan entre la señal magnética y sísmica en el desajuste de la fase varían entre el rango de 0.5 y 4.0 Hz en un intervalo de ~30 s (TPM), tal como se observan en los paneles de los TFPM y FPM. En el Anexo 5.3 (b y c) se disponen la Figura 45a y Figura 45b en mayores dimensiones.

En relación con la componente E-W del campo magnético y eléctrico (B_y y E_y), la Figura 46 muestra que ambas señales carecen de un registro representativo en esta componente, lo cual genera un desajuste negativo (colores azules en el panel TFEM); la ausencia de formas de ondas similares a un sismograma imposibilita la correcta aplicación de este criterio, por lo que la descripción de la Figura 46a (B_y) y de la Figura 46b (E_y) no representa información útil para el entendimiento de cambios EM con la ocurrencia de perturbaciones sísmicas. Dichas figuras se evidencian también con mayor dimensión en el Anexo 5.3 (d y e).

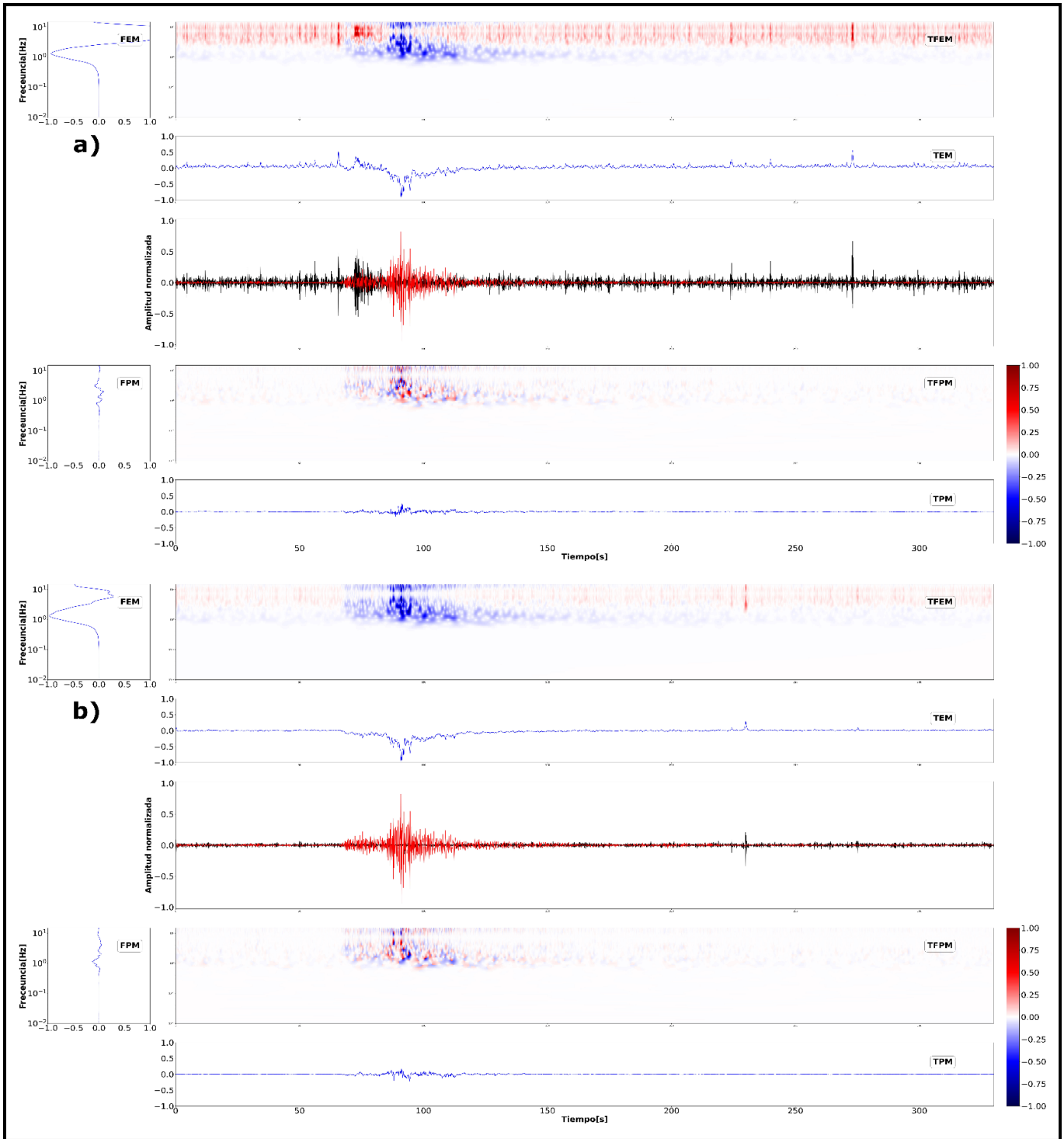


Figura 45. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

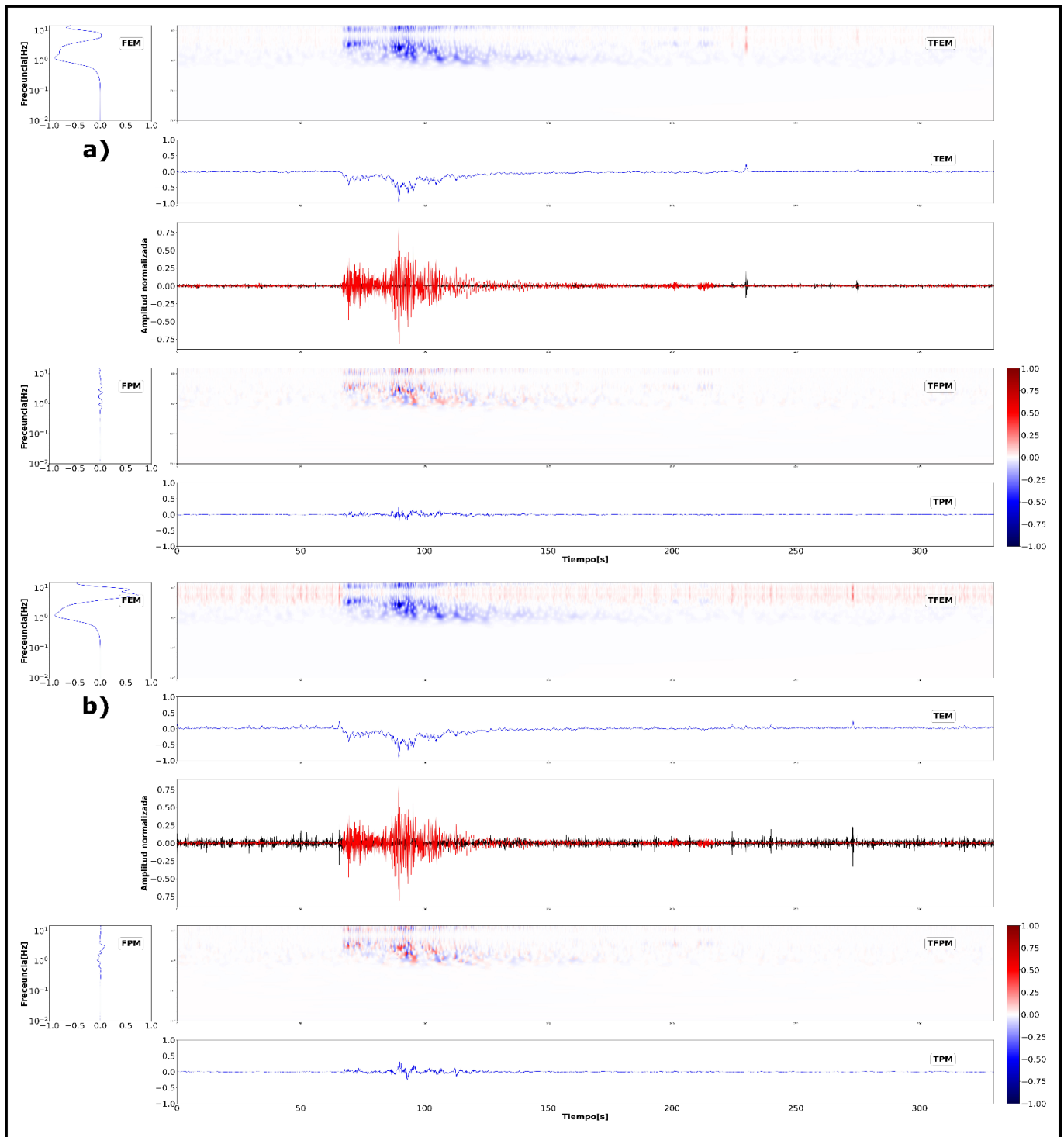


Figura 46. Desajuste de la envolvente (TFEM) y de la fase (TFPM) Tiempo-Frecuencia, desajuste de la envolvente (TEM) y de la fase (TPM) dependientes del tiempo, y desajuste de la envolvente (FEM) y de la fase (FPM) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.3.2. Bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia de las señales sísmicas y electromagnéticas

En las siguientes secciones se describen los resultados de la aplicación de los criterios de bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia para las componentes Z (Figura 47), N-S (Figura 48) y E-W (Figura 49) de las diferentes señales magnéticas, eléctricas y sísmicas registradas para este tercer evento reportado por el SSN seis minutos después y en cercanía del anterior (evento 2); es decir, a las 00:14:09 hrs. del domingo 13 de marzo (Fecha y hora UTC: 13/03/2022 – 06:14:09 hrs.) a aproximadamente 112 km hacia el noroeste de Ixtapa (Jalisco) a una profundidad de 7.7 km (magnitud calculada de 3.9). Tal como se mencionó en el desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia, las perturbaciones generadas por este sismo en el campo eléctrico y/o magnético fueron registrados solo en una (REM00E) de las tres (REM00E, L8-N6R, L7-N7R) estaciones MT que se encontraban instaladas en campo durante la ocurrencia de este (Figura 34 y Figura 42). Las comparaciones que se hacen entre las componentes EM y sísmicas se centran solamente en la estación REM00E.

7.2.3.2.1. Componente vertical Z

La bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre la variación del campo magnético vertical (B_z) registrada en la estación REM00E (registro de color negro) y el movimiento vertical (Z) del suelo registrada en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo) se reportan en la Figura 47.

Tal como se puede observar en la Figura 47, las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase de la componente vertical muestran de forma general valores de justos a excelentes (4 – 10); los valores justos (4 – 6) y buenos (6 – 8) son más evidentes entre los 65 y 112 s (TFEG y TFPG) para las frecuencias mayores a 0.3 Hz (curvas de las FEG y FPG). Así mismo, FPG tiene mejor bondad de ajuste que FEG para frecuencias mayores a 0.3 Hz. En relación con el arribo de la onda P se muestra que en la señal magnética no es evidente; sin embargo, el registro sísmico en este tiempo presenta mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFPG y TPG excelentes; 8-10). Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que el primer arribo de la onda S magnética se registra segundos antes de la onda S sísmica. Además, el registro magnético normalizado presenta amplitudes menores que las del registro sísmico normalizado. No obstante, las señales magnéticas correspondientes a la ondas S están superpuestas con la onda P sísmica (menor amplitud), lo cual genera bondades de ajuste buenas (6 – 8) y excelentes (8 – 10) en la TEG. Se aprecia que el registro sísmico presenta mayores amplitudes después de la onda S electromagnética, exhibiendo valores justos (4 – 6) y buenos (6 – 8) en TFEG-TEG y valores excelentes (8 – 10) en TFPG-TPG. En el Anexo 5.3 (f) se dispone la Figura 47 en un mayor tamaño.

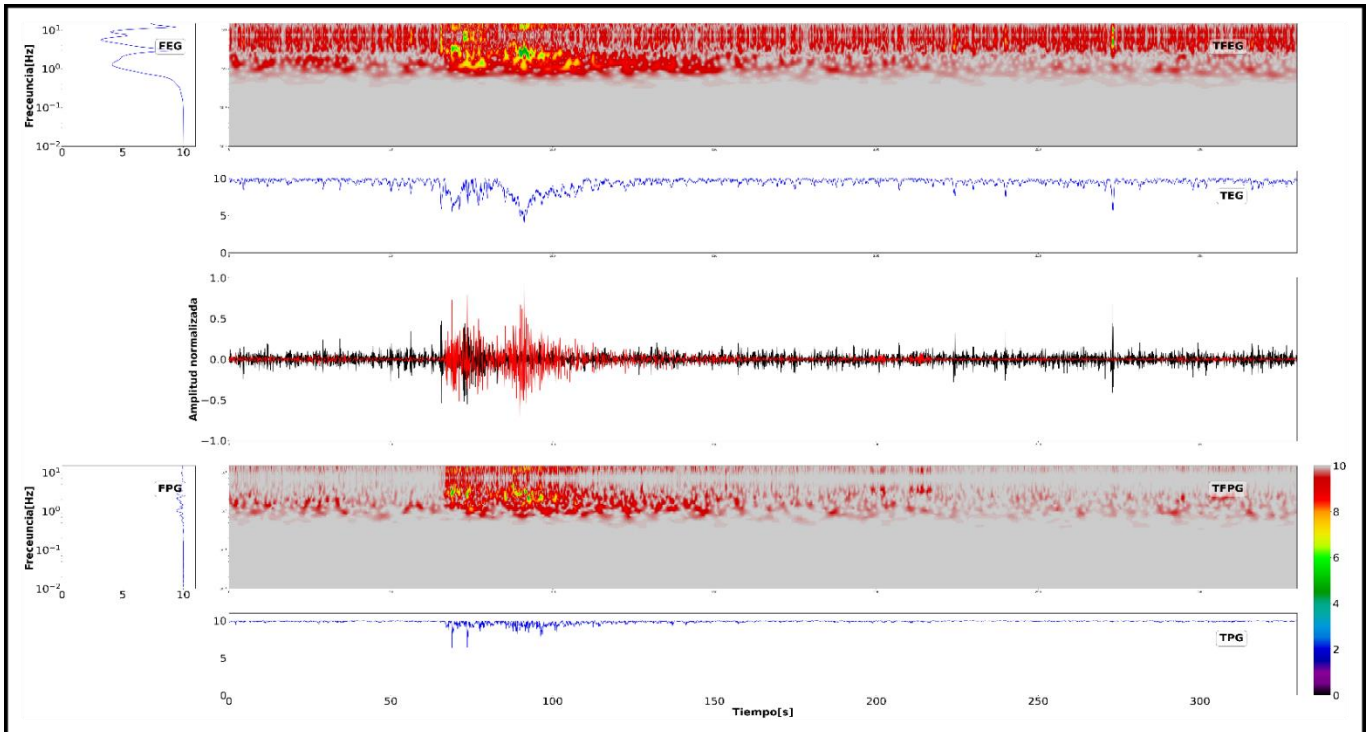


Figura 47. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre el campo magnético vertical (B_z , registro de color negro) de la estación MT REM00E y el movimiento vertical del suelo (Z, registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

7.2.3.2.2. Componentes horizontales N-S y E-W

Las bondades de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondades de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondades de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia en las componentes N-S y E-W son reportados en la Figura 48 y Figura 49; respectivamente. Siendo en la Figura 48a el campo magnético N-S (B_x), en la Figura 48b el campo eléctrico N-S (E_x), en la Figura 49a el campo magnético E-W (B_y) y en la Figura 49b el campo eléctrico E-W (E_y) de la estación REM00E. Las variaciones del campo magnético (B_x y B_y) y eléctrico (E_x y E_y) se representan por los registros de color negro. Estas componentes fueron comparadas con el campo de ondas del movimiento horizontal (N-S y E-W) del suelo registrado en la estación sísmica regional ANIG (registro de color rojo).

La componente N-S del campo magnético (B_x) muestra que las bondades de ajuste de la envolvente y de la fase presentan valores justos a excelentes (4 – 10), tal como se puede observar en la Figura 48a. Esta misma componente para el campo eléctrico (E_x) también presenta los mismos valores; sin embargo, debido a la carencia de un registro eléctrico (E_x ; Figura 48b) significativo (forma de onda parecida a un sismograma) la comparación con la señal sísmica de la estación ANIG no es posible hacerse. Los valores entre 4 y 8 (justos a buenos) en la bondad de ajuste del campo magnético (B_x) se limitan a un intervalo de tiempo de ~30 s

(TFEG y TEG) para frecuencias entre 0.5 y 5.0 Hz en FEG y FPG (Figura 48a). En B_x se presenta mejor bondad de ajuste en FPG que FEG para frecuencias mayores a 0.7 Hz y el arribo de la onda P no es evidente; sin embargo, el registro sísmico en este tiempo presenta mayores amplitudes (TFEG, TEG, TFPG y TPG excelentes; 8-10). Por otra parte, con respecto a la onda S, se aprecia que el primer arribo de la onda S magnética se registra segundos antes de la onda S sísmica. Además, el registro magnético normalizado presenta amplitudes menores que las del registro sísmico normalizado. No obstante, las señales magnéticas correspondientes a la ondas S están superpuestas con la onda P sísmica (menor amplitud), lo cual genera bondades de ajuste buenas (6 – 8) y excelentes (8 – 10) en la TEG. Por último, en la Figura 48a se puede apreciar que los valores justos (4 – 6) y buenos (6 – 8) en TFEG-TEG y valores excelentes (8 – 10) en TFPG-TPG son generados por la mayor amplitud que presenta la señal sísmica después de la onda S electromagnética. En el Anexo 5.3 (g y h) se disponen la Figura 48a y Figura 48b en mayores dimensiones.

En relación con la componente E-W del campo magnético y eléctrico (B_y y E_y), la Figura 49 muestra que ambas señales carecen de un registro representativo en esta componente, lo cual genera bondades de ajuste de la envolvente y de la fase que varían de buenas a excelentes (6 – 10) siendo el registro del arribo de la onda S sísmica la zona en donde se distribuyen los valores buenos (6 – 8) un desajuste negativo; no obstante, la ausencia de formas de ondas similares a un sismograma imposibilita la correcta aplicación de este criterio. La Figura 49a (B_y) y Figura 49b (E_y) se evidencian también con mayor dimensión en el Anexo 5.3 (i y j).

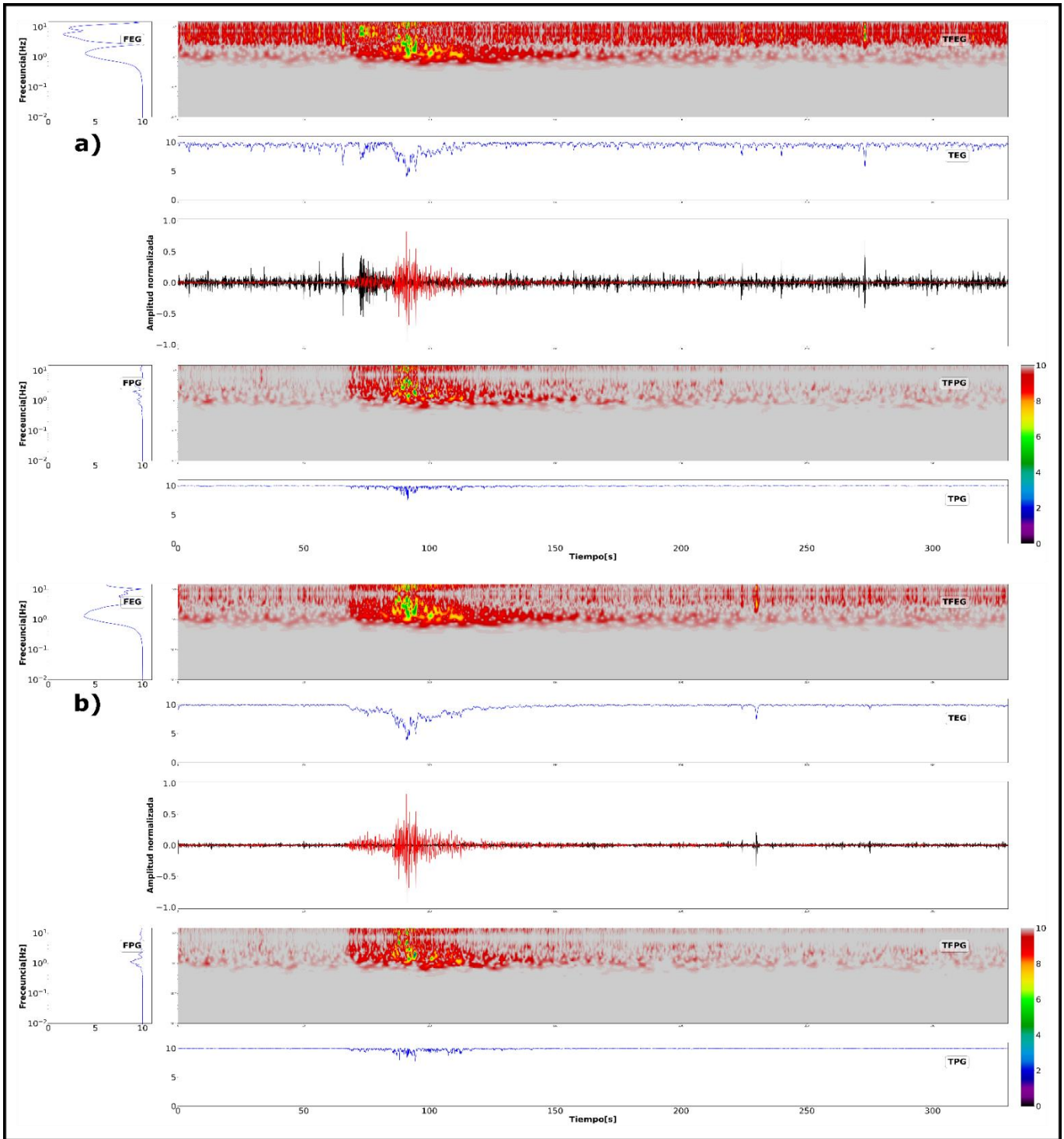


Figura 48. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_x (N-S) y eléctrico (b) E_x (N-S) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo N-S (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

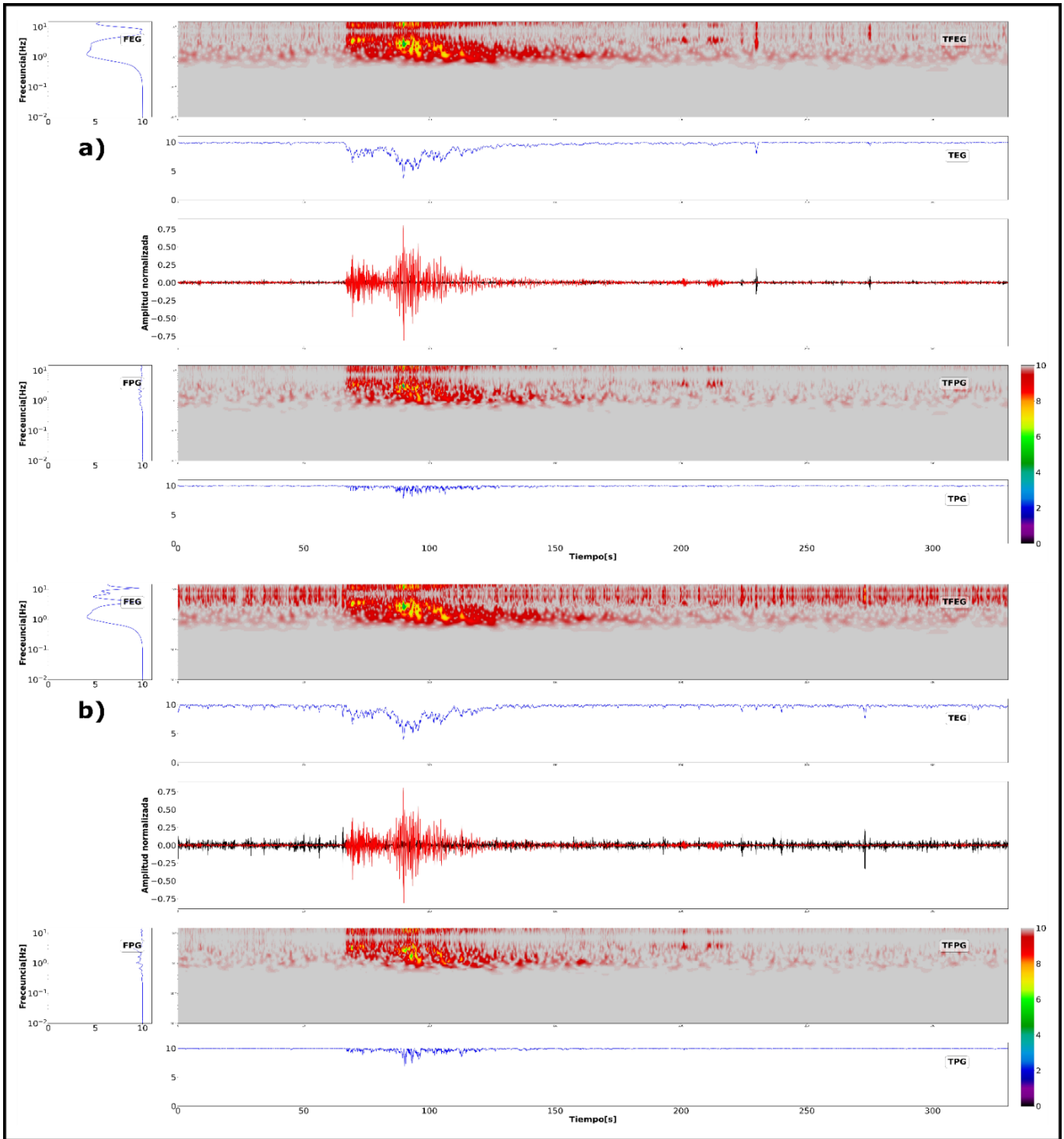


Figura 49. Bondad de ajuste de la envolvente (TFEG) y de la fase (TFPG) Tiempo-Frecuencia, bondad de ajuste de la envolvente (TEG) y de la fase (TPG) dependientes del tiempo, y bondad de ajuste de la envolvente (FEG) y de la fase (FPG) dependientes de la frecuencia entre los campos magnético (a) B_y (E-W) y eléctrico (b) E_y (E-W) de la estación MT REM00E (registros de color negro), y el movimiento horizontal del suelo E-W (registro de color rojo) de la estación sísmica de la red nacional ANIG. Ambas señales son normalizadas por la amplitud máxima registrada en cada una de las estaciones.

Tabla 4. Resumen de la descripciones de los criterios de desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia. La descripción es hecha para las componentes de cada uno de los eventos analizados.

| Evento | Desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia | | | Bondad de ajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia | | |
|--------|---|---|---|--|---|--|
| | Componente Z | Componente N-S | Componente E-W | Componente Z | Componente N-S | Componente E-W |
| 1 | <p>Valores inferiores a 1.0. Las diferencias más notables ocurren entre 60 y 140 s, correspondientes al tiempo del evento sísmico en ambas señales. El arribo de la onda P se registra antes en la señal magnética que en la sísmica. En cuanto a la onda S, el registro magnético normalizado tiene amplitudes mayores que el registro sísmico normalizado, generando un desajuste positivo en la envolvente. Estas diferencias de amplitud se distribuyen en aproximadamente 20 s con respecto al registro sísmico. Después de este desajuste positivo, el registro sísmico muestra mayores amplitudes en un período de tiempo mayor que el campo magnético, lo cual resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S en el registro EM. Las principales diferencias en el desajuste de la envolvente ocurren en el rango de frecuencia de 0.4 a 2.0 Hz. Las diferencias en el desajuste de la fase entre las señales magnética y sísmica varían entre 0.1 y 2.0 Hz en un intervalo de aproximadamente 30 s.</p> | <p>Valores de desajustes de B_x y E_x son inferiores a 1.0. Las diferencias más notables ocurren entre los 70 y 90 s (TFEM y TEM) y entre los 90 y 110 s (TFPM y TPM), correspondiendo al tiempo del evento sísmico. La onda P se registra antes en las señales EM, mientras que la onda S muestra amplitudes mayores en los campos magnético y eléctrico, generando un desajuste positivo en la envolvente. Después de este desajuste, el registro sísmico presenta mayores amplitudes en un período de tiempo mayor que los campos magnético y eléctrico. En el Anexo 5.1, las estaciones KMT19 y L5-N1 tienen aspectos similares, pero la estación L8-N8R muestra un desajuste negativo debido a la falta de registro EM representativa en esa componente.</p> | <p>B_y y E_y presentan desajustes de envolvente y fase inferiores a 1.0. Las diferencias se encuentran entre 70 y 110 s, donde las ondas S se superponen. La onda P llega antes en la señal magnética. Los registros magnéticos y eléctricos tienen amplitudes mayores en la onda S, generando un desajuste positivo en la envolvente. Las amplitudes de B_y varían de 0.0 a 0.8 en 7 s (TEM) y de -0.1 a 0.1 (TPM). Las amplitudes de E_y varían de -0.4 a 0.9 en 27 s (TEM) y de -0.2 a 0.2 (TPM). Después del desajuste positivo, el registro sísmico tiene mayores amplitudes, resultando en un desajuste negativo en la envolvente. Las diferencias en la envolvente ocurren en el rango de frecuencia de 0.2 a 7.0 Hz. Las diferencias de fase se presentan en el rango de 0.2 a 2.0 Hz para B_y y E_y.</p> | <p>Valores buenos (6 – 8) a excelentes (8 – 10), especialmente entre los 70 y 105 s para las frecuencias entre 0.5 y 2.0 Hz. FPG tiene mejor bondad de ajuste que FEG para frecuencias mayores a 0.4 Hz. El registro sísmico presenta mayores amplitudes después de la onda S electromagnética, exhibiendo valores excelentes (8 – 10) en TPG.</p> | <p>B_x y E_x muestran buenos valores de ajuste en la envolvente y fase, especialmente en un intervalo de tiempo corto y para frecuencias entre 0.9 y 3.0 Hz. La onda P se registra antes en las señales electromagnéticas, pero con mayores amplitudes en la sísmica. En cuanto a la onda S, los registros magnético y eléctrico tienen amplitudes mayores que el registro sísmico, generando ajustes justos a buenos. El registro sísmico tiene mayores amplitudes después de la onda S, con ajustes excelentes. Las estaciones MT que registraron el evento tienen en general buenos a excelentes valores de ajuste en B_x y E_x.</p> | <p>B_y y E_y muestran valores de ajuste de la envolvente y fase pobres a excelentes. La bondad de ajuste de B_y se limita a un intervalo de tiempo corto y frecuencias entre 1.0 y 3.0 Hz, mientras que E_y muestra valores justos a excelentes en un intervalo de tiempo más amplio y frecuencias entre 1.5 y 6.0 Hz. Ambas componentes tienen mejor ajuste en FPG que en FEG para frecuencias mayores a 0.2 Hz. El arribo de la onda P se registra segundos antes en el campo magnético, pero no en el campo eléctrico. Las amplitudes del campo eléctrico son menores que las del magnético. La señal sísmica tiene mayores amplitudes después de la onda S, generando ajustes excelentes en TPG.</p> |
| 2 | <p>Valores de desajuste inferiores a 1.0, con diferencias notables entre los 68 y 125 s. La onda P se registra antes en la señal magnética que en la sísmica. En cuanto a la onda S, el registro magnético presenta amplitudes mayores y genera un desajuste positivo en la envolvente. Después de ese desajuste, el registro sísmico muestra mayores amplitudes y un desajuste de envolvente negativo. Las diferencias en el desajuste de la fase ocurren en un intervalo de ~40 segundos y frecuencias de 0.1 a 2.0 Hz.</p> | <p>B_x y E_x muestran valores inferiores a 1.0. Las diferencias más notables ocurren entre los 66 y 150 s, correspondientes al tiempo del evento sísmico en las señales. El arribo de la onda P se registra de manera simultánea en las señales EM y sísmica. En cuanto a la onda S, los registros magnético y eléctrico tienen amplitudes iguales o menores que el registro sísmico, con el campo eléctrico siendo menor que el magnético. Estas diferencias generan desajustes negativos en la envolvente para frecuencias entre 0.06 y 2.0 Hz, y desajustes positivos para frecuencias mayores a 2.0 Hz. Las diferencias en la</p> | <p>Desajustes notables entre los 65 y 143 s. El arribo de la onda P se registra segundos antes en la señal magnética. Los registros normalizados muestran amplitudes menores en la onda S, generando desajustes positivos y negativos en la envolvente. Las amplitudes de B_y se distribuyen en aproximadamente 15 segundos. Después del desajuste positivo, el registro sísmico presenta mayores amplitudes, generando un desajuste de envolvente negativo. Las principales diferencias se presentan en frecuencias mayores a 2.0 Hz y entre 0.06 y 2.0 Hz. Algunas estaciones presentan desajustes negativos debido a la</p> | <p>Valores de justos a excelentes (4-10) y de pobres a excelentes (<4-10). Los valores justos y buenos son evidentes entre 90 y 115 s para frecuencias de 0.4 a 2.0 Hz, y entre 160 y 200 s para frecuencias <0.4 Hz. Los valores pobres en la fase se concentran en un intervalo corto de tiempo (6 s). La fase tiene mejor ajuste que la envolvente para frecuencias superiores a 0.3 Hz. La onda P se registra primero en la señal sísmica y tiene mayores amplitudes, lo que afecta la bondad de ajuste de la envolvente. La onda S muestra amplitudes mayores en el registro sísmico, lo que genera ajustes justos (4-6) y buenos (6-8) en la envolvente. En la</p> | <p>B_x y E_x muestran valores de buenos (6-8) a excelentes (8-10), siendo más evidentes en un intervalo de tiempo corto (18 s) para frecuencias de 0.3-2.0 Hz. Ambos campos presentan mejor ajuste en la fase que en la envolvente para frecuencias superiores a 1.0 Hz. El arribo de la onda P es registrado antes en la señal eléctrica y de forma coetánea en la señal magnética. Las ondas sísmicas tienen mayores amplitudes, mientras que los registros magnéticos y eléctricos muestran amplitudes menores, generando ajustes justos y buenos en la envolvente. En general, las otras estaciones MT (L7-N7R y REM00E) presentan valores</p> | <p>B_y muestra bondades de ajuste de la envolvente y fase que varían de justas a excelentes (4-10). Sin embargo, debido a la falta de un registro eléctrico significativo, no es posible comparar con la señal sísmica. Los valores justos a buenos (4-8) se limitan a un intervalo de tiempo de aproximadamente 12 s para frecuencias de 0.6-2.0 Hz. Al igual que en la componente N-S, B_y tiene mejor ajuste en la fase que en la envolvente para frecuencias superiores a 0.2 Hz. El arribo de la onda P se registra segundos antes en la señal magnética en comparación con la sísmica, aunque esta última tiene mayores amplitudes. Las señales normalizadas presentan</p> |

| | | | | | |
|--|--|---|---|---|---|
| | <p>fase ocurren en frecuencias menores a 1.0 Hz en un intervalo de ~28 segundos. Las estaciones L7-N7R y REM00E muestran desajustes negativos en ambas componentes, mientras que REM00E registra el arribo de la onda P antes que la señal sísmica en B_x.</p> | <p>ausencia de un registro representativo de una señal EM en la componente E-W.</p> | <p>componente vertical de otras estaciones MT, los ajustes de la envolvente y la fase son mejores debido a formas de onda más significativas, con valores de buenos a excelentes (6-10) en intervalos más cortos. En la estación REM00E, el arribo de la onda P fue registrado primero que la señal sísmica.</p> | <p>buenos a excelentes en las bondades de ajuste en la componente N-S del campo magnético. La estación REM00E registra el arribo de la onda P antes que la señal sísmica y tiene mayores amplitudes en la onda P y S, mostrando valores excelentes en la envolvente y fase. Las estaciones L7-N7R y REM00E no tienen un registro representativo del sismo en el campo eléctrico, lo que dificulta las comparaciones con la señal sísmica de la estación ANIG.</p> | <p>amplitudes menores en la onda S, lo que genera ajustes excelentes en la envolvente. Es importante destacar que las amplitudes del campo eléctrico son menores que las del campo magnético.</p> |
| <p>3</p> <p>Valores inferiores a 1.0. Las diferencias más notables ocurren entre los 65 y 90 s, que es cuando se registró el evento sísmico en ambas señales. El arribo de la onda P no es evidente en la señal magnética, pero el arribo de la onda S electromagnética ocurre segundos antes que la onda S sísmica. El registro magnético normalizado de la onda S tiene amplitudes menores que el registro sísmico normalizado. Sin embargo, las señales magnéticas de la onda S se superponen con la onda P sísmica, lo que resulta en un desajuste positivo en la envolvente. Estos desajustes se distribuyen en aproximadamente 10 segundos y luego el registro sísmico muestra mayores amplitudes en un período de tiempo más largo (28 s). Esto genera un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro electromagnético. Las diferencias principales en el desajuste de fase ocurren en el rango de 0.5-5.0 Hz en un intervalo de aproximadamente 30 s.</p> | <p>E_x no tiene un registro representativo lo que resulta en un desajuste negativo en la envolvente. B_x tienen valores inferiores a 1.0, con diferencias más notables entre los 71 y 88 s para TFEM y TEM, y entre los 88 y 115 s para TFPM y TPM. El arribo de la onda P no es evidente en la señal magnética, al igual que B_z. En cuanto a la onda S, el registro magnético normalizado tiene amplitudes menores que el registro sísmico, pero debido a la superposición con la onda P sísmica, hay un desajuste positivo en la envolvente. Las amplitudes de B_x se distribuyen en aproximadamente 17 segundos con respecto al registro sísmico, con variaciones entre 0.4 y 0.0 en TEM y entre -0.1 y 0.3 en TPM para frecuencias entre 3.0 y 10.0 Hz. Después del desajuste positivo, el registro sísmico muestra mayores amplitudes en un período de tiempo más largo (27 s), con variaciones entre -0.9 y 0.0 en TEM y entre 0.0 y 0.2 en TPM. Esto resulta en un desajuste de envolvente negativo después de la onda S del registro electromagnético para frecuencias entre 0.3 y 2.0 Hz. Las principales diferencias en el desajuste de fase ocurren en el rango de 0.5 a 4.0 Hz en un intervalo de aproximadamente 30 s.</p> | <p>B_y y E_y no tienen un registro representativo en esta dirección. Esto causa un desajuste negativo en la envolvente, con colores azules en el panel TFEM. La ausencia de formas de onda similares a un sismograma dificulta la correcta interpretación de estos datos.</p> | <p>Valores de ajuste de envolvente y fase que van de justos a excelentes (4-10). Los valores justos (4-6) y buenos (6-8) son más evidentes entre los 65 y 112 segundos para frecuencias mayores a 0.3 Hz. La bondad de ajuste es mejor en la componente vertical para frecuencias mayores a 0.3 Hz. No se observa claramente el arribo de la onda P en la señal magnética, pero el registro sísmico muestra mayores amplitudes en ese momento. En cuanto a la onda S, se registra primero en la señal magnética segundos antes que en la señal sísmica. Aunque las amplitudes del registro magnético son menores que las del registro sísmico, debido a la superposición de la onda P sísmica, se obtienen valores buenos (6-8) y excelentes (8-10) en el ajuste de la fase. Después de la onda S electromagnética, el registro sísmico presenta mayores amplitudes, con valores justos (4-6) y buenos (6-8) en la componente vertical y valores excelentes (8-10).</p> | <p>B_x y E_x muestran valores de ajuste de envolvente y fase que van de justos a excelentes (4-10). Sin embargo, no se puede comparar el campo eléctrico con la señal sísmica debido a la falta de un registro significativo. Los valores de ajuste entre 4 y 8 se limitan a un intervalo de tiempo de aproximadamente 30 segundos para frecuencias entre 0.5 y 5.0 Hz. En B_x, el ajuste es mejor para frecuencias mayores a 0.7 Hz. El arribo de la onda P no es evidente en el campo magnético, pero el registro sísmico muestra mayores amplitudes en ese momento. En cuanto a la onda S, se registra primero en el campo magnético segundos antes que en la señal sísmica. Aunque las amplitudes del campo magnético son menores que las del registro sísmico, debido a la superposición de la onda P sísmica, se obtienen valores buenos (6-8) y excelentes (8-10) en el ajuste de la fase. Los valores justos (4-6) y buenos (6-8) en el ajuste se generan por la mayor amplitud que presenta la señal sísmica después de la onda S electromagnética.</p> | <p>B_y y E_y no cuentan con un registro representativo, lo que genera valores de ajuste de envolvente y fase de buenas a excelentes (6-10), pero no se puede aplicar correctamente el criterio debido a la ausencia de formas de ondas similares a un sismograma.</p> |

7.2.4. Evento 4 – 22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Mw: 6.0 – Profundidad: 10.0 km

El cuarto y último evento que hace parte de este análisis fue reportado por el SSN el miércoles 22 de diciembre de 2021 a las 17:22:57 hrs. (Fecha y hora UTC: 22/12/2021 – 23:22:57 hrs.). Este evento se diferencia de los tres anteriores por su lugar de ocurrencia, pues su epicentro (18.71° latitud y -107.16° longitud) fue registrado a 279 km al oeste de Cihuatlán (Jalisco); es decir, a aproximadamente 370 km hacia el suroeste de la zona de estudio; y por su magnitud calculada, la cual fue de 6.0. Así mismo, otro factor que destaca este evento es el hecho de que durante su ocurrencia solo se encontraban en campo cuatro estaciones LEMI (LMT15, LMT12, LMT09 y LMT08) y la estación sísmica de la red local Sis03 (Figura 50). Es importante mencionar que, en comparación con los registros de los tres eventos anteriores, una de las series de tiempo de las señales eléctricas (E_x y E_y) de los instrumentos MT con frecuencia de muestreo de 1 Hz (LEMI, estación LMT15) registró la ocurrencia del sismo. Sin embargo, dado a la carencia de un registro sísmo-electromagnético claro en la señal por la ausencia de estaciones MT con frecuencia de muestreo de 15 Hz y el no registro en otras estaciones LEMI no fue posible hacer el análisis de Tiempo-Frecuencia para este evento. A pesar de lo anterior, en este estudio se da a conocer la relevancia que podría tener la ocurrencia de la perturbación que se muestra en la Figura 51.

En contraste con los sismos descritos anteriormente, las series de tiempo de las señales eléctricas registradas en la estación LMT15 mostraron variaciones diferentes a las señales registradas por la estación sísmica. Esta diferencia se debe a la frecuencia de muestreo de estos equipos, que, en comparación a los MT, es menor. En la Figura 51 (Anexo 4.4) se puede apreciar la comparación entre las formas de onda de las componentes horizontales ($N-S$, $E-W$) registradas por la estación sísmica local Sis03 (señal azul) y las componentes del campo eléctrico (E_x y E_y , señal verde) registradas en la estación LEMI LMT15, la cual estaba ubicada a ~ 367 km del epicentro y a ~ 330 m de la estación sísmica Sis03 (distancia epicentral de 366 km). En esta misma figura es posible observar que las componentes del campo eléctrico son más sensibles al paso de las ondas sísmicas que aquellas pertenecientes al campo magnético, debido a que en este último no se evidencian anomalías magnéticas cosísmicas, motivo por el cual sus componentes no se muestran en la figura. De igual forma, se aprecia que la sensibilidad de las señales eléctricas es mayor en la dirección $N-S$ (E_x) en comparación con la $E-W$ (E_y). Por último, aspectos que caracterizan a este evento es la no evidencia de la onda P EM de forma clara y el registro de las anomalías eléctricas después del primer arribo de la onda S sísmica; aunque la distancia lineal entre ambas señales haya sido corta (~ 330 m).

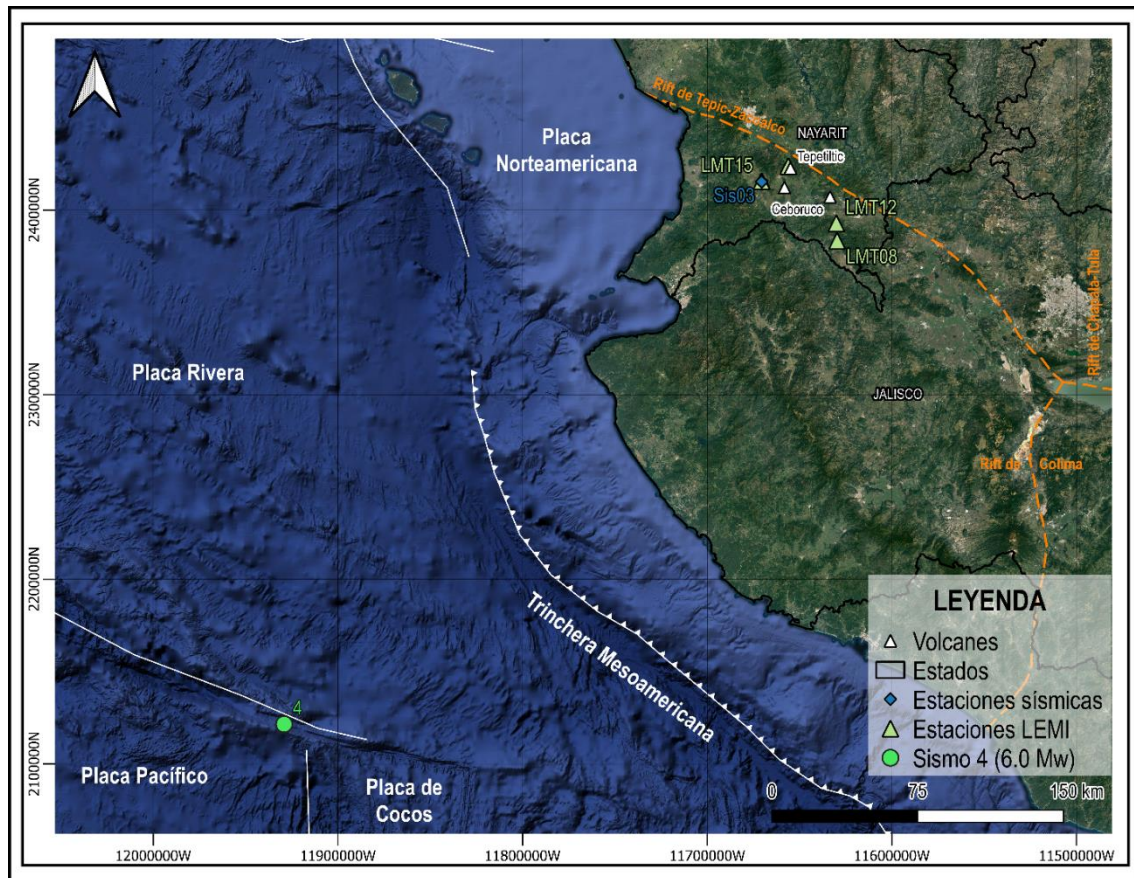


Figura 50. Estaciones sísmica (rombo azul) y LEMI (triángulos verdes) cuya ventana de tiempo de operación coincidió con la fecha de ocurrencia del sismo de magnitud 6.0 ocurrido el miércoles 22 de diciembre de 2021 a las 23:22:57 hrs. (fecha y hora UTC). Las estaciones LMT15, LMT12, LMT09, LMT08 y Sis03 se encontraban a una distancia aproximada del epicentro de 367, 379, 382, 373 y 366 km, respectivamente.

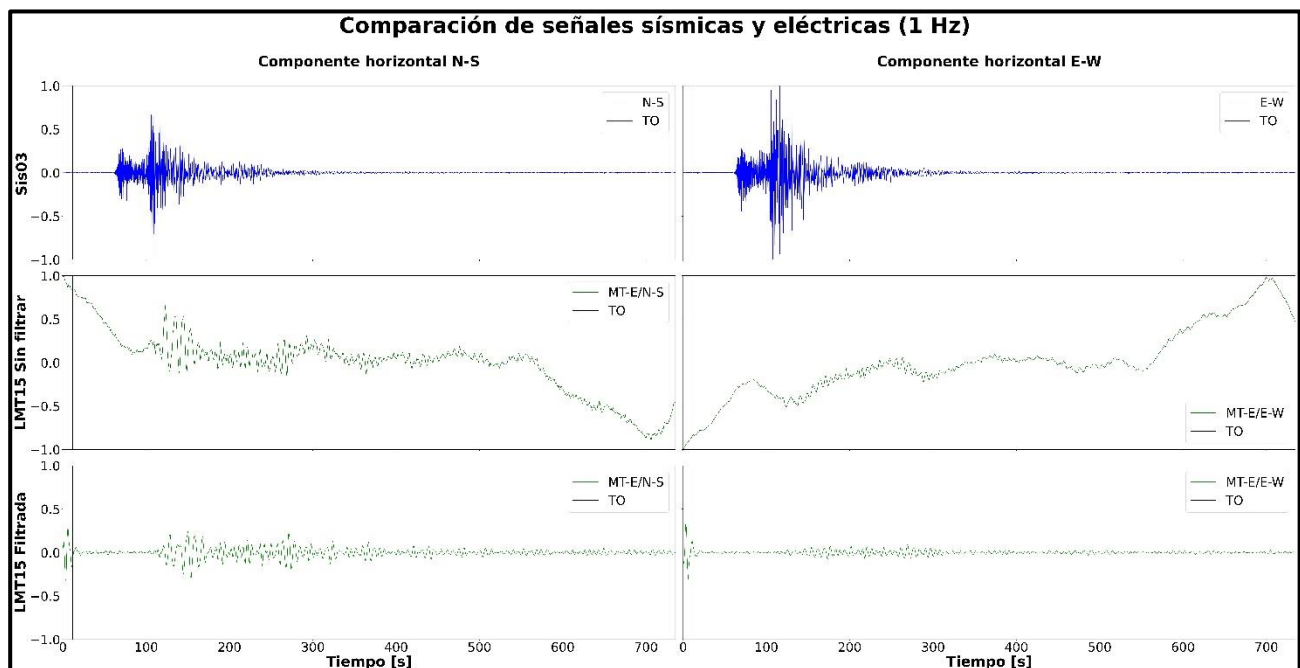


Figura 51. Evidencia de perturbación en los componentes horizontales del campo eléctrico (E_x y E_y) en los registros obtenidos en la estación LEMI LMT15. El evento sísmico asociado a esta perturbación se caracteriza por haber sido de magnitud 6.0 y por haber ocurrido a aproximadamente 367 km de la estación mencionada. El registro de color azul corresponde al sismograma del evento mencionado en la estación sísmica de la red local Sis03 y los de color verde a los de la estación LEM. Las distancias epicentrales aproximadas de las estaciones LMT15 y Sis03 eran 367 y 366 km, respectivamente; la distancia entre las estaciones era de ~330 m. Los recuadros intermedios muestran la señal original obtenida en la estación LEMI, mientras que los inferiores presentan esa misma señal con un filtro de paso de banda de frecuencia mínima y máxima de 0.1 y 0.3 Hz, respectivamente.

8. DISCUSIÓN

La instalación de equipos MT y sismómetros permitió hacer la comparación directa de las series de tiempo de señales sísmicas, eléctricas y magnéticas registradas en el GSPC durante la ocurrencia de sismos. La observación y el análisis de estas series confirma la existencia de relaciones Sismo-Electromagnéticas (SEM) en el rango de frecuencias extremadamente bajas (ELF, por su nombre en inglés *Extremely Low Frequency*). Lo cual ha sido corroborado también por experimentos de laboratorio que demuestran la existencia de un acoplamiento entre las anomalías EM y las ondas sísmicas (Matsushima et al., 2002; Johnston et al., 2006; Abdul Azeez et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015). Así mismo, los resultados cuantitativos de los criterios de desajuste (TFEM, TFPM, TEM, TPM, FEM y FPM) y de bondad de ajuste (TFEG, TFPG, TEG, TPG, FEG y FPG) de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia (Kristeková et al., 2006, 2009) permiten concluir que las formas de onda de las tres señales son similares. Sin embargo, las principales diferencias que se destacan en términos de frecuencia y tiempo son el registro de amplitudes mayores de las señales magnéticas en comparación a las sísmicas (ambas normalizadas) cerca del tiempo del arribo de la onda S y la existencia de un desajuste en frecuencia atribuido a la parte más energética del sismo (Abdul Azeez et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020), que es evidenciado debido a las mayores frecuencias (4.0 – 10.0 Hz) que muestran las ondas EM.

De igual forma, también fue posible observar que las ondas EM presentaron mayores amplitudes y frecuencias principalmente en las componentes N-S y vertical (Z) con respecto a aquellas de dirección E-W. Esto puede ser explicado por la presencia de anisotropías de resistividad eléctrica que se encuentren en el subsuelo (Balsco et al., 2014) o debido a las diferencias de longitud en la extensión de los dipolos eléctricos (Nagao et al., 2000); sin embargo este último aspecto puede descartarse debido a que los dipolos de las estaciones MT de este estudio presentaron igual longitud (50 – 60 m). Por otra parte, el campo magnético (H_x , H_y , y H_z) presentó sustancialmente mayores amplitudes que el campo eléctrico (E_x , y E_y) en varias estaciones. Esta diferencia de amplitudes pueden sugerir que ambos campos no están relacionados entre sí por una función de transferencia, tal como lo mencionó Abdul Azeez et al. (2009) al observar sus valores de impedancia MT y los coeficientes de correlación entre los campos magnéticos y eléctricos ortogonales. Por último, entre las señales EM de las diferentes estaciones asociadas a un sismo también fue posible evidenciar diferencias en amplitudes, lo cual es asociado con efectos de sitio local como la variación e influencia de fluidos y/o calor en zonas volcánicas o la presencia de acuíferos someros o profundos (Abdul Azeez et al., 2009; Widarto et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020).

En relación con los sismos a los que se les aplicó el análisis cuantitativo mencionado, el Evento 3 (13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Profundidad: 7.7 km) solo se registró en las componentes N-S y Z del campo magnético en una (REM00E ubicada a ~110 km del epicentro) de las tres (REM00E, L8-N6R, L7-N7R) estaciones MT que se encontraban instaladas en campo, a pesar de que ocurrió 6 minutos después, fue 5.8 km más somero y 8 km más distante con respecto al sismo anterior (Evento 2 - 13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Profundidad: 13.5 km). La magnitud del segundo evento fue de 4.1 y se registró en mínimo tres canales de los cinco con los que cuenta las estaciones MT (de los cuales por lo menos uno era una componente del campo eléctrico), a diferencia del tercero que fue de magnitud 3.9 y no se registró ninguna componente del campo eléctrico. Lo anterior es consistente con Karakelian et al. (2002) y Balasco et al. (2014), ya que estos expresan que la amplitud máxima de las señales eléctricas y la magnitud de los sismos están relacionadas por el factor de atenuación, el cual depende de la distancia entre el hipocentro (profundidad) y la estación MT. Diversos autores han planteado que las señales SEM son producto de sismos cuya magnitud es mayor a 5.0 o 6.0 (Nagao et al., 2000; Johnston et al., 2006); así mismo, han propuesto el registro de amplitudes máximas en el campo eléctrico y magnético en distancias (R) epicentrales que varían entre 5 y 100 km (Honkura et al., 2004; Johnston et al., 2006; Balasco et al., 2014; Rodríguez-Pérez et al., 2020). Los resultados de esta investigación confirman que fenómenos SEM pueden ocurrir por sismos de magnitudes bajas y moderadas (2.0 – 6.0) (Balasco et al., 2014; Rodríguez-Pérez et al., 2020) y pueden ser registrados en los equipos de medición en distancias mayores a 100 km (Abdul Azeez et al., 2009), tal como se observó en todos los sismos estudiados y principalmente, en el evento No. 4 (22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Mw: 6.0 – Profundidad: 10.0 km), el cual se registró en la estación LEMI LMT 15, ubicada a aproximadamente 367 km de distancia del epicentro.

Por otra parte, se observaron diferencias en el de arribo de las perturbaciones producto de terremotos entre las señales EM y sísmicas; en ciertas estaciones MT el arribo de las ondas EM era primero en comparación a las ondas sísmicas registradas por los sismómetros. No obstante, es importante mencionar que esta diferencia fue debido a la ubicación de las estaciones MT y sísmicas (red nacional y red local), ya que estas se encontraban separadas en distancias que variaban entre 20 y 70 km (aproximadamente). Sin embargo, la posibilidad de observar perturbaciones EM antes del registro de señales sísmicas no puede ser descartada en su totalidad, ya que Honkura et al. (2002) observaron cambios graduales EM antes del arribo de las ondas sísmicas en estaciones co-localizadas; cuya duración fue solo de una fracción de segundo y su llegada segundos después al tiempo origen (TO) del terremoto de magnitud 7.4 del 17 de agosto de 1999 de İzmit, Turquía; los resultados de estos autores dan a conocer que la observación del arribo de la onda P en instrumentos EM depende del nivel de ruidos eléctricos y magnéticos de fondo; por lo que sugieren el diseño de experimentos que contemplen este aspecto.

Teóricamente, las señales EM tienen mayor velocidad de propagación que las ondas sísmicas; motivo por el cual, su registro en instrumentos MT tendría que ser mucho antes del arribo de las ondas sísmicas; es decir, casi simultáneamente con el TO del sismo (Honkura et al., 2002; Karakelian et al., 2002; Matsushima et al., 2002). Sin embargo, por medio de la observación y el análisis de las series de tiempo de las diferentes

señales se demostró claramente que en esta investigación no sucede de tal forma. El registro de las perturbaciones EM segundos después (~ 17 - ~ 50 s) del TO de los sismos objeto de estudio corrobora que el origen de estas ondas es debido a la ocurrencia de procesos producto de la actividad cosísmica (arribo de ondas sísmicas) (Matsushima et al., 2002; Nagao et al., 2000; Ujihara et al., 2004) y no de las radiaciones EM que mencionan Fujinawa y Takahashi (1998). Lo anterior es concordante con lo expresado por diversos autores (Nagao et al., 2000; Johnston et al., 2006; Abdul Azeez et al., 2009; Widarto et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020) y confirma la existencia de relaciones Sismo-Electromagnéticas (SEM) en el Occidente de México, tal como habían reportado Rodríguez-Pérez et al. (2020) para el Oriente.

Los diversos mecanismos propuestos en los últimos años que explican la ocurrencia de señales SEM pueden categorizarse en instrumentales, externos e internos. Los mecanismos instrumentales se asocian con la vibración de los equipos y cables que se usan para medir las variaciones de los campos eléctrico y magnético de la Tierra. Sin embargo, a partir del experimento que llevó a cabo Ujihara et al. (2004), el cual consistió en la instalación de dos equipos MT en un mismo lugar (uno enterrado y otro ubicado en el aire), se logró determinar que el origen de las ondas SEM no es posible a la vibración de los instrumentos ya que los dos tipos de arreglos midieron la misma variación de las ondas EM durante el paso de las ondas sísmicas. Motivo por el cual, es posible afirmar que las señales registradas en esta investigación no se deben a la vibración de los sensores (electrodos y bobinas) enterrados, sino al fenómeno físico que genera este tipo de ondas.

En relación con los mecanismos externos, Abdul Azeez et al. (2009) sugiere que la estimación de funciones de transferencia MT pobres pueden deberse a la contaminación de datos MT debido al efecto de tormentas geomagnéticas, ya que estas pueden generar señales de gran amplitud en el registro de señales MT (Egbert y Booker, 1986), aspecto que se pudo observar en la presente investigación. Con el fin de corroborar que los datos que se observaron en este estudio no se deben a fenómenos externos se hizo la búsqueda de perturbaciones de origen magnetosférico (Abdul Azeez et al., 2009). Al investigar el índice K_p (índice de actividad geomagnética global) del día anterior, durante y después de la ocurrencia de los sismos objeto de estudio (27 – 29 enero 2022, 12 – 14 marzo de 2022 y 21 – 23 de diciembre de 2021) se pudo verificar que sus valores fueron menores a 5 (indica actividad geomagnética tranquila/menor y fluctuaciones débiles de la red eléctrica) en casi todos los días, exceptuando el 13 de marzo de 2022, ya que el índice K_p alcanzó valores mayores a 5 (hasta 6.33 - actividad geomagnética moderada/fuerte); no obstante, estas perturbaciones se registraron 6 horas después de haber ocurrido los eventos No. 2 y 3. De lo anterior, se concluye que la posibilidad de un origen externo de las perturbaciones magnéticas y eléctricas observadas es descartada; por esta razón dichas variaciones son atribuidas a la actividad sísmica (Honkura et al., 2002; Karakelian et al., 2002; Matsushima et al., 2002; Nagao et al., 2000; Abdul Azeez et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020).

Por otra parte, los mecanismos internos se asocian con procesos físicos y/o químicos que ocurren dentro de la corteza, de los cuales se pueden resaltar: el efecto dinamo sísmico, el efecto piezomagnético y el efecto

electrocinético. Este último se relaciona con el paso de ondas sísmicas en un medio poroso saturado de fluidos y considera la formación de una capa doble electroquímica entre el fluido electrolítico y los granos sólidos presentes en los materiales porosos; los fluidos que se mueven a través de los porosos generan un potencial de flujo (potencial zeta) inducido por el movimiento relativo entre los fluidos y la roca, debido a la presencia de iones dentro del agua (Thompson y Gist, 1993; Pride, 1994; Heinson y Segawa, 1997; Garambois y Dietrich, 2001; Gao y Hu, 2010). Igualmente, Nagao et al. (2000) mencionan que existen al menos dos tipos de patrones (cambios) en el registro de señales EM cosísmicas; compensación/decaimiento y oscilatorio, los cuales se observan más en las componentes verticales que en las horizontales. Indicando así, que estos cambios son altamente dependientes de la profundidad. De igual forma, estos autores explican que el primer tipo de cambio se caracteriza por relacionarse a procesos someros y por prevalecer en el tiempo después de haber sucedido el sismo. El segundo se asocia a procesos profundos y decae con el paso de las ondas sísmicas. Los cambios oscilatorios fueron los que se evidenciaron en esta investigación; sugiriendo así, que el mecanismo que genera la existencia de relaciones o señales SEM es de carácter profundo.

El efecto electrocinético se relaciona con la estructura geoelectrica del subsuelo; motivo por el cual, el uso del método MT es un factor de alta importancia en esta investigación, ya que por medio de este es posible distinguir diferentes litologías o medios geológicos; presencia de agua; presencia de fallas; diferentes tipos de alteración mineralógica e hidrotermal; cambios de temperatura; entre otros aspectos, los cuales son interpretados a partir de la estructura de conductividad que resulta del modelado de datos MT (Corbo-Camargo, 2013; Piña-Varas et al., 2014; Kalscheuer et al., 2015; Heise et al., 2016; Didana et al., 2017; Arzate et al., 2018; Corbo-Camargo et al., 2020; Romo, 2021). La inversión de datos MT de cuatro estaciones (L5-N1, REM00E, L8-N6R y KMT19) permitió conocer la presencia de zonas conductivas en los puntos donde estas se instalaron y la interpretación de estas zonas debido a la presencia de fluidos mineralizados asociados con la actividad volcánica y también, a su posible potencial geotérmico (Corbo-Camargo, 2013; Alvarez et al., 2021); son factores que corroboran la formación de señales Sismo-Electromagnéticas cosísmicas producto del efecto electrocinético. Así mismo, concuerda y revalida los resultados obtenidos en estudios anteriores en los que se han mencionado la influencia de las bajas resistividades en la formación de ondas SEM; y también ratifica que la generación de estas ondas SEM no es debido a la liberación de energía electromagnética (EM) en el momento que ocurre el sismo, sino por la perturbación que genera el paso de las ondas sísmicas (Fujinawa y Takahashi, 1998; Honkura et al., 2002; Matsushima et al., 2002; Nagao et al., 2000; Abdul Azeez et al., 2009; Widarto et al., 2009; Balasco et al., 2014, 2015; Rodríguez-Pérez et al., 2020). De igual forma, las variaciones en los valores de resistividad entre los modelos 1D de las estaciones evidencian la anisotropía eléctrica que existe en el GSPC, lo cual genera la diferencia en amplitudes registrada en las componentes N-S y E-W del campo eléctrico (Balsco et al., 2014). Un factor que puede ser propuesto para la generación de estas diferencias de amplitudes es la existencia de un posible cambio de la conductividad antes, durante o después de un evento sísmico. No obstante, Abdul Azeez et al. (2009) reportaron que los valores de resistividad aparente y de fase (obtenidos a partir de datos MT

adquiridos durante la ocurrencia del sismo de Bhuj (India) ocurrido el 26 de junio de 2001 con una magnitud ~ 7.6) medidos antes y después del sismo son similares, motivo por el cual sugieren que no hay cambios sustanciales de la conductividad subsuperficial debido a la actividad sísmica. La generación de estas ondas EM es conocida también como conversión sismo-eléctrica, la cual implica la existencia de un campo eléctrico acoplado a ondas P y un campo magnético que corresponde a las ondas transversales Garambois y Dietrich, 2001; Gao y Hu, 2010; Balasco et al., 2014). Peng et al. (2019) demostraron a partir de experimentos de laboratorio que la conversión sismo-eléctrica es fuerte en rocas con alta porosidad y más sensible a cambios para valores de permeabilidad bajos.

Finalmente, es importante mencionar que el entendimiento de las relaciones SEM descritas en esta investigación tendría una amplia gama de aplicaciones. Sismológicamente, permitiría complementar el cálculo de los parámetros fuente y la magnitud de terremotos (Fujinawa y Takahashi, 1998), lo cual ayudaría a disminuir la amenaza sísmica que existe principalmente en la costa del Pacífico de México, ya que existiría una mejor preparación de medidas ante la ocurrencia de un sismo. Igualmente, comprender de mejor manera la alta sensibilidad que existe entre la conversión sismo-eléctrica con rocas de menor permeabilidad tendría ventajas en la caracterización de reservorios de baja permeabilidad como depósitos de gas y petróleo no convencionales (Peng et al., 2019). No obstante, la carencia de base de datos de registros SEM producto de la ocurrencia de sismos y de información relacionada con propiedades fisicoquímicas de las rocas y de los fluidos presentes en los poros (pH, porosidad, saturación, temperatura, presión de poros, composición química, viscosidad; entre otras) son aspectos que limitan el entendimiento de la generación de señales SEM (Gao y Hu, 2010; Balasco et al., 2014; Rodríguez-Pérez et al., 2020). La implementación de instrumentos multiparamétricos (señales eléctricas, magnéticas y sísmicas) con frecuencia de muestreo superior a la estudiada (15 Hz) y la instalación de estos en el mismo lugar de investigación ayudaría a comprender ampliamente el contenido espectral de las ondas SEM y sus relaciones, ya que no se eliminaría información al re muestrear las señales; así mismo, sería posible evitar y/o estudiar las diferencias en los tiempos de arribo.

9. CONCLUSIONES

En esta investigación fue posible conocer la relación entre las series de tiempo de señales sísmicas y electromagnéticas (EM) en el Graben San Pedro – Ceboruco (GSPC), a partir de cuatro terremotos que ocurrieron entre el 22 de diciembre de 2021 y el 13 de marzo de 2022 en el Pacífico de México, cuyas magnitudes de momento (M_w) variaron entre 3.9 y 6.0. La observación y el análisis de estas series temporales confirman la existencia de relaciones Sismo-Electromagnéticas (SEM) en un rango de frecuencias extremadamente bajas (ELF, por su nombre en inglés *Extremely Low Frequency*) en el Occidente de México. El registro de las perturbaciones EM segundos después (~ 17 - ~ 50 s) del tiempo origen (TO) de los sismos objeto de este estudio corrobora que el origen de estas ondas es debido a la ocurrencia de procesos producto de la actividad cosísmica (arribo de ondas sísmicas) y no de radiaciones EM emitidas desde el hipocentro del sismo.

El análisis cuantitativo aplicado por medio de los criterios de bondad de ajuste y desajuste de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia confirma que las formas de onda de las señales eléctricas, magnéticas y sísmicas son similares. Aunque se aprecian diferencias, entre las que se destacan el registro de amplitudes mayores de las señales magnéticas en comparación a las sísmicas (ambas normalizadas) cerca del tiempo del arribo de la onda S y la existencia de un desajuste en frecuencia atribuido a la parte más energética del sismo, que es evidenciado debido a las mayores frecuencias (4.0 – 10.0 Hz) que muestran las ondas EM. En cuanto a las diferencias observadas en el tiempo de arribo de las perturbaciones producto de terremotos entre las señales EM y sísmica se concluye que estas fueron debido a que las estaciones MT y sísmicas (red nacional y red local) se encontraban separadas en distancias que variaban entre 20 y 70 km (aproximadamente).

Otra consideración importante de esta investigación se relaciona con los registros de los eventos No. 3 (13/03/2022 (UTC) – 06:14:09 (UTC) – Profundidad: 7.7 km) y No. 4 (22/12/2021 (UTC) – 23:22:57 (UTC) – Profundidad: 10.0 km), ya que confirman que la amplitud máxima de las señales eléctricas y la magnitud de los sismos están relacionadas por el factor de atenuación. El primero de estos se distingue por haber sido registrado solo en las componentes Z y N-S del campo magnético en una (REM00E) de las tres estaciones que se encontraban adquiriendo datos durante la ocurrencia de este; además, por haber ocurrido 6 minutos después, y por haber sido 5.8 km más somero y 8 km más distante con respecto al sismo No. 2 (13/03/2022 (UTC) – 06:08:09 (UTC) – Profundidad: 13.5 km), el cual se registró en las tres estaciones (REM00E, L8-N6R y L7-N7R). La M_w del evento No. 2 fue de 4.1 y se registró en mínimo tres canales de los cinco con los que cuenta las estaciones MT (de los cuales por lo menos uno era una componente del campo eléctrico), a diferencia del tercero cuya M_w fue de 3.9 y no se registró ninguna componente del campo eléctrico. Por otra parte, el evento No. 4 se caracteriza por haber tenido una M_w de 6.0 y por haber sido registrado en las componentes del campo eléctrico en una estación con frecuencia de muestreo de 1 Hz (LEMI LMT15), la cual se ubicada a aproximadamente 367 km de distancia del epicentro.

Las perturbaciones magnéticas y eléctricas observadas se deben a factores y/o procesos que ocurren en el interior de la Tierra y no por factores instrumentales (vibración de los equipos) y/o externos (actividad geomagnética global fuerte, severa o extrema – Índice K_p entre 7 y 9). Los cambios oscilatorios observados en esta investigación sugieren que el mecanismo que genera la existencia de relaciones o señales Sismo-Electromagnéticas (SEM) es de carácter profundo, tal como lo es el efecto electrocinético, el cual se relaciona con el paso de ondas sísmicas en un medio poroso saturado de fluidos. La inversión 1D de datos MT de las estaciones L5-N1, REM00E, L8-N6R y KMT19 permitió conocer la presencia de zonas conductivas. La interpretación de estas zonas debido a la presencia de fluidos mineralizados asociados con la actividad volcánica y su posible potencial geotérmico son factores que corroboran la formación de señales SEM cosísmicas producto del efecto electrocinético. Las diferencias de amplitudes registradas entre las componentes de las señales EM y entre las estaciones se asocian principalmente a las variaciones en los valores de resistividad eléctrica observadas entre los cuatro modelos.

La complementación en el cálculo de los parámetros fuente y de la magnitud de terremotos, y la caracterización de reservorios de recursos naturales no convencionales son algunas de las aplicaciones que tendrían las señales SEM si existiese un mayor entendimiento de estas. La carencia de base de datos de registros SEM producto de la ocurrencia de sismos, y de información relacionada con propiedades fisicoquímicas de las rocas y de los fluidos presentes en los poros son factores que limitan dicho entendimiento. La implementación de instrumentos multiparamétricos con una frecuencia de muestreo mayor a 15 Hz y la instalación de estos en el mismo lugar de investigación permitirían comprender más ampliamente las relaciones SEM.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdul Azeez, K. K., Manoj, C., Veeraswamy, K., y Harinarayana, T. (2009). Co-seismic EM signals in magnetotelluric measurement — a case study during Bhuj earthquake (26th January 2001), India. *Earth Planets Space*, 61, 973–981.
- Aki, K. (1969). Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74(2), 615–631. <https://doi.org/10.1029/jb074i002p00615>
- Aki, K., y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322–3342. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03322>
- Almaguer-Rodríguez, J. de L. (2013). *Estudio magnetotelúrico con fines de interés geotérmico en el sector norte del Nevado de Ruiz, Colombia*. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Alvarez, R., Corbo-Camargo, F., y Yutsis, V. (2021). The great tectonic discontinuity of Bahía de Banderas, Mexico. *Tectonophysics*, 803(January), 228762. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228762>
- Anderson, J. G. (2004). Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada*, 243, 775–784. http://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/13_243.pdf

- Árnason, K., Eysteinnsson, H., y Hersir, G. P. (2010). Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland. *Geothermics*, 39(1), 13–34. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.01.002>
- Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., y Yutsis, V. (2018). The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics*, 71(October 2017), 200–211. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.09.009>
- Balasco, M., Lapenna, V., Romano, G., Siniscalchi, A., Stabile, T. A., y Telesca, L. (2014). Electric and Magnetic Field Changes Observed during a Seismic Swarm in Pollino Area (Southern Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3), 1289–1298. <https://doi.org/10.1785/0120130183>
- Balasco, M., Lapenna, V., Romano, G., Siniscalchi, A., Stabile, T. A., y Telesca, L. (2015). The Pollino 2011-2012 seismic swarm (southern Italy): first results of the $M_L = 3.6$ aftershock recorded by co-located electromagnetic and seismic stations. *Applicata, Bollettino di Geofisica Teorica ed*, 56(June), 203–210. <https://doi.org/10.4430/bgta0138>
- Bandy, W., y Pardo, M. (1994). Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and Southern Mexico Blocks. *Tectonics*, 13(4), 755–768.
- Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status: An overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 6(1–2), 3–65. [https://doi.org/10.1016/S1364-0321\(02\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3)
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., y Wassermann, J. (2010). ObsPy: A python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530–533. <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530>
- Bordes, C., Sénéchal, P., Barrière, J., Brito, D., Normandin, E., y Jougnot, D. (2015). Impact of water saturation on seismoelectric transfer functions: a laboratory study of coseismic phenomenon. *Geophysical Journal International*, 200, 1317–1335. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu464>
- Bourgeois, J., y Michaud, F. (1991). Active fragmentation of the North America plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo. *Geo-Marine Letters*, 11(2), 59–65. <https://doi.org/10.1007/BF02431030>
- Brady, J., Campbell, T., Fenwick, A., Ganz, M., Sandberg, S., Pereira Buonora, M., Rodrigues, L., Campbell, C., Combee, L., Ferster, A., Umbach, K., Labruzzo, T., Zerilli, A., Nichols, E., Patmore, S., y Stilling, J. (2009). Sondeos electromagnéticos para la exploración de petróleo y gas. *Oilfield Review* 21, no. 1, 4–19.
- Brown, H. E. (2007). *Crustal rupture, creation, and subduction in the Gulf of California, Mexico and the role of gas hydrate in the submarine Storegg slide offshore Norway*. Tesis Doctoral de Filosofía en Geofísica. Department of Geology and Geophysics. University of Wyoming.
- 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>
- Campos-Enríquez, J. O., y Alatorre-Zamora, M. A. (1998). Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, 37(4), 263–282. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1998.37.4.513>
- 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.

<https://doi.org/10.1190/1.1442303>

- Corbo-Camargo, F. (2013). *Estudio de la subducción y su relación con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotéluricos en el bloque de Jalisco y Oaxaca*. Tesis Doctoral. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Corbo-Camargo, F. (2020). *Evaluación geotérmica y determinación de la fuente magmática en el graben San Pedro - Ceboruco. Proyecto de investigación. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J. A., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J. J., y Yutsis, V. (2013). Subduction of the rivera plate beneath the jalisco block as imaged by magnetotelluric data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), 268–281.
- Corbo-Camargo, F., Arzate, J., Fregoso, E., Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Yutsis, V., Herrera, J., y Hernández, J. (2020). Shallow structure of Los Humeros (LH) caldera and geothermal reservoir from magnetotellurics and potential field data. *Geophysical Journal International*, 223(1), 666–675. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa338>
- Cumming, W., y Mackie, R. (2010). Resistivity Imaging of Geothermal Resources Using 1D , 2D and 3D MT Inversion and TDEM Static Shift Correction Illustrated by a Glass Mountain Case History. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, April*, 1–10.
- Cumming, W., Nordquist, G., y Astra, D. (2000). Geophysical exploration for geothermal resources: An application for combined MT-TDEM. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 19(1), 1071–1074. <https://doi.org/10.1190/1.1815571>
- Del Pezzo, E., y Ibañez, J. (1990). *Ondas Coda: Teoría y Resultados*. Monografías de Geofísica. Universidad de Granada. Granada, España.
- Didana, Y. L., Heinson, G., Thiel, S., y Krieger, L. (2017). Magnetotelluric monitoring of permeability enhancement at enhanced geothermal system project. *Geothermics*, 66, 23–38. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.005>
- Diehl, T. (2008). 3-D Seismic Velocity Models of the Alpine Crust from Local Earthquake Tomography [ETH Zürich]. En *Earth Science*. <https://doi.org/https://doi.org/10.3929/ethz-a-005691675>
- Digos Potsdam, G. (2020). *Seismic Data Recorder: DATA-CUBE³ User Manual*. GeoForschungsZentrum (GFZ) - German Research Centre for Geosciences. Germany.
- Du, H., Lin, X., Xu, Z., y Chu, D. (2015). Electric double-layer transistors: a review of recent progress. *Journal of Materials Science*, 50(17), 5641–5673. <https://doi.org/10.1007/s10853-015-9121-y>
- Egbert, G. D., y Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87(1), 173–194. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x>
- Fandiño, J. (2020). *Geometría de subducción de la placa de Nazca bajo el noroeste de Suramérica, a partir del análisis de microsismicidad reciente*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- Ferrari, L., Garduno, V. H., Pasquare, G., y Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91–105.

<https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1994.33.1.542>

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303–306. [https://doi.org/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., Nelson, S. ., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., y Venegas-Salgado, S. (1997). *Tectonics and volcanism of the Western Mexican Volcanic Belt. En: Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gomez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (Eds.), Magmatism and Tectonics in Central and North-Western Mexico —A Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly . 12, 85–129.*
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). 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., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., y Romero-Rios, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334(February), 65–83. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.65>
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., y Venegas-Salgado, S. (2003). Geology of the San Pedro - Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3), 165–181.
- Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334(January), 41–63. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.41>
- Flores-Márquez, L., Márquez-Cruz, J., Ramírez-Rojas, A., Gálvez-Coyt, G., y Angulo-Brown, F. (2007). A statistical analysis of electric self-potential time series associated to two 1993 earthquakes in Mexico. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7(5), 549–556. <https://doi.org/10.5194/nhess-7-549-2007>
- Fuentes-Arreazola, M. A., Núñez, D., Núñez-Cornú, F. J., Calderón-Moctezuma, A., Ruiz-Aguilar, D., y Romo-Jones, J. M. (2021). Magnetotelluric imaging of the Ceboruco Volcano, Nayarit, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 418. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107339>
- Fujinawa, Y., y Takahashi, K. (1998). Electromagnetic radiations associated with major earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105, 249–259.
- Gallego-Gómez, J. L. (2007). *Introducción al análisis de series temporales* (Vol. 1). Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España.
- Gao, Y., y Hu, H. (2010). Seismoelectromagnetic waves radiated by a double couple source in a saturated porous medium. *Geophysical Journal International*, 181(2), 873–896. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04526.x>
- Garambois, S., y Dietrich, M. (2001). Seismoelectric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis. *Geophysics*, 66(5), 1417–1430. <https://doi.org/10.1190/1.1487087>
- Geosystem, S. (2008). *WinGLink®: Integrated Geophysical Interpretation Software. User's Guide. Milan, Italy, 172 p.*
- Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Yoshino, T., y Tomizawa, I. (1982). Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. *Journal of Geophysical Research*,

87(B9), 7824–7828. <https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07824>

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. En *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* (Vol. 3). [http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v57n3/1405-3322-bsgm-57-03-227-s1.pdf%0Ahttp://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-3/\(2\)Gomez.pdf](http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v57n3/1405-3322-bsgm-57-03-227-s1.pdf%0Ahttp://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-3/(2)Gomez.pdf)
- Gutiérrez-Negrín, L. C. (2015). Mexico: Update of the Country Update and IRENA's Remap. *IGA News*, 100, 17–19.
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Canchola Félix, I., Romo-Jones, J. M., y Quijano-León, J. (2020). Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. *Mexican Geothermal Association*, 466(4).
- Havskov, J., y Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
- Heinson, G., y Segawa, J. (1997). Electrokinetic signature of the Nankai Trough accretionary complex: Preliminary modelling for the Kaiko-Tokai program. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 99(1–2), 33–53. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(96\)03201-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(96)03201-3)
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bertrand, E. A., Hill, G. J., Bennie, S. L., y Palmer, N. G. (2016). Imaging the deep source of the Rotorua and Waimangu geothermal fields, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 314, 39–48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.017>
- Helman, D. S. (2020). Seismic electric signals (SES) and earthquakes: A review of an updated VAN method and competing hypotheses for SES generation and earthquake triggering. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 302(March), 106484. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106484>
- Henry, C. D., y Aranda-Gomez, J. J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Hering, P., González-Castillo, L., Castro, C., Junge, A., Brown, C., Márquez-Ramírez, V. H., Pinzón López, J. I., y Gutiérrez, Q. J. (2022). Tectonic controls on magmatic systems: Evidence from a three-dimensional anisotropic electrical resistivity model of Ceboruco Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 428. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107382>
- Holzhauser, J., Brito, D., Bordes, C., Brun, Y., y Guatarbes, B. (2017). Experimental quantification of the seismoelectric transfer function and its dependence on conductivity and saturation in loose sand. *Geophysical Prospecting*, 65, 1097–1120. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12448>
- Honkura, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M. K., Barış, Ş., Ito, A., Iio, Y., y Işikara, A. M. (2002). Small electric and magnetic signals observed before the arrival of seismic wave. *Earth Planets Space*, 54, 9–12.
- Honkura, Y., Satoh, H., y Ujihara, N. (2004). Seismic dynamo effects associated with the M7 . 1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture and the M6 . 4 earthquake of 26 July 2003 in northern Miyagi Prefecture , NE Japan. *Earth Planets Space*, 56, 109–114.
- Ishido, T., y Mizutani, H. (1981). Experimental and theoretical basis for electrokinetic phenomena in rockwater systems and its applications to geophysics. *Journal of Geophysical Research*, 86(80), 1763–1775.
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in*

Geophysics, 11(2–3), 163–203. <https://doi.org/10.1007/BF01901659>

- Johnston, J. M., Pellerin, L., y Hohmann, G. W. (1992). Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection. *Transactions - Geothermal Resources Council*, 16, 241–245.
- Johnston, J. M., Sasai, Y., Egbert, G., y Mueller, R. (2006). Seismomagnetic Effects from the Long-Awaited 28 September 2004 M 6 . 0 Parkfield Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4), 206–220. <https://doi.org/10.1785/0120050810>
- Jones, A. G. (1983a). On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics*, 53, 72–73.
- Jones, A. G. (1983b). The problem of current channelling: A critical review. *Geophysical Surveys*, 6(1–2), 79–122. <https://doi.org/10.1007/BF01453996>
- Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967–978. <https://doi.org/10.1190/1.1442533>
- Junge, A., y Castro, C. (2019). *Mid-to-Deep-crustal Electromagnetic Investigation of Tepic–Zacoalco Rift (DEMITS) – Exploring Magmatic Systems and Anisotropy in Western Mexico. Propuesta de Proyecto. Institute of Geosciences, Frankfurt University.* (Vol. 54, Número 12).
- Kachakhidze, M. K., Kachakhidze, N. K., y Kaladze, T. D. (2015). A model of the generation of electromagnetic emissions detected prior to earthquakes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 85–86, 78–81. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.02.010>
- Kalscheuer, T., Blake, S., Podgorski, J. E., Wagner, F., Green, A. G., Maurer, H., Jones, A. G., Muller, M., Ntibinyane, O., y Tshoso, G. (2015). Joint inversions of three types of electromagnetic data explicitly constrained by seismic observations: Results from the Central Okavango Delta, Botswana. *Geophysical Journal International*, 202(3), 1429–1452. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv184>
- Karakelian, D., Klemperer, S. L., Fraser-Smith, A. C., y Thompson, G. A. (2002). Ultra-low frequency electromagnetic measurements associated with the 1998 M w 5 . 1 San Juan Bautista , California earthquake and implications for mechanisms of electromagnetic earthquake precursors. *Tectonophysics*, 359, 65–79.
- Kawate, R., Molchanov, O. A., y Hayakawa, M. (1998). Ultra-low-frequency magnetic fields during the Guam earthquake of 8 August 1993 and their interpretation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105(3–4), 229–238. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00094-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00094-0)
- Knight, R. J., y Endres, A. L. (2005). 3. An Introduction to Rock Physics Principles for Near-Surface Geophysics. En D. K. Butler (Ed.), *Near-Surface Geophysics* (Investigat, Vol. 1, pp. 31–70). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch3>
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., y Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science and Discovery*, 8(1). <https://doi.org/10.1088/1749-4699/8/1/014003>
- Krischer, L., Smith, J., Lei, W., Lefebvre, M., Ruan, Y., de Andrade, E. S., Podhorszki, N., Bozdağ, E., y Tromp, J. (2016). An Adaptable Seismic Data Format. *Geophysical Journal International*, 207(2), 1003–1011. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw319>
- Kristeková, M., Kristek, J., y Moczo, P. (2009). Time-frequency misfit and goodness-of-fit criteria for

- quantitative comparison of time signals. *Geophysical Journal International*, 178(2), 813–825. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04177.x>
- Kristeková, M., Kristek, J., Moczo, P., y Day, S. M. (2006). Misfit criteria for quantitative comparison of seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1836–1850. <https://doi.org/10.1785/0120060012>
- Lange, R. A., y Carmichael, I. S. E. (1990). Hydrous basaltic andesites associated with minette and related Lavas in Western Mexico. *Journal of Petrology*, 31(6), 1225–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1225>
- LCISR. (2009). *Long-period magnetotelluric instrument LEMI-417M: User Manual*. National Academy of Sciences - National Space Agency of Ukraine - Lviv Centre of Institute for Space Research.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E., y Meagher, K. L. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. En *National Center for Earthquake Research. U. S. Geological Survey. Menlo Park, California*.
- Lennartz Electronic, G. (2016). *LE-xD Seismometer Family - Document Number: 990-0073. User's Guide. Tubinga, Alemania, 30 p.*
- Lines, L. R., Schultz, A. K., y Treitel, S. (1988). Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53(1), 8–20. <https://doi.org/10.1190/1.1442403>
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., y Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466–469. <https://doi.org/10.1038/nature06035>
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., y Carmichael, I. S. E. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13(1), 54–57. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<54:ARISMM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<54:ARISMM>2.0.CO;2)
- Madden, T., y Nelson, P. (1964). A Defense of Cagniard's Magnetotelluric Method. *Society of Exploration Geophysicists*, 7, 89–95.
- Manea, V. C., Manea, M., y Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>
- Márquez-Cruz, J. (2007). *Análisis de series de tiempo electrosísmicas (alternativas de precursores sísmicos)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de ingeniería, División de ingeniería en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Matsushima, M., Honkura, Y., Oshiman, N., Barış, Ş., Tunçer, M. K., Tank, S. B., Çelik, C., Takahashi, F., Nakanishi, M., Yoshimura, R., Pektaş, R., Komut, T., Tolak, E., Ito, A., Iio, Y., y Işıkara, A. M. (2002). Seismoelectromagnetic Effect Associated with the Izmit Earthquake and Its Aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 350–360.
- Maxwell, J. C. (1861). On physical lines of force. Fourth Series; Part I, Theory of Molecular Vortices applied to Magnetic Phenomena; Part II, Theory of Molecular Vortices applied to Electric Currents; Part III, Theory of Molecular Vortices applied to Static Electricity; Part I. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 21(141). <https://doi.org/10.1080/14786446108643067>

- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., y Wassermann, J. (2011). ObsPy - what can it do for data centers and observatories? *Annals of Geophysics*, 54(1), 47–58. <https://doi.org/10.4401/ag-4838>
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Elsevier, Academic Press Inc. Oxford. Reino Unido.
- Molchanov, O. A., Hayakawa, M., Oudoh, T., y Kawai, E. (1998). Precursory effects in the subionospheric VLF signals for the Kobe earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105(3–4), 239–248. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00095-2](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00095-2)
- Nabighian, M. N. (Ed.). (1987). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631>
- Nagao, T., Orihara, Y., Yamaguchi, T., Takahashi, I., Hattori, K., Noda, Y., Sayanagi, K., y Uyeda, S. (2000). Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan. *Geophysical research letters*, 27(10), 1535–1538.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., y Wannamaker, P. E. (2008). Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics*, 37(4), 369–399. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2008.02.006>
- Nieto-Obregon, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., y Guzmán de la Campa, A. (1992). Listric faulting and continental rifting in western Mexico—a paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, 208, 365–376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90435-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90435-9)
- Nourbehecht, B. (1963). *Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their application in certain geoelectric problems*. Tesis Doctoral de Filosofía en Geología y Geofísica. Departamento de Geología y Geofísica. Massachusetts Institute of Technology.
- Oike, K., y Ogawa, T. (1986). Electromagnetic radiation from shallow earthquakes observed in the LF range. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 38, 1031–1040.
- Oldenburg, D. W., y Li, Y. (2005). 5. Inversion for Applied Geophysics: A Tutorial. En *Near-Surface Geophysics* (pp. 89–150). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch5>
- Oskooi, B., y Manzella, A. (2011). 2D inversion of the Magnetotelluric data from Travale geothermal field in Italy. *Journal of the Earth and Space Physics*, 36(4), 1–18.
- Oskooi, B., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Árnason, K., Eysteinnsson, H., y Manzella, A. (2005). The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1-3 SPEC. ISS.), 183–195. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.027>
- Park, S. K., Johnston, J. M., Madden, T. R., Morgan, F. D., y Morrison, H. F. (1993). Electromagnetic precursors to earthquakes in the Ulf band: A review of observations and mechanisms. *Reviews of Geophysics*, 31(2), 117–132. <https://doi.org/10.1029/93RG00820>
- Park, S. K., Orange, A. S., y Madden, T. R. (1983). Effects of three-dimensional structure on magnetotelluric sounding curves. *Geophysics*, 48(10), 1402–1405. <https://doi.org/10.1190/1.1441422>
- Parker, R. L. (1994). *Geophysical inverse theory (Vol. 1)*. Princeton University Press. Princeton, Nueva Jersey, Estados Unidos.

- Parrot, M., Achache, J., Berthelier, J. J., Blanc, E., Deschamps, A., Lefeuvre, F., Menvielle, M., Plantet, J. L., Tarits, P., y Villain, J. P. (1993). High-frequency seismo-electromagnetic effects. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 77(1–2), 65–83. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90034-7)
- Pellerin, L., Johnston, J. M., y Hohmann, G. W. (1996). A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, 61(1), 405–408. <https://doi.org/10.1190/1.1822102>
- Pelton, J. R. (2005). 8. Near-Surface Seismology: Surface-Based Methods. En *Near-Surface Geophysics* (pp. 219–264). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch8>
- Peng, R., Di, B., Glover, P. W. J., Weil, J., Lorinczi, P., Ding, P., Liu, Z., Zhang, Y., y Wu, M. (2019). The effect of rock permeability and porosity on seismoelectric conversion : experiment and analytical modelling. *Geophysical Journal International*, 219, 328–345. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz249>
- Petrone, C. M., Francalanci, L., Carlson, R. W., Ferrari, L., y Conticelli, S. (2003). Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193(1–2), 1–24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00229-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00229-2)
- Phoenix Geophysics. (2005). *Magnetotelluric Data Processing. User's Guide*. Toronto, Canadá. 212 p.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Bellmunt, F., Hidalgo, R., y Messeiller, M. (2014). 3-D Magnetotelluric Exploration of Tenerife Geothermal System (Canary Islands, Spain). *Surveys in Geophysics*, 35(4), 1045–1064. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9280-4>
- Pride, S. (1994). Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media. *Physical Review B*, 50(21), 15678–15696. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.50.15678>
- Rodríguez-Pérez, Q., Zúñiga, F. R., Márquez-Ramírez, V. H., y Corbo-Camargo, F. (2020). Seismoelectromagnetic effects associated with the 2017 February 15 Veracruz earthquake (Mw = 4.8). *Geophysical Journal International*, 222(2), 1405–1422. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa247>
- Romo, H. (2021). *Aplicación del método magnetotelúrico para definir el sistema magmático del complejo volcánico de Colima, suroeste de México*. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2)
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M. L., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the guadalajara region and triple-junction area, western mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125–140. <https://doi.org/10.1080/00206819709465263>
- Scales, J. A., Smith, M. L., y Treitel, S. (1994). *Introductory geophysical inverse theory*. Centro de Fenómenos de Ondas. Departamento de Geofísica. Escuela de Minas de Colorado Golden, Colorado, Estados Unidos. 208 p. Golden: Samizdat Press.
- Schekotov, A., y Hayakawa, M. (2015). Seismo-meteo-electromagnetic phenomena observed during a 5-year interval around the 2011 Tohoku earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 85–86, 167–173. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.01.010>

- Serway, R. A., Vuille, C., Filio-López, E., y García-Hernández, A. E. (2013). *Fundamentos de Física. Volumen 1*. (Novena). Cengage learning.Col. Cruz Manca, Santa Fe, México.
- Shearer, P. M. (2019). Introduction to Seismology. En *Episodes* (Vol. 33, Número 2). Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido. <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- Simpson, F., y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido. 256 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>
- Solano Fino, J. M., Caneva, A., Vargas, C. A., y Ochoa, L. H. (2021). Electrical and magnetic data time series' observations as an approach to identify the seismic activity of non-anthropogenic origin. *Earth Sciences Research Journal*, 25(3), 297–307. <https://doi.org/10.15446/esrj.v25n3.95782>
- SSN. (2022). *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional (SSN), México*. <http://www.ssn.unam.mx>
- Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (Google eBook). <http://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=-z80yrwFsqC&pgis=1>
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., y Pellerin, L. (1988). Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53(11), 1459–1468.
- Strahser, M., Jouniaux, L., Sailhac, P., Matthey, P.-D., y Zillmer, M. (2011). Dependence of seismoelectric amplitudes on water content. *Geophysical Journal International*, 187, 1378–1392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05232.x>
- Suárez, G., García-Acosta, V., y Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, 234(1–2), 117–127. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90207-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90207-0)
- Tarantola, A. (1987). *Inverse problem theory, methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier Science Publishing. Amsterdam, Países Bajos.
- Tarantola, A., y Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 219. <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00219>
- Thompson, A. H., y Gist, G. A. (1993). Geophysical applications of electrokinetic conversion. *The Leading Edge*, 12(12), 1169–1173. <https://doi.org/10.1190/1.1436931>
- Tikhonov, A. N. (1950). On determination of electric characteristics of deep layers of the earth's crust. *Doklady*, 73, 295–297.
- Torres-Verdin, C., y Bostick, F. X. (1992). Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 57(4), 603–622. <https://doi.org/10.1190/1.1443273>
- Ujihara, N., Honkura, Y., y Ogawa, Y. (2004). Electric and magnetic field variations arising from the seismic dynamo effect for aftershocks of the M7 . 1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture , NE Japan. *Earth Planets Space*, 56, 115–123.
- Vargas, C. A., Gomez, J. S., Gomez, J. J., Solano, J. M., y Caneva, A. (2021). Comment on seismic electric signals (SES) and earthquakes: A review of an updated VAN method and competing hypotheses for SES generation and earthquake triggering by Daniel S. Helman, physics of earth and planetary interiors, 302 (2020). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 313(October 2020), 2020–2022.

<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106676>

- Varotsos, P., y Lazaridou, M. (1991). Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. *Tectonophysics*, 188(1–3), 1–37. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90055-O](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90055-O)
- Velásquez-Rocha, L. V. (2017). *Análisis temporal de las ondas coda: Los enjambres de sismos registrados entre 2013 y 2015 bajo los volcanes Chiles-Cerro Negro, Colombia*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- Volpi, G., Manzella, A., y Fiordelisi, A. (2003). Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): An example from the Mt. Amiata area, Italy. *Geothermics*, 32(2), 131–145. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(03\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00016-6)
- Vozoff, K. (1972). The Magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1), 98–141.
- Vozoff, K. (1980). Electromagnetic methods in applied geophysics. *Geophysical Surveys*, 4, 9–29.
- Wang, J., Hu, H., y Guan, W. (2016). The evaluation of rock permeability with streaming current measurements. *Geophysical Journal International*, 206, 1563–1573. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw231>
- Wannamaker, P. E., Jiracek, G. R., Stodt, J. A., Caldwell, T. G., Gonzalez, V. M., McKnight, J. D., y Porter, A. D. (2002). Fluid generation and pathways beneath an active compressional orogen, the New Zealand Southern Alps, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B6), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2001jb000186>
- Wannamaker, P. E., Rose, P. E., Doerner, W. M., Berard, B. C., McCulloch, J., y Nurse, K. (2004, enero). Magnetotelluric Surveying and Monitoring At the Coso Geothermal Area, California, in Support of the Enhanced Geothermal Systems Concept: Survey Parameters and Initial Results. *Proceedings, 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University.*, 24–29.
- Ward, S. H., y Hohmann, G. W. (1988). 4. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch4>
- Widarto, D. S., Mogi, T., Tanaka, Y., Nagao, T., Hattori, K., y Uyeda, S. (2009). Co-seismic geoelectrical potential changes associated with the June 4, 2000's earthquake (Mw7 . 9) in Bengkulu , Indonesia. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(6–7), 373–379. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.09.009>
- Wright, P. M., Ward, S. H., Ross, H. P., y West, R. C. (1985). State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. *Geophysics*, 50(12), 2666–2699.
- Zlotnicki, J., Kossobokov, V., y Mouël, J.-L. Le. (2001). Frequency spectral properties of an ULF electromagnetic signal around the 21 July 1995 , M = 5 . 7 , Yong Deng (China) earthquake. *Tectonophysics*, 334, 259–270.

ANEXOS

En este capítulo se presentan los anexos mencionados a lo largo de esta investigación, los cuales pueden ser encontrados en el siguiente enlace:

<https://drive.google.com/drive/folders/1RnIB-42oON0YhWUeF8COmS3JtW1R9YO?usp=sharing>

Anexo 1: Catálogo de sismos revisados que ocurrieron entre el 30 de noviembre y el 11 de diciembre de 2021 (107 eventos); el 22 de diciembre de 2021 (1 evento - No. 4); el 13 de enero y el 04 de febrero de 2022 (284 eventos); el 24 de febrero y el 17 de marzo de 2022 (296 eventos); y el 11 y 24 de abril de 2022 (144 eventos); los cuales fueron reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN).

Anexo 2: Códigos de Python (ObsPy) creados para llevar a cabo el análisis de desajuste y bondad de ajuste de la envolvente y fase Tiempo-Frecuencia.

Anexo 3: Curvas de resistividad y fase suavizadas, parámetros de dimensionalidad y modelos 1D de resistividad eléctrica de las estaciones MT REM00E, L8-N6R, KMT19 y L5-N1. Imágenes obtenidas a partir del procesamiento en el programa WinGLink ®.

Anexo 4: Comparación de las formas de onda de las señales sísmicas (azul), magnéticas (rojas claras) y eléctricas (rojas oscuras) de cada uno de los eventos estudiados. Se compara la señal sísmica con las señales EM de cada una de las estaciones MT y en una imagen se agrupan todas las estaciones que hayan registrado el evento. La segmentación del anexo corresponde a cada uno de los eventos; es decir, los Anexos 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4 son los eventos No. 1, 2, 3 y 4, respectivamente.

Anexo 5: Análisis de desajuste (a, b, c, d, e) y bondad de ajuste (f, g, h, i, j) de la envolvente y de la fase Tiempo-Frecuencia entre las señales sísmicas, magnéticas (a, b, d, f, g, i) y eléctricas (c, e, h, j) de cada uno de los sismos (5.1: Evento No.1; 5.2: Evento No. 2; 5.3: Evento 3). La comparación entre los componentes horizontal y vertical fue realizada por separado. Las componentes verticales (Z: a, f) de las señales sísmicas solo se compararon con registros magnéticos (B_z). Las componentes sísmicas horizontales (N-S: b, c, g, h y E-W: d, e, i, j) se compararon con registros eléctricos (E_x y E_y) y magnéticos (B_x y B_y).