



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS Y PALEOSÍSMICOS COMO BASE PARA
ACTUALIZAR LA CARTOGRAFÍA Y EVALUAR EL PELIGRO ASOCIADO A
FALLAS EN EL SISTEMA MORELIA-ACAMBAY: SUBSIDENCIA Y ACTIVIDAD
SISMOTECTÓNICA**

TESIS

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

PRESENTA:

JÉLIME CECILIA ARAY CASTELLANO

TUTORES:

Dr. Pierre Lacan

Instituto de Geociencias – UNAM

Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy[†]

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra – UMSNH

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. Octavio Lázaro Mancilla

Laboratorio de Sismología y Geofísica Aplicada – UABC

Dr. William Bandy

Instituto de Geofísica – UNAM

JURIQUILLA, QUERÉTARO (INSTITUTO DE GEOCIENCIAS), MAYO 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



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

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

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado:

**INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS Y PALEOSÍSMICOS COMO BASE PARA ACTUALIZAR LA
CARTOGRAFÍA Y EVALUAR EL PELIGRO ASOCIADO A FALLAS EN EL SISTEMA MORELIA-ACAMBAY:
SUBSIDENCIA Y ACTIVIDAD SISMOTECTÓNICA**

que presenté para obtener el grado de ----Doctorado---- es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi programa de posgrado, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

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

Atentamente

Jélime Cedia Aray Castellano
No. de cuenta: 519015313

(Nombre, firma y Número de cuenta de la persona alumna)

DEDICATORIA

A mis hijos,

A mi esposo,

A mis padres y hermanos

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios, en primer lugar, por permitirme lograr esta meta, darme la salud y perseverancia para superar con éxito cada prueba en el camino y alcanzar este otro nivel de mi carrera profesional.

A mi núcleo familiar, mi esposo Jesús y mis hijos Victoria y Erick, por estar ahí presentes dándome las fuerzas y el impulso para cerrar otro capítulo de mi vida. Ustedes son mi mayor fuerza y mi luz en el camino. ¡Gracias por todo ese amor y por acompañarme en este camino divertido! A mis padres amados, María y Emilio, quienes me enseñaron los valores de base, me impulsaron a completar peldaños profesionales, quienes siempre han estado ahí con amor y dedicación a pesar de cualquier circunstancia, distancia o tiempo. A mis hermanos, Jéser y Lars, quienes siempre han sido mi soporte, mi ejemplo, mis amigos incondicionales, gracias por estar presentes, por sus consejos y su amor. A la familia de Jesús, que se convirtió en mía, gracias por estar presentes con su apoyo desde los inicios de este camino en México, por sus palabras y ánimo.

Agradezco al Dr. Victor Hugo (QEPD), quien fue mi primer tutor, y su esposa la Dra. Isabel, quienes aún sin conocerme personalmente me dieron su voto de confianza y la oportunidad de abrirme camino profesional aquí en México, convirtiéndose en amistades valiosas y apoyo incondicional desde mi llegada por estos rumbos. ¡Gracias, muchas gracias! A la Dra. Isabel un agradecimiento especial por valorar mi trabajo, por seguir ahí apoyándome e impulsándome, desde la visión de madre y profesional, para completar el objetivo del Dr. Victor Hugo†.

A mi tutor, Pierre Lacan, por su ánimo y lucha por mí, por convertirse en ese apoyo incondicional incluso en los momentos más difíciles de esta carrera profesional y personal. Gracias por tus palabras, ideas, tu orientación e impulso. Eres referencia para mí en este camino profesional, gracias por tu empeño en lograr la excelencia. Gran parte de este camino también es gracias a tu esfuerzo y dedicación.

Al Dr. Octavio Lázaro quien apostó igualmente por mí, quién ha estado ahí para guiarme y brindarme su apoyo profesional, junto a su esposa para brindarme apoyo personal en momentos difíciles y estar pendiente de mi culminación de esta etapa con éxito. Al Dr. Bandy, por su apoyo y orientación académica luego de mi cambio de proyecto. Al Dr. Oscar Campos por su orientación académica como miembro de mi primer Comité académico. Al Dr. Carlos Mortera y familia por estar presentes, atentos a mis avances, brindarnos su apoyo y disposición de ayudar en diferentes momentos de la carrera. Al Dr. Gerardo Suárez por su disposición y empeño para apoyar mi culminación con éxito. A la Dra. Gaby Gómez por su colaboración y apoyo para culminar con éxito este proyecto. Al Dr. Ramón Zuñiga por sus comentarios y discusiones para mejora del manuscrito.

Institucionalmente, agradezco al Instituto de Geociencias-Juriquilla, Unidad de Posgrado-CDMX, ENES-Morelia y otros espacios de la UNAM por cobijarme en esta gran casa de estudios y permitirme culminar con éxito mis estudios doctorales. A CONAHCYT por financiar mi beca de doctorado (CVU: 920427) en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM durante 4 años. A los Proyectos P17-CeMIEGeo y GEMEX otorgados al Dr. Garduño-Monroy y al INICIT (UMSNH), por hacer posible la adquisición y el procesamiento de datos geofísicos con la financiación de los equipos, las salidas de campo y las computadoras de procesamiento, así como, cubrir parte de mi estancia en México. A los proyectos PAPIIT-UNAM: IN108220 y CG101823 y, ECOS NORD 321193, otorgados al Dr. Pierre Lacan, por haber permitido económicamente la organización de las campañas de paleosismología, las colaboraciones académicas, el fechamiento de edad radiocarbono, la compra de materiales y equipos informáticos y de laboratorio, así

como, una beca PAPIIT "Doctorado/obtención de grado" para terminar la tesis. Al Laboratorio de Sismología y Geofísica Aplicada- UABC por el uso de la licencia del software Reflex. Al personal del laboratorio de mecánica de suelos de la Secretaría de Obras Públicas de Morelia, el Ing. Jesús Alfaro, Saul Cuauhtémoc, José Rubén, Andrés Olalde, Ing. Carlos Hernández y Cecilio Campos, por su disposición, comentarios y apoyo para las mediciones de campo en Morelia.

A los amigos que me regaló el "Cemie", Adrián, Chelito, Julio, Denis, Diana, Magda, Sergio, Fidel, Dulce, Joaquín, Abraham, Javier, Avith, Abigail entre otros, por su presencia y amistad que hicieron de éste un camino más suave. A Oscar quien nos recibió por primera vez, siempre muy amable, por tu esfuerzo y dedicación para apoyarme en mi etapa final del trabajo. A Luis Yegres, por sus luces mientras compartimos pandemia en familia. A Jocelyn Vargas por brindarme apoyo para hacer visible mi trabajo. A Andrés Núñez por sus luces en paleosismología, su apoyo y disposición para compartir el conocimiento. Al Sr. Alfredo Andrade y la comunidad de San Juanito Itzicuaró, por brindarme el apoyo para realizar los estudios de paleosismología. A la Dra. Claudia Arango por su disposición, sugerencias y apoyo en la etapa final de la tesis. A Félix por su tiempo y orientación. Gracias, muchas gracias a todos por estar presentes en diferentes momentos de este maravilloso camino.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	1
ABSTRACT	3
INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO I. LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO	9
1.1 CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO	9
1.2 SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY (SFMA)	13
1.3 ÁREA DE ESTUDIO	14
1.3.1 Los Azufres.....	14
1.3.1.1 Cuenca de Llano Grande.....	17
1.3.2 Morelia	18
1.3.2.1 Procesos asociados a las fallas en el área de estudio	22
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y METODOLÓGICO	24
2.1 Métodos geofísicos.....	24
2.1.1 Métodos magnéticos	24
2.1.2 Método electromagnético de georradar	27
2.1.3 Método de refracción sísmica	32
2.1.4 Método de resistividad eléctrica: Tomografía.....	36
2.2 Microtopografía del fracturamiento del suelo y efectos estructurales	40
2.3 Estudio paleosismológico	42
CAPÍTULO III: Evidencias geofísicas y cartografía del fallamiento en la cuenca de Llano Grande, Los Azufres.45	
3.1 Datos magnéticos	45
3.2 Georradar (GPR).....	48
3.3 Refracción sísmica.....	55
3.4 Interpretación de perfiles geofísicos.....	61
CAPÍTULO IV: Caracterización de la deformación y cartografía de las fallas que atraviesan la Ciudad de Morelia	
.....	70
4.1 Geofísica	70
4.1.1 Georradar (GPR).....	70
4.1.2 Tomografía de refracción sísmica (TRS).....	80
4.1.3 Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)	87
4.2 Interpretación de resultados geofísicos.....	89
4.3 Microtopografía del fracturamiento del suelo y efectos estructurales	93
4.4 Integración de resultados y definición de geometría de fallas	97
4.5 Estudio paleosismológico	102
4.5.1 Trinchera T1.....	104

4.5.2 Trinchera T2	110
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN	115
5.1 Nueva nomenclatura y cartografía de las fallas	116
5.2 Origen del desplazamiento: Subsistencia o Tectónica	122
5.3 Implicaciones de este nuevo conocimiento sobre la evaluación del peligro por hundimiento	124
5.4 Implicaciones de este nuevo conocimiento sobre la evaluación del peligro sísmico	126
5.5 Pertinencia de la metodología transdisciplinaria en el estudio de peligros por falla	128
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	132
REFERENCIAS	134
APÉNDICES	150
APÉNDICE 1: Falla Nocupétaro	150
APÉNDICE 2: Falla Cerritos	156
APÉNDICE 3: Falla Tarímbaro- Álvaro Obregón.....	159
APÉNDICE 4: Algunas expresiones matemáticas de los métodos geofísicos empleados.....	165
AP4.1. Métodos magnéticos.....	165
AP4.2. Método de GPR.....	167
AP4.3. Métodos sísmicos.....	170
AP4.4. Métodos Eléctricos	173
ANEXOS.....	176
ANEXO 1: GPR.....	176
ANEXO 2: REFRACCIÓN SÍSMICA.....	193
ANEXO 3: OBSERVACIONES DE CAMPO	198
A3.1 Afectaciones en el terreno y construcciones.	198
A3.2 Resultados de evaluación de afloramiento en Manantiales	201
ANEXO 4: EQUIPOS Y PROCESOS EMPLEADOS PARA ESTE TRABAJO	207
ABREVIATURAS EMPLEADAS EN ESTE ESTUDIO	211

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1. Representación esquemática de una deformación en subsuelo desde una vista a escala de trinchera (A), ocasionada por dos procesos diferentes: tectónicos (B) y subsidencia por extracción de agua en el subsuelo (C).	6
Figura 1.1. Ubicación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; área sombreada), principales provincias geológicas de México y placas tectónicas actuales	10
Figura 1.2. Mapa neotectónico de la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) indicando el sistema de fallas Morelia-Acambay y las principales cuencas tectónicas.	12
Figura 1.3. Ubicación del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) en el contexto sismotectónico del Sistema de Fallas Morelia-Acambay	16
Figura 1.4. Contexto geológico y morfológico de la cuenca de Llano Grande	18
Figura 1.5. Mapa geológico-estructural de Morelia sobre la base de unidades estratigráficas.....	20
Figura 1.6. Perfiles topográficos con integración geológica-estructural e información de pozos profundos.....	21
Figura 2.1. Ubicación de estaciones de medición de campo magnético total sobre perfiles de adquisición dispuestos en la cuenca de Llano Grande (CVLA).....	25
Figura 2.2. Espectro de potencia promedio, obtenido para las anomalías de Bouguer en la cuenca de Llano Grande.....	27
Figura 2.3 Protocolo general de adquisición de datos GPR aplicado para la cuenca de Llano Grande (Los Azufres) y la ciudad de Morelia, Michoacán.....	30
Figura 2.4. Gráfica presentando la configuración de tendidos de adquisición sísmica empleados para este trabajo.	35
Figura 2.5. Configuración electródica teórica para un perfil de resistividad en forma de arreglo Dipolo-Dipolo	36
Figura 2.6. Diseño de adquisición del arreglo Dipolo-Dipolo empleado para el estudio realizado en San Juanito Itzicuaró, considerando los parámetros de diseño mostrados en la Tabla 2.3.	39
Figura 2.7. Fotografías mostrando la metodología empleada para mediciones de desplazamientos por efecto de las fallas en diferentes puntos de la ciudad de Morelia.....	41
Figura 2.8 Fotografías de la campaña de campo de paleosismología en el sector San Juanito Itzicuaró.....	44
Figura 3.1. Mapas de anomalías magnéticas de la Cuenca de Llano Grande. A) Residual magnético (Mapa RMF), B) Reducción al polo (Mapa RTP).	46
Figura 3.2. Principales lineamientos interpretados sobre los mapas procesados de anomalías magnéticas reducidas al Polo. A) Primera derivada horizontal en dirección X, B) Primera derivada horizontal en dirección Y, C) Primera derivada vertical en dirección Z.....	47

Figura 3.3. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los 18 perfiles de GPR dispuestos, B) acercamiento en la zona noreste de la cuenca, C) acercamiento en la zona central de la cuenca, D) acercamiento en la zona más sur, que da acceso al área de estudio.....	51
Figura 3.4. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte más norte de la cuenca de Llano Grande.	52
Figura 3.5. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte central de la cuenca de Llano Grande.....	53
Figura 3.6. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte oriental de la cuenca de Llano Grande.....	54
Figura 3.7. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los 6 perfiles sísmicos dispuestos, B) acercamiento en la zona noreste de la cuenca, C) acercamiento en la zona oriental de la laguna, D) acercamiento en la zona central del área de estudio.	56
Figura 3.8. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo coloreado interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona norte de la cuenca de Llano Grande, SN1 (A) y SN2 (B).....	57
Figura 3.9. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona oriental de la cuenca de Llano Grande, SL1 (A) y SL2 (B).....	58
Figura 3.10. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona central de la cuenca de Llano Grande, SC1 (A) y SC2 (B).	60
Figura 3.11. Correlación de registros GPR interpretados y vistas magnificadas en los primeros 10 m de profundidad de los perfiles sísmicos SC1 y SC2 en la cuenca de Llano Grande.	65
Figura 3.12. Fotografía aérea de la cuenca de Llano Grande mostrando A) la ubicación de fallas corticales conocidas (SNFAF: segmento norte de la falla Agua Fría), B) ubicación del lineamiento Agua Fría (LAF; línea sólida en negro), perfiles sísmicos (SC1 y SC2) y perfiles GPR (GC2 y GC3) dispuestos sobre el LAF.....	66
Figura 3.13. Correlación entre registros GPR y trincheras paleosísmicas de Campos (2019), ubicadas en la zona central de la Cuenca de Llano Grande	67
Figura 3.14. Fotografía aérea mostrando en líneas segmentadas una interpretación preliminar de la continuidad de las principales estructuras geológicas de orientación NE-SW dentro de la cuenca de Llano Grande, a partir de la integración de resultados de GPR, magnéticos y sísmicos.	69
Figura 4.1. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación general de perfiles de GPR, B) acercamiento en la colonia La Soledad, C) acercamiento en la colonia La Colina, D) y E) acercamiento en la colonia Manantiales y dentro de predio Llantera, respectivamente, en los límites con la Av. Periférico Paseo de la República al sur de la ciudad, F) acercamiento en la colonia San Juanito Itzícuaru.	71

Figura 4.2. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), sobre el perfil P1 ubicado hacia el extremo norte de la falla La Colina, en la zona de La Soledad de Morelia.	73
Figura 4.3. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P2 ubicado dentro de la colonia La Colina en Morelia, hacia el extremo más norte del segmento de falla La Colina.	74
Figura 4.4. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P3 ubicado dentro de la colonia La Colina en Morelia, hacia el extremo más norte del segmento de falla La Colina.	75
Figura 4.5. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P4 ubicado en la colonia Los Ejidos en Morelia, hacia la parte central del segmento de falla La Colina.	76
Figura 4.6. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P5 ubicado dentro los espacios de la UNLA en la colonia Manantiales de Morelia.	78
Figura 4.7. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P6 ubicado dentro del predio Llantera en la colonia Manantiales de Morelia.	79
Figura 4.8. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los ocho perfiles sísmicos dispuestos sobre la ciudad, B) acercamiento en la colonia La Soledad, zona norte de la ciudad, C) acercamiento en la colonia Manantiales.	80
Figura 4.9. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS1 en la zona de La Soledad, Morelia.	83
Figura 4.10. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS3 ubicado dentro de las instalaciones de la UNLA, Morelia.	84
Figura 4.11. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS4 ubicado en la zona de Manantiales de Morelia.	85
Figura 4.12. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS6 ubicado en la zona rural de San Juanito Itz'icuaru, al suroeste de Morelia.	86
Figura 4.13. Perfil de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) obtenido sobre el segmento de falla Manantiales en el sector de San Juanito Itz'icuaru (Morelia).	88
Figura 4.14. Correlación de los perfiles sísmicos PS2, PS3 y PS4 ubicados en la zona de La Colina, UNLA y Manantiales, respectivamente.	90
Figura 4.15. Correlación de los perfiles PS6 y TRE, ubicados sobre el segmento de falla Manantiales (MA), hacia el poblado de San Juanito Itz'icuaru.	92
Figura 4.16. Fotografías que muestran afectaciones estructurales en la ciudad de Morelia.	94
Figura 4.17. Fotografías que muestran las evidencias de afectación en superficie en la ciudad de Morelia.	96
Figura 4.18. Imagen satelital de la ciudad de Morelia que muestra la cartografía integrada de la falla La Colina (fLC) en vista general (A). Se resaltan las zonas de influencia de la falla con franjas en color naranja y la zona	

principal de daños con franjas en color amarillo para las colonias La Soledad (B), La Colina-Los Ejidos (C), Manantiales (D) y San Juanito Itzícuaró (E).....	100
Figura 4.19. Desniveles topográficos de los escarpes identificados sobre la traza de la falla La Colina (fLC) sobre el mapa de unidades estratigráficas para la ciudad de Morelia	101
Figura 4.20. (A) Modelo digital de elevación mostrando la ubicación del cuerpo lagunar y las trincheras paleosísmicas T1 y T2. (B) Vista 3D del escarpe de falla para la ubicación de las trincheras en la localidad de San Antonio Itzícuaró. (C y D) Fotografías de campo mostrando las condiciones de vegetación en los sitios de excavación de las trincheras, así como, una vista panorámica del escarpe indicando la traza estimada de la falla.	103
Figura 4.21. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared este de la trinchera T1.....	105
Figura 4.22. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared oeste, en vista rotada, de la trinchera T1.	106
Figura 4.23 Columna estratigráfica de la trinchera T1.....	108
Figura 4.24. Acercamiento en la zona principal de fallamiento expuesto en la pared Este de la trinchera T1	109
Figura 4.25. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared este de la trinchera T2.....	111
Figura 4.26. Columna estratigráfica de la pared este de la trinchera T2.....	113
Figura 4.27. Acercamiento en la zona principal de fallamiento expuesto en la trinchera T2.	114
Figura 5.1. Fotografía satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando las fallas identificadas que cruzan el área.....	117
Figura 5.2. Imagen satelital mostrando la cartografía de la falla La Colina en el contexto estructural local de la ciudad de Morelia.	120
Figura AP1.1. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación general de perfiles de GPR, B) acercamiento en los alrededores de la Av. Héroes de Nocupétaro (AV. HN), C) acercamiento en la colonia Torremolinos.	150
Figura AP1.2. Perfil procesado e interpretado (inferior) correspondiente al perfil T1 adquirido con antenas de 250 MHz sobre la Av. Héroes de Nocupétaro en Morelia.	151
Figura AP1.3. Radargramas procesados e interpretados, obtenidos con antenas de 250 MHz para el perfil T8 (izquierda) y con antenas de 100 MHz sobre el perfil T5 (derecha) ubicados en las cercanías de la Av. Héroes de Nocupétaro, Morelia, en la parte central del segmento de falla Nocupétaro	152
Figura AP1.4. Radargramas procesados e interpretados, obtenidos con antenas de 250 MHz sobre los perfiles T11 y T13 ubicados hacia el extremo suroeste de la continuidad estimada de la falla Nocupétaro en la ciudad de Morelia.....	154
Figura AP2.1. Disposición de los perfiles geofísicos para la zona de San José del Cerrito.....	156
Figura AP2.2. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil S1 dispuesto sobre la traza estimada de la falla Cerritos en el sector de San José del Cerrito, al sur de Morelia.....	157

Figura AP2.3. Interpretación del levantamiento geofísico (A) a partir de datos de sismica de refracción, observaciones de campo y perfil de tomografía de resistividad eléctrica (B), indicando la traza de falla principal de Cerritos con la línea en negro en el perfil de resistividad (falla sintética principal marcada con línea más gruesa).	158
Figura AP3.1. Ubicación de los perfiles geofísicos y estudios de trincheras en el segmento central de la falla T-AO.....	159
Figura AP3.2. Perfiles de tomografía sísmica de refracción (G3' y G4') y de tomografía de resistividad eléctrica (G3'' y G4'') obtenidos para los sitios G3 y G4 ubicados sobre la falla T-AO.....	162
Figura AP3.3. Interpretación integrada de los resultados de la tomografía de resistividad eléctrica, observaciones de campo, estratigrafía y tomografía sísmica sobre el segmento central de la falla T-AO	163
Figura AP3.4. Interpretaciones sobre los registros de GPR obtenidos para el perfil T2, con antenas de 100 MHz (T2_100) y antenas de 250 MHz (T2_250) en la zona de Tarímbaro-Álvaro Obregón.....	164
Figura AP4.1. Secuencia en la cual un emisor y un receptor son desplazados conjuntamente sobre el suelo, emitiendo pulsos y midiendo las correspondientes señales reflejadas en una interfaz con profundidad variable.	168
Figura AP4.2. Cono elíptico de la penetración de la señal GPR en el subsuelo.....	168
Figura AP4.3. Resumen de parámetros de propagación de la onda y su relación con propiedades físicas.....	169
Figura AP4.4. Ley de Snell aplicada a un rayo incidente sobre una interfase plana.	171
Figura AP4.5. Tipos de onda, producto de la partición de un rayo incidente sobre una interfase horizontal .	172
Figura AP4.6. Valores de resistividad de tipos comunes de rocas	173
Figura AP4.7. Algunos tipos de arreglos electródicos para levantamiento de datos de resistividad	175
Figura A1.1. Disposición de perfiles GPR dentro de la cuenca de Llano Grande en Los Azufres (Mich.).....	176
Figura A1.2. Disposición de perfiles sobre la falla La Colina en Morelia. Los perfiles con nomenclatura G1, G2, etc, resaltados en amarillo corresponden a los registros mostrados en esta sección.....	184
Figura A1.3. Disposición de perfiles GPR sobre la falla Nocupétaro en Morelia. Los perfiles con líneas en amarillo son los mostrados en esta sección.....	189
Figura A2.1. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando la distribución espacial de los 7 perfiles sísmicos dispuestos. El perfil indicado con la línea amarilla es el presentado en esta sección.	194
Figura A2.2. Modelo de velocidades del perfil SL3 interpretando la zona de mayor cambio de velocidad lateral (recuadro en blanco) asociado a una zona de deformación.....	195
Figura A2.3. Disposición de perfiles de refracción sísmica obtenidos para la ciudad de Morelia (Mich.), resaltando con las líneas en amarillo los perfiles mostrados en esta sección.	196
Figura A3.1. Fotografías de la falla Manantiales A) vista hacia el sureste sobre la calle Manantiales de Agua Zarca donde se aprecia el escarpe de la falla, B) Vista hacia el sureste apreciando los daños en la banqueta por	

influencia de la falla, C) Vista hacia el interior de la escuela Maestras Cardiel en dirección al sureste, mostrando los daños en las jardineras y la ubicación relativa de la trinchera T1, D) Vista hacia el noreste apreciando la trinchera excavada y la ubicación relativa de la traza de falla.....202

Figura A3.2. Vista al noreste de la trinchera T1 mostrando la ubicación estimada de la falla Manantiales y la localización relativa de la zona interpretada (A). Se muestra el fotomosaico (B) y el logging (C) de la pared norte de la trinchera, así como una fotografía de las estrías apreciadas en la pared expuesta (D).203

Figura A3.3. Columna estratigráfica de la trinchera T1 en la colonia Manantiales.205

Figura A4.1. Antenas de GPR blindadas de 100 MHz empleadas en la adquisición de datos para este trabajo.207

Figura A4.2. Antenas de GPR blindadas de 250 MHz empleadas en la adquisición de datos para este trabajo.208

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Parámetros de procesamiento de los datos GPR en cada zona de estudio para este trabajo.31

Tabla 2.2. Geometría de adquisición de datos sísmicos para análisis de tomografía en la zona de Llano Grande y Morelia.....34

Tabla 2.3 Características de instalación y parámetros de diseño de la línea de tomografía de San Juanito38

Tabla 4.1 Resumen de saltos verticales y anchos de deformación asociados a la actividad de los segmentos de fallas La Soledad, La Colina y Manantiales, a partir de interpretaciones geofísicas.....99

Tabla 4.2. Tasas de movimiento (slip-rate) calculadas para desniveles topográficos identificados en la ciudad de Morelia de acuerdo con las estaciones mostradas en la Figura 4.19 102

Tabla 4.3. Descripción de las principales unidades estratigráficas identificadas en la trinchera T1 107

Tabla 4.4. Descripción de las principales unidades estratigráficas identificadas en la trinchera T2 112

Tabla AP4.1. Valores típicos de diversas propiedades físicas, para distintos tipos de materiales y grados de humedad..... 170

Tabla AP4.2. Tiempos de llegada de los tipos de onda 172

Tabla A3.1. Descripción e interpretación de las unidades de la trinchera Manantiales T1 204

RESUMEN

El peligro asociado a fallas en el centro de México puede ser de dos tipos, dependiendo si son fallas tectónicamente activas o si son estructuras por subsidencia relacionada a la sobreexplotación de acuíferos, que responden a la traza de fallas preexistentes. En el primer caso, el peligro está relacionado a la probabilidad de ocurrencia de sismos que podrían provocar estas fallas y las aceleraciones del suelo resultantes durante lapsos determinados. En el segundo caso, el peligro está relacionado a la deformación superficial relativamente continua en el tiempo que puede afectar a la infraestructura y la red hidrográfica. En ambos casos, la evaluación del peligro implica conocer la cartografía, la longitud, la geometría profunda y superficial de las fallas, así como también, requiere determinar los elementos que permitan caracterizar su actividad y definir su origen tectónico o por subsidencia. A lo largo del sistema de fallas Morelia-Acambay, la presencia de grabens que condicionan la sedimentación y el vulcanismo relativamente reciente, hace que varias fallas de la zona sean parcialmente visibles en superficie. En este contexto, el graben de Agua Fría podría considerarse como análogo a esas estructuras de mayor dimensión, ya que, varias fallas en el centro del graben tienen su expresión superficial oculta por los sedimentos acumulados en la depresión tectónica. Otra problemática de la región está relacionada al hundimiento diferencial del terreno asociado a la sobreexplotación de los acuíferos. Este fenómeno provoca deformaciones y agrietamiento en la superficie, así como movimientos verticales que se localizan sobre las fallas, tanto antiguas como recientes. Estas desplazan el basamento rocoso sobre el cual descansan los sedimentos saturados en agua. Los dos tipos de deformación, tanto tectónicos, así como por hundimientos, son muy similares en la superficie terrestre y es muy difícil diferenciarlos basándose únicamente en las observaciones superficiales. En este caso, determinar el origen de las deformaciones que afecta la infraestructura urbana puede implicar un gran desafío. En la ciudad de Morelia, esta problemática está particularmente presente ya que, la sobreexplotación del acuífero parece reactivar superficialmente fallas pertenecientes a un sistema al cual se le atribuye sismos históricos importantes. En este caso, los dos tipos de actividad podrían reflejarse en conjunto.

En el presente estudio se empleó una combinación de métodos geofísicos para identificar, localizar y caracterizar una falla parcialmente ciega en la cuenca de Llano Grande, así como las principales fallas que afectan el entorno urbano de la ciudad de Morelia. Así mismo, la aplicación de estudios paleosísmicos se enfocó sobre la falla La Colina, que atraviesa la ciudad de Morelia, para analizar evidencias geológicas y geomorfológicas que permiten identificar y caracterizar los terremotos históricos y prehistóricos. Dada la poca intervención antrópica en la cuenca de Llano Grande, se utilizaron los parámetros de adquisición de datos geofísicos como referencia para la recolección de datos en la ciudad de Morelia, donde la intervención humana es considerablemente mayor. Los datos magnéticos obtenidos en la cuenca de Llano Grande permitieron la identificación de un lineamiento que posteriormente fue caracterizado con georradar y refracción sísmica para establecer su naturaleza y geometría. Estos resultados permitieron interpretar el lineamiento como el segmento norte de la falla Agua Fría que por sus características en subsuelo sugieren que es una estructura potencialmente activa, lo que ha sido comprobado por estudios de paleosismología. Con respecto a la ciudad de Morelia, esta investigación permitió mostrar la eficiencia en la integración de tres métodos geofísicos complementarios (GPR, TRS, TRE) para caracterizar la geometría y los efectos subsuperficiales del segmento de falla La Colina. Esta falla atraviesa el sector occidental del área urbana de Morelia. La apertura de trincheras confirmó la interpretación de los perfiles geofísicos y permitió validar su precisión y su uso para este tipo de estudios. Los resultados permitieron cartografiar con mayor precisión el segmento norte de la falla Agua Fría que atraviesa de este a oeste la cuenca de Llano Grande con una longitud de ~ 2.5 km. Por otra parte, los resultados en Morelia permitieron delimitar la cartografía precisa de la falla La Colina con una longitud de ~ 17 km indicando que esta estructura presenta tasas de desplazamiento de 0.07 ± 0.01 mm/año, con desplazamiento vertical promedio de 0.5 m por evento. Se infiere una capacidad de producir eventos de ruptura con magnitudes

de Mw 6.3 a 6.7 por sí sola, o puede tener la posibilidad de ruptura múltiple con las fallas adyacentes de La Paloma, Tarímbaro- Álvaro Obregón, Cerritos y Cointzio. Cabe destacar que la paleosismología permitió la identificación de una cuña coluvial fechada en $9,000 \pm 65$ cal. a. AP que confirma un movimiento tectónico. Con este trabajo se demuestra que la falla La Colina presenta dos tipos de movimiento, uno por subsidencia por sobreexplotación de los acuíferos y otro de origen tectónico. Estos movimientos representan dos peligros diferentes para los asentamientos urbanos actuales y futuros.

Palabras Clave: Subsidencia, sobreexplotación, fallas activas, GPR, tomografía de refracción sísmica, tomografía de resistividad eléctrica, paleosismología, sistema de fallas Morelia-Acambay.

ABSTRACT

The hazard associated with faults in central Mexico can be related to two types, depending on whether they are tectonically active faults or structures related to subsidence associated to overexploitation of aquifers, which are associated with the traces of pre-existing faults. In the first case, the hazard is related to the probability of occurrence of earthquakes that could cause these faults and the resulting ground accelerations during determined periods. In the second case, the hazard is related to relatively continuous surface deformation that can affect infrastructures and the hydrographic network. In both cases, the hazard assessment involves the knowledge of mapping, length, depth, and surface geometry of the faults. Additionally, it requires identifying the elements necessary to characterize their activity and distinguishing whether their origin is tectonic or due to subsidence. Along the Morelia-Acambay fault system, the presence of grabens that condition sedimentation and relatively recent volcanism makes several faults in the area partially visible on the surface. In this context, the Agua Fría graben could be considered analogous to those larger structures since several faults in the center of the graben have their surface expression hidden by the sediments accumulated in the tectonic depression. Another problem in the region is related to the differential subsidence of the terrain associated with the overexploitation of aquifers. This phenomenon causes deformations and cracking on the surface, as well as vertical movements located on the faults, both ancient and recent. These displace the rock basement on which are located the water-saturated sediments. The two types of deformation, whether tectonic or due to subsidence, are very similar on the earth's surface, and it is very difficult to differentiate them based solely on surface observations. In this case, determining the origin of the deformations affecting urban infrastructure can be a significant challenge. In the city of Morelia, this problem is particularly present since the overexploitation of the aquifer seems to reactivate faults belonging to a system to which important historical earthquakes are attributed. In this case, the two types of activities could be reflected together. In the present study, a combination of geophysical methods was used to identify, locate, and characterize a partially blind fault in the Llano Grande basin, as well as the main faults affecting the urban environment of the city of Morelia. Likewise, the application of paleoseismic studies focused on the La Colina fault, which crosses the city of Morelia, to analyze geological and geomorphological evidence that allows identifying and characterizing historical and prehistoric earthquakes. Due to the low level of anthropogenic intervention in the Llano Grande basin, the parameters for acquiring geophysical data were used as a reference for data collection in the city of Morelia, where human intervention is considerably higher. The magnetic data obtained in the Llano Grande basin allowed the identification of a lineament that was later characterized with ground-penetrating radar and seismic refraction to establish its nature and geometry. These results provided elements that allowed interpreting the lineament as the northern segment of the Agua Fría fault, which, due to its characteristics in the subsoil, suggests that it is a potentially active structure, which has been confirmed by paleoseismological studies. Regarding the city of Morelia, this research demonstrated the efficiency of integrating three complementary geophysical methods (GPR, TRS, TRE) to characterize the geometry and subsurface effects of the La Colina fault segment. This fault runs through the western sector of the urban area of Morelia. The opening of trenches based on these results confirmed the interpretation of geophysical profiles and allowed the validation of their precision and use for this type of study. The results allowed mapping with greater precision the northern segment of the Agua Fría fault that crosses from east to west the Llano Grande basin with a length of ~2.5 km. On the other hand, the results in Morelia allowed for the precise mapping of the La Colina fault with a length of ~17 km. Analysis suggests that this fault exhibits displacement rates of 0.07 ± 0.01 mm/year, with an average vertical displacement of 0.5 m per event. This fault has the potential to generate rupture events with magnitudes ranging from Mw 6.3 to 6.7 by itself, or it may have the possibility of multiple ruptures with the adjacent faults of La Paloma, Tarímbaro-Álvaro Obregón, Cerritos, and Cointzio. Paleoseismology allowed the identification of a colluvial wedge dated at 9000 a. BP that

confirms tectonic movement. With this work, it is demonstrated that the La Colina fault presents two types of movement, one due to subsidence due to overexploitation of aquifers and another of tectonic origin. These movements represent two different hazards for modern and future urban settlements.

Key words: Subsidence, aquifers overexploitation, active faults, GPR, seismic refraction tomography, electrical resistivity tomography, paleoseismology, Morelia-Acambay active faults system.

INTRODUCCIÓN

En el centro de México, en la provincia geológica del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), gran parte de la población vive en zonas expuestas al peligro sísmico. En esta región, numerosas fallas normales de tendencia E-W y ENE-WSW conforman el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) uno de los sistemas más activos de todo el arco volcánico que formó el CVTM (e.g., [Suter et al., 1995a, 1995b](#); [Langridge et al., 2000, 2013](#); [Garduño-Monroy et al., 2009a](#); [Ortuño et al., 2015](#); [Sunye-Puchol et al., 2015](#); [Lacan et al., 2018](#)).

En esta misma región, ciudades asentadas en valles fértiles compuestos de sedimentos fluviolacustres, han presentado problemas de hundimiento diferencial, para los cuales los efectos en superficie son muy similares a los provocados por la actividad tectónica de una falla. La problemática de subsidencia ocasionada por extracción del agua del subsuelo es un fenómeno que ha sido ampliamente documentado a nivel mundial (e.g., [Suleiman, 1994](#); [Galloway et al., 1999](#); [Shi et al., 2012](#)). En la mayoría de los casos reportados, los procesos de hundimiento se generan en sedimentos poco consolidados, depositados sobre un substrato con una paleotopografía irregular como, por ejemplo, aquella asociada con un control estructural. En este caso, por la presencia de fallas geológicas debajo de sedimentos formados en ambientes lacustres y/o fluviolacustres, pueden dar lugar a agrietamientos en superficie que se alinean sobre las estructuras tectónicas (e.g., [Holzer, 1984](#); [Garduño-Monroy et al., 2001](#)).

Diferenciar estos dos tipos de deformación, por tectónica y por subsidencia, es a veces desafiante, ya que presentan rasgos similares en la superficie terrestre. En la Figura I.1, se representa una visualización en trinchera de un desplazamiento que afecta las secuencias fluviolacustres y genera una cuña por erosión del escarpe (Figura I.1A). Tales deformaciones pueden ser asociadas indiferentemente a una deformación tectónica (Figura I.1B) o a una por sobreexplotación de los acuíferos (Figura I.1C). En la Figura I.1B, se representa el caso de un desplazamiento por presencia de una falla activa que afecta toda la corteza terrestre incluyendo las secuencias más someras (fluviolacustres), mientras que en la Figura I.1C, se representa el caso de la extracción de agua contenida en los sedimentos superficiales para el cual tenemos un desplazamiento limitado a las unidades más someras. Como se representa en la Figura I.1, los efectos en las capas someras y observaciones en superficie no permiten distinguir el origen de las deformaciones. Por esta razón, resulta necesario integrar las observaciones morfológicas, geológicas y geofísicas para discutir y determinar el origen de las deformaciones y entonces el peligro asociado. En el caso de las deformaciones de origen tectónico, el peligro está relacionado a la ocurrencia de sismos y a las aceleraciones del suelo resultantes. En el caso del hundimiento, el peligro está relacionado a la deformación de la superficie terrestre que puede afectar la infraestructura y red hidrográfica.

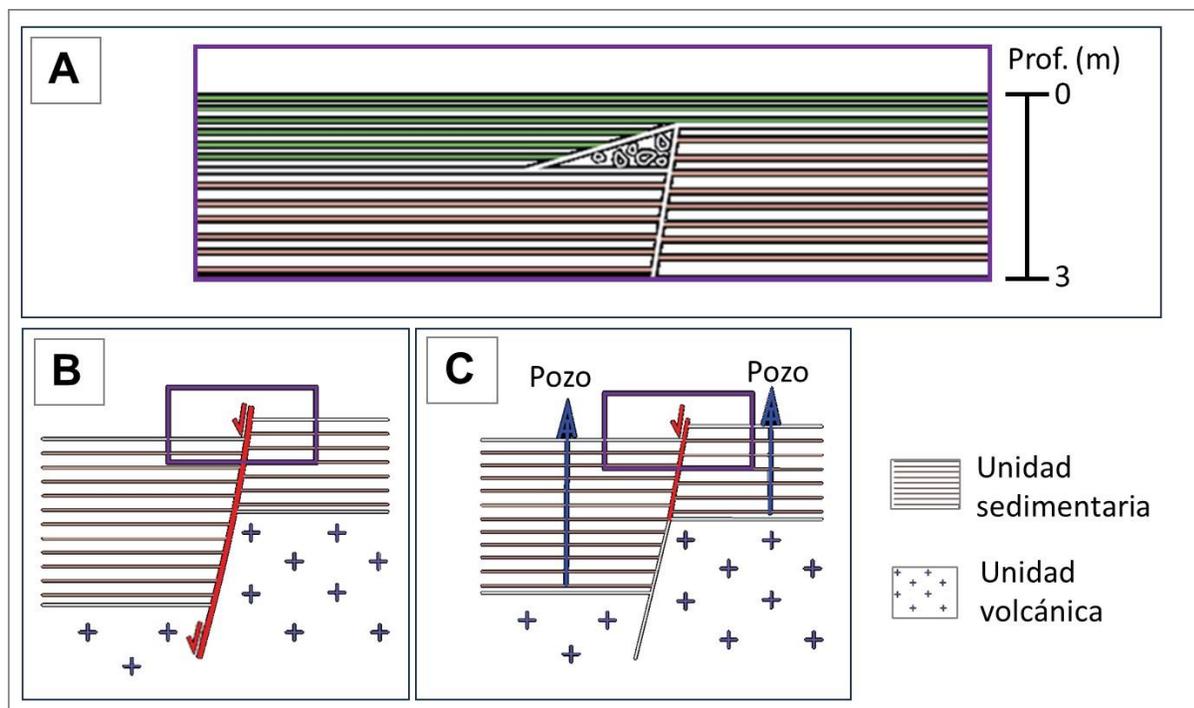


Figura 1.1. Representación esquemática de una deformación en subsuelo desde una vista a escala de trinchera (A), ocasionada por dos procesos diferentes: tectónicos (B) y subsidencia por extracción de agua en el subsuelo (C). El recuadro en morado en B y C, corresponde a la vista de trinchera mostrada en A.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las regiones de Morelia y Los Azufres están atravesadas por el sistema de fallas Morelia-Acambay y aunque no hay registro histórico de sismos destructivos en estas zonas, este sistema de fallas es conocido por ser activo como demuestran los sismos de Acambay de 1912 y de Maravatío de 1979 (Suter et al., 1995b, 1996). Entonces, en estas dos zonas, las fallas son potencialmente activas tectónicamente pero su actividad no ha sido del todo comprobada y caracterizada. En la ciudad de Morelia, además, el estudio de las deformaciones tectónicas en superficie es enmascarado por la subsidencia que inició hace unos 40 años, borrando la potencial señal de deformaciones tectónicas en los sedimentos más superficiales. Por lo tanto, a pesar de los diversos trabajos realizados para estudiar los procesos de subsidencia en zonas urbanas como Morelia (e.g., Garduño-Monroy et al., 2001; Ibañez-Garduño et al., 2002; Cigna et al., 2011, 2012; Cigna y Tapete, 2022), no se ha logrado comprobar hasta la fecha la persistencia de la actividad tectónica.

JUSTIFICACIÓN

Las zonas de Los Azufres y la ciudad de Morelia son un laboratorio idóneo para el estudio de las fallas, integrando paleosismología y métodos geofísicos. Esto permite mejorar el entendimiento de los procesos de subsidencia y fallamiento, así como, caracterizar de mejor manera la actividad sísmica del sistema regional Morelia-Acambay y el peligro asociado.

En la Ciudad de Morelia, la alta densidad de población y antropización impide la realización de ciertos estudios y en algunos casos, la actividad humana contamina la señal geofísica. En Los Azufres, la ausencia de estructuras antrópicas permite probar diferentes métodos y obtener la señal relacionada a fallas sepultadas debajo de los sedimentos. Ahora bien, considerando que las fallas que afectan las zonas de Morelia y Los Azufres pertenecen al mismo sistema de fallas y desplazan el mismo tipo de litología (depósitos fluviolacustres), la cuenca de Llano Grande en Los Azufres representa un análogo ideal para probar diferentes técnicas y llevar a cabo estudios geofísicos sin limitación, para luego emplear esa experiencia en zonas urbanas como Morelia.

En el campo geotérmico de Los Azufres, la cuenca de Llano Grande consiste en un micrograben delimitado por dos fallas principales y atravesado en su centro por un sistema de fallas parcialmente sepultadas por los sedimentos fluviolacustres. Muchas de estas estructuras no tienen expresión superficial y se desconoce su cartografía exacta, la amplitud de las zonas afectadas por deformaciones, la extensión dentro de la cuenca y, a veces, su misma existencia. Estas fallas podrían ser sísmicamente activas y representar un peligro para la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y las poblaciones cercanas.

En la ciudad de Morelia, la mayoría de las fallas que atraviesan la ciudad son bien conocidas y cartografiadas (e.g., [Hernández-Madrigal et al., 2011](#)), pero hay debate en cuanto al origen de la deformación reciente, observadas en superficie. Una parte de la deformación está claramente relacionada a la subsidencia del terreno por sobreexplotación del acuífero en los últimos 40 años, pero la persistencia de la actividad tectónica está en discusión (e.g., [Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2006](#)). Es importante caracterizar estos dos tipos de movimiento porque, como se indicó anteriormente, representan dos diferentes fuentes de peligro para la zona urbana. Por un lado, la subsidencia diferencial genera daños estructurales visibles y a largo plazo puede contribuir a modificar la topografía, aumentando el peligro de inundación y afectación en la infraestructura de la ciudad. Por otra parte, la persistencia de la actividad tectónica en las fallas del SFMA implicaría un peligro sísmico que podría representar un riesgo considerable en un área urbana como Morelia, con una población en torno a 900,000 habitantes (INEGI, 2020) y donde cualquier sismo de magnitud superior a 4.5 podría ocasionar pérdidas humanas y materiales en zonas involucradas en los lineamientos geológicos.

Hasta la fecha, la mayor parte de los estudios enfocados en caracterizar la actividad neotectónica del SFMA se han concentrado en la parte oriental del sistema de fallas en torno al epicentro del terremoto de Acambay de 1912 ([Lacan et al., 2018](#); [Ortuño et al., 2019](#); [León-Loya et al., 2023](#)). Solo algunas fallas en la parte occidental del sistema han podido ser correctamente caracterizadas ([Suter, 2016](#); [Soria-Caballero et al., 2019](#); [2021a](#); [Gómez-Vasconcelos et al., 2021](#)). Sin embargo, por la dificultad de acceso y los inconvenientes inherentes a la actividad antrópica, ninguno de estos estudios se había enfocado a caracterizar las fallas parcialmente sepultadas debajo de la ciudad de Morelia. Es precisamente este trabajo desafiante el que decidimos llevar a cabo con un estudio multidisciplinario mezclando diferentes métodos geofísicos, cartografía morfológica, geología estructural y paleosismología.

HIPÓTESIS

Una combinación de levantamientos geofísicos, con diferentes alcances y resolución en profundidad (georadar, sísmica de reflexión y refracción), geotécnicos (perforaciones) y análisis paleosismológico, llevan a identificar con mayor precisión la zona de influencia de fallas activas y su geometría en el subsuelo, así como, establecer la relación entre la generación de asentamientos diferenciales de un terreno y la presencia de fallas estructurales compatibles con el campo tectónico regional. Esto permite obtener nuevos elementos para discutir las causas que restringen o proliferan las deformaciones observadas en la superficie. Esta información podría ser aplicada en otros lugares del CVTM para el entendimiento de los procesos que afectan regiones con condiciones geológico-estructurales similares.

OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo consiste en **actualizar la cartografía de fallas presentes en dos zonas de la región central de México y evaluar el peligro asociado con la implementación de un estudio multidisciplinario.**

Para alcanzar este objetivo, se llevaron a cabo estudios en la cuenca de Llano Grande y en la cuenca tectónica de la ciudad de Morelia. Con el propósito de caracterizar las estructuras en el subsuelo, se realizó un reconocimiento de los sitios que presentan signos de deformación en la superficie, con el fin de determinar la ubicación óptima de las líneas de prospección geofísica. En la cuenca de Llano Grande, se efectuó un levantamiento de datos magnéticos para identificar las estructuras profundas. Posteriormente, la adquisición y análisis de datos de perfiles de sísmica de refracción y de georadar permitieron ubicar los lineamientos de interés identificados a partir de los mapas magnéticos y caracterizar sus efectos sobre el subsuelo. En cuanto a la ciudad de Morelia, la deformación evidente en la superficie facilitó la ubicación más precisa de las líneas de prospección. En consecuencia, se realizó la adquisición y análisis de datos de perfiles de sísmica de refracción, tomografía eléctrica y georadar en áreas situadas sobre los segmentos de falla de interés que atraviesan la ciudad. Además, se llevó a cabo un análisis micro topográfico para identificar la traza de las deformaciones en superficie asociadas a la actividad del segmento de falla La Colina en Morelia. Así, mediante la integración de observaciones en la superficie e información del subsuelo, se llevó a cabo la cartografía de los segmentos de fallas de interés, delimitando sus zonas de influencia. Los perfiles geofísicos permitieron ubicar las trincheras paleosísmicas al suroeste de la ciudad de Morelia, y el análisis de estas excavaciones posibilitó la discusión sobre el origen de las deformaciones identificadas a lo largo de la falla La Colina, así como el análisis del peligro asociado a esta y otras estructuras geológicas que atraviesan y rodean la zona urbana.

CAPÍTULO I. LOCALIZACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Las áreas de estudio se encuentran dentro de un contexto geológico estructural complejo, lo que implica que cada zona presenta particularidades distintivas y está sujeta a procesos específicos. Esto es especialmente relevante para las zonas urbanas y de crecimiento industrial en el centro de México. Por lo tanto, a continuación, se describe la situación regional y local de las áreas abordadas en esta investigación.

1.1 CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM; Fig. 1.1) consiste en un arco volcánico que se destaca dentro del patrón geológico regional debido a la influencia de procesos distensivos (Aguayo-Camargo y Marín Cordova, 1987). Estos movimientos tectónicos en esta provincia son interpretados como consecuencia de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa norteamericana, desde el Mioceno tardío (Nixon, 1982; Aguayo-Camargo y Marín Cordova, 1987). Esta cadena volcánica, de dirección preferencial E-W, se extiende por más de 1000 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Demant, 1978). Las estructuras tectónicas afectando el CVTM se han agrupado en 3 sectores: oriental, central y occidental (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988). El sector central está conformado por valles y cuencas, situados en un paisaje delineado por sistemas de fracturas y fallas normales que cruzan la región. Esta zona está delimitada por el sistema de fallas Taxco-Querétaro al oriente y el rift de Colima al occidente (Demant, 1982; Ferrari, 2000), siendo el espacio donde se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Este campo volcánico se caracteriza por la presencia de centros eruptivos monogenéticos, los cuales exhiben principalmente composiciones basálticas o basáltico-andesíticas (Ferrari, 2000). Por las condiciones que ofrece la región (clima, suelo, etc.) aproximadamente un 50% de la población mexicana vive en el CVTM (INEGI, 2020). En esta franja del sector central del CVTM, se localiza la ciudad de Morelia y el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA) (Fig. 1.1).

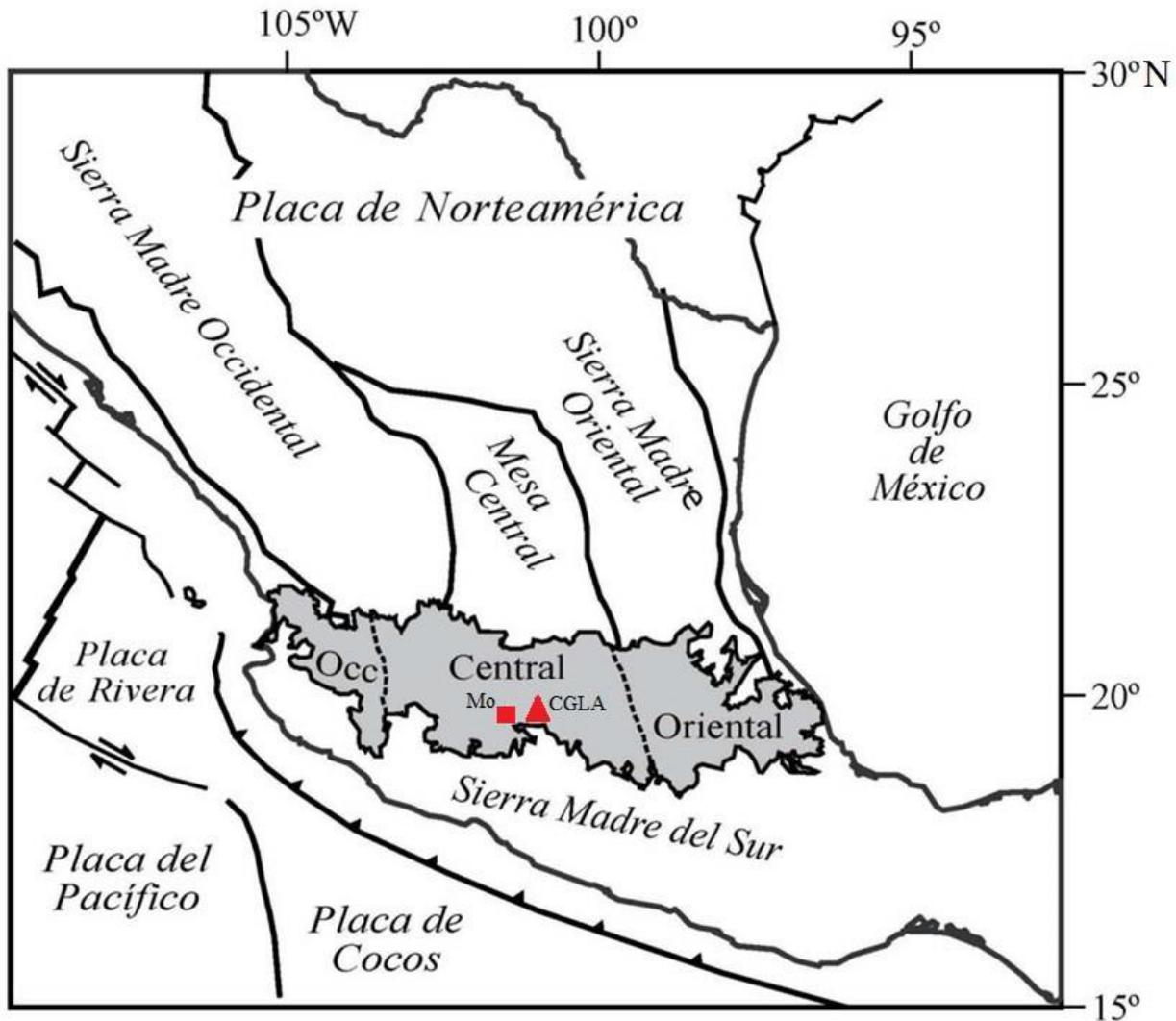


Figura 1.1. Ubicación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; área sombreada), principales provincias geológicas de México y placas tectónicas actuales. Se muestra la ubicación de los tres sectores del CVTM (Occidental, Central y Oriental) y la ubicación relativa de la ciudad de Morelia (Mo) y el Campo Geotérmico Los Azufres (CGLA). Modificado de [Gómez-Tuena et al. \(2005\)](#).

Las principales estructuras tectónicas que se ubican en la parte central del CVTM, son el graben y semi-graben de Cuitzeo al oeste y el graben de Acambay al este, así como el semi-graben de Aljibes y el graben de Mezquital al norte de la población de San Juan del Río (e.g., [Suter et al., 1995a](#)), como se representa en la Figura 1.2. Tres sistemas de fallas regionales afectan la parte central del CVTM: 1) las fallas más antiguas del tipo Cuencas y Sierras (Basin and Range) con dirección NNW-SSE a N-S; 2) el sistema de fallas con orientación NE-SW y, 3) el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) con tendencia E-W y ENE-WSW.

Las fallas con orientación NNW-SSE se originaron hace ca. 30 Ma y cubren la mayor parte del norte de México (e.g., [Henry y Aranda-Gómez, 1992](#); [Aranda-Gómez et al., 2022](#)). La principal falla de este sistema es la falla Tzitzio-Valle de Santiago, una falla regional que genera un conjunto de fallas dextrales “en échelon” con dirección NNW y buzamiento ENE ([Mennella et al., 2000](#); [Garduño-Monroy et al., 2009a](#);

[Gómez-Vasconcelos et al., 2020](#)). Esta falla divide la cuenca del Lago Cuitzeo en dos (Figura 1.2): el graben Cuitzeo y el semi-graben Cuitzeo. Según algunos autores (e.g., [Suter et al., 1995a](#); [Garduño-Monroy et al., 2009a](#)), estas fallas aún podrían estar activas, pero de acuerdo con [Suter y Morelos-Rodríguez \(2023\)](#), a pesar de numerosos registros históricos e instrumentales de terremotos y actividad geotermal a lo largo de las fallas con orientación NNW-SSE a N-S, no existen valores publicados que muestren la última ruptura de las estructuras tectónicas dentro del graben de Querétaro, así como, de la falla de San Miguel de Allende (pertenecientes al sistema de Cuencas y Sierras) o sus tasas de deslizamiento; información que sería requerida en cualquier evaluación de peligro sísmico de esta región.

Se han reconocido fallas regionales con orientación NE-SW en diversos puntos de la parte central del CVTM (e.g., Connor, 1990; De Cserna et al., 1988; García-Palomo et al., 2000 en [Garduño-Monroy et al., 2009a](#)). Estas estructuras separan el semi-graben Chapala del semi-graben Cuitzeo ([Israde y Garduño, 1999](#)). Estas fallas podrían datar de hace ~15 Ma como fallas sinestrales reactivadas como fallas normales a principios del Plioceno ([Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999](#) en [Garduño-Monroy et al., 2009a](#)). Según [Israde \(1995\)](#), las fallas orientadas NE-SW probablemente estuvieron activas entre los 3 y 5 Ma atrás durante la formación de los depósitos lacustres en la Cuenca de Cuitzeo-Morelia como respuesta a procesos de extensión. [Mennella \(2011\)](#) propone que estas fallas en dirección NE-SW están conectadas con el sistema transtensivo lateral izquierdo del SFMA, siendo el resultado de la misma cinemática, pero presentándose en una geometría “en echelon”.

Dado que se considera que las estructuras tectónicamente activas más relevantes para los estudios de evaluación del peligro sísmico en la zona central del CVTM son principalmente las fallas de orientación preferencial E-W del SFMA, a continuación, se proporcionan descripciones más detalladas de sus características.

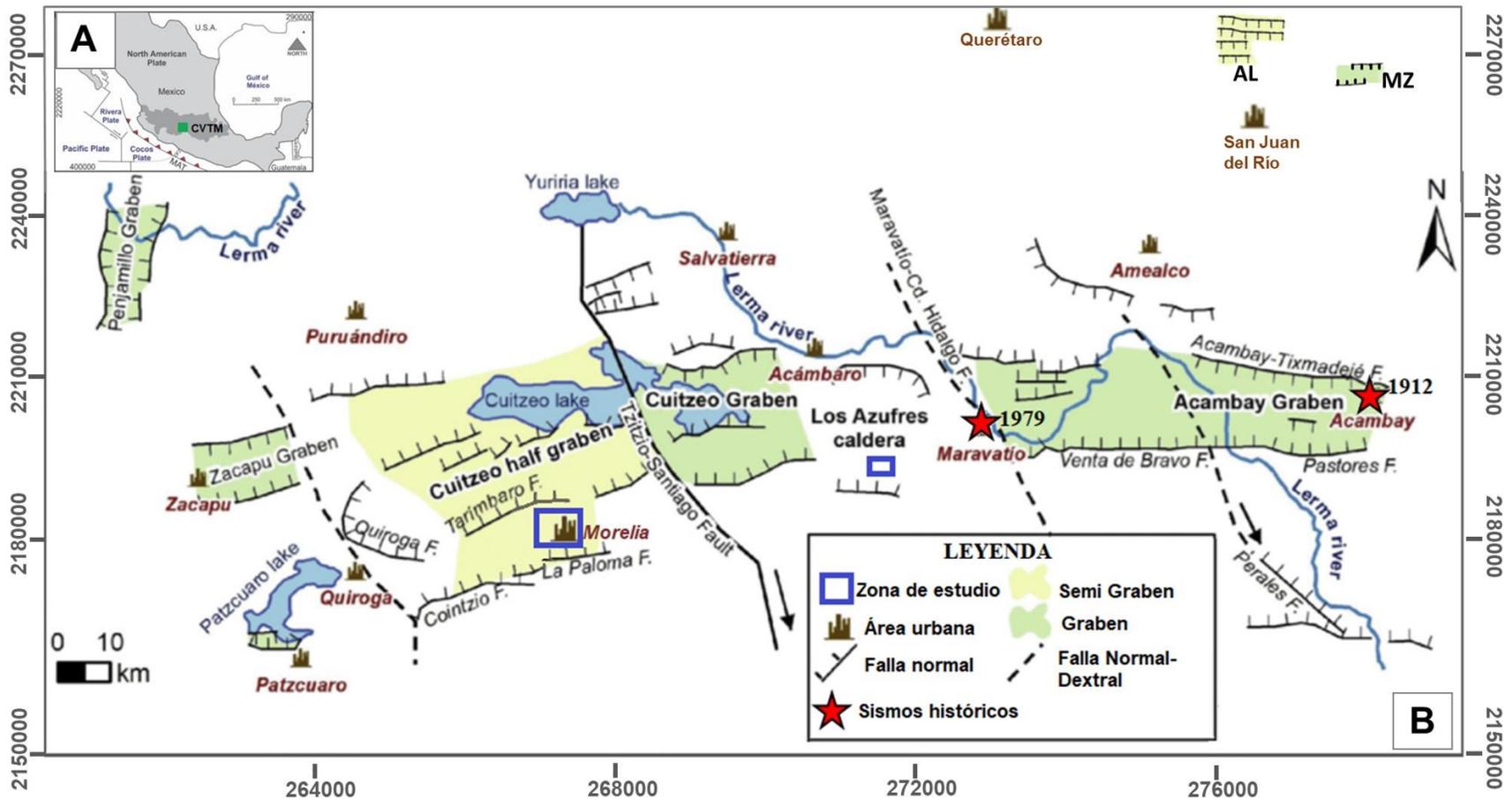


Figura 1.2. Mapa neotectónico de la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) indicando el sistema de fallas Morelia-Acambay y las principales cuencas tectónicas. A) Localización del área de estudio (cuadro en verde) dentro del CVTM (Modificado de Gómez-Vasconcelos et al., 2021). FMA= Fosa Mesoamericana. B) Zonas de estudio en la parte central del CVTM y su relación con el contexto tectónico regional. F. = falla, AL= Semi-graben de Aljibes, MZ= Graben de Mezquital. Modificado de [Garduño-Monroy et al. \(2009a\)](#).

1.2 SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY (SFMA)

El SFMA constituye una franja de fallamiento cortical con una deformación que se distribuye entre 50 y 100 km de ancho, paralelo al eje del CVTM (Pasquaré et al., 1988; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1991, 1994; Suter et al., 1992, 1995a, 1995b, 1996, 2001; Langridge et al., 2000; Szykaruk et al., 2004), orientada principalmente en dirección E-W (Quintero-Legorreta, 2002). Se estima la presencia de alrededor de 100 trazas de fallas activas con longitudes superiores a 2 km en la parte central del CVTM (Suter et al., 2001). La totalidad de la franja se compone de cuencas tectónicas alargadas rellenas de sedimentos lacustres, fluviolacustres, epiclastitas y rocas volcánicas, como se ha documentado en estudios anteriores (Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 2001). La sismotectónica ha ejercido una influencia notable en la evolución de las cuencas lacustres y depresiones de orientación este-oeste, tales como Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay, desde el Mioceno hasta la actualidad (Figura 1.2; Garduño-Monroy et al., 2009a; Menella, 2011; Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

La actividad de estas fallas inicia en el Mioceno Tardío-Pleistoceno Temprano (Israde et al., 1992; Israde, 1995; Israde y Garduño, 1999 en Garduño-Monroy et al., 2009). La actividad inició como fallas sinestrales y evolucionó a fallas normales durante el Neógeno (Suter et al., 1992; 2001), con una menor componente sinistral, como se ha evidenciado en la región de Cuitzeo (Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

El SFMA exhibe una actividad tectónica persistente, evidenciada tanto en registros históricos (Pátzcuaro 1845-MI VIII, Sánchez-Garcilazo, 2000; Maravatío 1979-Mb 5.3; Astiz-Delgado, 1980; Mw 5.5; Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017) como instrumentales (Ameca 1567-M7.2, Suárez et al., 1994; Suter, 2015; San Cristóbal de la Barranca 1875-Ms 7.0, Suárez y Caballero-Jiménez, 2012; Acambay 1912-Ms 6.7; Suter et al., 1996; Langridge et al., 2000) en esta importante zona de México (Figura. 1.2B). Sin embargo, existen fallas, ya sea con o sin expresión geomorfológica activa, que han sido escasamente caracterizadas y analizadas a nivel paleosísmico. Esta falta de estudio detallado podría llevar a una subestimación significativa de la amenaza sísmica en la parte central del CVTM (Rodríguez-Pérez et al., 2017).

Para el SFMA, diferentes trabajos han descrito la actividad sísmica (e.g. Langridge et al., 2013; Lacan et al., 2018; Ortuño et al., 2019; Soria-Caballero et al., 2021a, 2021b; Gómez-Vasconcelos et al., 2021). De acuerdo con Ortuño et al. (2019), solo nueve de las fallas que conforman la parte central del CVTM habían sido caracterizadas por estudios paleosismológicos que confirman su naturaleza sismogénica. Dos de estas nueve fallas del SFMA han sido identificadas como fuente de terremotos históricos emblemáticos. Estas son la falla Acambay-Tixmadejé, fuente del sismo de Acambay, 1912; y la falla Venta de Bravo, fuente del sismo de Maravatio, 1979 (ver Figura 1.2B). Sin embargo, en el trabajo de Velázquez-Bucio et al. (2021), se menciona que existen evidencias paleosísmicas que sugieren la ocurrencia de terremotos anteriores a los eventos de Acambay y Maravatío atribuidos a la falla Ixtlahuaca, ubicada en la paleocuenca del mismo nombre al sur del graben de Acambay.

Se han estimado tasas de movimiento vertical a partir de análisis paleosísmico de algunas de las fallas principales del SFMA, con valores de 0.1 mm/año y tasas de extensión, en dirección NNE-NNW, a bajas tasas de movimiento (<0.3 mm/a; Langridge et al., 2000; Suter et al., 2001; León-Loya et al., 2023), con

variaciones entre sus sectores. En el sector oriental se han estimado tasas de desplazamiento promedio de 0.03 a 0.37 mm/año (Suter et al., 1992; Langridge et al., 2000; Ortuño et al., 2015), y tiempos de recurrencia que van de 1100 a 11570 años (Ortuño et al., 2015; Sunye-Puchol et al., 2015). En el sector occidental, estudios paleosísmicos en la región de Pátzcuaro-Morelia-Cuitzeo han estimado tasas de desplazamiento promedio de 0.01 a 3 mm/año, con tiempos de recurrencia que van de 1200 a 20000 años y magnitudes potenciales de MW 5.8 a 7.2 (Garduño-Monroy et al., 2009a; Soria-Caballero et al., 2019, 2021b; Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

Las estimaciones de magnitud de los eventos esperados para estas fallas del SFMA se han calculado empleando principalmente las relaciones empíricas propuestas por Wells y Coppersmith (1994) y Stirling et al. (2002), basado en las estimaciones de la longitud total de ruptura en superficie (LRS). La orientación principal, la LRS y edad de los depósitos más jóvenes afectados por el movimiento de ocho fallas normales del SFMA fueron resumidos en Garduño-Monroy et al. (2009a), estimando magnitudes entre 5.8 y 7.1 Mw con períodos de recurrencia 1.2 a 100 ka. Diferentes estudios a nivel regional, sobre fallas del SFMA, concentrados en Morelia, al oeste de Cuitzeo, Queréndaro y el graben de Acambay, han reportado tasas de deslizamientos de fallas entre 0.009 y 2.78 mm/a y magnitudes esperadas entre Mw 5.8 y 7.1 (Langridge et al., 2000; Suter et al., 2001; Sunye-Puchol et al., 2015; Lacan et al., 2018; Mendoza-Ponce et al., 2018; Velázquez-Bucio y Garduño-Monroy, 2018; Ortuño et al., 2019; Soria-Caballero et al., 2019; Gómez-Vasconcelos et al., 2020). Gómez-Vasconcelos et al. (2021), evaluaron la deformación tectónica actual de la cuenca del Lago Cuitzeo, sugiriendo que esta parte del SFMA engloba 21 zonas de fallas activas, con tasas de movimiento entre 0.17 ± 0.27 mm/a para 1 Ma, las cuales podrían romper como una estructura completa y generar ruptura multi-falla con magnitudes de hasta Mw 7.2 (longitud de ruptura de > 60 km).

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

1.3.1 Los Azufres

En la parte central del SFMA, se encuentra el campo volcánico Los Azufres (CVLA) en el estado de Michoacán, una zona que se ubica entre 100° y 101° W, dentro del cual se encuentra el CGLA a una altura de 2850 msnm. El CVLA es cruzado por diferentes fallas del sistema SFMA, entre las cuales dos fallas antitéticas forman el graben de Agua Fría (Dobson y Mahood, 1985; Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994). De este modo, la cuenca sedimentaria de Llano Grande (Figura 1.3) queda delimitada dentro de este pequeño graben, bordeado por dos fallas del SFMA: la falla Agua Fría al sur (con buzamiento al norte) y la falla El Chino al norte (con buzamiento al sur). Estas fallas cortan localmente la falla Laguna Verde de dirección NNW-SSE y la falla La Presa de dirección N-S perteneciente a sistemas de falla más antiguos (Figura 1.3). Estas fallas han sido identificadas por geología estructural y estudios geofísicos, pero muestran poca o ninguna expresión en superficie (De La Cruz et al., 1983; Dobson y Mahood, 1985; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995; Pérez-Esquivias et al., 2010).

El sistema de fallas Agua Fría exhibe una expresión morfológica variable en respuesta a las propiedades mecánicas de cada litología presente en el CVLA (Arce et al., 2012). Debido a que las fallas E-W afectan las

unidades Pleistocénicas dentro del graben de Agua Fría, [Suter et al. \(1992, 2001\)](#) y [Arce et al. \(2012\)](#) sugieren que la estructura es activa, pero no lo demuestran. El mapeo preciso y la caracterización en términos de amenaza sísmica inició realmente hace algunos años en consecuencia de una colaboración iniciada entre el Centro de Geociencias de la UNAM y la Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo (e.g., [Campos, 2019](#)).

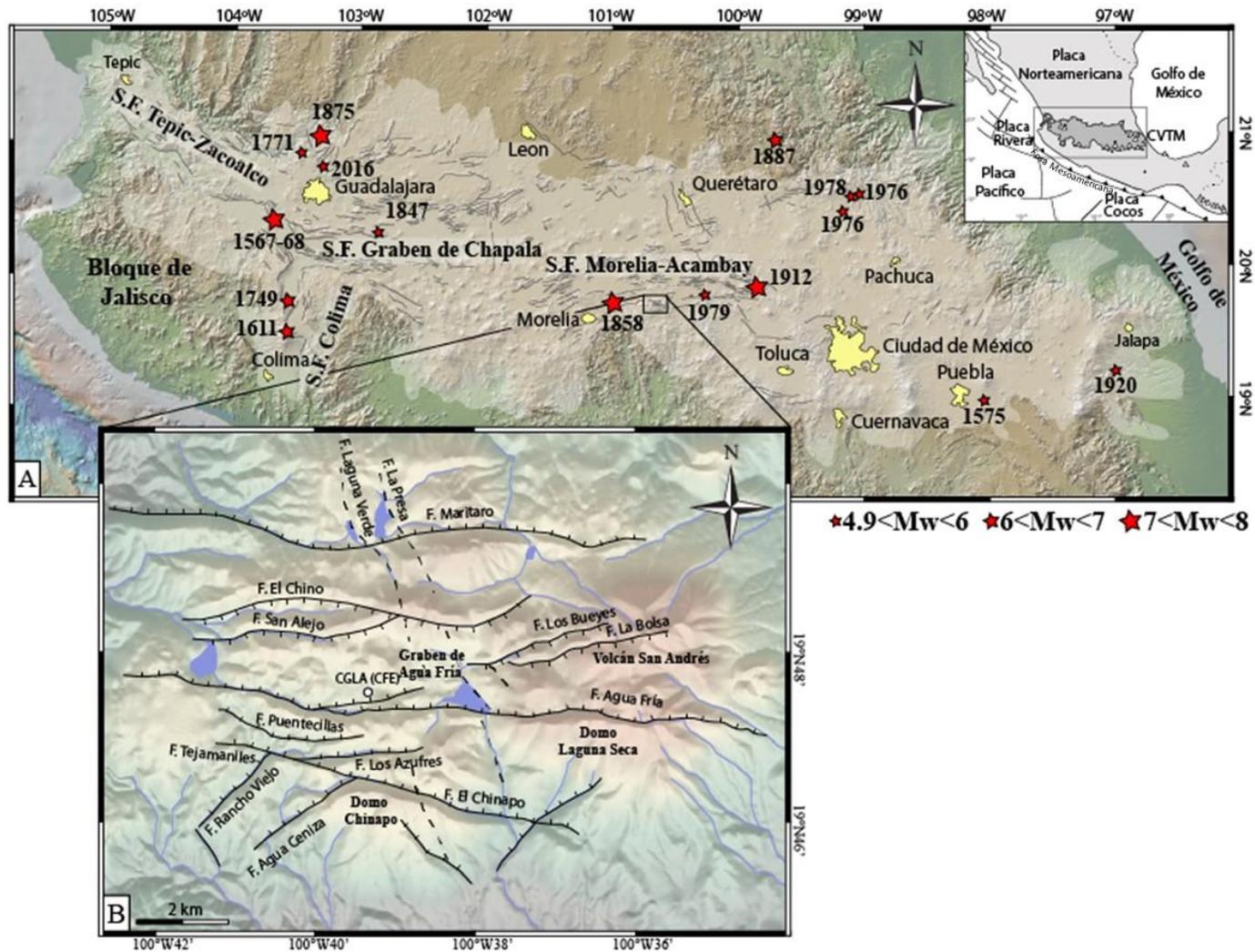


Figura 1.3. Ubicación del Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) en el contexto sismotectónico del Sistema de Fallas Morelia-Acambay. (A) Mapa de sismicidad instrumental e histórica del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Modificado de Ferrari et al. (2012); Suárez et al. (2019); Suter (2019); Zúñiga et al. (2020). S.F.= Sistema de fallas. (B) Mapa estructural del CVLA describiendo las principales fallas del graben de Agua Fria. CGLA= Campo geotérmico Los Azufres (Planta de poder de CFE). Modificado de Aray et al. (2021).

1.3.1.1 Cuenca de Llano Grande

La cuenca de Llano Grande se caracteriza por presentar una estratigrafía volcánica con composición que varía desde riolítica a dacítica, aunque también se han descrito algunos basaltos y productos andesíticos (e.g. [Ferrari et al., 1991](#); [Macías et al., 2008](#); Figure 1.4A). [Dobson y Mahood \(1985\)](#) llevaron a cabo un estudio de estratigrafía volcánica en el cual sugirieron tres principales secuencias: riodacitas Agua Fría (1.39-0.03 Ma), dacitas San Andrés (1.22-0.33 Ma) y riolitas Yerbabuena (0.30-0.03 Ma). Las formaciones más antiguas comprenden una Unidad Basáltica datada entre 1.47 y 0.58 Ma, junto con flujos de lava que exhiben una textura microporfídica ([Macías et al., 2008](#)). Las sucesiones volcánicas más recientes se asocian al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y afloran de manera significativa en la periferia de la zona de Los Azufres. Esta área está conformada por numerosos volcanes monogenéticos, principalmente de composición basáltica y andesítica ([Macías et al., 2008](#)).

Localmente, la cuenca de Llano Grande presenta una superficie relativamente plana con algunos escarpes topográficos, originados por erosión de canales torrenciales (Figuras 1.4B y 1.4C). En presencia de un relleno sedimentario, una laguna al sureste de la cuenca y la rugosidad del terreno, la interpretación de las señales microtopográficas asociadas a fallamientos recientes se ve dificultada en esta zona ([Aray et al., 2021](#)).

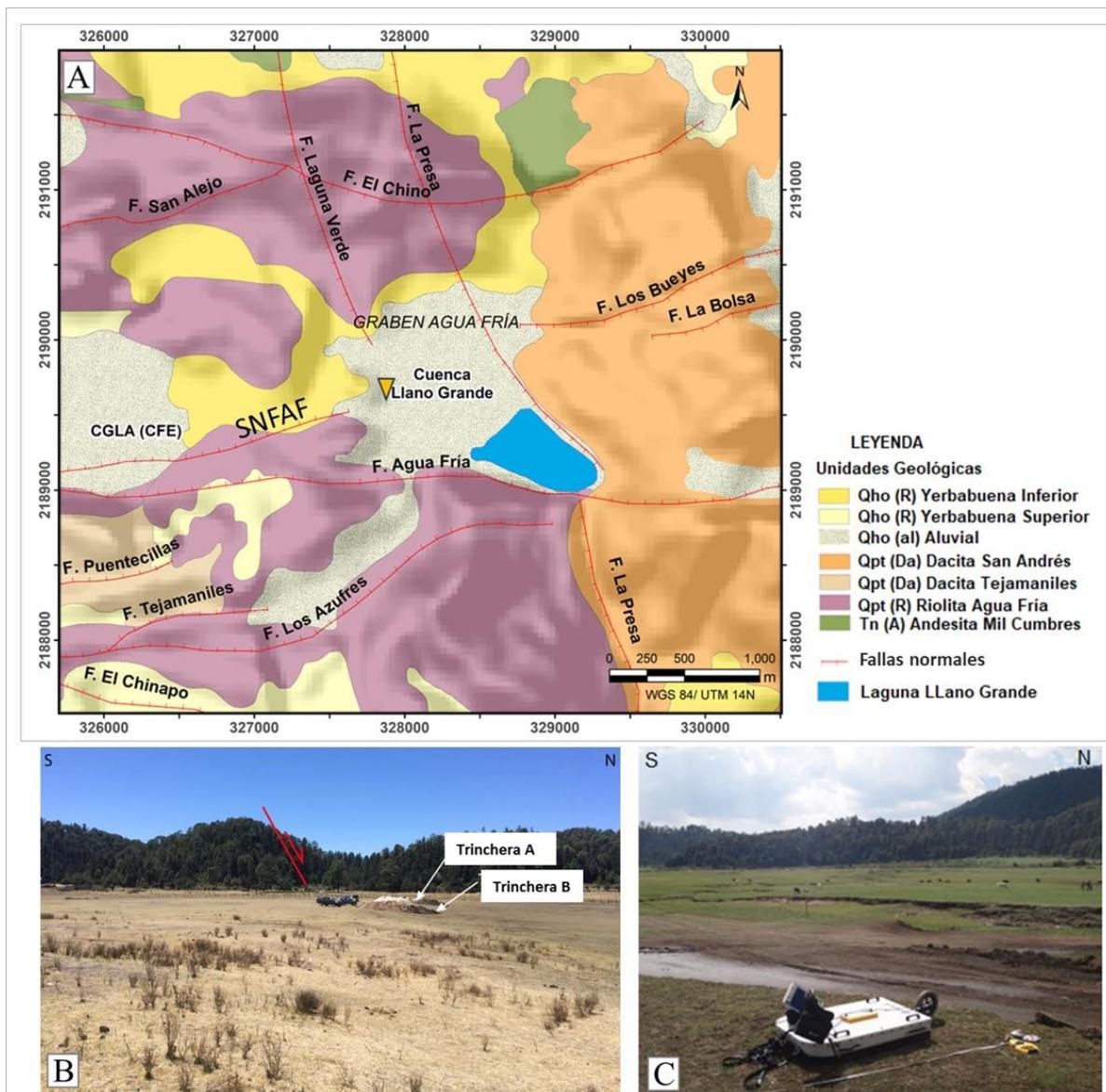


Figura 1.4. Contexto geológico y morfológico de la cuenca de Llano Grande (Modificado de Aray et al., 2021). A) Mapa geológico del graben Agua Fria mostrando las principales unidades geológicas y trazas de fallas (Modificado de Molina-Martínez, 2013 y De La Cruz et al., 1983). CGLA= Campo geotérmico Los Azufres (Planta de la CFE). SNFAF= Segmento norte de la falla Agua Fria. El triángulo en naranja muestra la ubicación de las trincheras. B) Foto ilustrativa de la expresión morfológica del SNFAF sobre el basamento riolítico en la cuenca de Llano Grande mostrando la ubicación de las trincheras A y B de Campos (2019). C) Foto ilustrativa de la presencia de canales erosionados en la superficie de la cuenca de Llano Grande con una vista del equipo GPR empleado.

1.3.2 Morelia

A 57 km al este del CVLA, se ubica la ciudad de Morelia, la capital del Estado de Michoacán, situada en las coordenadas 19°42' de latitud norte y 101°07' de longitud oeste, a una altura de 1951 m.s.n.m.

En la región de Morelia, se han identificado tres subprovincias del CVTM (García-Palomo et al., 2000 en [Figuroa-Miranda et al., 2020](#)): al noroeste, la subprovincia Neovolcánica Tarasca caracterizada por un vulcanismo reciente (Plioceno-Cuaternario) con estructuras volcánicas como el Quinceo y Tetillas (Figura 1.5) (Villaseñor-Reyes, 2014 en [Figuroa-Miranda et al., 2020](#)); abarcando casi toda la ciudad de Morelia, las Sierras y Bajíos Michoacanos que forman colinas y planicies; y al sur, la subprovincia Sierra de Mil Cumbres, conocida por sus cadenas montañosas volcánicas (e.g., [Gómez-Vasconcelos et al., 2015](#)).

Para la región de Morelia, tanto en el subsuelo como en superficie se han identificado las siguientes unidades estratigráficas (de la base a la cima): Secuencia andesítica de Mil Cumbres del Mioceno temprano (23-14 Ma; [Gómez-Vasconcelos et al., 2015](#)), Ignimbritas del Mioceno tardío (10-3 Ma; [García Palomo et al., 2002](#); [Gómez-Tuena et al., 2005](#)), Complejo volcánico del Punhuato (15.9 ± 0.6 Ma; [Gómez-Vasconcelos et al., 2015](#)), Secuencias lacustres y/o fluviolacustres (3.6 Ma; [Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999](#)), Vulcanismo andesítico-basáltico del Complejo Volcánico Michoacán-Guanajuato (1.36-0.33 Ma; [Avellán et al., 2020](#)) y depósitos recientes (paleosuelos, tepetates y suelos).

En cuanto a las estructuras observadas en superficie, se han realizado diversos estudios desde las primeras apariciones de fenómenos de subsidencia localizada. Estos trabajos pioneros estuvieron liderados principalmente por un grupo de investigadores de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo ([Garduño-Monroy, 2004](#)), del Instituto Politécnico Nacional y por el Instituto de Geofísica de la UNAM ([Macías et al., 2009](#)).

Se ha realizado la caracterización de la geología regional, la cartografía de las principales estructuras y sus edades, así como, la distribución de los depósitos volcánicos (e.g. [Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990](#); [Pasquaré et al., 1991](#); [Garduño-Monroy et al., 2009a](#); [Suter, 2016](#); [Gómez-Vasconcelos et al., 2015](#)). [Avellán et al. \(2020\)](#) realizaron una síntesis del contexto geológico, soportado por estratigrafía a detalle y análisis de datos geoquímicos de las rocas volcánicas presentes en la región. Durante la elaboración del presente trabajo, se llevó a cabo un reconocimiento de afloramientos en torno a la ciudad de Morelia y esto permitió la modificación de las unidades geológicas interpretadas en el trabajo de [Avellán et al. \(2020\)](#). En función de esta actualización, se tomaron las principales unidades geológicas para construir la base del mapa de la Figura 1.5.

Desde el punto de vista estructural, una red de fallas de dirección E-W y con buzamiento hacia el norte, enmarcadas dentro del SFMA, atraviesan la ciudad de Morelia. Al sur, la falla La Paloma (también denominada como falla Morelia; [Suter, 2016](#)) constituye el límite sur del semi-graben de Cuitzeo con una longitud de superficie de ruptura de 14 km ([Suter, 2016](#)) y la otra es la de Tarímbaro, al norte, con una longitud de alrededor de 40 km ([Gómez-Vasconcelos et al., 2021](#)). Estas estructuras con dirección E-O afectan todas las unidades de la región de Morelia (Figura 1.5). Cruzando la ciudad, se han identificado, hasta la fecha, 13 fallas E-W a NE-SW, pertenecientes al SFMA (Figura 1.5). Los procesos de subsidencia parecen localizarse a la vertical de estas estructuras ([Figuroa-Miranda et al., 2020](#)).

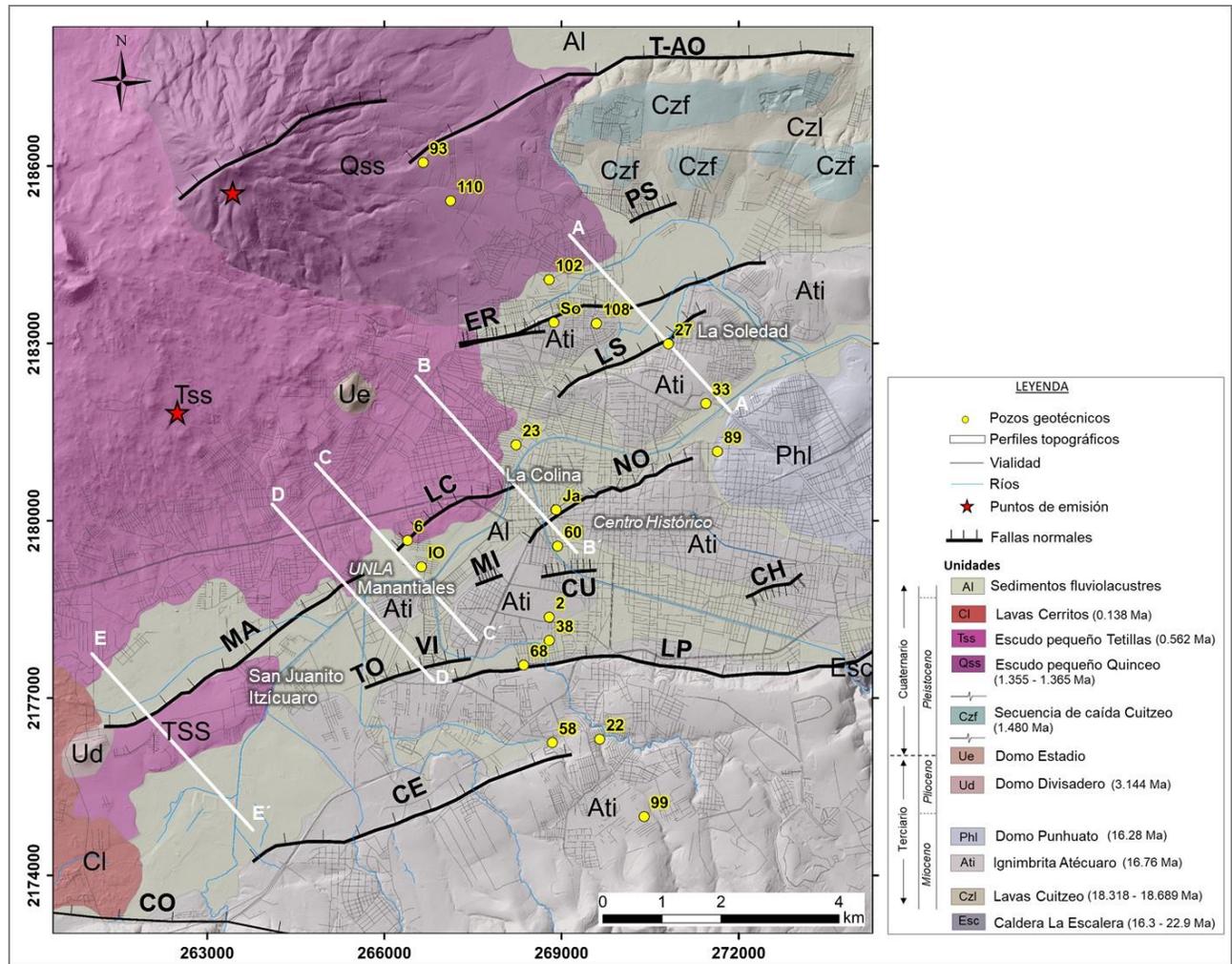


Figura 1.5. Mapa geológico-estructural de Morelia sobre la base de unidades estratigráficas (modificadas de [Avellán et al., 2020](#)). Se indica la ubicación de los perfiles topográficos de la Figura 1.6. Información de pozos geotécnicos tomado de [Ávila-Olivera \(2008\)](#); Ja=Jarritos, IO= Industria OKEN, So=Solidaridad. Segmentos de fallas identificadas (modificado de [Figueroa-Miranda et al., 2020](#)): T-AO= Tarímbaro-Álvaro Obregón, PS=Puerta del Sol, ER= El Realito, LS=La Soledad, LC= La Colina, MA= Manantiales, NO=Nocupétaro, MI=Mirsoles, CU=Cuatla, VI=Viveros, TO=Torremolinos, CH=Chapultepec, LP=La Paloma, CE=Cerritos.

La información geológica descrita por [Avellán et al \(2020\)](#), la información de pozos profundos aportada por [Ávila-Olivera \(2008\)](#) y la cartografía estructural compilada por [Figuroa-Miranda et al. \(2018\)](#) permitieron proponer una primera interpretación geológica a profundidad del subsuelo de la ciudad e ilustrar el efecto de las fallas sobre el subsuelo (Figura 1.6).

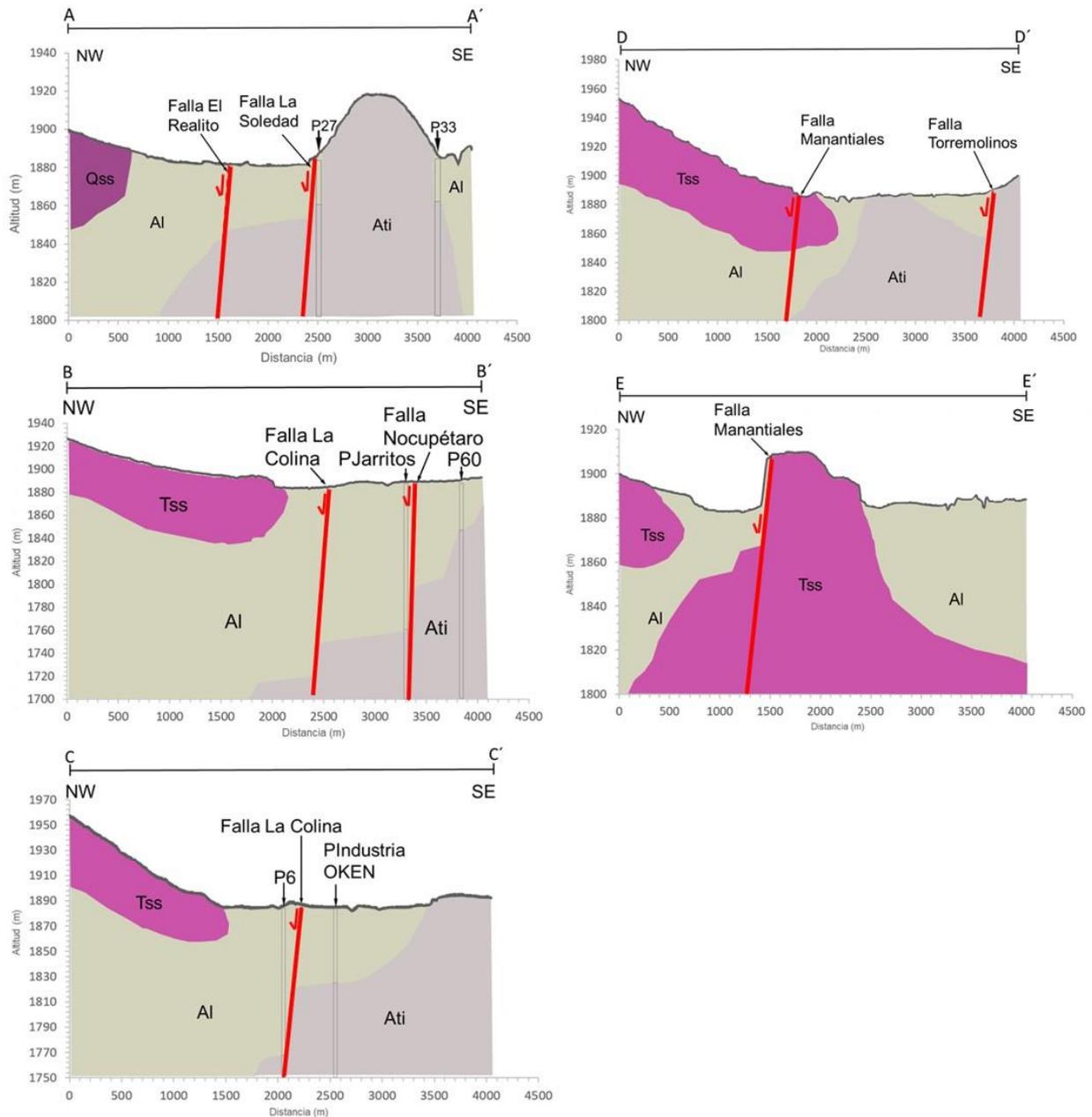


Figura 1.6. Perfiles topográficos con integración geológica-estructural (Fig. 1.5) e información de pozos profundos de la ciudad de Morelia (modificado de [Ávila-Olivera, 2008](#)).

1.3.2.1 Procesos asociados a las fallas en el área de estudio

Las fallas identificadas en la región de Morelia pueden involucrar dos tipos de movimiento, uno por subsidencia por sobreexplotación de los acuíferos someros y, otro debido a actividad tectónica característica del SFMA.

El fenómeno de subsidencia ha sido descrito como el hundimiento del terreno promovido por una demanda acelerada de aguas subterráneas que conllevan a la sobreexplotación de acuíferos y su agotamiento (Galloway y Burbey, 2011; Holzer y Johnson, 1985). El crecimiento poblacional conlleva a un incremento en las necesidades, lo que intensifica la búsqueda de recursos naturales para satisfacerlas. Esta presión sobre los ecosistemas de la Tierra (EEA, 2020) altera el equilibrio natural de las fuentes de recursos. La construcción de infraestructura humana sobre los terrenos urbanos intensifica el impacto debido a la carga adicional impuesta, lo que resulta en asentamientos a largo plazo (e.g., Day, 2010). Estos impactos también son influenciados por los cambios climáticos (e.g., Garduño-Monroy et al., 1999; Bagheri-Gavkosh et al., 2021).

El hundimiento debido a la extracción de agua subterránea se desarrolla principalmente bajo dos ambientes y mecánica contrastantes. Un ambiente consiste en rocas carbonatadas cubiertas por depósitos no consolidados o antiguos sumideros llenos de sedimentos no consolidados. En cambio, el ambiente más extenso a nivel mundial comprende sedimentos clásticos jóvenes no consolidados o semi-consolidados, con alta porosidad, depositados en ambientes aluviales, lacustres o marinos poco profundos (Poland, 1984). El proceso para generar el hundimiento de la superficie terrestre en diferentes casos de estudio a nivel mundial ha sido ampliamente descrito en diversos trabajos (e.g., Poland, 1984; Galloway et al., 1999). Por ejemplo, el hundimiento en Shanghai (China) se registró por primera vez en 1921 (Chai et al. 2004; Xue et al. 2005; Xu et al. 2008) y debido a la sobreexplotación de las aguas subterráneas, la tasa de subsidencia va desde 2 a 6 mm/año (Wang et al., 2022). De los casos más antiguos, en ambientes fluviolacustres, se encuentra la Ciudad de México (Poland, 1984) y, ha sido relativamente constante desde al menos 1950 y alcanza tasas de hundimiento del orden de 50 cm/año (Chaussard et al., 2021).

Las primeras señales del fenómeno de subsidencia en México fueron identificadas en 1925 por el Ing. Roberto Gayol en la Ciudad de México, quien notó deformaciones que afectaban el sistema de drenaje. No fue sino hasta 20 años después, en 1948, que Nabor Carrillo estableció las primeras conexiones entre el hundimiento, la consolidación de las arcillas y la extracción de agua mediante pozos profundos (Poland, 1984). En México, la subsidencia del terreno se ha clasificado principalmente en dos tipos. El primero es la subsidencia tipo Ciudad de México, documentada por Gayol (1925), que se caracteriza por la formación de patrones circulares concéntricos a nivel regional. El rasgo principal de esta subsidencia se atribuye a la consolidación de arcillas altamente compresibles (e.g., Cabral-Cano et al., 2008; Osmanoglu et al. 2011; Solano rojas et al., 2015). El segundo tipo es la subsidencia diferencial controlada estructuralmente, la cual también se ha denominado Procesos de Subsidencia-*Creep*-Falla (Garduño-Monroy et al., 2001; Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2003; Ávila-Olivera, 2004). Sin embargo, para este trabajo se sugiere eliminar el término *Creep* cuando se definen los fenómenos observados que afectan el subsuelo de la ciudad de

Morelia, ya que, en esta región la subsidencia identificada en superficie no es de origen tectónico. Esta subsidencia del terreno suele ser un fenómeno gradual (a escala regional), desencadenado por la extracción de agua, y se manifiesta mediante la aparición de discontinuidades y el colapso del terreno, alineándose de acuerdo con la dirección de una estructura tectónica (Figuroa-Miranda et al., 2018).

A principios de la década de los años 80, comenzó a evidenciarse un tipo de subsidencia con control estructural en algunas de las principales ciudades del centro y norte de la República Mexicana, como Aguascalientes, Celaya, Morelia, Querétaro. Estas ciudades están ubicadas en antiguas depresiones rellenadas por sedimentos lacustres y/o fluviolacustres, en la zona norte de la provincia geológica del CVTM (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1985; La Voz de Michoacán, 1988; Trujillo-Candelaria, 1985).

En la ciudad de Morelia, el crecimiento acelerado de la población en los últimos 40 años ha impulsado una transformación rápida del entorno natural (Cigna y Tapete, 2022). En esta ciudad la tasa de subsidencia asociada a la sobreexplotación de los acuíferos se ha calculado entre 0.5 y 6 cm/año (Garduño-Monroy et al., 2001, 2009; Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008; Farina et al., 2008; Cigna et al., 2012; Figuroa-Miranda et al., 2020). Como resultado de recorridos y mediciones hechas en campo, Hernández-Madrigal et al. (2011) llevaron a cabo la cartografía de las fallas geológicas de Morelia, la cual fue modificada posteriormente para el trabajo de Figuroa-Miranda et al. (2020) y algunas de las trazas de fallas fueron segmentadas o acortadas (e.g., NO, LC; ver Figura 1.5). Según el estudio de Cigna y Tapete (2022), el análisis de InSAR confirma que el hundimiento en la zona metropolitana de Morelia está estructuralmente controlado por las principales fallas normales dentro del semi-graben de Cuitzeo. Se observa que, tanto en sectores antiguos como recientemente urbanizados de la ciudad, los pozos de extracción generan cuencos de subsidencia que experimentan deformaciones no lineales. Además, los autores señalan que las velocidades máximas de desplazamiento vertical aumentaron de -2.5 cm/año en el período 2003-2010 a -9.0 cm/año para el periodo 2014-2021. Estas tasas de subsidencia más altas tienden a migrar hacia zonas recientemente urbanizadas de la ciudad de Morelia (suroeste del área urbana). En particular, se han identificado las mayores tasas de desplazamiento vertical alrededor de los bloques techo de los segmentos de falla La Colina (LC), Manantiales (MA), Nocupétaro (NO) y La Paloma (LP) (Figura 1.5).

En la región de Morelia, la actividad tectónica está controlada por la presencia del SFMA, como se mencionó al principio. En el límite sur de la ciudad de Morelia, la falla La Paloma (PA), también conocida como la falla Morelia, desplaza paleosuelos con una edad de 1.6 ka (Garduño-Monroy et al., 2009a). Se han identificado tres eventos con desplazamientos promedio de 109 cm, siendo el último datado en el período A.D. 1290-1435 (Suter, 2016). Así mismo, en estudios sobre la falla Cerritos (CE), de rumbo ENE-WSW, se identificó en un afloramiento la presencia de una cuña coluvial datada en 3.37-3.21 cal ka AP, revelando que se trata de una estructura tectónicamente activa, relativamente joven y con índices geomórficos que indican mayor actividad en su sector oriental (Soria-Caballero et al., 2021b). Hacia el norte del área metropolitana de Morelia, se ha identificado una de las mayores estructuras tectónicas de la zona, la falla Tarímbaro-Álvaro Obregón (T-AO), de rumbo ENE. Datos estructurales, cinemáticos, geometría y sismicidad local evidencian su potencial sísmico, siendo capaz de producir terremotos de Mw 6.9 (Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y METODOLÓGICO

2.1 Métodos geofísicos

2.1.1 Métodos magnéticos

Los métodos magnéticos permiten el reconocimiento y delimitación de estructuras que no tienen expresión superficial, mediante el análisis de anomalías en profundidad, las cuales resultan en contrastes de susceptibilidad y/o intensidad de magnetización de las rocas. Estos contrastes se deben principalmente a las variaciones de concentración del mineral Magnetita, lo cual genera las variaciones en las respuestas magnéticas del subsuelo. Estos métodos han sido ampliamente utilizados en diferentes aplicaciones geológicas (e.g., [Nabighian, 1972](#); [Mazzoldi et al., 2020](#)). Las bases teóricas de esta técnica potencial han sido ampliamente discutidas en textos bibliográficos de diversos autores (e.g., [Lowrie, 1997](#); [Hinze et al., 2013](#)) y se presenta una síntesis de sus expresiones matemáticas en el APÉNDICE 4.

Se utilizó el método de obtención de datos magnéticos de campo total en la zona de Llano Grande del CGLA (Los Azufres). La elección de este método se basó en la capacidad de realizar mediciones sin restricciones espaciales y con el propósito de destacar estructuras locales que podrían no ser evidentes en la superficie. Para esto, se llevaron a cabo mediciones del campo magnético total en una malla regular que consistió en 13 perfiles, orientados N-S, de alrededor de 1300 m de longitud (*in-line*) y 5 perfiles ortogonales (*cross-line*) de alrededor de 1100 m de longitud (Figura 2.1). El espaciamiento entre estaciones de medición fue de 25 m sobre cada línea, para un total de 583 medidas del campo magnético. Para esto, se empleó un magnetómetro Geometrics G-857, conectado con dos GPS marca Garmin Oregon 450, de 2 m de resolución horizontal.

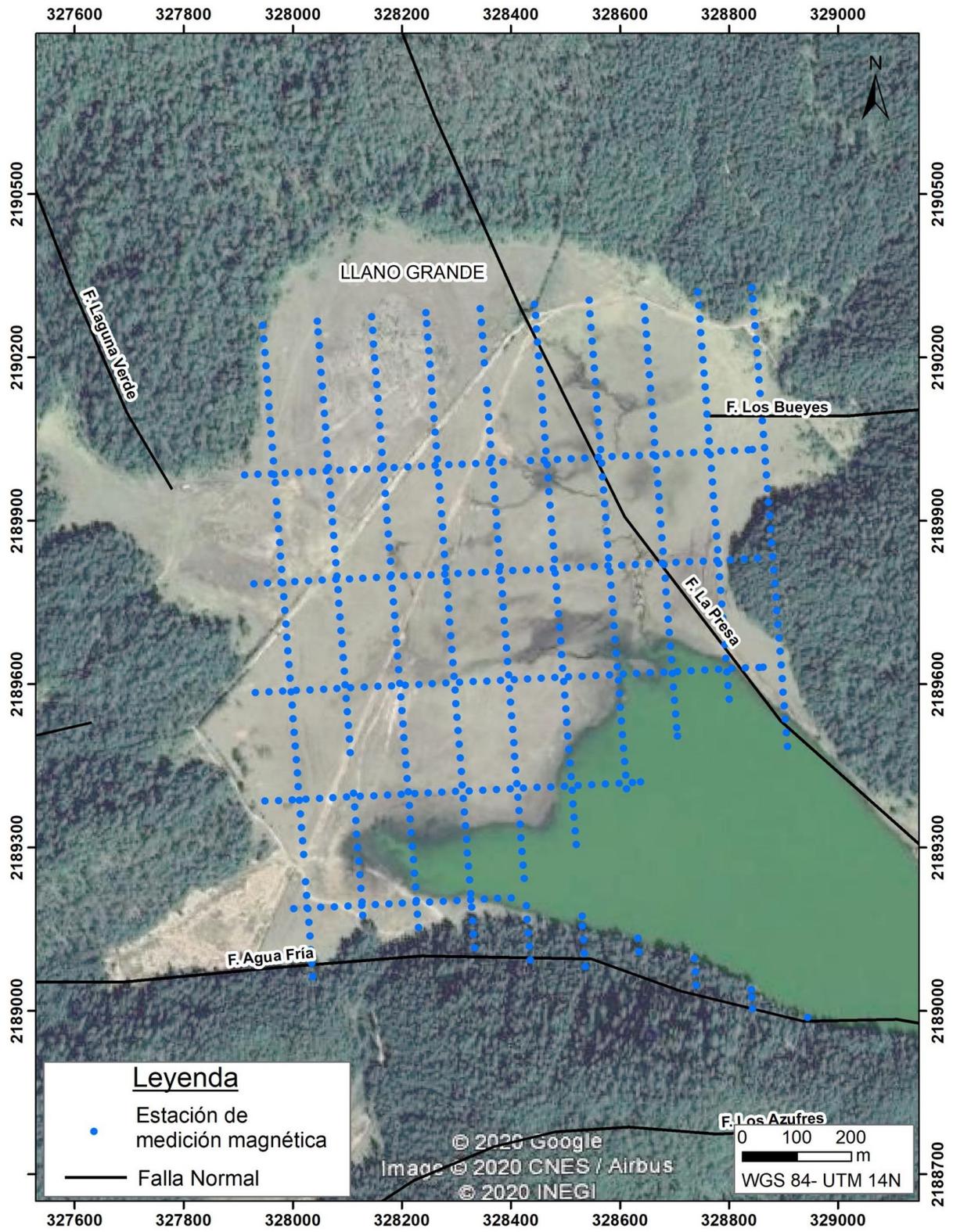


Figura 2.1. Ubicación de estaciones de medición de campo magnético total sobre perfiles de adquisición dispuestos en la cuenca de Llano Grande (Campo Volcánico Los Azufres).

Para el procesamiento de los datos, los valores de intensidad de campo magnético obtenidos se corrigieron por variación diurna, usando valores obtenidos del Observatorio Magnético de Teoloyucan, con el objetivo de eliminar las fluctuaciones magnéticas que pudieran presentarse. A estos datos corregidos se les restó el valor del campo geomagnético de referencia (IGRF) para la zona de estudio, obtenido de la página oficial de la *National Oceanic and Atmospheric Administration (-NOAA)*. De esta manera, los resultados obtenidos corresponden únicamente a los valores de anomalía local de interés. Para el análisis, los datos magnéticos se transformaron del dominio espacial al dominio de la frecuencia empleando el módulo MAGMAP del software Oasis Montaj.

Se procedió a la interpolación de los datos mediante el método de kriging para obtener el mapa de Intensidad Magnética Total. Luego, se aplicó un filtro de Continuación Ascendente, que corresponde a un filtro paso bajo en el dominio de la frecuencia. Este filtro se utilizó para eliminar las contribuciones de fuentes someras, siguiendo un procedimiento similar al aplicado por otros autores (e.g., [Gianiyu et al., 2013](#); [Ferreira et al., 2013](#); [Mazzoldi et al., 2020](#)). Este paso permite eliminar las longitudes de onda corta que no correspondan a fuentes geológicas del sitio. De esta manera, se obtuvo el mapa de Campo Magnético Residual o Anomalía Magnética residual (RMF por sus siglas en inglés). Posteriormente, se aplicó un filtro de reducción al Polo (RTP por sus siglas en inglés) al mapa de RMF usando datos de Inclinación y Declinación magnética de 47.27° y 5.22° , respectivamente. Se llevó a cabo un análisis espectral sobre los datos de RMF para estimar las profundidades de los cuerpos fuente de las anomalías magnéticas, dando como resultado el gráfico que se muestra en la Figura 2.2.

A partir de los mapas de RTP, se lleva a cabo el análisis de las derivadas en ambas direcciones para enfatizar los efectos de las fuentes, reducir los efectos de interferencia en las anomalías, y aumentar la visualización de los límites de los cuerpos (e.g., [Skrame et al., 2016](#); [Araffa et al., 2019](#)). Por otro lado, la derivada vertical se determinó matemáticamente a partir del mapa de anomalías del campo magnético total para precisar la localización de fallas y rasgos geológicos en contacto. La primera derivada vertical proporciona una mejor resolución de los rasgos cercanos a la superficie ([Araffa et al., 2019](#)).

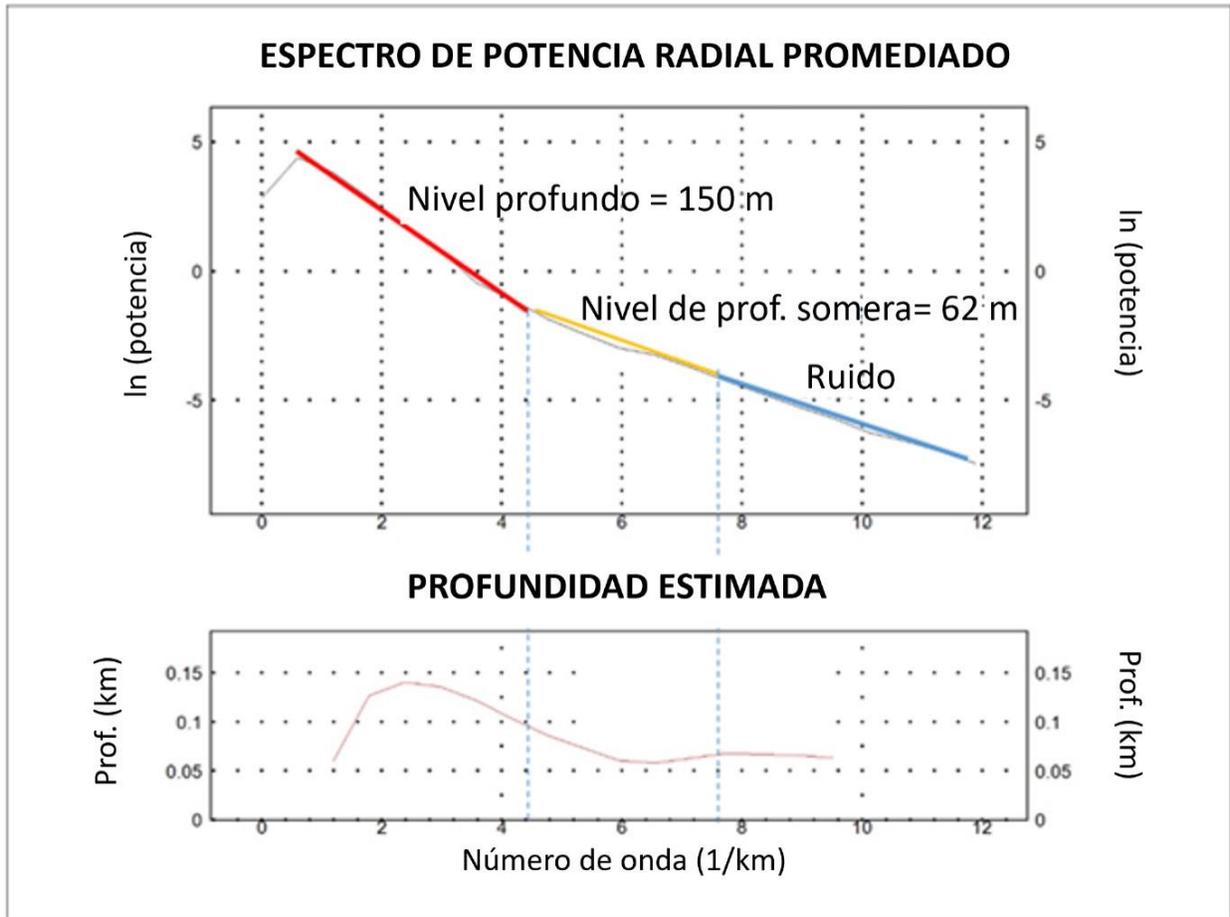


Figura 2.2. Espectro de potencia promedio, obtenido para las anomalías de Bouguer en la cuenca de Llano Grande.

2.1.2 Método electromagnético de georradar

El método electromagnético de georradar o GPR (*Ground Penetrating Radar*- por sus siglas en inglés) es un método geofísico ampliamente reconocido y empleado a nivel mundial. Su teoría básica se encuentra bien descrita en trabajos como los de [Davis y Annan \(1989\)](#), [Neal \(2004\)](#), [Annan \(2001\)](#), [Baker et al. \(2007\)](#), entre otros. Así mismo, parte de las ecuaciones constitutivas y expresiones matemáticas del método se presentan brevemente en el APÉNDICE 4. Este método geofísico no destructivo representa una poderosa herramienta para la prospección del subsuelo somero. Sin embargo, es necesario indicar que tiene la limitación de no poder discernir de manera precisa o directa cuál tipo de material encontramos en el subsuelo, sino aquellos contrastes que sugieran cambios en sus propiedades electromagnéticas. En este sentido, el método de georradar posibilita la detección de cambios laterales u horizontales con alta resolución, siempre y cuando haya contrastes en las propiedades físicas de los materiales presentes en la zona de estudio. El método se fundamenta en la medición de las reflexiones de las ondas electromagnéticas (EM) de alta frecuencia, que generalmente oscilan entre 16 MHz y 1000 MHz, transmitidas al subsuelo y recibidas en la superficie. En esencia, una antena transmisora emite ondas EM en pulsos que se propagan a través del terreno y se refractan o reflejan en interfaces donde cambia la

permitividad dieléctrica de los materiales del subsuelo (Davis y Annan, 1989; Daniels, 2000; Jol y Bristow, 2003). Más detalles sobre las propiedades involucradas en este tipo de prospección, la resolución de la técnica, profundidad de investigación, entre otros aspectos de interés, han sido resumidos en el trabajo de Aray (2016). La velocidad de propagación de la onda EM se utiliza para convertir un registro de tiempo de las reflexiones en un registro de profundidades estimadas (Gómez-Ortiz et al., 2007).

Debido a la diversidad de entornos con contrastes electromagnéticos en sus materiales y al amplio espectro de frecuencias utilizadas por los equipos de GPR, la técnica ofrece una amplia variedad de aplicaciones. En el ámbito de la paleosismología y sedimentología, la técnica de GPR se destaca como una herramienta valiosa para detectar y analizar la naturaleza y la arquitectura de zonas de falla en el subsuelo somero. Además, resulta útil en la reconstrucción de ambientes sedimentarios y los procesos asociados, como se ha demostrado en numerosos trabajos (e.g., Neal, 2004; Audemard et al., 2006; Gómez-Ortiz et al., 2006; Pauselli et al., 2010; Lacan et al., 2012; Gunda et al., 2020). La técnica de prospección GPR, gracias a su capacidad para generar imágenes de alta resolución, posibilita la identificación de cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales, lo que sugiere la presencia de fallas que carecen de expresión superficial. En otras palabras, este método no invasivo facilita la identificación, mapeo y caracterización del área afectada por estructuras tectónicas ciegas (Gunda et al., 2020).

La diversidad de equipos de georradar en todo el mundo conlleva variaciones en las configuraciones de adquisición, dependiendo de los equipos utilizados y los objetivos específicos. Se encuentran equipos biestáticos, que cuentan con antenas receptoras y emisoras independientes, y equipos monoestáticos, que integran las antenas transmisora y receptora en un solo dispositivo. Según Ávila-Olivera y Garduño-Monroy (2008), la ventaja de la configuración biestática radica en la capacidad de ajustar la distancia entre las antenas, lo que permite estimar la velocidad de propagación de la onda electromagnética. Sin embargo, el avance tecnológico ha potenciado los equipos más recientes, y los cálculos ahora se realizan de manera automática o manual (si se conocen parámetros específicos del suelo) en los equipos monoestáticos empleados.

Para ambos casos de estudio, Los Azufres y Morelia, se utilizó un equipo de Georradar de la marca MALA Geosciences. Este equipo consta de una unidad electrónica (Ramac X3M) que controla los parámetros de generación y recepción de las reflexiones de los pulsos electromagnéticos, y se comunica directamente con la pantalla controladora para la transferencia y visualización de datos en tiempo real (ver ANEXO 4). El equipo tiene una configuración monoestática con la opción de adaptar antenas de 100 hasta 800 MHz. Los parámetros básicos de adquisición incluyeron una separación de antenas de 0,36 m y 0,50 m para antenas de 250 MHz y 100 MHz, respectivamente, con una frecuencia de muestreo ~3000 MHz. La longitud de los perfiles se midió utilizando un odómetro electromecánico incorporado en el equipo. En la mayoría de los casos, se realizó un perfil topográfico detallado con un GeoMax ZAL 132 y un GPS de mano marca Garmin. Si la topografía era muy abrupta, las medidas de altura se tomaron cada 2 m; de lo contrario, se tomaron medidas cada 5 o 10 m a lo largo del transecto. Además, se empleó un modelo digital de elevación (obtenido de la base de datos del INEGI) con resolución de 3 m para corroborar las medidas de topografía realizadas en campo y proporcionar una base topográfica para el análisis durante la fase de procesamiento. El protocolo de adquisición de datos se resume en el esquema de la Figura 2.3,

donde los perfiles se dispusieron, en su mayoría, de manera perpendicular a la tendencia de las trazas de falla de interés y, en casos menos favorables, ligeramente oblicuos.

Para el procesamiento de los datos, se utilizó el software Reflex v.3 (desarrollado por [Sandmeier, 2016](#)). El esquema de procesamiento aplicado para cada registro obtenido fue variable y dependió de las condiciones del terreno, el contenido de frecuencia de la señal registrada, el ruido en la señal, la atenuación de la señal, entre otros factores. En la Tabla 2.1, se muestra un resumen de los principales pasos de la secuencia básica de procesamiento que fueron aplicados para los registros obtenidos con antenas de 100 y 250 MHz. Un promedio de velocidad de 0,11 m/ns fue calculado usando el análisis de velocidad en el software Reflex.

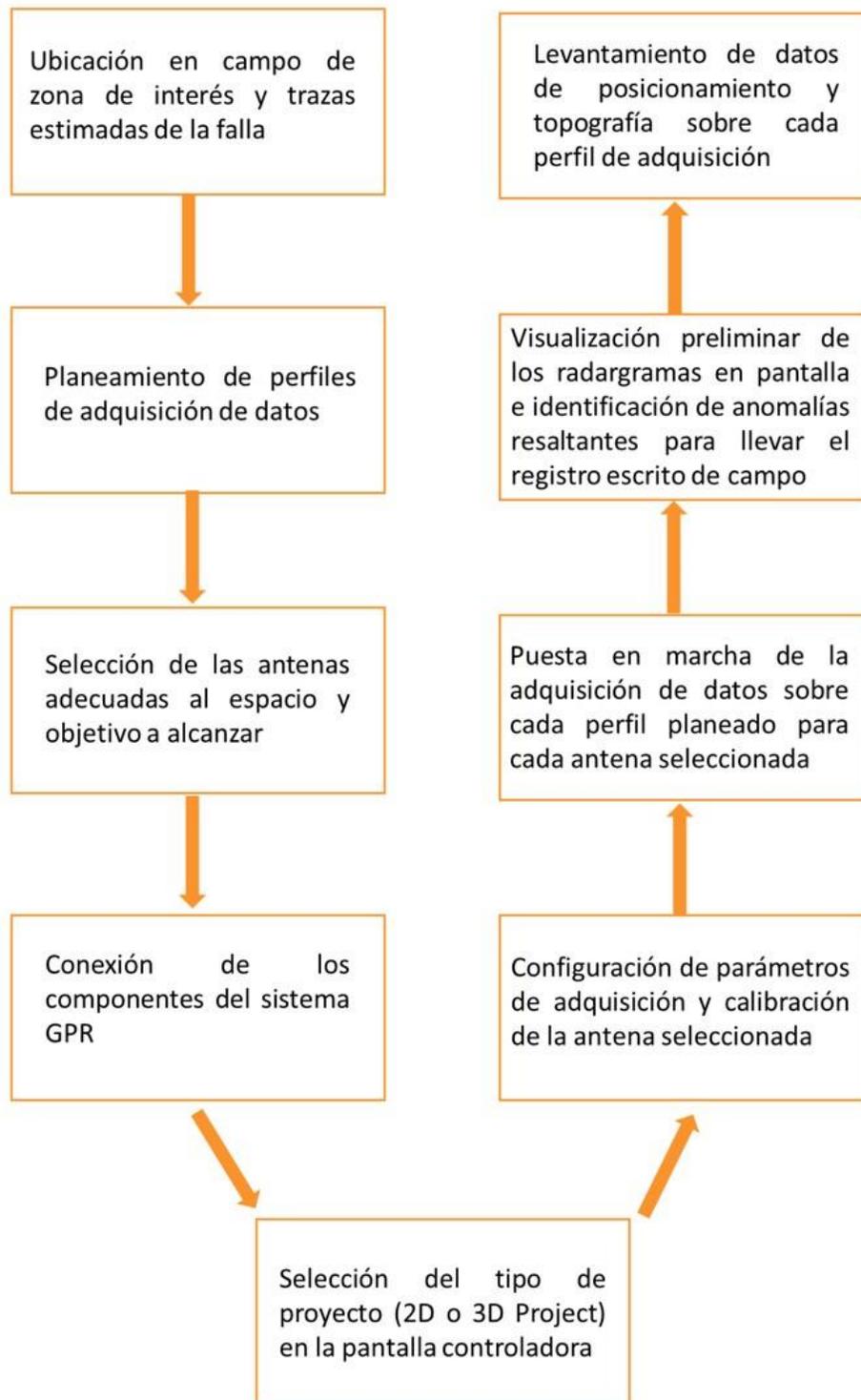


Figura 2.3 Protocolo general de adquisición de datos GPR aplicado para la cuenca de Llano Grande (Los Azufres) y la ciudad de Morelia, Michoacán.

Tabla 2.1 Parámetros de procesamiento de los datos GPR en cada zona de estudio para este trabajo.

Lugar	Zona	F. antena (MHz)	Pasos de procesamiento						
			<i>Move start Time</i>	<i>Subtract-Mean (Dewow)</i>	<i>Back Ground Removal</i>	<i>Band Pass frequency</i>	<i>Subtracting average</i>	<i>Deconvolution/Shap. (min.phase)</i>	<i>Migration</i>
Llano Grande, Los Azufres (Mich.)	Todas incluidas	100	10 ns	10 ns (time window)	Aplicado	15-300 MHz	Aplicado	Filter lenght 10	No aplicado
		250	17 ns	4 ns (time window)	Aplicado	50-500 MHz	Aplicado	No aplicado	No aplicado
Ciudad de Morelia	La Soledad	100	11 ns	10 ns (time window)	Aplicado	No aplicado	No aplicado	Filter lenght 10	No aplicado
		250	18 ns	4 ns (time window)	Aplicado	No aplicado	No aplicado	No aplicado	No aplicado
	La Colina	250	18 ns	4 ns (time window)	Aplicado	50-410 MHz	No aplicado	No aplicado	No aplicado
	Manantiales	100	10 ns	10 ns (time window)	Aplicado	25-230 MHz	Aplicado	Filter lenght 10	F-k/ kirchoff
		250	18 ns	4 ns (time window)	Aplicado	50-450 MHz	Aplicado	Filter lenght 4	F-k/ kirchoff
	San Juanito	100	10 ns	10 ns (time window)	Aplicado	21-230 MHz	Aplicado	Filter lenght 8	No aplicado
	Central Camionera	100	11-14 ns	10 ns (time window)	No aplicado	15-220 MHz	No aplicado	No aplicado	No aplicado
		250	18 ns	4 ns (time window)	No aplicado	50-420 MHz	No aplicado	No aplicado	F-k/ kirchoff

2.1.3 Método de refracción sísmica

El método de exploración sísmica es una herramienta ampliamente utilizada en geofísica, ya que puede proporcionar información sobre la estructura y la distribución de diversos tipos de rocas en el subsuelo, en función de sus propiedades acústicas y elásticas (Sheriff y Geldart, 1995). Por otro lado, el método de sísmica de refracción se utiliza para determinar las profundidades de las interfaces en el subsuelo y las velocidades de propagación de las ondas sísmicas entre estas interfaces (Lillie, 1999). La teoría básica de este método de exploración ha sido ampliamente descrita en trabajos pioneros (e.g., Sheriff y Geldart, 1995; Reynolds, 1997; Lowrie, 1997), resumida en trabajos más recientes (e.g., Vergara Huerta, 2011; Ávila, 2015) e igualmente se presentan algunas expresiones matemáticas del método en el APÉNDICE 4.

El método se fundamenta en registrar, a lo largo de perfiles lineales, las llegadas de ondas sísmicas producidas por fuentes controladas. Posteriormente, se calcula el tiempo que estas ondas tardan en viajar desde su origen hasta los puntos de observación (Smith, 1975). Los movimientos resultantes de la propagación de las ondas son captados por un arreglo de geófonos dispuestos en la superficie (Sheriff y Geldart, 1995). El lapso entre el momento en que la fuente es activada en el terreno y la llegada de sus primeras señales a los receptores se utiliza para inferir las características de las diferentes capas que conforman el subsuelo (Reynolds, 1997). En términos generales, existen tres tipos de fuentes sísmicas: las de impacto, como los martillos o la caída de objetos pesados; las impulsivas, que incluyen explosivos y pistolas de aire; y las fuentes vibratorias, como los camiones *vibroscis* (Reynolds, 1997). La elección de la fuente para este trabajo se basó principalmente en la disponibilidad de espacio para la disposición de perfiles, la logística para implementar una fuente mecánica, la profundidad de interés, las condiciones de acceso del terreno, entre otros factores.

Como resultado de la aplicación de este método en este trabajo, se generaron modelos de variación de la velocidad de ondas P en el subsuelo somero, aproximadamente entre 30 y 60 m de profundidad. Para obtener estos modelos, se aplicaron dos tipos de técnicas basadas en la generación de un trazado de rayos que simula el camino seguido por los frentes de ondas: (1) modelado directo y (2) tomografía de refracción. En el modelado “hacia adelante” o modelado directo (*Forward modeling*), todas las interpretaciones sísmicas se realizan con referencia a un modelo que representa todo el perfil. Esta técnica se fundamenta en métodos de trazado de rayos que calculan los tiempos de viaje de las ondas mediante un modelo bidimensional de velocidades el cual es definido por el usuario. Los tiempos de viaje calculados se comparan con los tiempos observados, y se realizan ajustes iterativos en el modelo hasta lograr una concordancia satisfactoria entre la curva calculada y la observada (Zelt y Ellis, 1988). El modelado directo proporciona al intérprete un mayor control sobre los cambios introducidos en los modelos, basado en estudios previos, la geología del lugar y la integración con otros métodos geofísicos.

La tomografía en el ámbito de la exploración sísmica se ha empleado para la reconstrucción del campo de velocidades del subsuelo mediante el análisis de los tiempos de viaje medidos (Russell, 1988). En este enfoque, la tomografía facilita la generación de secciones del subsuelo, permitiendo identificar áreas con cambios de velocidad asociados a variaciones en la litología, disposición de capas, estructuras en el subsuelo o zonas de alteración. Después de la interpretación de las primeras llegadas en cada sección

sísmica, se aplica un método de inversión que busca determinar qué estructuras originaron un conjunto específico de datos. En problemas inversos como estos, se da origen a un set de datos observados descritos por el vector (d) a partir de un conjunto de parámetros del modelo descrito por un vector (m). Entonces, los datos se consideran como el resultado de una función u operador (A) que actúa sobre los parámetros del modelo (Stein y Wysession, 2009). En este escenario, se asume que algún modelo físico describe el proceso y se utilizan los datos para estimar un conjunto de parámetros del modelo que sea consistente con los datos observados. Se emplean técnicas matemáticas de inversión para encontrar un modelo (m) desde los datos (d) o métodos de prueba y error que resuelven iterativamente el problema del modelado para encontrar la mejor solución posible (Stein y Wysession, 2009).

Debido a la variedad y versatilidad en la configuración de los equipos de adquisición, así como en las aplicaciones y alcances de los trabajos realizados con este método, es posible diseñar estrategias de adquisición que se ajusten de manera precisa a los objetivos planteados. En el caso de este trabajo, se empleó un sismómetro GEODE de 24 canales, de la marca GEOMETRICS con geófonos verticales de 4.5 Hz, espaciados cada 2.5 m (perfiles de 60 m) y 5 m (perfiles de 120 m y 240 m). La geometría de los perfiles de adquisición se diseñó en relación con el alcance en profundidad objetivo y al espacio disponible para la adquisición de las líneas sísmicas. Los parámetros de adquisición de cada línea sísmica se resumen en la tabla 2.2. Para este trabajo, diferentes configuraciones de tendidos sísmicos se realizaron (Figura 2.4): 1) el tendido simple que implicó una disposición básica de receptores a lo largo de un perfil, que se aproxima lo más posible a una línea recta, con 3 disparos (uno en el centro y dos en los extremos). 2) una configuración en *Roll-along* para alcanzar mayores profundidades al disponer de dos líneas continuas que comparten la ubicación espacial de 5 disparos (en los extremos, en el centro y dos adicionales fuera del tendido). El espaciado aproximado entre estos disparos fue de 60 m. 3) un solape de tendidos simples que se realizó con la finalidad de obtener una mayor resolución lateral y vertical, en una zona en particular. Se implementaron tendidos simples de 120 m de longitud, dispuestos en continuidad y solapados a una distancia de aproximadamente 60 m entre sí.

Para la generación de energía se empleó una fuente mecánica de 200 Kg en la zona de Llano Grande y en el caso de Morelia se empleó un marro de 8 kg (ver fotografías de campo en el ANEXO 4). Los parámetros para la adquisición fueron: tiempo máximo de registro de 0.5-1 s; intervalo de muestreo de 4000-5000 muestras/s (~ 0.25 ms).

Para el procesamiento de los datos se emplearon los softwares Reflex v.3 y el SeisImager/2DTM v3.3. En el último programa, se utilizaron los dos módulos de trabajo para llevar a cabo la selección de Picks y la generación de modelos de velocidad, siguiendo la secuencia de trabajo descrita en la tesis de Vergara Huerta (2011). En el caso de los datos obtenidos en la cuenca de Llano Grande, se empleó la técnica de modelado directo utilizando el software Reflex v.3 para generar las secciones de variación de velocidad de ondas P. Por otro lado, para los datos obtenidos en la ciudad de Morelia, se utilizó la técnica de tomografía no lineal junto con la técnica de reconstrucción simultánea, las cuales están disponibles en el software SeisImager/2DTM v3.3 (Hayashi y Takahashi, 2001; Sheehan et al., 2005).

Tabla 2.2. Geometría de adquisición de datos sísmicos para análisis de tomografía en la zona de Llano Grande y Morelia.

Zona de estudio	Localidad	Nombre perfil*	Longitud de Perfil (m)	Tipo de fuente	No. De disparos	Prof. Esperada (m)	Configuración de tendido
Morelia	La Soledad	PS1	55	Marro	3	15	Simple
	Sindicato	PM1	120		3	30	Simple
	UNLA	PM2	240		5	60	Roll-along
	Manantial Agua Zarca	PM3	120		3	30	Simple
	Canchas Manantiales	PM4	120		5	30	Simple
	San Juanito	PJ1	120		3	30	Simple
		PJ2	120		3	30	Simple
Llano Grande- Los Azufres	Zona Norte	SN1	120		3	30	Simple
		SN2	240	Fuente-Marro	5	60	Roll-along
	Zona central	SC1	120	Fuente-Marro	3	30	Simple
		SC2	240	Fuente	5	60	Roll-along
	Zona laguna	SL1	120	Marro	3	30	Simple
		SL2	120	Marro	3	30	Simple

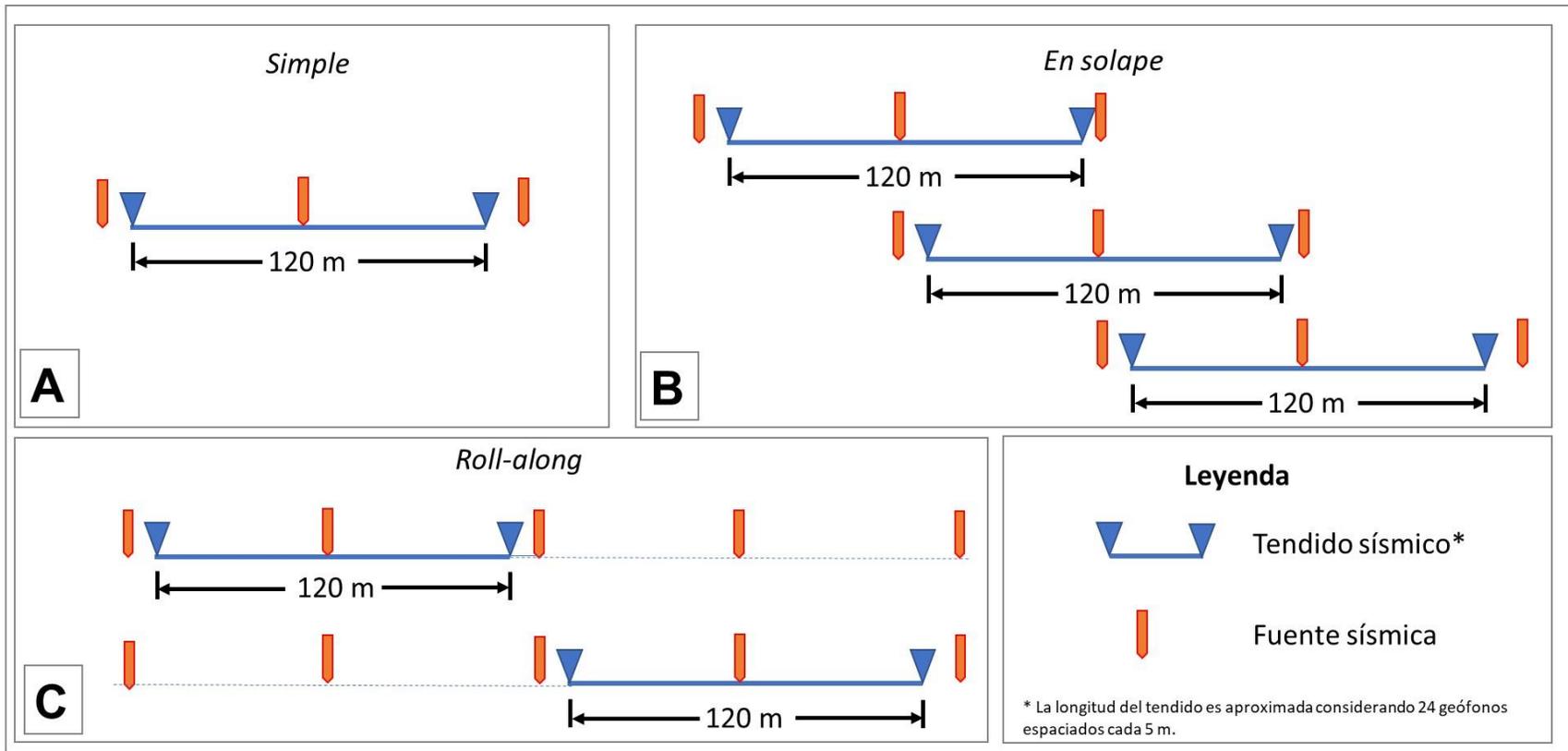


Figura 2.4. Gráfica presentando la configuración de tendidos de adquisición sísmica empleados para este trabajo.

2.1.4 Método de resistividad eléctrica: Tomografía

Este método geofísico, aplicado tanto en ingeniería como en la exploración de recursos naturales, tiene como objetivo modelar en dos dimensiones (2D) las variaciones de resistividad del subsuelo. Esto se logra mediante la aplicación de técnicas numéricas, como elementos y diferencias finitas. El fundamento teórico de esta técnica es similar al de los métodos geoelectrónicos convencionales (e.g., Keller y Frischnecht, 1966; Cantos, 1987). Algunas de las expresiones matemáticas constitutivas del método se resumen en el APÉNDICE 4.

En un estudio de prospección geoelectrónica, un arreglo electródico se refiere a una disposición específica de electrodos de corriente y potencial colocados en el terreno, adaptados según los objetivos de profundidad y el alcance deseado. En este campo de prospección, existen varias configuraciones para la adquisición de datos, como Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, entre otras (Lowrie, 2007). Para este estudio, se ha optado por la configuración Dipolo-Dipolo debido a su mayor sensibilidad a cambios laterales en las propiedades dieléctricas, pero con una menor sensibilidad a cambios verticales. Esta configuración resulta útil para localizar estructuras predominantemente verticales, como fallas, deslizamientos y fracturas, así como para detectar muros enterrados, cavidades y plumas contaminantes (Loke, 2004). En esta configuración, los electrodos de potencial M-N y los electrodos de corriente A-B mantienen una distancia constante (a) entre sí, pero la distancia entre los polos formados por cada par de electrodos (na) varía (García, 2019) (Figura 2.5). La distancia efectiva del perfil de resistividad se define como el segmento BM (ver Fig. 2.5). En los estudios con este arreglo, el factor " a " se mantiene constante y el factor " n " se incrementa gradualmente para aumentar la profundidad de investigación.

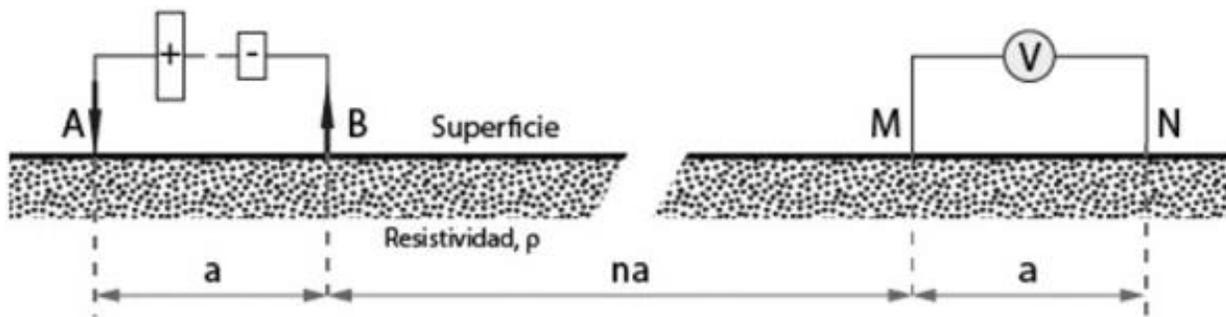


Figura 2.5. Configuración electródica teórica para un perfil de resistividad en forma de arreglo Dipolo-Dipolo (Modificado de García, 2019).

Para la adquisición de datos en este trabajo, se utilizó un resistímetro *SuperSting R1*, el cual almacena cada lectura en su memoria interna, junto con un switch box y siete cables pasivos de la compañía AGI. Además, se utilizó una batería de ciclo profundo para el suministro de energía eléctrica al resistímetro. Se emplearon 33 electrodos con una separación interelectródica de 12.5 metros, lubricados con una solución salina para mejorar el acoplamiento con el terreno y reducir las resistencias de contacto. Luego, se colocaron los cables y se conectaron los sensores de los cables a cada electrodo. A continuación, se conectaron los cables al switch box y este al resistímetro. El equipo se programó con los parámetros

especificados en la Tabla 2.3 para iniciar la adquisición de datos. Durante la toma de datos, se registraron las coordenadas de cada electrodo utilizando un GPS de mano marca Garmin.

A partir de los parámetros de adquisición propuestos en la Tabla 2.3, se generó un diseño de adquisición Dipolo-Dipolo para 33 electrodos, con 4 subniveles y cobertura extendida, como se muestra en el diagrama de la Figura 2.6. En este diseño, se consideró el decaimiento de la señal a profundidad, una limitante del arreglo Dipolo-Dipolo. En el software *AGI SuperSting Administrator* se asignó un límite de máxima separación “n” de 8 niveles de adquisición, representados con el trapecio de puntos con tono azul rey en la Figura 2.6. Debido a que la profundidad de exploración estaba limitada a alrededor de 50 metros, se programaron sub-arreglos Max. “a” para incrementar el espaciamiento entre los dipolos 4 veces, como se observa en los trapecios de puntos con tonos azul rey, rojo y turquesa en la Figura 2.6. Esto permitió mantener apagado un número de electrodos dentro de cada dipolo para aumentar la profundidad de investigación, que es directamente proporcional al espaciamiento entre electrodos, hasta 180 metros teóricos. Para asegurar la mejor resolución posible de datos, se habilitó la cobertura extendida de datos en el software mencionado.

Tabla 2.3 Características de instalación y parámetros de diseño de la línea de tomografía de San Juanito

Parámetro	Valor	
Tipo de arreglo	Dipolo-Dipolo	
Longitud	400 m.	
Orientación	N 330°	
Coordenadas del punto inicial	X= 262026	Y= 2176549
Coordenadas del punto final	X= 261828	Y= 2176896
Número de Electrodo:	33	
Número de lecturas	632	
Espaciamiento entre electrodos:	12.5 m.	
Max. Separación (<i>n</i>):	8	
Min. (<i>a</i>)	1	
Max. (<i>a</i>):	4	
Cobertura extendida de datos	Si	
Tiempo de medida:	1.2 segundos	
Número de medidas:	2 ciclos	
Error de repetición	> 3%	
Número máx. repeticiones	2	

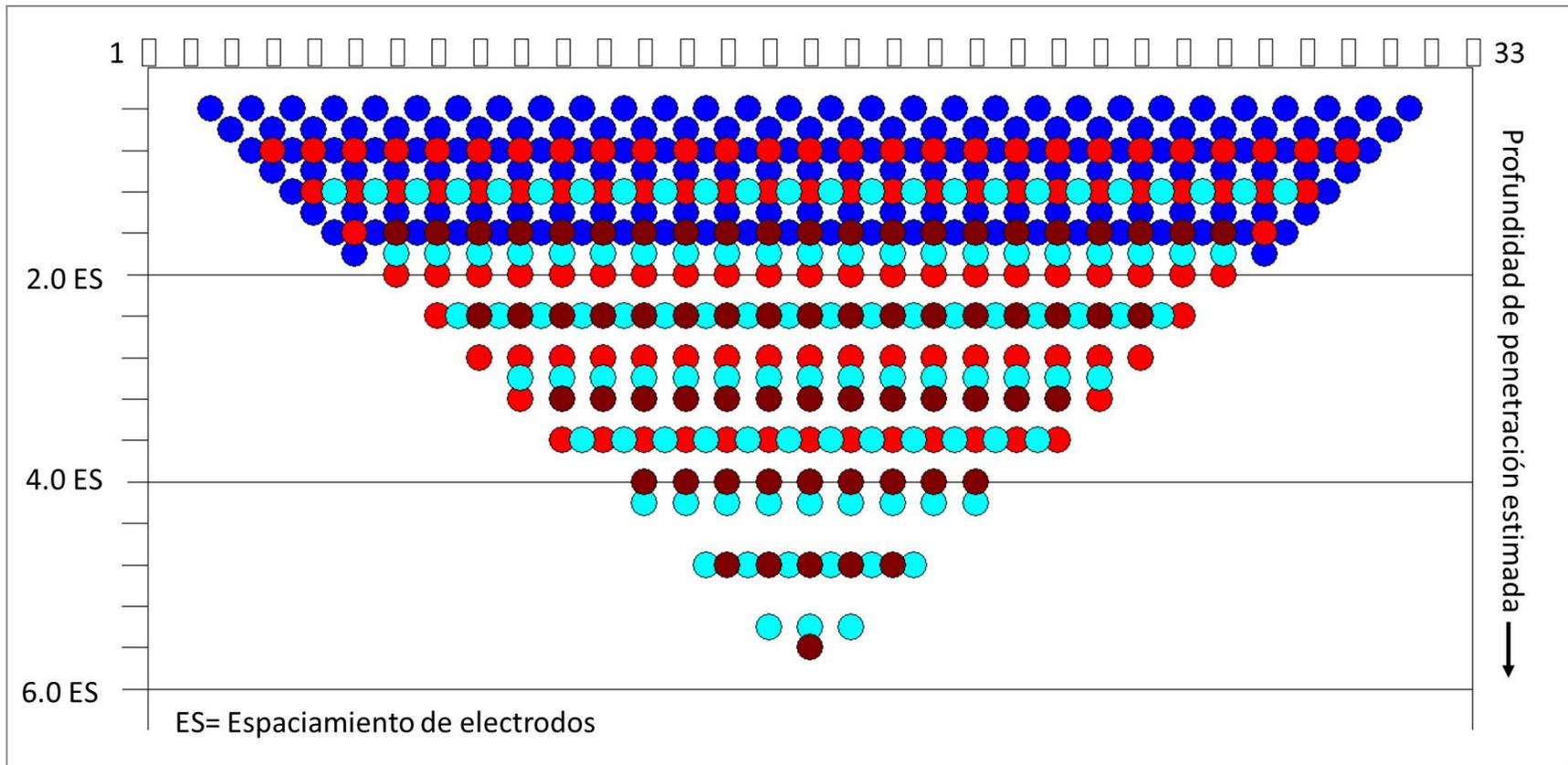


Figura 2.6. Diseño de adquisición del arreglo Dipolo-Dipolo empleado para el estudio realizado en San Juanito Itzícuaru, considerando los parámetros de diseño mostrados en la Tabla 2.3.

Para el procesamiento de los datos, se utilizó el software *AGI EarthImager 2D*. Los pasos se describen a continuación: primero, se descargaron los datos almacenados por el resistivímetro al software AGI SuperSting Administrator y luego se importaron al software de inversión *AGI EarthImager 2D*. Posteriormente, se creó un archivo con extensión “.TRN” para la corrección topográfica utilizando los datos de las coordenadas de cada electrodo. Una vez importados los datos en el software *AGI EarthImager 2D*, se seleccionaron los parámetros adecuados para realizar el procesamiento (inversión). Esto implicó especificar el número de iteraciones necesario, definir el tipo de datos de entrada o modelo inicial (calculado como el promedio de las resistividades aparentes considerando la resistividad estimada de los materiales geológicos de la zona de estudio obtenida en estudios previos), ajustar los factores de suavizado (mantenidos muy bajos en este caso, dado que se esperaba detectar la mayor cantidad de variaciones horizontales y/o laterales), y establecer las condiciones de error del programa en función de la convergencia de cada iteración y la reducción del error entre la iteración actual y la anterior.

El procesamiento de datos genera tres imágenes: la primera muestra la resistividad aparente del terreno, que es la suma de todas las resistividades de los materiales presentes; la segunda imagen representa el cálculo de las resistividades aparentes; y la tercera imagen es la sección procesada que puede ser interpretada. Además, se pueden realizar ajustes de edición, como la selección de colores para las diferentes capas y la definición de intervalos de resistividad ([García, 2019](#)).

2.2 Microtopografía del fracturamiento del suelo y efectos estructurales

El análisis de las deformaciones topográficas del terreno por efecto de la subsidencia o tectónica permite realizar una cartografía precisa y caracterización de las fallas principales y secundarias. Así mismo, este análisis permite realizar un mapeo de las afectaciones de la infraestructura en zonas urbanizadas, que pueden estar relacionadas con la subsidencia.

Para la ciudad de Morelia, se llevó a cabo un mapeo de campo en las áreas cercanas a la falla La Colina, desde el sector La Soledad (ubicado al norte de la ciudad) hasta la zona de San Juanito (ubicado al suroeste de la ciudad), abarcando las principales colonias afectadas por esta estructura geológica. Las evidencias en la superficie fueron meticulosamente cartografiadas con el objetivo de identificar posibles patrones de afectación relacionados con la actividad de la falla. Posteriormente, se procedió a correlacionar los datos obtenidos en la superficie con la información derivada del análisis realizado mediante métodos geofísicos.

Adicionalmente, se realizó un análisis microestructural con el objetivo de definir la geometría de la deformación en las trazas de falla. Este análisis se basó en el uso de modelos digitales de elevación (MDE) a escala 1:10.000 con resolución de 5 m ppx, los cuales fueron obtenidos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). También se emplearon imágenes satelitales, en particular SPOT 5, con un tamaño de píxel de 2,5 m y capacidad multispectral de 10 m. Este enfoque permitió la identificación de áreas escarpadas, cambios de pendiente y elevación, sugiriendo la presencia de las fallas.

Los daños identificados en viviendas, edificios, oficinas y en la infraestructura vial fueron registrados en libretas de campo, respaldados por evidencias fotográficas para documentar la información recopilada

(ver Figura 2.7). Al observar la orientación de las grietas en el suelo en áreas como La Soledad (Figuras 2.7A) y Manantiales, se logró hacer estimaciones sobre las direcciones generales de los planos de las fallas, aunque no se obtuvo información sobre el buzamiento o la dirección de inclinación. Los desplazamientos horizontales observados en muros, paredes y banquetas fueron medidos utilizando una cinta métrica y tomando lecturas de testigos previamente colocados (Figuras 2.7 B-E). Además, se llevaron a cabo mediciones de los saltos verticales aparentes en áreas con deformaciones superficiales a lo largo de las fallas de interés. Para esto, se tomaron medidas en varios puntos de la ciudad, algunas de ellas con la colaboración del personal de la Secretaría de Obras Públicas de Morelia. Se empleó una barra colocada en forma horizontal sobre la vialidad y una cinta métrica en forma vertical para determinar el valor aparente de los desplazamientos verticales (Figura 2.7F).



Figura 2.7. Fotografías mostrando la metodología empleada para mediciones de desplazamientos por efecto de las fallas en diferentes puntos de la ciudad de Morelia. (A) y (B) identificación de grietas y desplazamiento de muros en la colonia La Soledad (marzo, 2021), (C) medición del desplazamiento horizontal en banqueta de la colonia La Colina (octubre, 2023), (D) y (E) medición del desplazamiento horizontal en muros y paredes de construcción en la colonia Manantiales (octubre, 2018), (F) medición del desplazamiento vertical aparente en zona deformada de la Av. Héroes de Nocupétaro (octubre, 2023).

2.3 Estudio paleosismológico

La paleosismología es una herramienta que tiene como objetivo identificar y caracterizar el registro sedimentario de terremotos históricos y prehistóricos. La finalidad de estos estudios es identificar la ubicación, magnitud y el tiempo de recurrencia de los sismos asociados a fallas lentas utilizando evidencia geológica y geomorfológica. Esta técnica difiere de los estudios de geología estructural, ya que no se enfocan sobre la falla sino en caracterizar los sismos a través del registro que dejaron en los sedimentos Holocénicos (McCalpin, 2009). Los sismos corticales de magnitud inferior a 6 rara vez dejan evidencias conservadas cerca de la superficie. Por lo tanto, solo los sismos de magnitud superior ($M_w > 6,5$), que dejan deformaciones reconocibles en el registro sedimentario, pueden ser estudiados con esta técnica. Los rasgos formados durante un terremoto se describen como cosísmicos y se contrastan comúnmente con los rasgos *no* sísmicos, los cuales son formados por procesos de erosión, depositación y deformación no relacionada a sismos (McCalpin, 2009).

Existen numerosas metodologías para llevar a cabo un estudio paleosismológico. Entre ellas, se cuenta con métodos directos de exploración, mediante la apertura de trincheras paleosísmicas, para exponer los sedimentos fallados con el objetivo de medir y fechar las paleorupturas. Los principales objetivos de estas excavaciones de trincheras son determinar la edad de los grandes terremotos, estimar su(s) magnitud(es) y la tasa de movimiento de la estructura sismotectónica (McCalpin, 2009).

Para cada unidad desplazada es posible realizar datación de las muestras recolectadas para acotar la edad de los eventos sísmicos. Existen numerosos métodos de datación, entre los cuales el método de datación por ^{14}C resulta el más adecuado para obtener edades recientes (<30,000 años).

Para la ciudad de Morelia, se consideró que los segmentos de falla La Soledad, La Colina y Manantiales podrían formar parte de una misma estructura tectónica que podría representar un peligro para la ciudad. Tomando en cuenta los resultados geofísicos obtenidos en una zona rural entre las colonias San Antonio y San Juanito Itzicuaró (al suroeste de la ciudad de Morelia), donde se tenía acceso a áreas con baja intervención antrópica y condiciones adecuadas para llevar a cabo un estudio paleosismológico (e.g., preservación del registro sedimentario, presencia de escarpe poco pronunciado en contraste con secuencias lagunares), se procedió a excavar dos trincheras paleosismológicas de manera transversal a la traza estimada del segmento de falla Manantiales. La selección de los sitios se basó en criterios geomorfológicos y observaciones de campo con el objetivo de ubicar la traza de la falla en la superficie, identificar depósitos y morfologías asociadas a la actividad de la falla, encontrar lugares con un aporte sedimentario que permitiera la recolección de muestras para datación y donde el escarpe de la falla no fuera demasiado pronunciado para preservar las unidades desplazadas en los bloques afectados, según las sugerencias de McCalpin (2009).

La metodología empleada para el estudio paleosismológico en la ciudad de Morelia fue similar a la descrita por Campos (2019) y se rige por el método clásico para levantamientos paleosísmicos en fallas normales (Audemard, 2005; McCalpin, 2009). Algunas imágenes ilustrativas del proceso se muestran en la Figura

2.8. A continuación, se describe el procedimiento realizado para el caso de las trincheras de la zona de San Juanito Itzicuaró.

- 1) Se ubicaron sitios donde el escarpe de falla presenta su menor altura y con el menor ángulo de inclinación, considerando que son escarpes antiguos con expresión muy abrupta (Figura 2.8A). Se seleccionaron ubicaciones que presentaban un marcado contraste litológico entre la roca y el material sedimentario. Se realizaron excavaciones de dos trincheras, distanciadas aproximadamente 400 m entre sí, a lo largo de una inflexión del terreno que indicaba la posible presencia de la falla. Esta interpretación fue respaldada por los rasgos de deformación identificados en los resultados geofísicos. Las trincheras midieron entre 12 y 13 m de longitud y tenían 3 m de profundidad. Se utilizó un diseño de corte simple como patrón de excavación para la elaboración de las trincheras. Estas fueron estrechas y profundas al estilo Californiano indicado por [McCalpin \(1989\)](#).
- 2) Luego de concluir con las labores de la maquinaria de excavación, se garantizaron las condiciones de seguridad tanto dentro como fuera de la trinchera. Se procedió a limpiar las paredes con el uso de herramientas adecuadas (*scraper*, palas y picos) para eliminar los restos de material mezclado, lo cual facilita una interpretación más precisa de las superficies expuestas en las trincheras (Figura 2.8B).
- 3) Debido a la inestabilidad de los materiales expuestos en la pared de la trinchera, se utilizaron marcas de colores espaciadas cada 1 m tanto en sentido horizontal como en vertical para establecer puntos de referencia precisos.
- 4) Se emplearon tachuelas de colores para identificar las transiciones y contactos que delimitaban las unidades estratigráficas, así como las fallas y fisuras observadas en las paredes a analizar (Figura 2.8C). Se procedió a realizar un muestreo sistemático de las unidades y fragmentos de carbón con el propósito de llevar a cabo datación radiométrica (Figura 2.8D). Además, se realizó una descripción detallada de los materiales y estructuras observadas, asignando una nomenclatura para cada unidad estratigráfica identificada y de esta manera poder hacer referencia a estas claves (p. ej., U1, U2, etc.) en los análisis correspondientes.
- 5) Se llevó a cabo la documentación fotográfica detallada de cada celda y la trinchera en su conjunto. Esto incluyó la captura de imágenes para construir un fotomosaico mediante el uso de un software de edición (Adobe Photoshop). Además, se registraron de manera detallada las observaciones de las paredes de las trincheras a escala, plasmando la información en un esquema elaborado en papel milimetrado (Figura 2.8E), el cual posteriormente fue digitalizado con el empleo del software Adobe Illustrator.
- 6) En la fase de interpretación paleosismológica, se llevó a cabo un análisis detallado de los horizontes, contactos y propiedades de cada unidad estratigráfica observada en cada trinchera (Figura 2.8F). Este análisis permite identificar rasgos indicativos de deformaciones asociadas a la actividad de la falla, así como determinar el número de paleoterremotos preservados en el registro.



Figura 2.8 Fotografías de la campaña de campo de paleosismología en el sector San Juanito Itzicuaro. (A) proceso de excavación con retroexcavadora, (B) limpieza de pared de la trinchera a analizar, (C) identificación y establecimiento de código de colores para unidades y contactos a analizar, (D y E) construcción del esquema a escala de las observaciones, (F) análisis e interpretación preliminar, evaluación de las unidades desplazadas.

CAPÍTULO III: Evidencias geofísicas y cartografía del fallamiento en la cuenca de Llano Grande, Los Azufres

Los resultados de los estudios geofísicos que se realizaron en la cuenca de Llano Grande (CVLA) fueron presentados parcialmente en el artículo de investigación de [Aray et al. \(2021\)](#). En este capítulo, se destacan los resultados geofísicos más relevantes en términos de contribución a la amenaza sísmica reciente. Debido a la densidad de datos obtenidos en el área, algunos se presentan en el ANEXO 1 junto con otros que se consideraron que no proporcionan información relevante debido a su ubicación en la periferia de la cuenca y su caracterización de estructuras antiguas.

3.1 Datos magnéticos

A partir de los datos de Intensidad Magnética, obtenidos sobre cada estación del mallado dispuesto en la zona de Llano Grande, se obtuvo el mapa RMF y el mapa RTP como se muestra en la Figura 3.1. Estos mapas muestran casi la misma distribución de las anomalías. La diferencia entre estos mapas radica principalmente en la disposición de la anomalía B, la cual está ligeramente desplazada hacia el norte en el mapa de RTP. Dicha anomalía, en el mapa RTP, se observa de mayor extensión tanto de área como de su relieve vertical (Figura 3.1B). Considerando la precisión del mapa RTP para obtener una interpretación más directa de las fuentes magnéticas, en este trabajo nos centramos en describir los resultados obtenidos en función de las anomalías magnéticas reducidas al Polo (RTP).

Al analizar los resultados de anomalía magnética RTP (Figura 3.1B), se aprecia que el campo magnético en el área tiene una amplitud máxima de alrededor de -11 nT hacia el noroeste y el este (A, B y C en la Figura 3.1B) y un valor de amplitud mínima de alrededor de -670 nT hacia el sur y el noreste del área de estudio. Las tendencias magnéticas más importantes muestran dos orientaciones principales: Una en dirección ENE-WSW en la parte central del área de estudio, la cual es más o menos paralela a la falla de Agua Fría y, una segunda en dirección NW-SE, la cual resulta paralela a la falla La Presa (ver Figura 3.1).

El espectro de potencia promediado radialmente (Figura 2.1), sugiere niveles de profundidad promedio de la ubicación estimada de fuentes magnéticas que se encuentran en el área de estudio. Este espectro de potencia indica que la fuente más profunda está a unos 150 m y la menos profunda a unos 62 m de profundidad.

Las derivadas horizontales de las anomalías magnéticas residuales para la zona resaltan la ubicación de las principales estructuras presentes. Unas se encuentran orientadas en dirección NNW-SSE y NNE-SSW, como se muestra en el mapa de la primera derivada en la dirección X (Figura 3.2A) y, otra estructura presenta una tendencia más dominante en la dirección ENE-WSW como se observa en el mapa de la primera derivada en la dirección Y (Figura 3.2B).

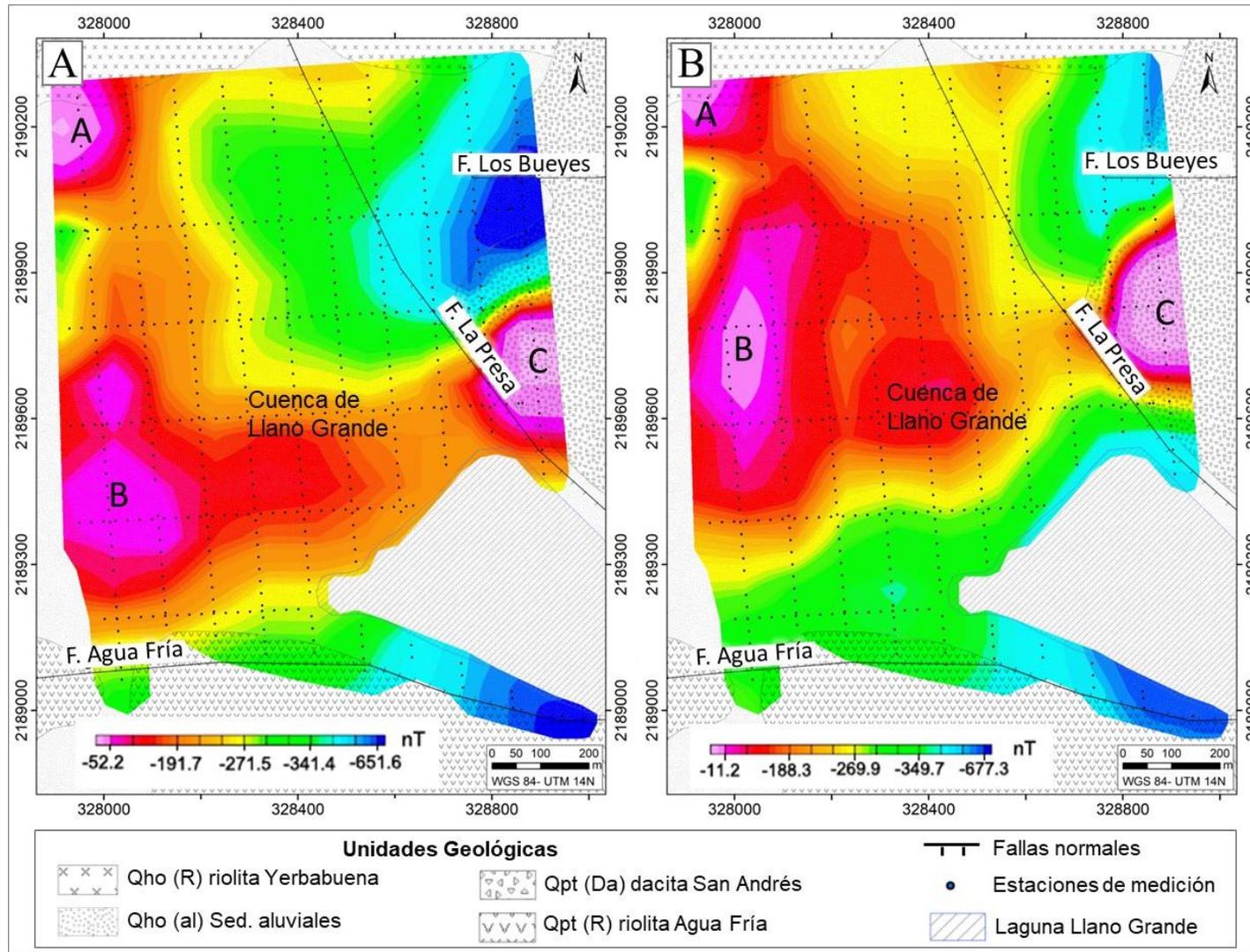


Figura 3.1. Mapas de anomalías magnéticas de la Cuenca de Llano Grande. A) Residual magnético (Mapa RMF), B) Reducción al polo (Mapa RTP). Las letras A, B y C dentro de los mapas, indican las principales anomalías interpretadas. Tomado de Aray et al. (2021).

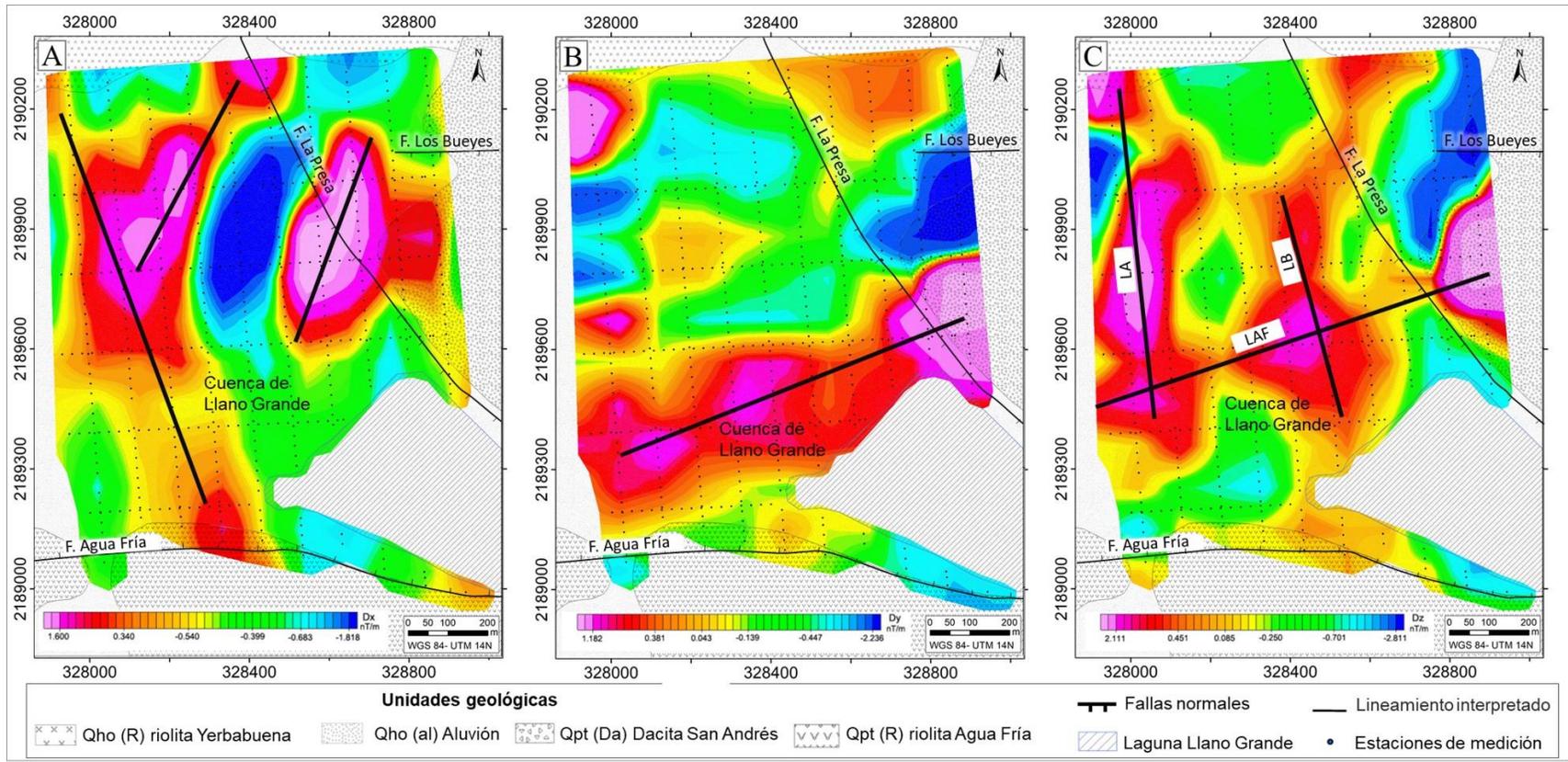


Figura 3.2. Principales lineamientos interpretados sobre los mapas procesados de anomalías magnéticas reducidas al Polo. A) Primera derivada horizontal en dirección X, B) Primera derivada horizontal en dirección Y, C) Primera derivada vertical en dirección Z. LAF= Lineamiento Agua Fria, LA= Lineamiento A, LB= Lineamiento B. Modificado de [Aray et al. \(2021\)](#).

Por su parte, el mapa de la derivada en dirección Z (vertical; Figura 3.2C) permitió definir los bordes de las estructuras magnetizadas y redujo la complejidad de las anomalías observadas en los mapas de derivadas horizontales. A partir de estos resultados, se sugiere que los principales lineamientos magnéticos en esta zona corresponden a estructuras que tienen una tendencia NNW-SSE y NE-SW como se indica con las líneas negras (LA, LB, LAF) en el mapa de la Figura 3.2C.

Para este estudio, consideramos el enfoque en estructuras tectónicamente activas que por estudios previos presentan una orientación similar al sistema de fallas Morelia- Acambay. Por esta razón, se ha seleccionado el lineamiento magnético central de la cuenca de orientación NE-SW al que se llamó Lineamiento Agua Fría (LAF; Figura 3.2C), para ser analizado con los estudios de georradar y de refracción. La nomenclatura empleada para este lineamiento (LAF) se colocó en base a que este lineamiento magnético que se extiende de oeste a este en los mapas (Figuras 3.2B, 3.2C), podría ser la extensión hacia el este, parcialmente oculto bajo el registro sedimentario, del segmento norte de la falla de Agua Fría, la cual ha sido mapeada considerando su escarpe topográfico entre la planta geotérmica de la CFE (LAGF) y la cuenca de Llano Grande (Figura 1.4A). Considerando la morfología y la orientación de esta falla, se tuvo la sospecha que está activa, por lo cual su estudio neotectónico representó un desafío para la evaluación de la amenaza sísmica de la zona.

3.2 Georradar (GPR)

Considerando la ubicación y rasgos morfológicos de las principales estructuras tectónicas identificadas en la cuenca de Llano Grande (ver Figura 1.4), el espacio disponible para la realización de perfiles geofísicos y los principales lineamientos magnéticos identificados en la zona (Figura 3.2), se dispusieron un total de 18 perfiles de medición de georradar como se muestra en la Figura 3.3.

Las zonas de evaluación dentro de la cuenca se dividieron en 3 sectores de interés (norte-N, centro-C y sur-S; Figura 3.3). En esta sección se presentan los resultados de los perfiles de georradar que muestran cambios importantes en la continuidad. El resto de los perfiles que no se presentan en esta sección, se muestran en el ANEXO 1.

En los perfiles GN1, GN2 y GN3, ubicados en la zona más norte de la cuenca (Figura 3.4) se pudieron identificar cuatro zonas (Z1, Z2, Z3 y Z4), basado en el patrón de reflexión de los radargramas. Estas zonas describen cuatro secuencias estratigráficas de diferente respuesta electromagnética. Estas zonas se encuentran coloreadas en los radargramas interpretados y muestran la variación lateral del espesor de cada secuencia. Debido a que la secuencia más somera (Z1) corresponde a la respuesta por la onda directa en el terreno, en esta zona se enmascara la capa más superficial del terreno, la cual también podría estar afectada por las discontinuidades indicadas en las capas inmediatamente subyacentes. La zona Z1, situada entre 0 y 20 ns en los radargramas, presenta un espesor de alrededor de 0,5 m. Subyacente a esta capa se encuentra una unidad de alta atenuación de la señal la cual se caracteriza por un patrón de reflectividad caótico con espesores variables a lo largo de los tres perfiles GN1, GN2 y GN3 (Figura 3.4). Bajo el perfil GN3 (Figura 3.4C), ubicado más al este de esa zona, se observa el mayor espesor (1-1,5 m) de la secuencia intermedia Z2, hacia el sur del perfil. La zona Z3 en los radargramas, presenta difracciones a lo largo de

todos los perfiles con discontinuidades laterales que resaltan a diferentes distancias, siendo de aspecto más caótico bajo el perfil GN3 (Figura 3.4C). La zona más profunda identificada en los radargramas (Z4), es la zona de mayor atenuación de la señal donde apenas se logran apreciar ciertos reflectores discontinuos a lo largo de los perfiles con zonas de pérdida de la señal bajo la ubicación estimada de las cárcavas identificadas en superficie.

Alrededor de 80 m de distancia sobre el perfil GN1, entre 120-150 m a lo largo de GN2 y entre 130-140 m de distancia sobre el perfil GN3, se indican una serie de discontinuidades laterales con las líneas continuas (discontinuidades principales) y líneas discontinuas (discontinuidades secundarias) en color rojo las cuales afectan visiblemente las secuencias Z2 y Z3 en los registros interpretados (ver Figura 3.4).

En el perfil GC3, se definieron tres zonas principales basadas en el patrón de reflexión (Figura 3.5A). La zona superior, situada entre 0 y 30 ns (Z1), se caracteriza por señales subhorizontales de alta reflectividad de unos 0,5 m de espesor. Estas secuencias de reflectores someros, enmascarados con la respuesta de la onda directa, se encuentran sobre una unidad intermedia de alta atenuación (Z2), caracterizada por un patrón discontinuo de reflectividad que presenta mayor espesor en la zona central del perfil alrededor de 120 m de distancia (Figura 3.5A). La zona Z3, se caracteriza por presentar varias discontinuidades laterales que describen una secuencia reflectora tipo pliegue que se atenúa en profundidad por debajo de 2883 m de elevación. En el registro GC3, las líneas rojas continuas y segmentadas indican las discontinuidades de los reflectores que cruzan subverticalmente todas las secuencias. A unos 110 m a lo largo del perfil, los reflectores de radar distorsionados exhiben un desplazamiento vertical de casi 1,5 m con suave buzamiento hacia el NE.

En el perfil GC2, se identificaron igualmente tres zonas (Z1, Z2 y Z3) basadas en el patrón de reflexión (Figura 3.5B). La zona superior, situada entre 0 y 20 ns aproximadamente (Z1; Figura 3.5B), se caracteriza por señales subhorizontales de alta reflectividad de unos 0,5 m de espesor. En esta zona se encuentra la respuesta de la onda directa que enmascara las primeras capas del terreno. Estas capas se encuentran sobre una unidad intermedia de alta atenuación (alrededor de 1,5 m de espesor en el centro del perfil) la cual se caracteriza por un patrón caótico de reflectividad (Z2; Figura 3.5B). En la parte inferior, la tercera zona (Z3) se caracteriza por reflectores plegados subcontinuos con algunas discontinuidades indicadas con líneas rojas continuas y segmentadas que cruzan subverticalmente todas las secuencias de reflectores en el registro. Entre 40 y 60 m de distancia a lo largo del perfil GC2, estas discontinuidades describen un desplazamiento de las secuencias de alrededor de 1 m.

Los registros GN8 y GN9, obtenidos sobre el costado oriental de la laguna (Figura 3.6), muestran una respuesta de la señal similar entre ellos. En estos registros se identificaron 4 zonas (Z1, Z2, Z3 y Z4), basado en el patrón de reflexión de las secuencias. En la zona Z1, se encuentra la respuesta de la onda directa en los primeros metros de profundidad (~ 1 m de espesor), la cual enmascara la señal de las deformaciones más someras. Una zona intermedia Z2, se identifica con secuencias de reflectores atenuados, conformando una capa que se engrosa visiblemente hacia el SE, alcanzando espesores de alrededor de 3 m. La zona Z3 se caracteriza por reflectores subcontinuos que están visiblemente alterados por la presencia de discontinuidades que cruzan subverticalmente desde las secuencias más profundas,

sugiriendo la presencia de deformaciones primarias (líneas continuas en color rojo) y secundarias (líneas segmentadas en rojo). Entre 10 y 30 m de distancia horizontal a lo largo del perfil GN9 (Figura 3.6A) y entre 180 y 190 m de distancia sobre el perfil GN8 (Figura 3.6B), estas discontinuidades describen desplazamientos de las secuencias de alrededor de 1 m, con caída de bloques en sentido al NW.

Otro cambio importante en la continuidad de los reflectores se interpretó en alrededor de 80 m de distancia sobre el perfil GN9 (Figura 3.6A) y a los 120 m de distancia sobre el perfil GN8 (Figura 3.6B). Este cambio sugiere desplazamientos subverticales de las secuencias de la zona Z2, con caída de bloques hacia el SE.

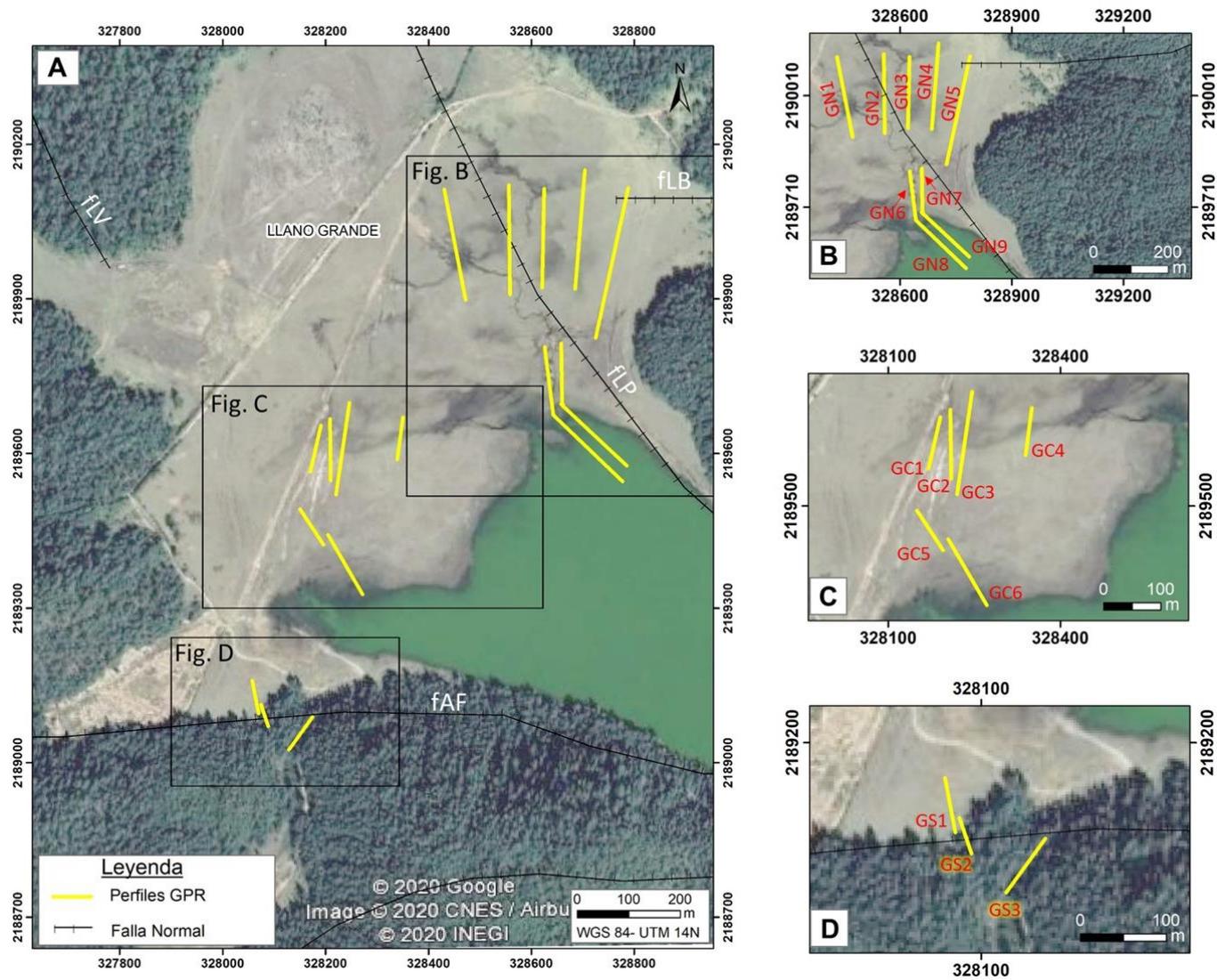


Figura 3.3. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los 18 perfiles de GPR dispuestos, B) acercamiento en la zona noreste de la cuenca, C) acercamiento en la zona central de la cuenca, D) acercamiento en la zona más sur, que da acceso al área de estudio. fLV= falla Laguna Verde, fLB= falla Los Bueyes, fLP=falla La Presa, fAF= falla Agua Fría.

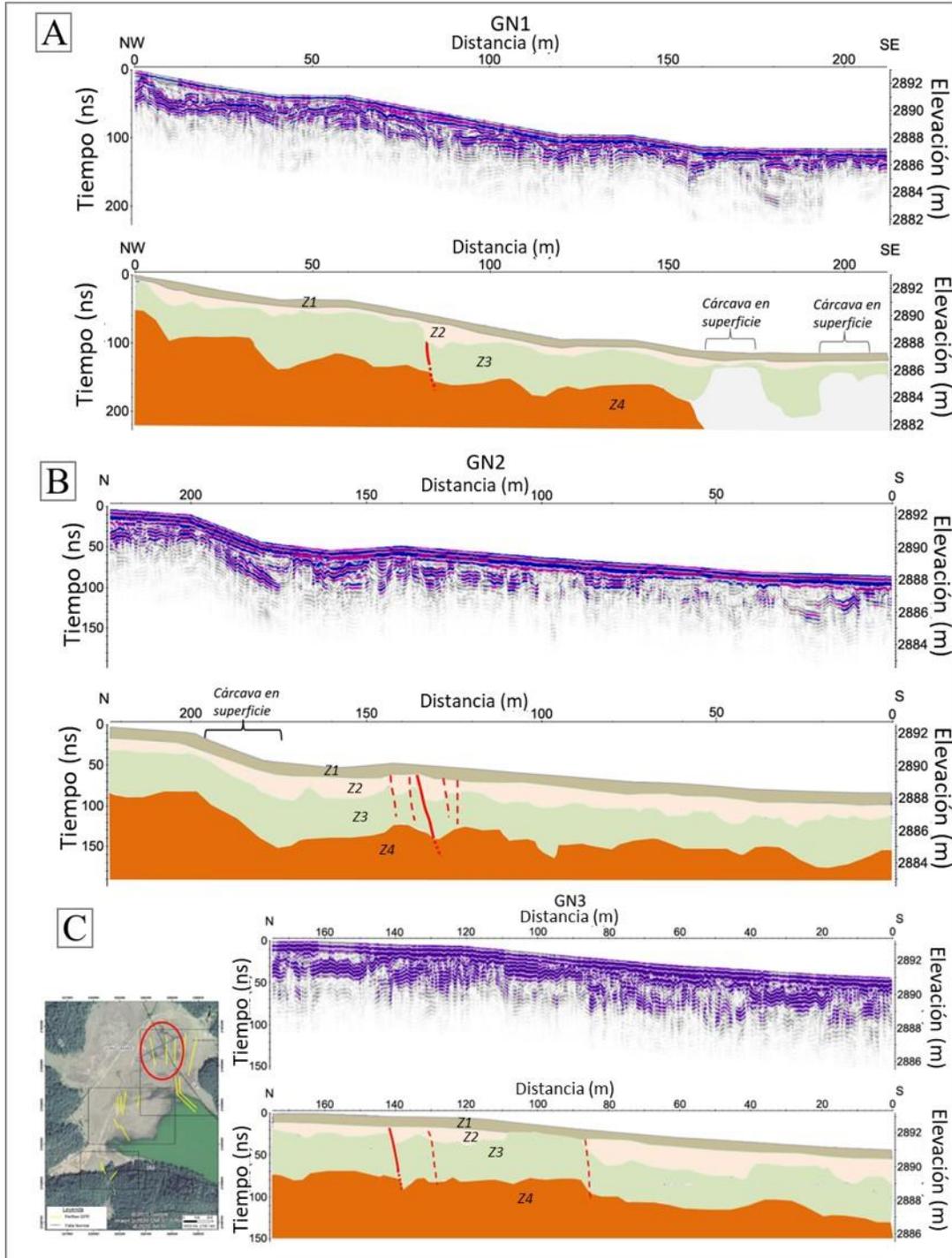


Figura 3.4. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte más norte de la cuenca de Llano Grande. A) Perfil GN1 donde se indica la ubicación en superficie de las cárcavas observadas en campo. Exageración vertical= $\sim 3,6x$. B) Perfil GN2 donde se indica la ubicación en superficie de la cárcava observada en campo. Exageración vertical= $\sim 4,3x$. C) Perfil GN3 con la identificación de las discontinuidades principales con las líneas en color rojo. Exageración vertical= $\sim 5x$. Se muestra la ubicación relativa de los perfiles en vista aérea (ver Fig. 3.3 para mayor detalle). Los diferentes colores representan los cambios de la respuesta electromagnética describiendo las zonas Z1, Z2, Z3 y Z4, reportadas en el texto.

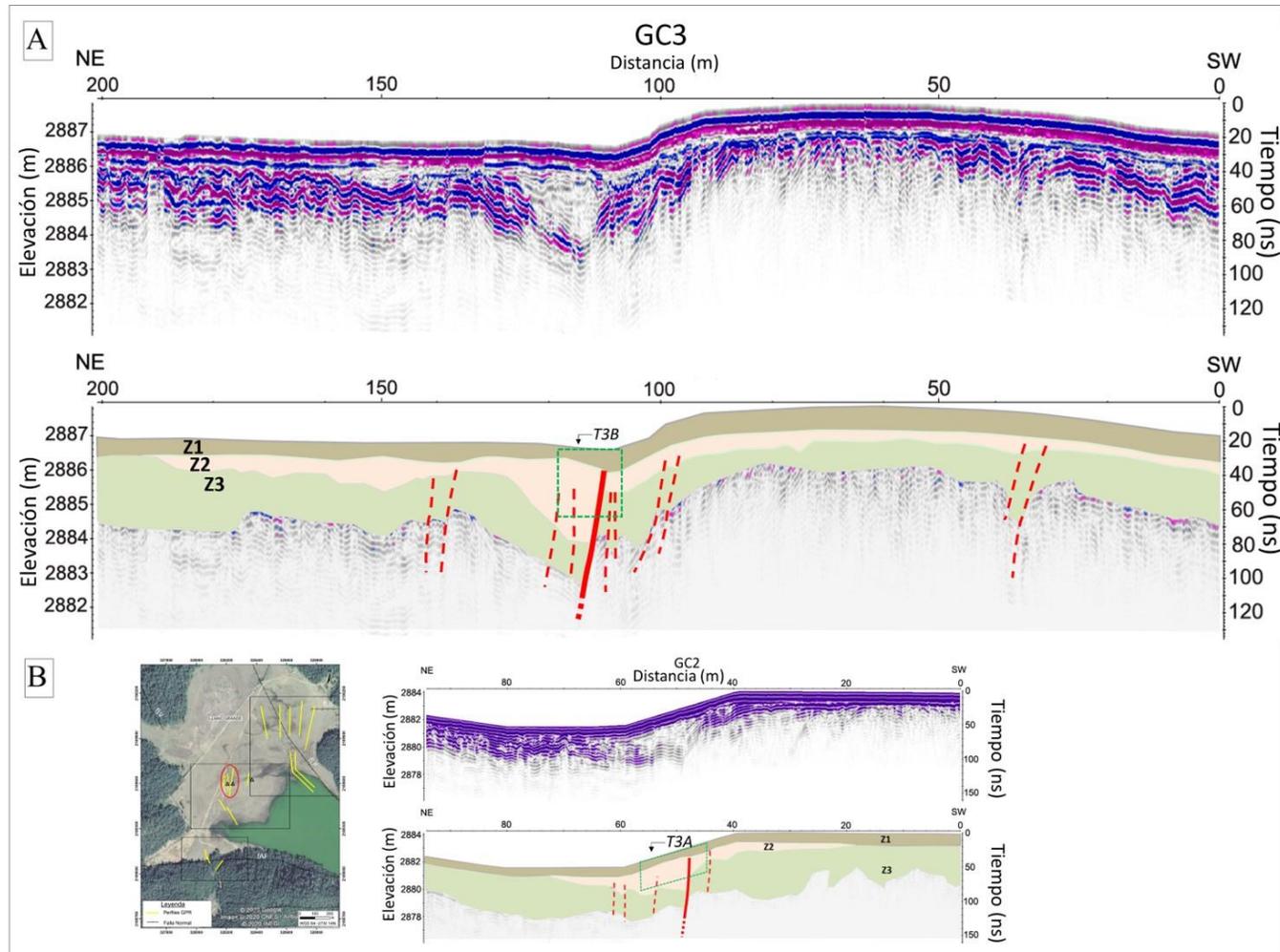


Figura 3.5. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte central de la cuenca de Llano Grande. Modificado de Aray et al. (2021). A) Perfil GC3 con la identificación de las discontinuidades principales con las líneas en color rojo. Exageración vertical= $\sim 6,2x$. B) Perfil GC2 con la identificación de las discontinuidades principales con las líneas en color rojo. Exageración vertical= $\sim 2,4x$. Se muestra la ubicación relativa de los perfiles en vista aérea (ver Fig. 3.3 para mayor detalle) indicando con triángulos en negro la ubicación espacial de las trincheras paleosísmicas T3A, T3B y T3C del trabajo de Campos (2019). Los recuadros en color verde representan la proyección lateral de las trincheras T3A y T3B sobre la línea de los perfiles de GPR. Los diferentes colores representan los cambios de la respuesta electromagnética describiendo las zonas Z1, Z2 y Z3, reportadas en el texto.

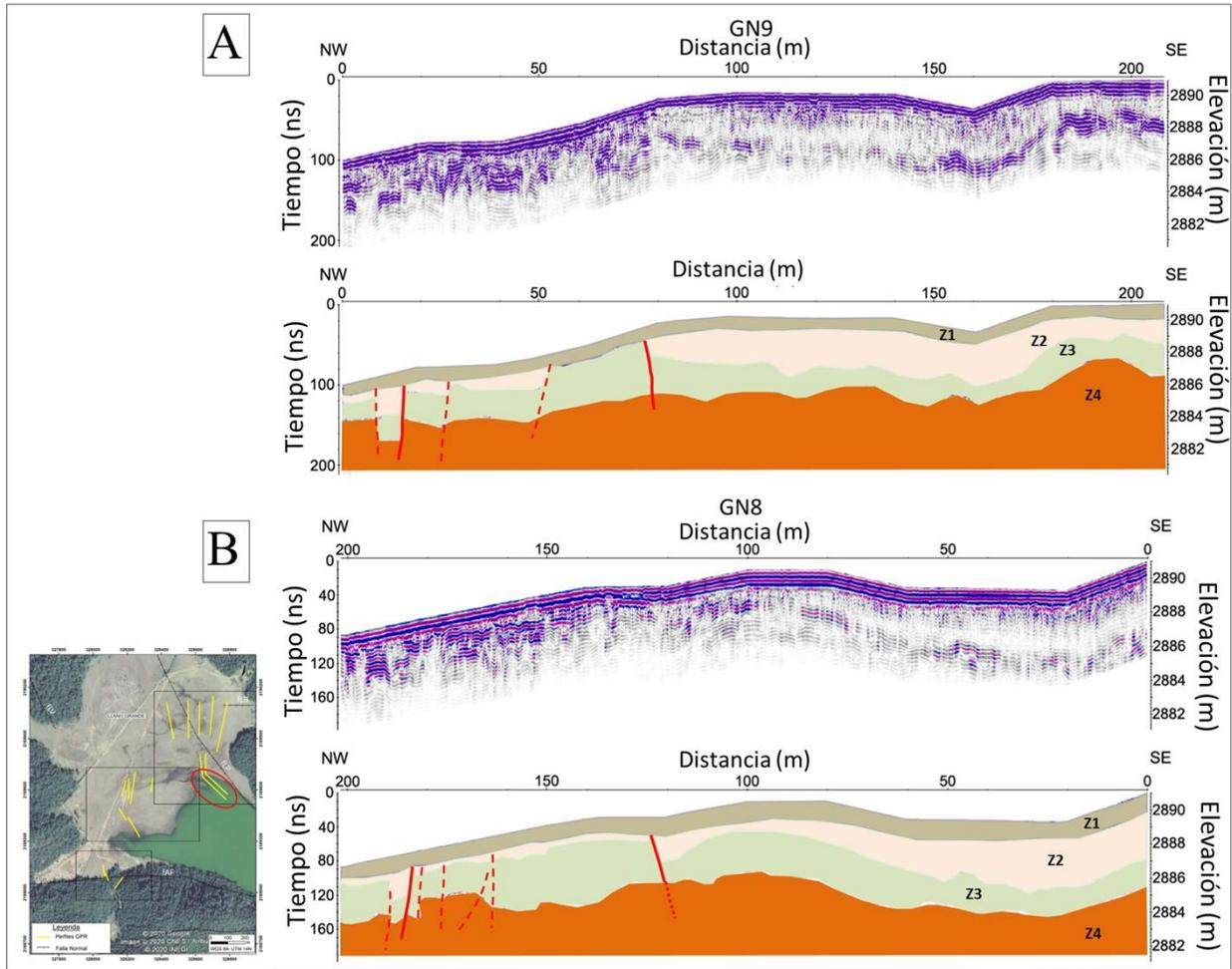


Figura 3.6. Perfiles de GPR procesados e interpretados, adquiridos usando antenas de 100 MHz, en la parte oriental de la cuenca de Llano Grande. A) Perfil GN9 con la identificación de principales discontinuidades con las líneas en color rojo. Exageración vertical= $\sim 4x$. B) Perfil GN8 mostrando las principales discontinuidades con las líneas en color rojo. Exageración vertical= $\sim 4,1x$. Se muestra la ubicación relativa de los perfiles en vista aérea (ver Fig. 3.3 para mayor detalle). Los diferentes colores representan los cambios de la respuesta electromagnética describiendo las zonas Z1, Z2, Z3 y Z4, reportadas en el texto.

3.3 Refracción sísmica

Considerando el espacio disponible, las áreas delimitadas para el estudio con georradar y los rasgos morfológicos de las estructuras tectónicas inferidas en la cuenca de Llano Grande (ver Figura 1.4), se establecieron 6 perfiles para la medición de sísmica de refracción como se muestra en la Figura 3.7. Estos perfiles son aproximadamente paralelos a los de GPR y han sido ubicados teniendo en cuenta los principales lineamientos magnéticos identificados en la zona (Figura 3.2).

Las zonas de evaluación dentro de la cuenca se dividieron en 3 sectores de interés (norte-N, centro-C y sur-S; Figura 3.7), similar a la distribución de los perfiles de GPR (ver Figura 3.3). En esta sección se presentan los resultados de los perfiles sísmicos que muestran cambios de velocidad relevantes en el registro que podrían ser sugerentes de estructuras geológicas presentes en el subsuelo.

Dos perfiles, SN1 y SN2, se adquirieron con orientación aproximadamente N-S, transversal a la continuidad de la falla inferida Los Bueyes (ver Figura 3.7), aproximadamente paralelos a los perfiles GPR del norte (GN1-GN5). En la Figura 3.8, se muestran los modelos interpolados en escala de colores, el trazado de rayos y las primeras llegadas de la onda sísmica ajustadas a los tiempos de viaje calculados del modelado directo para los perfiles SN1 y SN2.

El perfil SN1, muestra un cambio vertical gradual en las velocidades de ondas P, variando aproximadamente entre 130 m/s en el tope a 400 m/s en el fondo del registro (Figura 3.8A). Los cambios laterales abruptos entre 40-60 m/s se indican en la capa más somera con líneas segmentadas en color negro. Estos cambios en los primeros 5 m de profundidad permitieron interpretar una zona de baja velocidad entre 40 y 120 m a lo largo del perfil, pero no muestran expresión en las capas más profundas. Se observa un cambio lateral a partir de los 120 m a lo largo del perfil, en el cual se interpretó una variación lateral de la velocidad de alrededor de 30 m/s que muestra un engrosamiento hacia el sur (S) de la capa de velocidad de alrededor de 270 m/s, por debajo de 40 m de profundidad.

El perfil SN2, muestra algunos cambios laterales de velocidades de ondas P en los primeros 5 m de profundidad (indicados con las líneas segmentadas en color negro), con variaciones de alrededor de 50 m/s. Las velocidades varían gradualmente entre 150 m/s en el tope y 390 m/s en el fondo del registro (Figura 3.8B). No se observan variaciones laterales importantes de velocidad por debajo de 5 m de profundidad.

Dos perfiles, SL1 y SL2, se adquirieron con orientación NW-SE, dispuestos transversales a la continuidad este del LAF (identificado a partir de los datos magnéticos), aproximadamente paralelos a los perfiles GPR GN8 y GN9. En la Figura 3.9, se muestran los modelos interpolados en escala de colores, el trazado de rayos y las primeras llegadas de la onda sísmica ajustadas a los tiempos de viaje calculados del modelado directo para los perfiles SL1 y SL2.

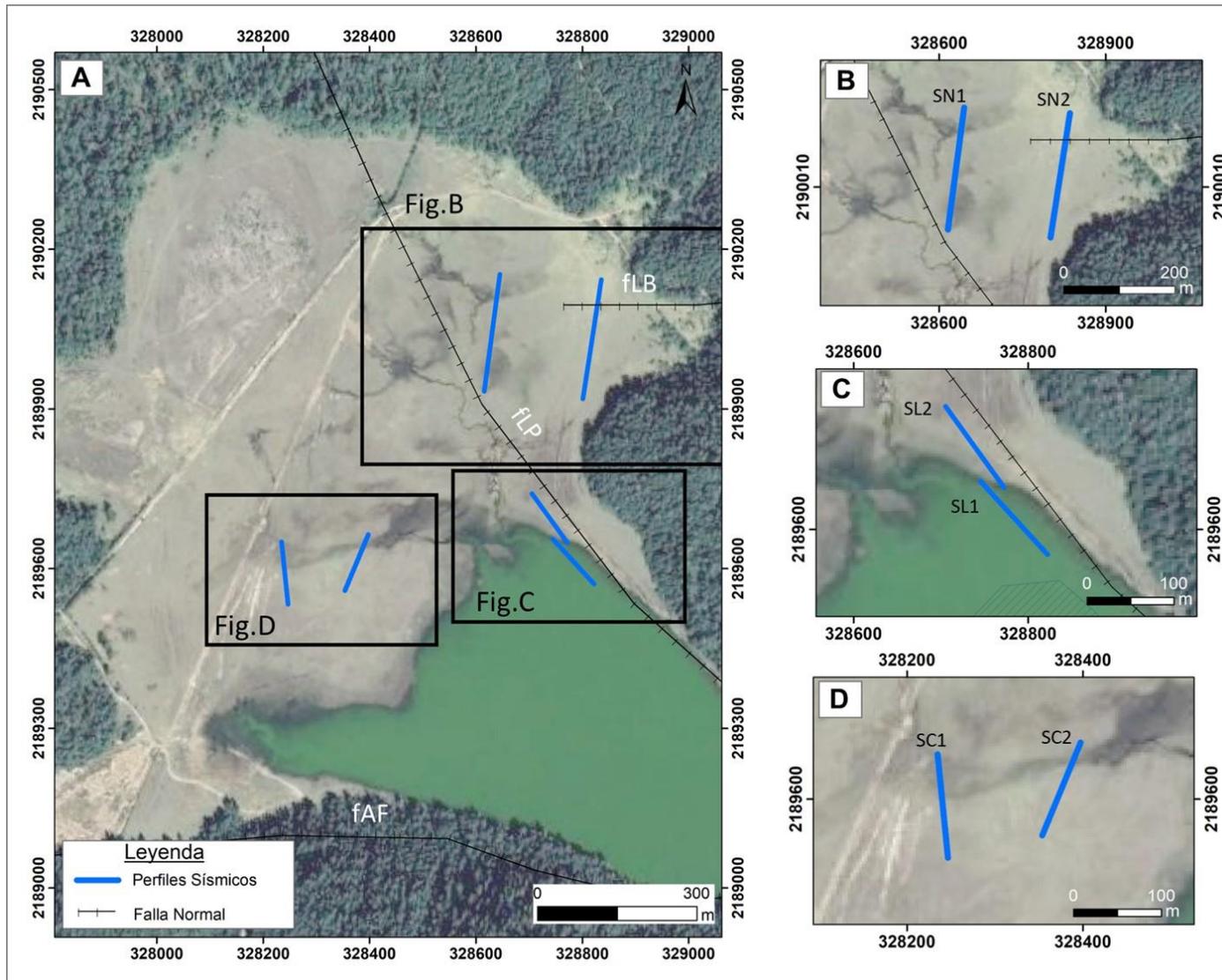


Figura 3.7. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los 6 perfiles sísmicos dispuestos, B) acercamiento en la zona noreste de la cuenca, C) acercamiento en la zona oriental de la laguna, D) acercamiento en la zona central del área de estudio. fLB= falla Los Bueyes, fLP=falla La Presa, fAF= falla Agua Fría.

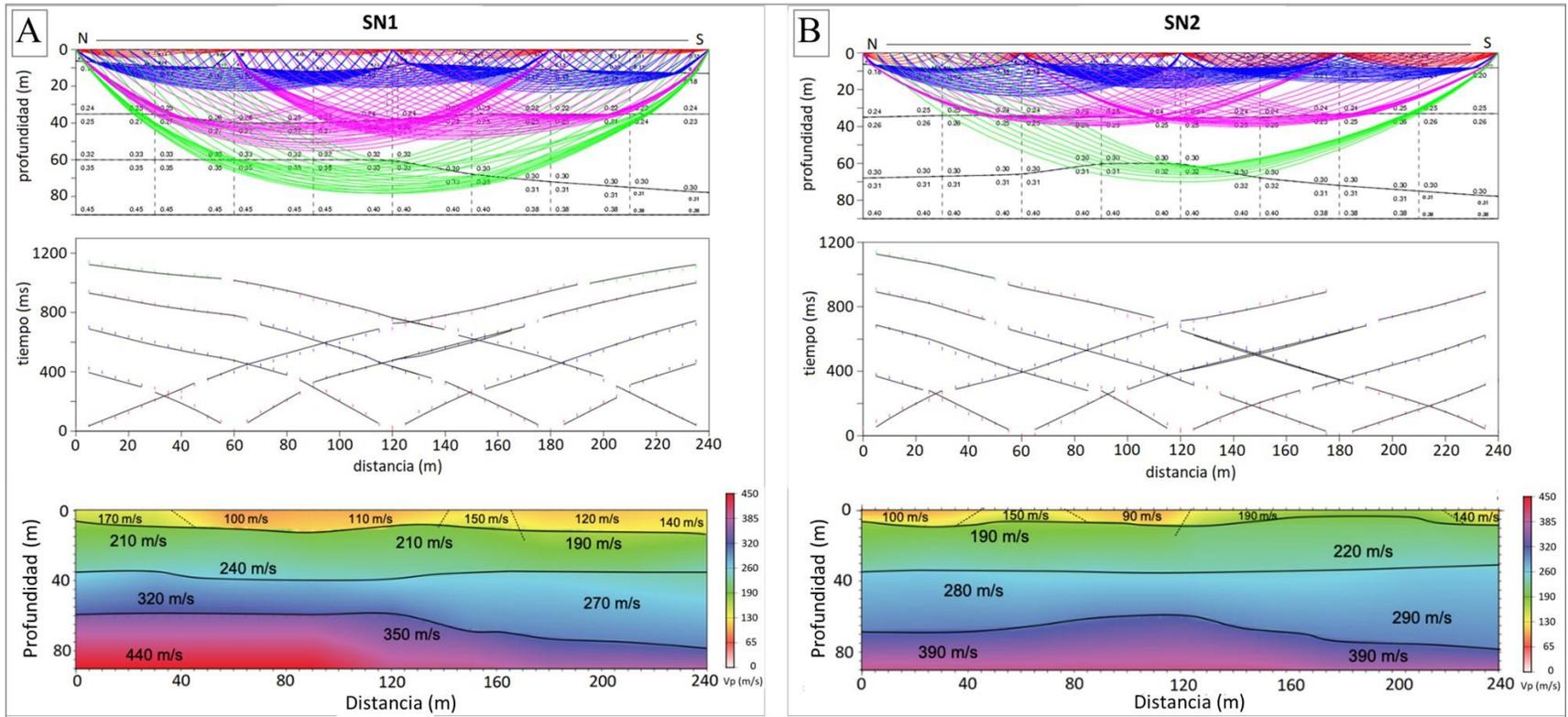


Figura 3.8. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo coloreado interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona norte de la cuenca de Llano Grande, SN1 (A) y SN2 (B). Las líneas punteadas en color negro muestran cambios laterales abruptos de velocidad en los modelos interpolados para los primeros 5 m de profundidad (no hay exageración vertical).

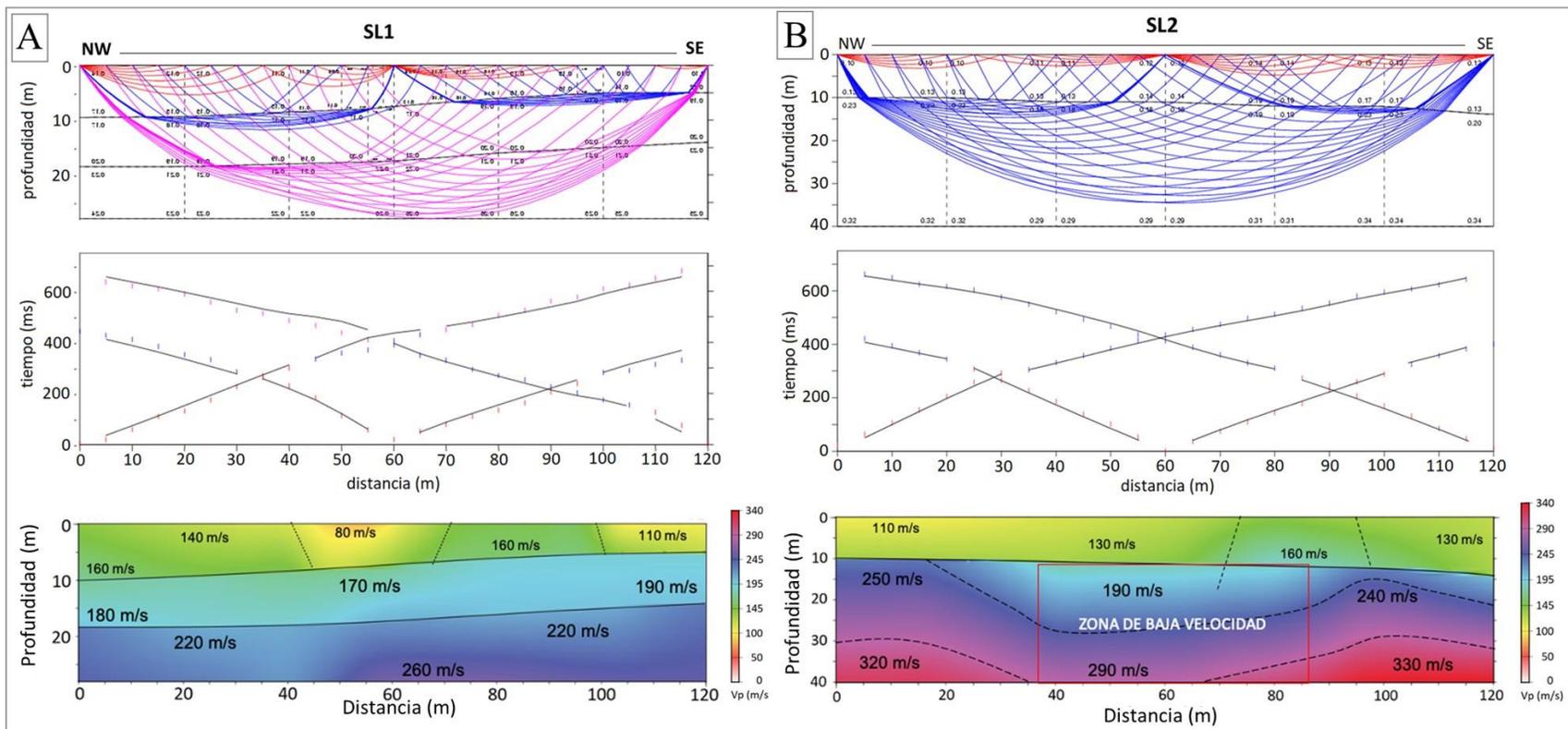


Figura 3.9. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona oriental de la cuenca de Llano Grande, SL1 (A) y SL2 (B). Las líneas punteadas en color negro muestran cambios laterales y verticales abruptos de velocidad en los modelos interpolados. El área de baja velocidad en profundidad en el centro del perfil SL2, está resaltada con un rectángulo rojo (no hay exageración vertical).

El perfil SL1, muestra algunos cambios laterales de velocidades de ondas P en los primeros 10 m de profundidad (indicados con las líneas segmentadas en color negro), con variaciones de entre 40 y 80 m/s (Figura 3.9A). Las velocidades varían gradualmente entre 80 m/s en el tope y 260 m/s en el fondo del registro, observando velocidades inferiores a aquellas interpretadas para el perfil SL2 (ver Figura 3.9B). No se observan variaciones laterales importantes de velocidad por debajo de 10 m de profundidad.

El perfil SL2, muestra un incremento vertical gradual en las velocidades de ondas P, variando aproximadamente entre 130 m/s en el tope a 300 m/s en el fondo del registro (Figura 3.9B). Los cambios laterales abruptos de alrededor de 30 m/s se indican en la capa más somera (primeros 10 m de profundidad) con líneas segmentadas en color negro. Estos cambios describen una zona de alta velocidad en las capas más someras, entre 60 y 100 m a lo largo del perfil, pero no muestran continuidad clara en las capas más profundas, ya que se observa un contraste lateral de alrededor de 50 m/s a los 80 m de distancia del perfil. Este contraste lateral, a su vez, permite interpretar una zona de baja velocidad visible entre 30 y 90 m a lo largo del perfil SL2, la cual se extiende a profundidades mayores de 30 m (cuadro en rojo; Figura 3.9B).

Dos perfiles, SC1 y SC2, se adquirieron con orientación NW-SE, dispuestos transversales al LAF (identificado a partir de los datos magnéticos), aproximadamente paralelos a los perfiles GPR GC2 y GC3. En la Figura 3.10, se muestran los modelos interpolados en escala de colores, el trazado de rayos y las primeras llegadas de la onda sísmica ajustadas a los tiempos de viaje calculados del modelado directo para los perfiles SC1 y SC2.

El perfil SC1, muestra un incremento vertical gradual en las velocidades de ondas P, variando aproximadamente desde 130 m/s en la parte superior hasta a 340 m/s en la parte inferior del registro (Figura 3.10A). Los cambios laterales abruptos de ondas P, entre 40 y 60 m/s, se indican en las primeras dos capas (visiblemente hasta 20 m de profundidad) con líneas segmentadas en color negro. Se interpretó una zona de baja velocidad entre 35 y 85 m a lo largo del perfil SC1, la cual se extiende a profundidades de hasta 35 m (cuadro en rojo; Figura 3.10A).

El perfil SC2, muestra un aumento vertical gradual en la velocidad de la onda P desde velocidades mínimas de 100 m/s (lado superior NE del perfil) hasta 290 m/s (Figura 3.10B). Las velocidades obtenidas para este perfil son inferiores a las observadas en SC1. Se distinguen variaciones de velocidad lateralmente de al menos 50 m/s las cuales se indican con líneas negras segmentadas, desde el tope a la base del registro. Estas variaciones bruscas de velocidad lateral se identificaron entre aproximadamente 15 y 50 m a lo largo del perfil. En el perfil SC2, las velocidades más bajas son visibles en la parte noreste del perfil. Una zona de baja velocidad se profundiza por debajo de los 10 m hacia el extremo NE del perfil, a una distancia entre 0 y 15 m a lo largo del mismo (Figura 3.10B).

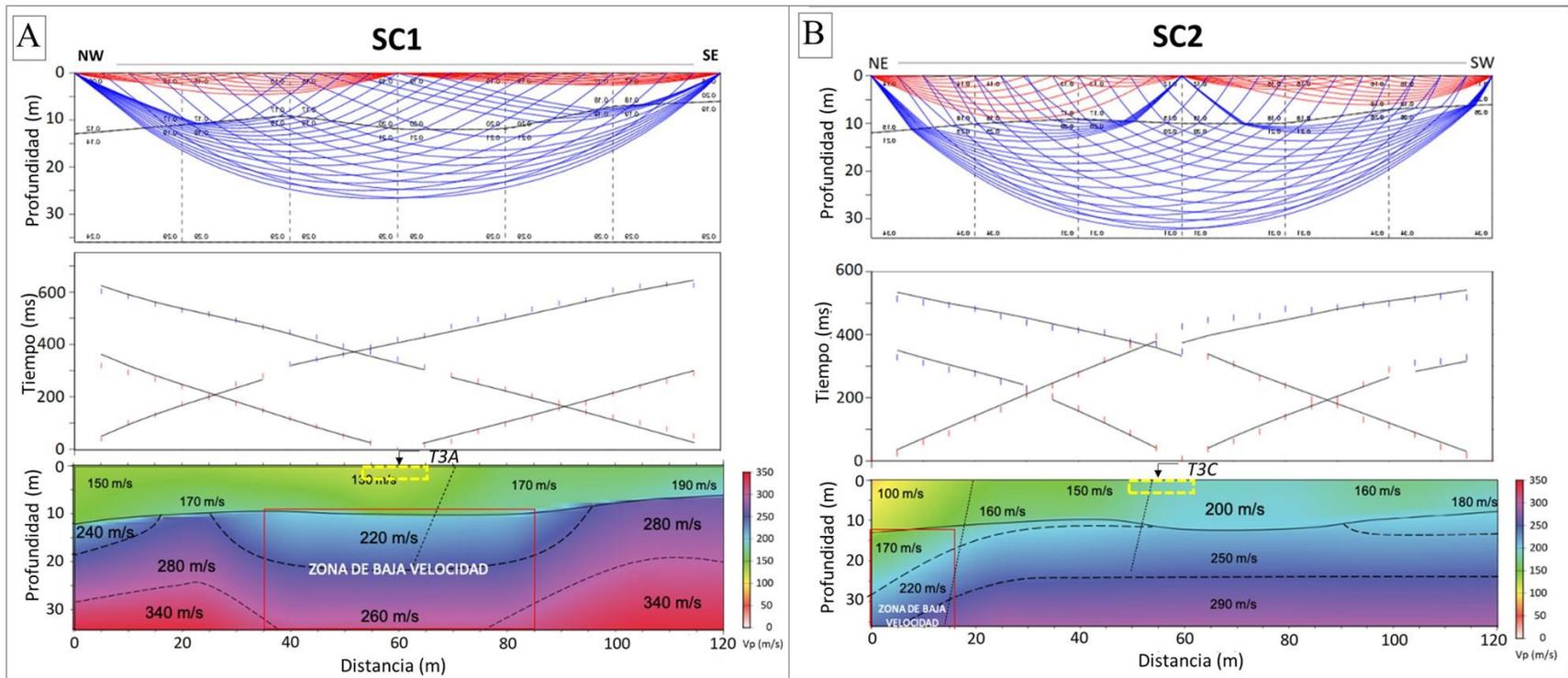


Figura 3.10. Modelos de trazado de rayos, tiempos de llegadas obtenidos de secciones sísmicas (guiones verticales de colores) y tiempos calculados del modelado directo (líneas negras continuas), así como modelo interpolado con escala de colores para velocidades sísmicas obtenidas para los perfiles de la zona central de la cuenca de Llano Grande, SC1 (A) y SC2 (B). Las líneas punteadas en color negro muestran cambios laterales y verticales abruptos de velocidad en los modelos interpolados. El área de baja velocidad en profundidad está resaltada con un rectángulo rojo en ambos registros. Los cuadros de líneas segmentadas en color verde indican la proyección lateral de las trincheras 3A (T3A) y 3C (T3C) del trabajo de Campos (2019) sobre los perfiles sísmicos (no hay exageración vertical). Modificado de Aray et al. (2021).

3.4 Interpretación de perfiles geofísicos

Las anomalías magnéticas permiten describir la presencia de diferentes unidades que se interpretan como rocas volcánicas (base) y sedimentarias, a partir de la interpretación de las amplitudes altas y bajas, observadas en los mapas magnéticos. En líneas generales, las interpretaciones de los mapas de anomalías magnéticas (ver Figuras 3.1 y 3.2) se correlacionan bastante bien con las estructuras geológicas que han sido inferidas y reportadas en trabajos previos (e.g., [De La Cruz et al., 1983](#); [Campos, 2019](#)). La anomalía A, identificada en los mapas RMF y RTP (Figura 3.1), podría estar asociada con las rocas volcánicas fuertemente magnetizadas que están presentes en lo que se identificó como la unidad riolítica La Yerbabuena ([Dobson y Mahood, 1985](#); [Macías et al., 2008](#)). Por otra parte, la anomalía C podría estar relacionada a la firma magnética de las rocas volcánicas que conforman el domo dacítico de San Andrés ([Dobson y Mahood, 1985](#)). Las estructuras potencialmente relevantes para los estudios de amenaza sísmica en la región, debido a su orientación similar al campo de esfuerzo regional, fueron identificadas al analizar los mapas de derivadas direccionales del campo magnético, las cuales atraviesan el basamento de la cuenca de Llano Grande (Figura 3.2). Algunas de las soluciones sugieren la presencia de lineamientos en los mapas magnéticos que posiblemente están relacionados a la presencia de fallas sin expresión superficial de orientación NE-SW y NNW-SSE. Las anomalías A y B que se interpretan en la Figura 3.1, presentan una elongación paralela a la falla La Presa de orientación NNW-SSE. La alineación formada por estas anomalías podría corresponder al bloque levantado por la falla Laguna Verde donde podrían estar enterrados depósitos de la secuencia de riolitas Yerbabuena. Las fallas Laguna Verde y La Presa están asociadas con las provincias tectónicas de Cuencas y Sierras (*Basin and Range* por su terminología en inglés) y han sido documentadas y referidas en el límite este del área productora del campo geotérmico a partir de estudios regionales (e.g. [De La Cruz et al., 1983](#); [Dobson y Mahood, 1985](#); [Garduño-Monroy, 1987](#); [López-Hernández, 1991](#)), por lo que no se cuenta con una precisión de su cartografía dentro de la cuenca de Llano Grande.

En el mapa de derivada direccional en Z (Figura 3.2C), se interpretaron dos lineamientos identificados como A (LA) y B (LB), que por sus ubicaciones en el mapa, podrían representar la prolongación sur de la falla Laguna Verde bajo el depósito aluvial (LA) y la continuidad de la falla La Presa dentro de la cuenca de Llano Grande (LB). Sin embargo, por la orientación de estos lineamientos, se puede sugerir que están relacionados con estructuras más antiguas de orientación N-S, las cuales no muestran expresión morfológica dentro de la cuenca. No se puede precisar a qué corresponden estas estructuras en profundidad, ya que no se cuenta con otros estudios que complementen los datos magnéticos para analizar estos lineamientos. Por lo tanto, se requiere de estudios más enfocados sobre las fallas La Presa y Laguna Verde que permitan caracterizar sus expresiones en subsuelo a partir de la integración de información geofísica y de superficie.

Es importante destacar que este trabajo se centra en estructuras tectónicamente activas con orientación similar al sistema de fallas Morelia-Acambay, principalmente E-W. Por lo tanto, las contribuciones de estructuras con orientaciones NNW-SSE no son relevantes para esta investigación. Sin embargo, la caracterización de las estructuras presentes en estos campos de exploración es importante para futuras

investigaciones en geotermia, dado que las fallas con orientación norte-sur controlan los fluidos hidrotermales.

Los gradientes con orientación ENE-WSW, en los mapas de derivadas magnéticas (Figura 3.2B y C), podrían corresponder a fallas que acomodan la extensión actual, en dirección N-S, en el CVTM, similar a lo reportado por [Campos-Enríquez y Garduño-Monroy \(1995\)](#) en su estudio regional. La mayor parte de los perfiles de GPR y sísmica se ubicaron sobre el lineamiento magnético de orientación ENE-WSW, que se denominó LAF en el mapa de derivada magnética vertical (Figura 3.2C). Este lineamiento magnético atraviesa toda el área de estudio y corresponde probablemente a una de las fallas potencialmente activas que interceptan el edificio volcánico de Los Azufres (ver Figura 1.3; Cap. I: Marco geológico). La traza principal de la falla Agua Fría se ubica hacia el extremo sur de la cuenca y los datos magnéticos no tienen cobertura en esa zona. En este trabajo no se cuenta con datos geofísicos para caracterizar esta estructura, considerando que su traza principal ha sido previamente identificada (Suter et al., 1992, 2001; Arce et al., 2012) y en esta investigación nos enfocamos en caracterizar estructuras sin expresión superficial que cruzan la cuenca de Llano Grande y que podrían corresponder con la continuidad hacia el este del segmento norte de la falla Agua Fría.

Con respecto a los datos GPR, las características más evidentes en los radargramas son las hipérbolas de difracción y los truncamientos de capas que se relacionan con fuertes contrastes de permitividad a través de cada material y son consistentes con la presencia de una falla u otras estructuras geológicas que afectan el basamento, como se ha destacado previamente en la literatura (e.g. [Busby y Merritt, 1999](#); [Bano et al., 2002](#); [Pauselli et al., 2010](#); [Ercoli et al., 2013](#)).

Por su parte, los resultados más resaltantes en los perfiles sísmicos son los cambios laterales abruptos de velocidad que en dos de ellos (SL2 y SC1; Figuras 3.9B y 3.10A, respectivamente) describen zonas de baja velocidad que se interpretan a profundidades mayores a 30 m. Las zonas de baja velocidad y las variaciones abruptas de la velocidad en estos perfiles sísmicos están relacionadas con la variación de las propiedades acústicas de los materiales, y probablemente representan factores relacionados a la presencia de rocas alteradas por la circulación de fluidos a lo largo y en las cercanías del plano de falla como ha sido sugerido por algunos autores (e. g., [Pellerin y Christensen et al., 1998](#); [Yan et al., 2005](#)).

Analizando los perfiles de GPR ubicados hacia el noreste de la cuenca, se observa que los perfiles GN1, GN2 y GN3 (Figura 3.4) muestran discontinuidades en los reflectores que en continuidad lateral permiten interpretar una estructura en profundidad (visible en los primeros 4 m) de dirección aproximada NE-SW, con caída de bloques hacia el sur. Estos reflectores de radar inclinados y distorsionados, entre 0.5 y 4 m de profundidad, sugieren una deformación de las secuencias de alrededor de 1 m entre los dos bloques involucrados. Estas discontinuidades identificadas en los perfiles (GN1, GN2 y GN3; Figura 3.4) se correlacionaron con los perfiles sísmicos SN1 y SN2 (Figura 3.8) y, se puede sugerir que las expresiones de deformación observadas en los perfiles GPR y las zonas de baja velocidad identificadas en los sísmicos están relacionadas a estructuras superficiales como la presencia de cárcavas o paleocanales y no son sugerentes de fallas activas, ya que estas expresiones no se extienden a más de 5 m de profundidad. Por

lo tanto, las estructuras interpretadas bajo estos perfiles del noreste no se consideran representativas de los factores de amenaza de interés para este trabajo.

En el caso de los perfiles ubicados en el centro de la cuenca, los dos perfiles GC3 y GC2 (Figura 3.5) muestran discontinuidades en los reflectores que, al hacer la proyección lateral entre los perfiles, permiten resaltar el lineamiento magnético Agua Fría (LAF), identificado en los mapas magnéticos, como una estructura buzante hacia el norte que desplaza unidades sedimentarias relativamente poco profundas, considerando el alcance de estos resultados de GPR. Los reflectores de radar que se encuentran inclinados y distorsionados, entre 0.5 y 4 m de profundidad, indican una deformación de 1 a 1.5 m entre los dos bloques.

La zona de baja velocidad identificada en el perfil sísmico SC1 (entre 40 y 80 m de distancia sobre el perfil; Figura 3.10A) se corresponde geográficamente con la ubicación del LAF, previamente resaltado con los resultados de GPR (perfiles GC3 y GC2; Figura 3.5). En el caso del perfil sísmico SC2 (Figura 3.10B), la variación abrupta de velocidad a los 50 m a lo largo del perfil se corresponde con la ubicación de este lineamiento magnético LAF, mientras que la variación lateral de la velocidad alrededor de 15 m sobre el perfil SC2 (cuadro en rojo; Figura 3.10B) parece estar relacionada con la ubicación de una cárcava observada en superficie durante las labores de campo.

Debido a que las discontinuidades observadas en GPR se correlacionan con variaciones laterales de velocidad en los perfiles sísmicos, alcanzando visiblemente profundidades mayores a 30 m, se realiza una correlación gráfica entre los perfiles GC2 y GC3 con vistas magnificadas (en los primeros 10 m de profundidad) de los perfiles SC1 y SC2, como se muestra en la Figura 3.11. Como se observa en esta figura, se muestra una fuerte correlación entre ambos sets de datos y puede ser empleado para identificar y caracterizar en profundidad el LAF, identificado previamente en los mapas magnéticos y que se interpreta como una falla normal de buzamiento norte desplazando unidades sedimentarias someras.

Esta correlación de resultados geofísicos exploratorios permitió ubicar excavaciones paleosísmicas que fueron reportadas preliminarmente en la tesis de Maestría de [Campos \(2019\)](#). Se excavaron tres trincheras (T3A, T3B, T3C; [Campos, 2019](#)) perpendiculares a la falla inferida, como se muestra en la Figura 3.12. Como se puede apreciar, dos de estas trincheras (A y B que corresponden a T3A y T3B, respectivamente) están casi ubicadas en el eje de los perfiles radar GC2 y GC3 (recuadro en verde indicando T3A y T3B en Figura 3.5).

Una correlación gráfica entre dos de las trincheras paleosísmicas (T3A y T3B) del trabajo de [Campos \(2019\)](#) y los perfiles GC2 y GC3, se muestra en la Figura 3.13. Como se puede apreciar, las dos trincheras presentan unidades sedimentarias desplazadas a lo largo de fallas que se inclinan hacia el norte, con un desplazamiento total estimado entre 1.48 y 1.80 m. La zona de deformación que se interpretó en las trincheras se distribuye en una región de falla que es bastante ancha, de unos 3 a 5 m. En la trinchera T3A hay una falla principal (F1) que buza al norte, y esta falla se correlaciona con la discontinuidad principal que se interpreta en el registro GC2 (alrededor de los 50 m sobre el perfil; Figura 3.13A). En cuanto a la trinchera T3B, la zona de falla es visiblemente más complicada, con un pliegue que se forma a lo largo de

la falla y que acomoda la deformación tectónica en una región de unos 5 metros de ancho, como ha sido interpretado por [Campos \(2019\)](#). No se puede ver claramente la zona de falla en la pared de la trinchera, que solo expone los primeros 2 m del subsuelo, pero la correlación con el registro GC3 (Figura 3.13B) sugiere que hay una estructura de buzamiento norte y que modifica la disposición de las secuencias sedimentarias a profundidades que están por debajo de lo que se puede ver en la pared de las excavaciones.

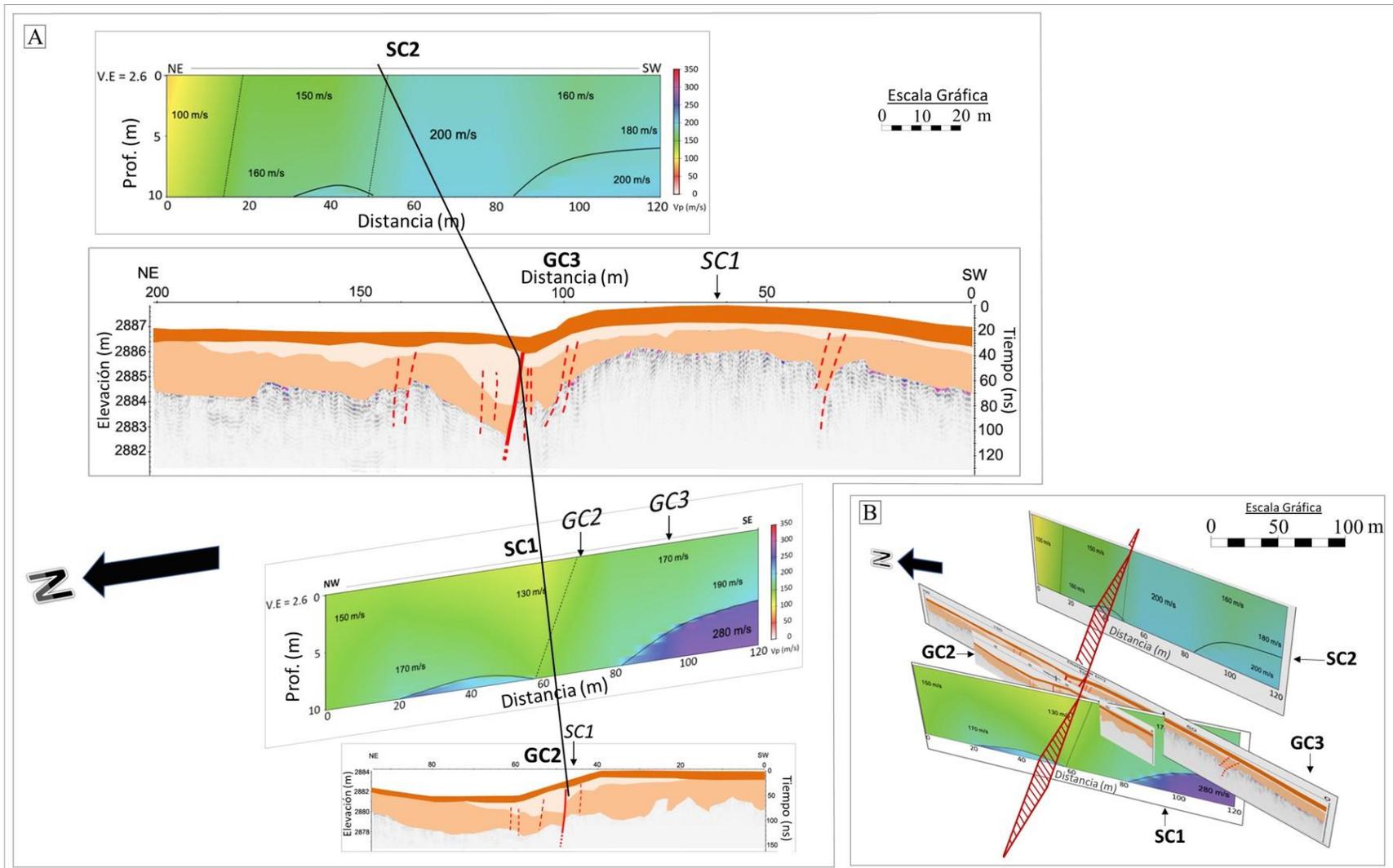


Figura 3.11. Correlación de registros GPR interpretados y vistas magnificadas en los primeros 10 m de profundidad de los perfiles sísmicos SC1 y SC2 en la cuenca de Llano Grande. A) Vista en planta de perfiles GPR y sísmicos a la misma escala horizontal. La línea en negro indica la traza de falla interpretada. B) vista en 3D mostrando la distancia relativa entre perfiles acorde a la escala gráfica. El polígono en rojo indica el plano de falla estimada para la zona. Modificado de Aray et al. (2021).

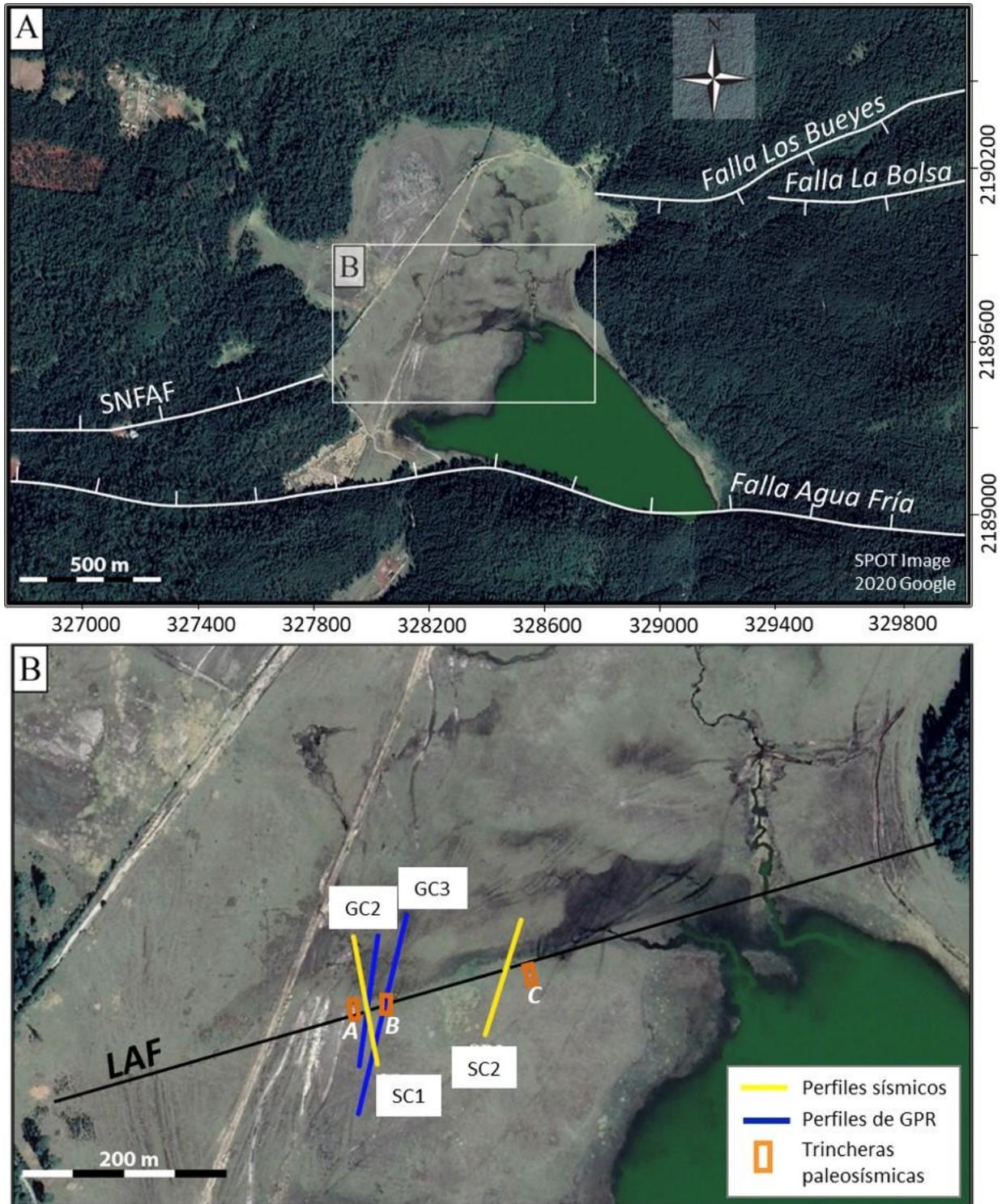


Figura 3.12. Fotografía aérea de la cuenca de Llano Grande mostrando A) la ubicación de fallas corticales conocidas (SNFAF: segmento norte de la falla Agua Fría), B) ubicación del lineamiento Agua Fría (LAF; línea sólida en negro), perfiles sísmicos (SC1 y SC2) y perfiles GPR (GC2 y GC3) dispuestos sobre el LAF. Los cuadros en naranja identificados con las letras A, B y C corresponden a las trincheras T3A, T3B y T3C, respectivamente, del trabajo de Campos (2019). Modificado de Aray et al. (2021).

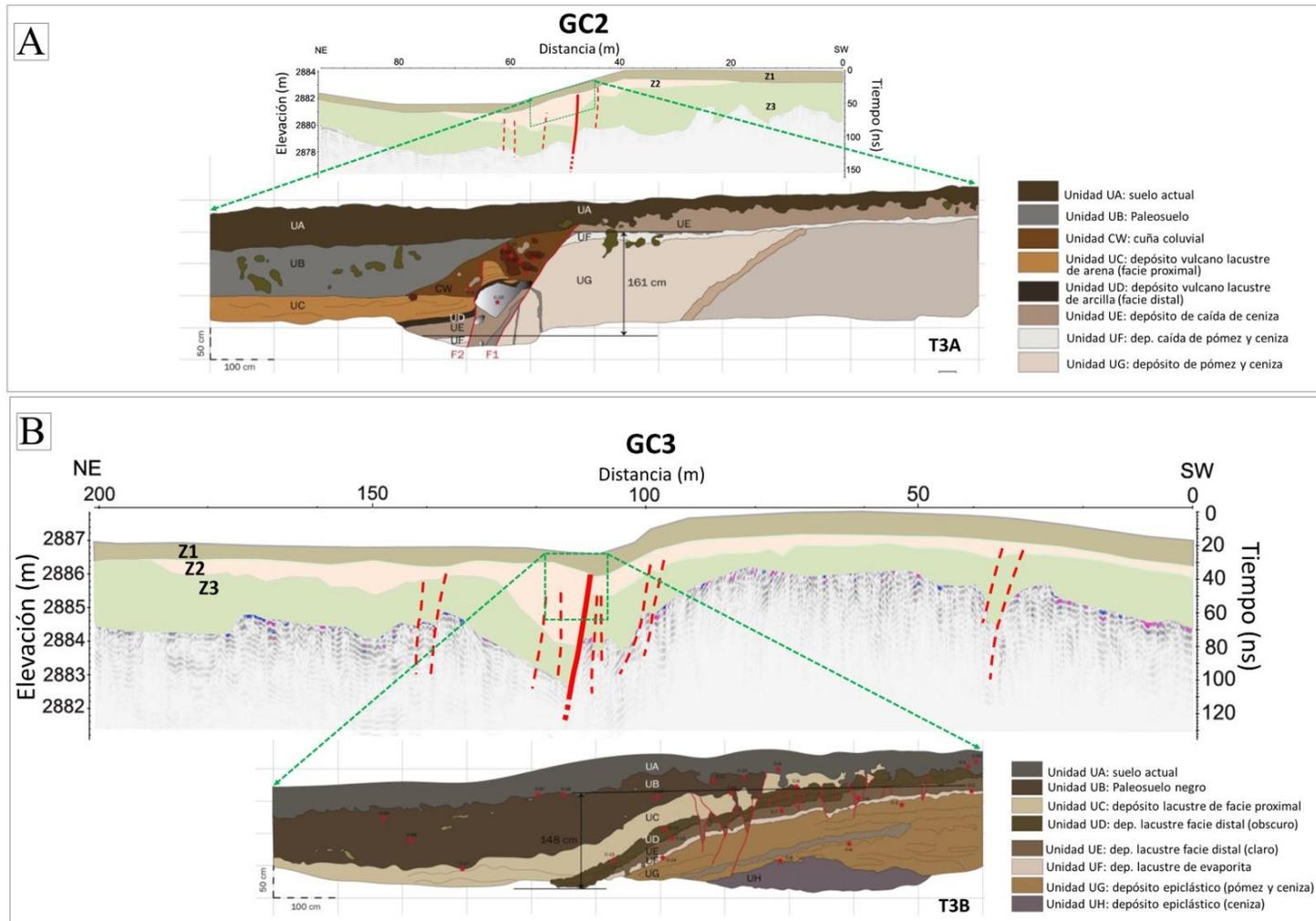


Figura 3.13. Correlación entre registros GPR y trincheras paleosísmicas de Campos (2019), ubicadas en la zona central de la Cuenca de Llano Grande (ver Fig. 3.12). A) Correlación lateral del perfil de GPR GC2 y la pared Este de la trinchera 3A. Se indica con el recuadro en verde la proyección de la trinchera sobre el perfil. B) Correlación lateral del perfil de GPR GC3 y la pared Este de la trinchera 3B. Se indica con el cuadro en verde la proyección de la trinchera sobre el perfil de GPR.

Como se observa en las interpretaciones de los perfiles GC2 y GC3 (Figura 3.13), el desplazamiento vertical de las secuencias sedimentarias deformadas es de alrededor de 20 ns en los radargramas. Empleando una conversión de tiempo-profundidad con una velocidad de 0,1 m/ns, se obtiene un desplazamiento vertical de 1 a 1,5 m entre los reflectores con las mismas propiedades electromagnéticas. Este desplazamiento es compatible con las observaciones paleosísmicas, en las trincheras T3A y T3B (Campos, 2019) como se aprecia en la Figura 3.13.

Considerando la ubicación y el buzamiento hacia el norte de la falla interpretada por los métodos geofísicos en la zona central de la cuenca, se asume que esta estructura corresponde a la prolongación hacia el este, dentro de la cuenca sedimentaria, del segmento más norte de la falla Agua Fría (SNAFF; Figura 3.12), la cual se encuentra preservada en la morfología de las formaciones riolíticas entre LAGF y la cuenca de Llano Grande.

Tomando en cuenta la ubicación de los perfiles GN8 y GN9, en continuidad lateral con GC2 y GC3 (ver Figura 3.3) y, las interpretaciones de estos últimos (Figura 3.5), resulta de importancia correlacionar las dos estructuras interpretadas en profundidad, hacia el lado oriental de la laguna (una de buzamiento al NW y otra con buzamiento al SE; Figura 3.6). Para esto, se realizó una correlación con los resultados de los perfiles sísmicos SL1 y SL2 (Figura 3.9), los cuales se dispusieron casi paralelos a los de GPR en esa zona, y se puede indicar que a partir de estos datos no hay evidencias concluyentes acerca de la continuidad del LAF hacia el extremo oriental de la cuenca. Sin embargo, la estructura interpretada con buzamiento al norte (hacia el extremo NW de los perfiles GN8 y GN9) podría estar relacionada a la zona de baja velocidad identificada bajo el perfil SL2 (parte central del perfil; Figura 3.9B). Por otra parte, la estructura de buzamiento al sur (identificada en alrededor de 120 m de distancia en los perfiles GN8 y GN9; Figura 3.6) se corresponde geográficamente con el cambio lateral de ~ 30 m/s en la parte superior del perfil SL1 y la zona de baja velocidad interpretada hacia el extremo SE del perfil sísmico (Figura 3.9A). Esta congruencia entre los datos GPR y los sísmicos podría estar asociada a la expresión en subsuelo de una zona de deformación atribuible a una estructura geológica de dirección NE-SW que buza hacia el sur, la cual puede estar relacionada con la prolongación hacia el oeste de la falla La Bolsa, una estructura que ha sido identificada previamente en el extremo oriental de la cuenca de Llano Grande y nombrada en el trabajo de Campos (2019). Sin embargo, estos resultados no son concluyentes. En esta parte de la zona de estudio, el método magnético presenta limitaciones en el área próxima a la laguna y se presentan efectos de borde en los datos, por lo cual no es posible correlacionarse con los datos de GPR y de sísmica, sin embargo, las tendencias en los mapas magnéticos de derivada en Y y Z (Figuras 3.2B y 3.2C) muestra contrastes de intensidad entre anomalías magnéticas hacia el lado oriental de la laguna.

Conforme a los resultados geofísicos obtenidos en esta zona, se muestra en la Figura 3.14 una propuesta cartográfica de la continuidad de las principales estructuras identificadas bajo el registro sedimentario dentro de la cuenca de Llano Grande.

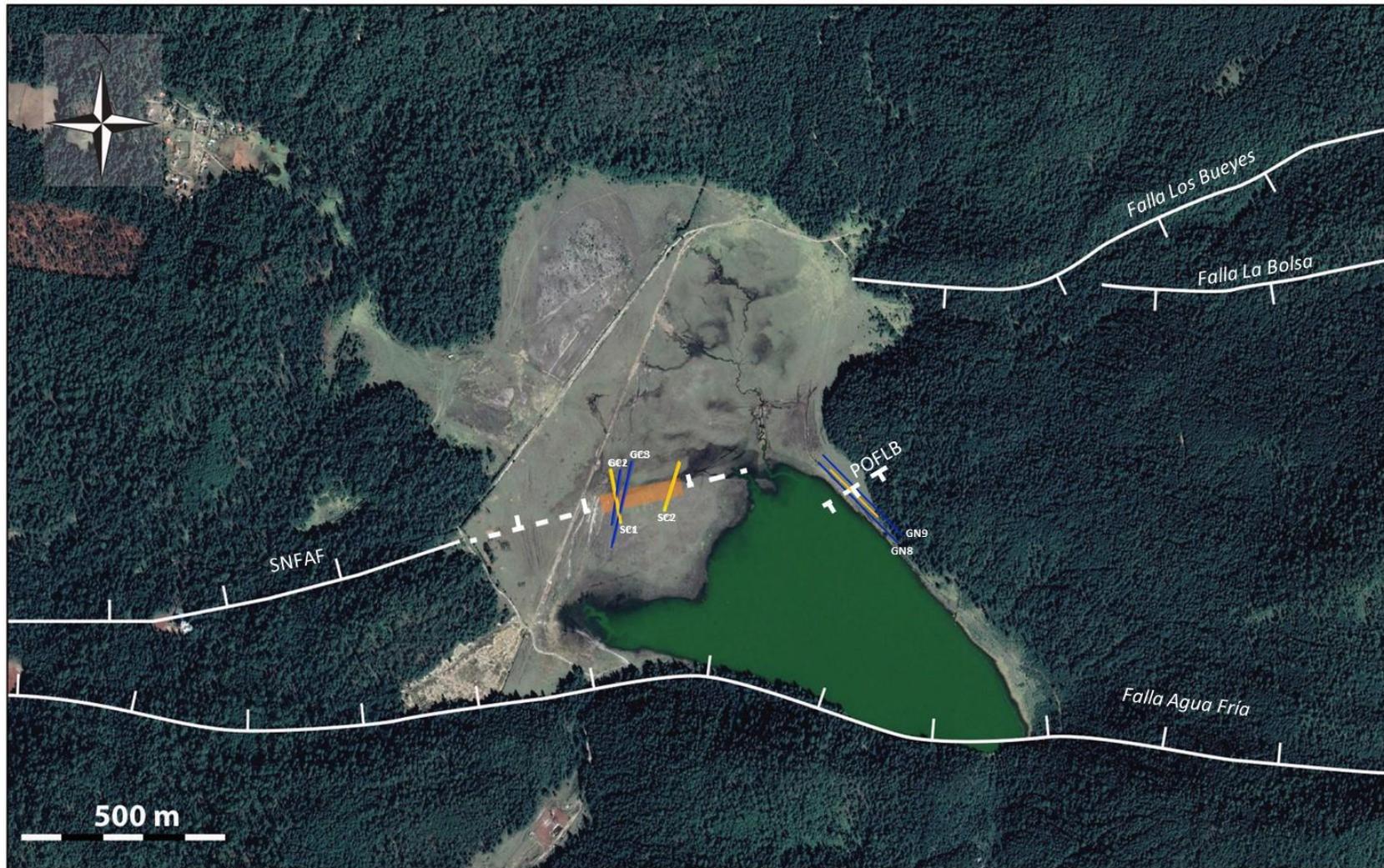


Figura 3.14. Fotografía aérea mostrando en líneas segmentadas una interpretación preliminar de la continuidad de las principales estructuras geológicas de orientación NE-SW dentro de la cuenca de Llano Grande, a partir de la integración de resultados de GPR, magnéticos y sísmicos. El recuadro en naranja indica el ancho de la zona de falla. Trazas de fallas (Modificado de [Molina-Martínez, 2013](#) y [De La Cruz et al., 1983](#) SNFAF= Segmento Norte de la falla Agua Fria; POFLB= Prolongación oeste de la falla La Bolsa. Las líneas en color azul y naranja indican los perfiles de GPR y Sísmicos, respectivamente.

CAPÍTULO IV: Caracterización de la deformación y cartografía de las fallas que atraviesan la Ciudad de Morelia

En este capítulo se presentan los resultados de los estudios realizados sobre fallas localizadas dentro de la zona urbana de la ciudad de Morelia. Este trabajo se enfoca principalmente sobre los segmentos de falla La Soledad (LS), La Colina (LC) y Manantiales (MA), por presentar la mayor extensión en la ciudad y atravesar, de norte a sur, el flanco occidental de la zona urbana de Morelia. Sin embargo, se cuenta con otros resultados geofísicos, que contribuyen a la caracterización del peligro sísmico para la zona, sobre las fallas Nocupétaro (NO), Cerritos (CE) y Tarímbaro-Álvaro Obregón (T-AO), los cuales se presentan en los APÉNDICES 1, 2 y 3, respectivamente. La cartografía de las fallas mencionadas se muestra en la Figura 1.5 del Capítulo I.

4.1 Geofísica

4.1.1 Georradar (GPR)

Tomando en cuenta la cartografía previa de las deformaciones por subsidencia a lo largo de los segmentos de falla LS, LC y MA (ver Figura 1.5), se dispusieron un total de 26 perfiles de medición de georradar como se muestra en la Figura 4.1. La ciudad de Morelia se dividió en diferentes sectores de estudio, como se aprecia en los recuadros B, C, E y F de la Figura 4.1. Debido a la densidad de datos de GPR recopilados y considerando que en algunos lugares las modificaciones antrópicas en la estratificación del subsuelo imponen rasgos que enmascaran la señal deseada, en este capítulo se presentan únicamente los perfiles más representativos para cada sector. Estos perfiles ofrecen una respuesta de calidad suficiente para ser interpretada en cuanto al desplazamiento y, por lo tanto, para la evaluación del peligro asociado a fallas. El resto de los registros se muestran en el Anexo 1. Se indica en la figura 4.1 la nomenclatura (e.g., P1, P2, etc.) empleada para los perfiles a discutir.

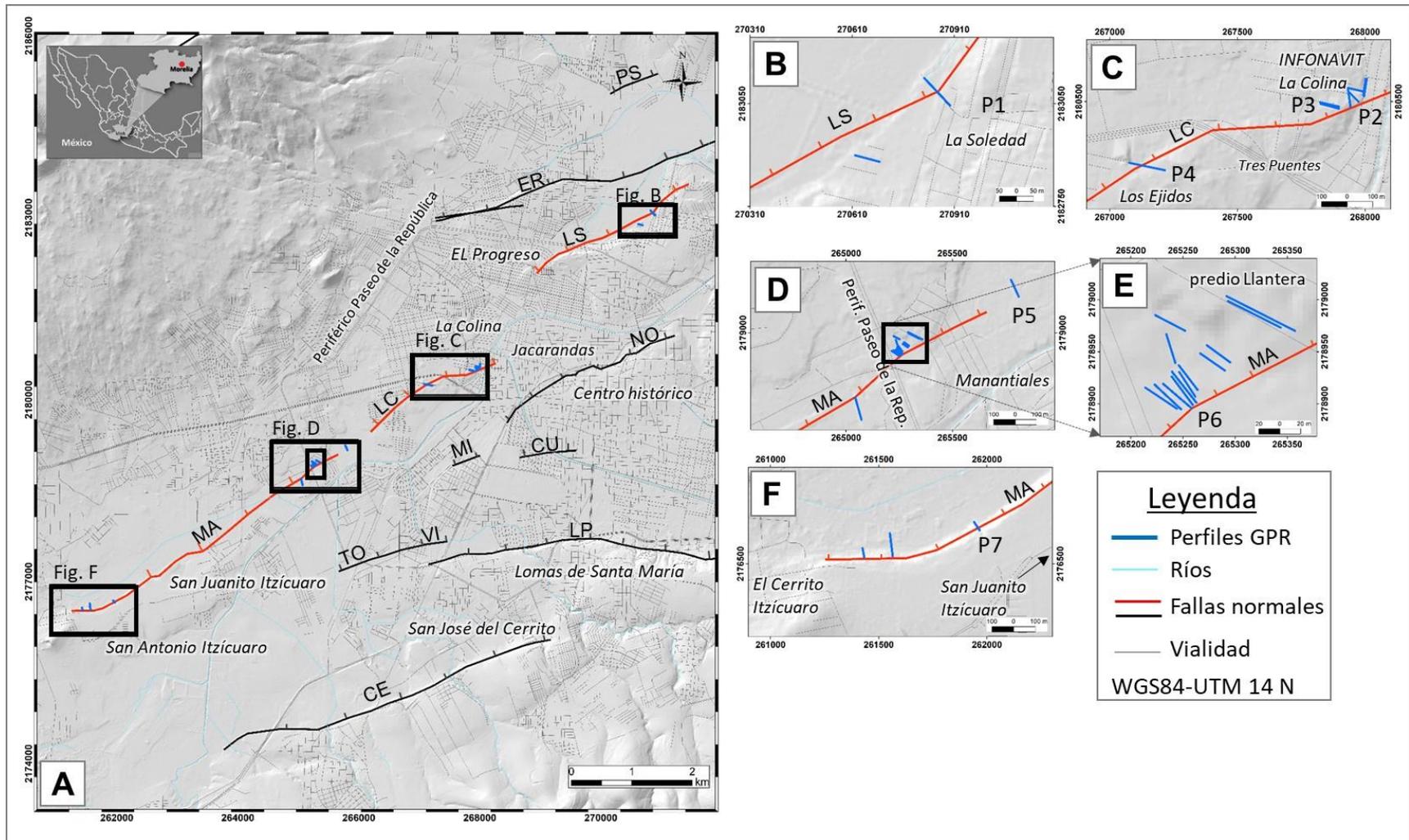


Figura 4.1. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación general de perfiles de GPR, B) acercamiento en la colonia La Soledad, C) acercamiento en la colonia La Colina, D) y E) acercamiento en la colonia Manantiales y dentro de predio Llantera, respectivamente, en los límites con la Av. Periférico Paseo de la República al sur de la ciudad, F) acercamiento en la colonia San Juanito Itzicuar. PS=Puerta del Sol, ER= El Realito, LS=La Soledad, LC= La Colina, MA= Manantiales, NO=Nocupétaro, MI=Mirasoles, CU=Cautla, VI=Viveros, TO=Torremolinos, LP=La Paloma, CE=Cerritos.

En el sector La Soledad, ubicado en la zona norte de la ciudad de Morelia, el perfil P1 (Figura 4.2) muestra principalmente dos unidades con diferente respuesta electromagnética, basado en el patrón de reflexión de los radargramas. El espesor de la unidad más somera (de 0 a 20 ns) se mantiene relativamente continuo desde 0 hasta una distancia de 18 m sobre el perfil. Subyacente a esta capa se encuentra una unidad de mayor atenuación donde se observa una zona importante de discontinuidad de alrededor de 16 m de ancho (de 18 a 34 m sobre el registro) delimitada por las líneas rojas continuas y segmentadas que cruzan todas las secuencias de reflectores. Esta zona de discontinuidad coincide geográficamente con las zonas de principal deformación por hundimiento diferencial, que fueron identificadas en la superficie durante la adquisición de datos de GPR sobre el perfil.

En los perfiles P2, P3 y P4, ubicados en el sector La Colina (Figuras 4.3, 4.4 y 4.5), el comportamiento de las reflexiones resultó similar. En estos perfiles se identificaron dos unidades con diferente patrón de reflexión en los radargramas. La unidad más superficial muestra una variación lateral limitada en el espesor (alrededor de 2 m). Esta corresponde a la respuesta de la onda directa en el terreno y podría estar afectada por las discontinuidades presentes en las capas inmediatamente subyacentes. La zona por debajo de ~30 ns muestra una unidad de alta atenuación de la señal la cual se caracteriza por un patrón de reflectividad caótico con espesores variables a lo largo de los tres perfiles P2, P3 y P4 (Figuras 4.3, 4.4 y 4.5, respectivamente). Bajo los perfiles P2 y P3 (Figuras 4.3 y 4.4), ubicados dentro de la colonia La Colina, se observa la mayor cantidad de discontinuidades laterales (líneas en rojo) que resaltan a diferentes distancias, principalmente en la parte central de los registros y de aspecto más caótico bajo el perfil P3 (Figura 4.4).

Las zonas de discontinuidades observadas bajo los perfiles P2, P3 y P4, reflejan un área de perturbación de los reflectores de alrededor de 30 m de ancho. Se identifica bajo cada perfil aquellas discontinuidades principales y secundarias con líneas en rojo continuas y discontinuas, respectivamente, las cuales afectan visiblemente desde las unidades más someras a las más profundas en los registros interpretados.

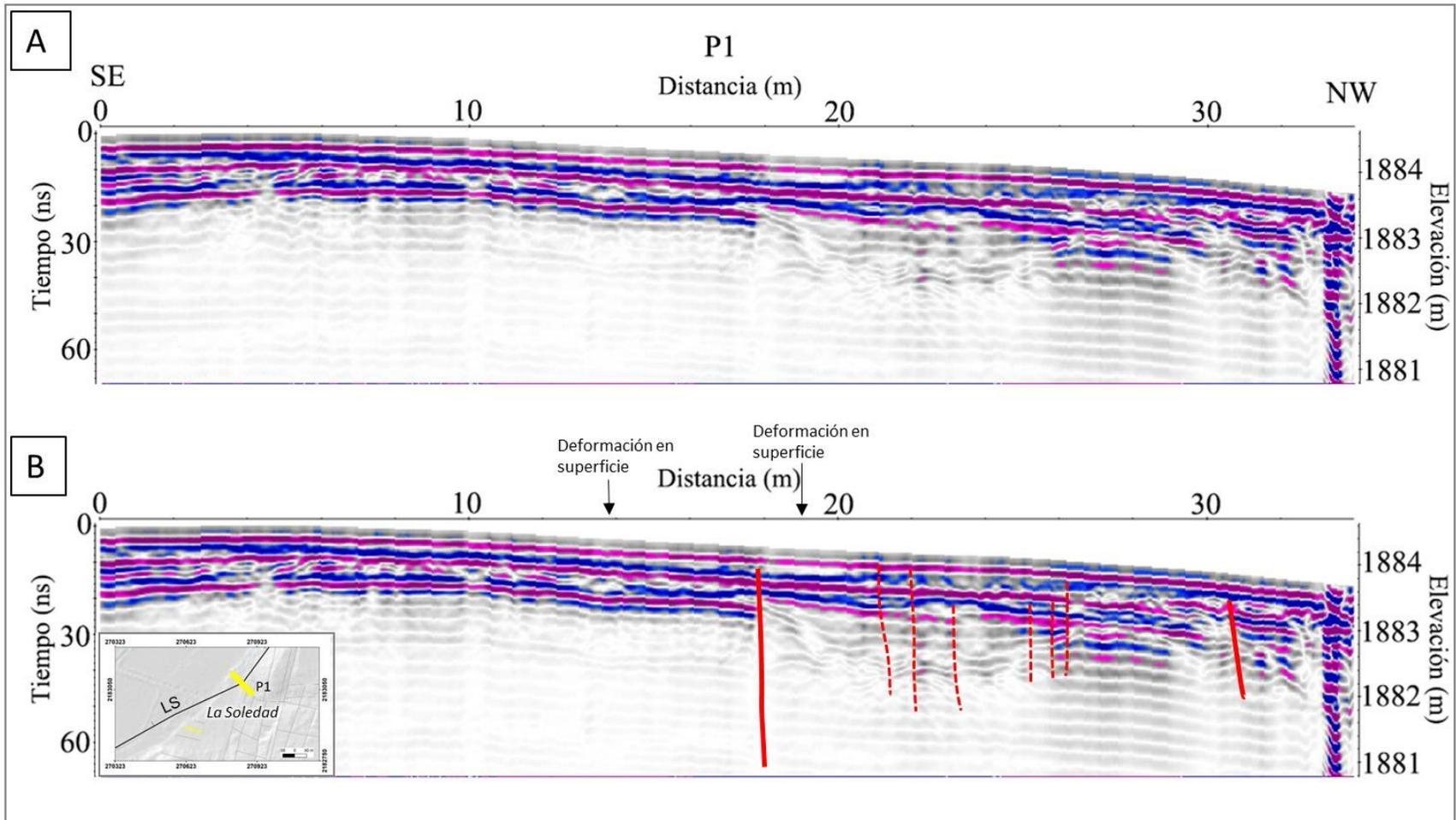


Figura 4.2. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), sobre el perfil P1 ubicado hacia el extremo norte de la falla La Colina, en la zona de La Soledad de Morelia.

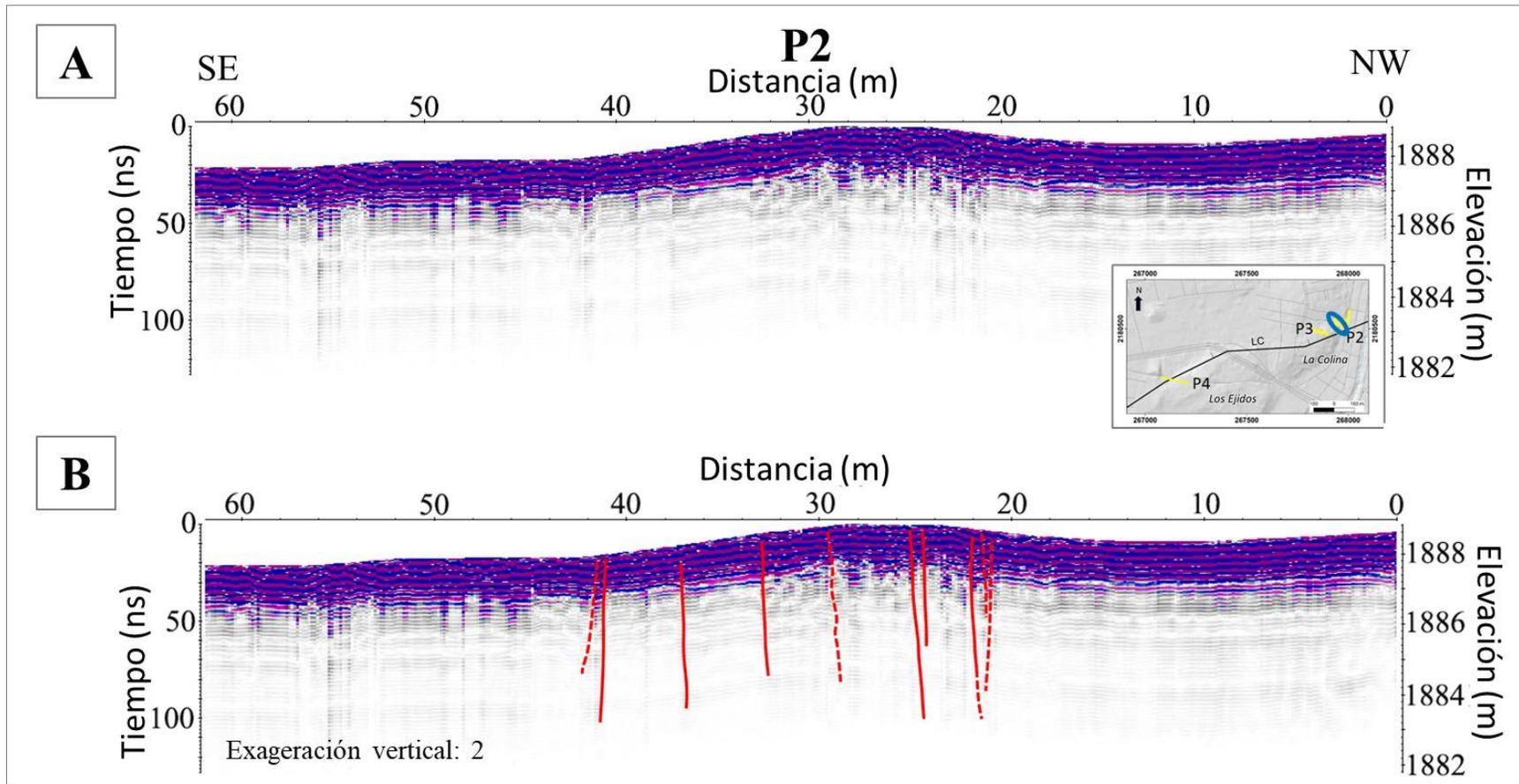


Figura 4.3. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P2 ubicado dentro de la colonia La Colina en Morelia, hacia el extremo más norte del segmento de falla La Colina.

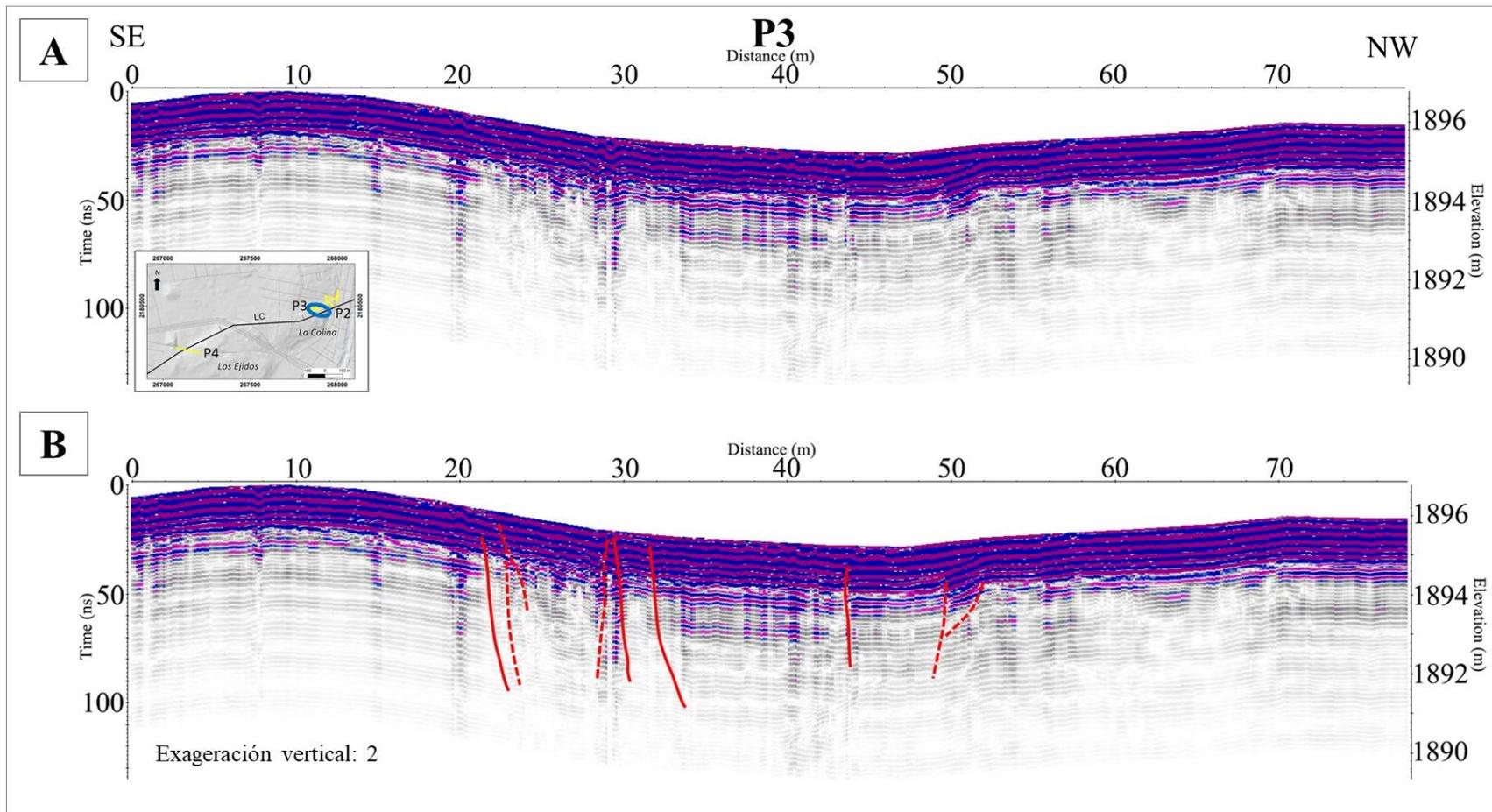


Figura 4.4. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P3 ubicado dentro de la colonia La Colina en Morelia, hacia el extremo más norte del segmento de falla La Colina.

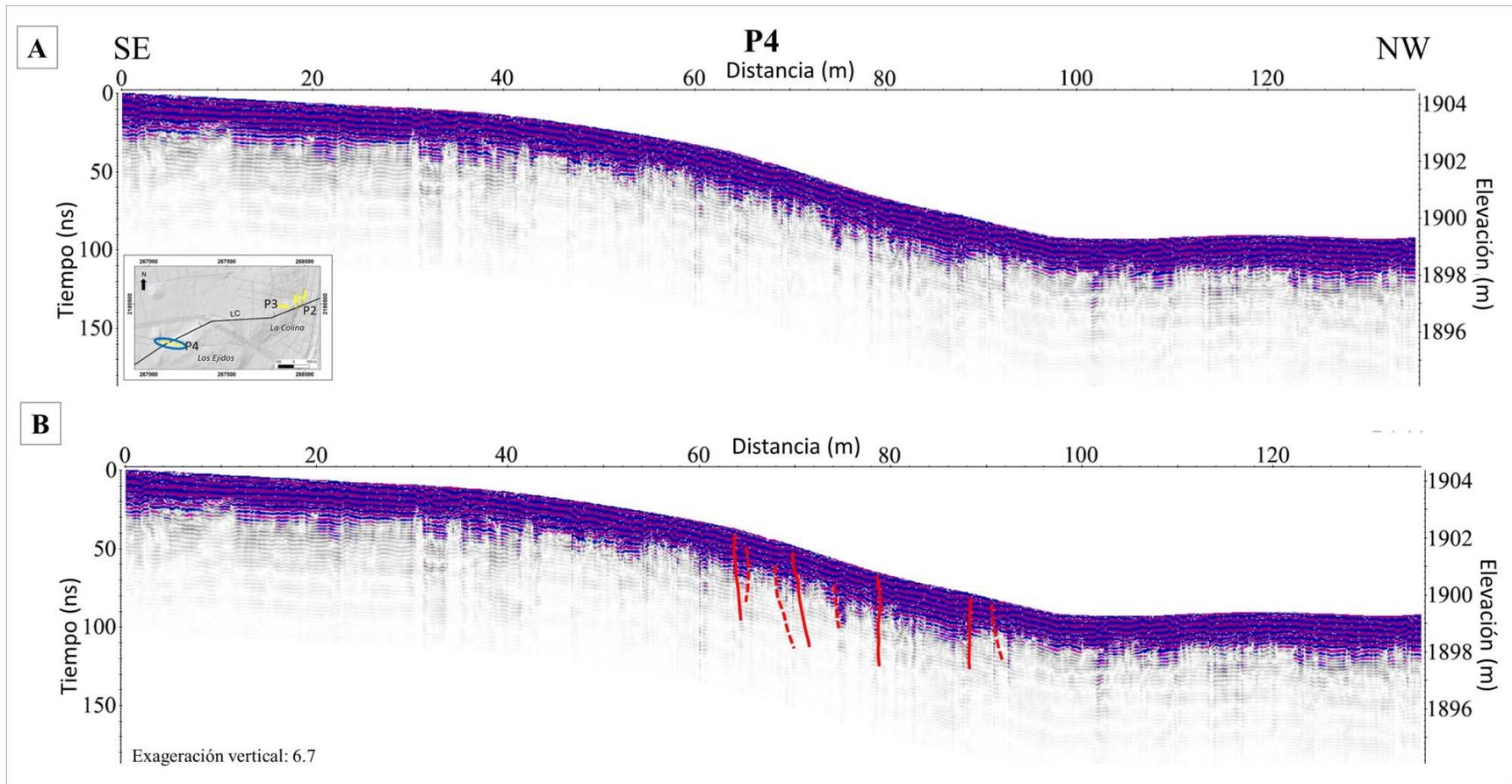


Figura 4.5. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P4 ubicado en la colonia Los Ejidos en Morelia, hacia la parte central del segmento de falla La Colina.

En el perfil P5 (Figura 4.6), ubicado en la zona de Los Manantiales de Morelia se identificaron tres zonas (Z1, Z2, y Z3; Figura 4.6B) con diferente patrón de reflexión de los radargramas. Debido a que la zona más somera (Z1) corresponde a la respuesta por la onda directa en el terreno, en esta zona se enmascara la capa más superficial del terreno, la cual también podría estar afectada por las discontinuidades, indicadas con las líneas en rojo, de las capas inmediatamente subyacentes. La zona Z1, situada entre 0 y 10 ns en el perfil P5, presenta un espesor de alrededor de 0,5 m. Subyacente a esta capa se encuentra una unidad que se caracteriza por un patrón de reflectividad caótico con espesores variables a lo largo del perfil. El mayor espesor (1-1,5 m) de la secuencia intermedia Z2, se observa hacia el noroeste del perfil P5 (Figura 4.6B). La zona Z3 en el radargrama, presenta mayor atenuación de la señal y es observable hasta el alcance máximo del registro (3 m aprox.).

Entre 25 y 40 m a lo largo de P5 (Figura 4.6), se indican una serie de discontinuidades laterales con las líneas continuas (discontinuidades principales) y líneas discontinuas (discontinuidades secundarias) en color rojo las cuales afectan visiblemente todas las unidades contenidas en las zonas Z1, Z2 y Z3. Las discontinuidades son más evidentes en la zona central y se extienden en un ancho de 15 m aproximadamente, entre 25 y 40 metros de distancia sobre el perfil.

En el perfil P6, ubicado dentro del predio LLantera (Figura 4.7), se identificaron igualmente tres zonas (Z1, Z2, y Z3; Figura 4.7B) con diferente patrón de reflexión de los radargramas. La zona más superficial (Z1) muestra la respuesta por la onda directa en el terreno, exhibiendo un aspecto caótico que dificulta la identificación de la capa más superficial del terreno. Además, esta capa podría estar afectada por las discontinuidades señaladas con las líneas en rojo, presentes en las capas inmediatamente subyacentes. La zona Z1, situada entre 0 y 0.8 ns en el perfil P6, presenta un espesor de alrededor de 0,2 m. Subyacente a esta capa se encuentra una unidad que se caracteriza por un patrón de reflectividad más continuo a lo largo del perfil, con espesores variables entre 0.5 y 1 m (Figura 4.7B). El mayor espesor de la secuencia intermedia Z2, se observa hacia el noroeste del perfil. La zona Z3 presenta mayor atenuación de la señal y es observable hasta el alcance máximo del registro (4 m aprox.).

Entre 8 y 14 m de distancia sobre el perfil P6 (Figura 4.7), se indican una serie de discontinuidades laterales con las líneas continuas (discontinuidades principales) y líneas discontinuas (discontinuidades secundarias) en color rojo, las cuales cruzan visiblemente todas las unidades contenidas en las zonas Z2 y Z3. Estas discontinuidades se concentran en un ancho de alrededor de 6 m bajo el perfil (Figura 4.7B).

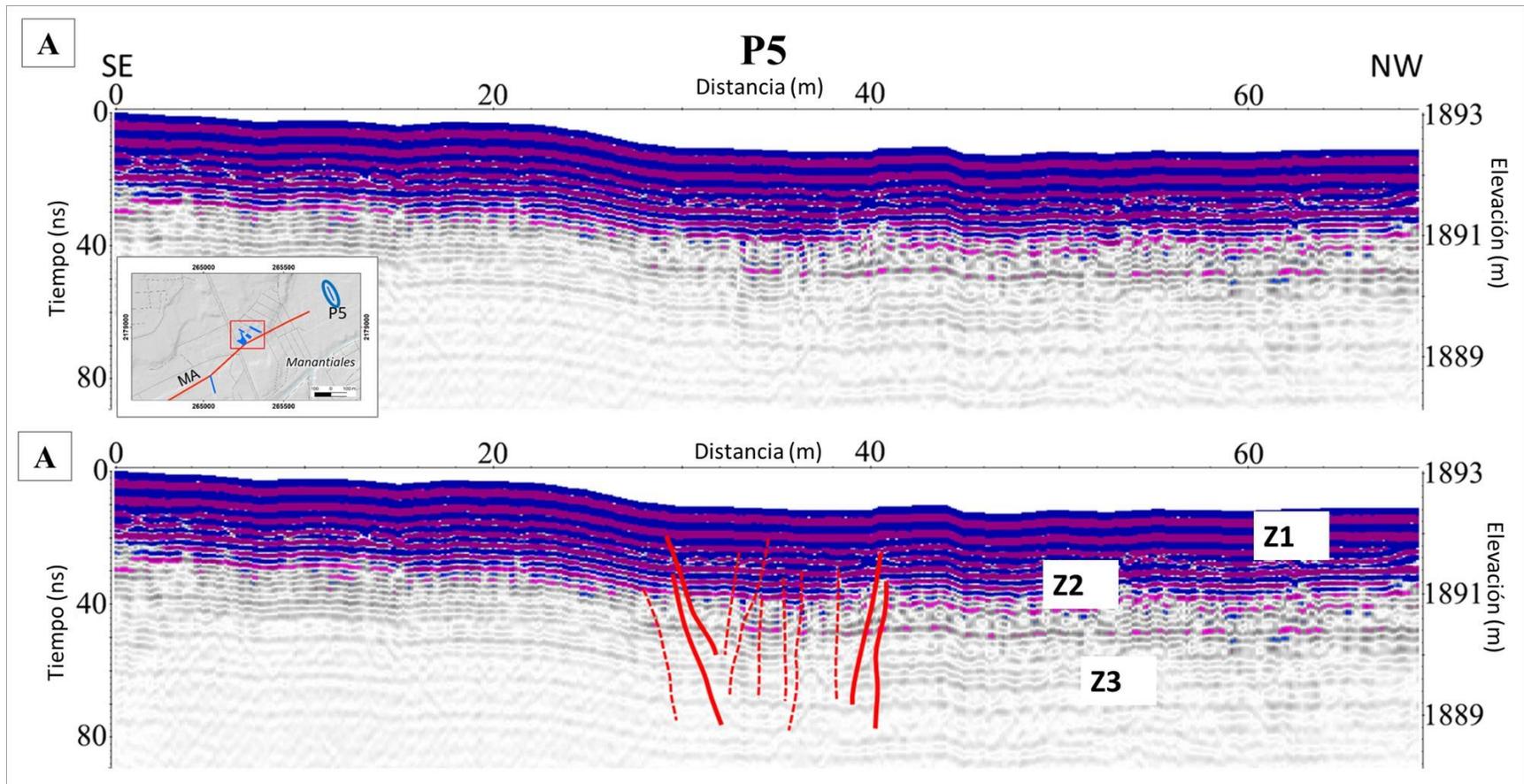


Figura 4.6. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P5 ubicado dentro los espacios de la UNLA en la colonia Manantiales de Morelia.

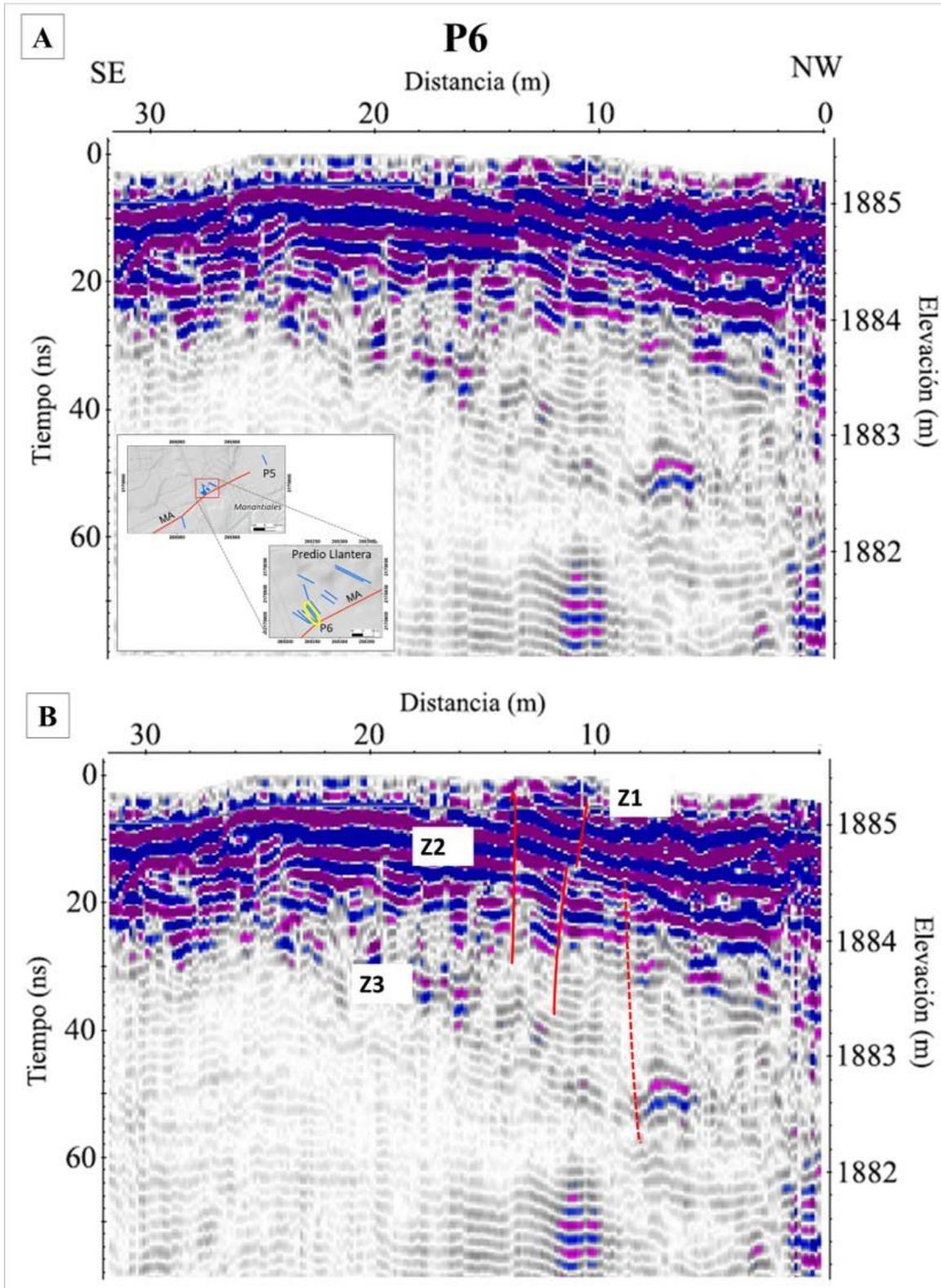


Figura 4.7. Radargrama obtenido con antenas de 250 MHz, procesado (A) e interpretado (B), para el perfil P6 ubicado dentro del predio Lantera en la colonia Manantiales de Morelia.

4.1.2 Tomografía de refracción sísmica (TRS)

Como se mencionó en el Capítulo II, para la ciudad de Morelia se realizó una prospección de sísmica de refracción conducente a la obtención de perfiles de tomografía sísmica para analizar las variaciones de velocidad bajo los perfiles dispuestos sobre los segmentos de falla LS, LC y MA, considerando la geometría indicada en la Tabla 2.2. Los perfiles se dispusieron como se muestra en la Figura 4.8.

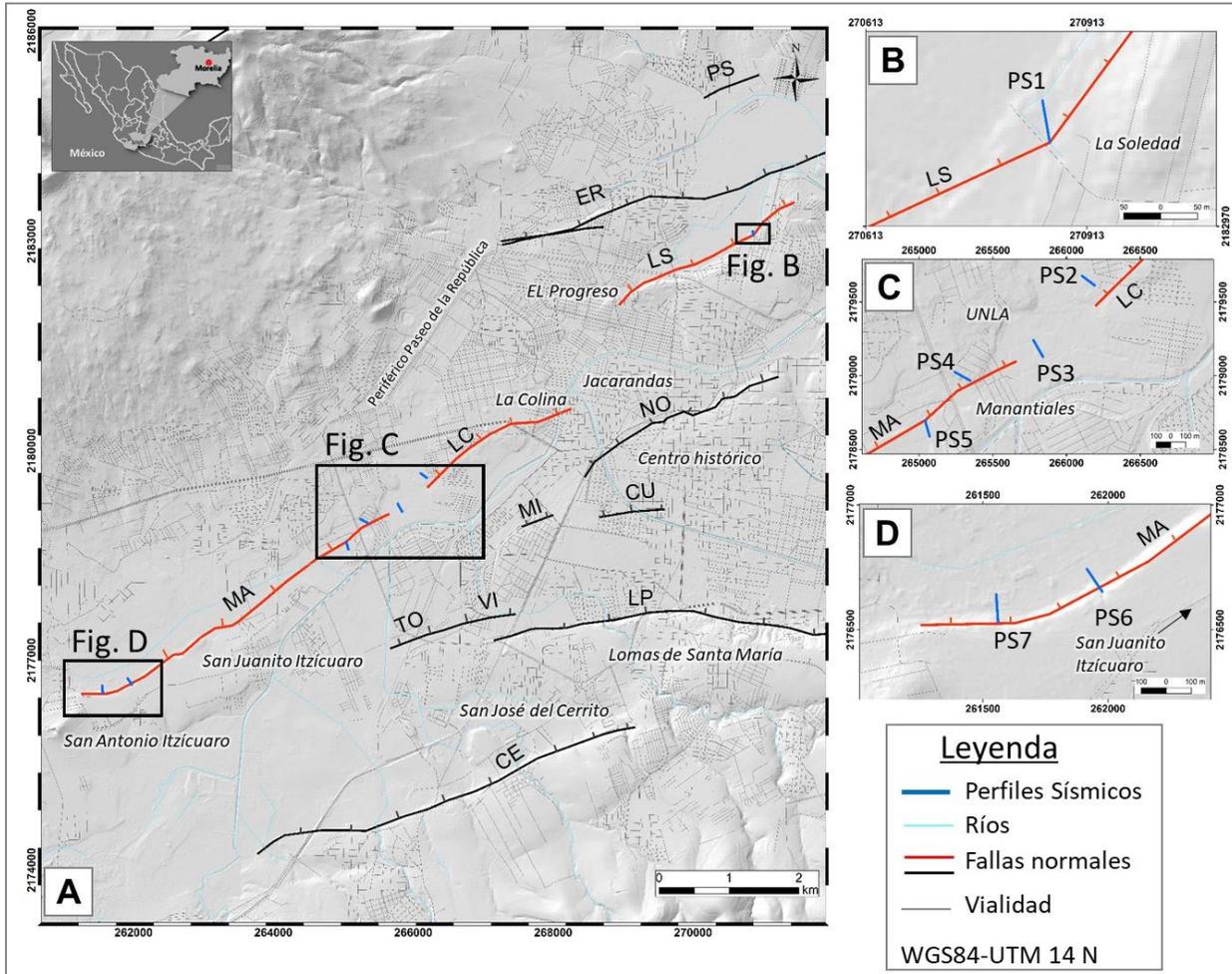


Figura 4.8. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación en vista general de la distribución espacial de los siete perfiles sísmicos dispuestos sobre la ciudad, B) acercamiento en la colonia La Soledad, zona norte de la ciudad, C) acercamiento en la colonia Manantiales. UNLA=Universidad Latina de América, D) acercamiento en la zona de Cerritos hacia la parte sur de Morelia, E) acercamiento en la colonia San Juanito Itzicuaro, al suroeste de Morelia. ER= El Realito, LS=La Soledad, LC= La Colina, MA= Manantiales, NO=Nocupétaro, MI=Mirasoles, CU=Cuatla, VI=Viveros, TO=Torremolinos, LP=La Paloma, CE=Cerritos.

A continuación, se caracterizan los perfiles más representativos obtenidos para la ciudad de Morelia, el resto de las secciones sísmicas obtenidas se muestran en el Anexo 2.

En el sector La Soledad, el perfil PS1 muestra tres capas diferenciadas (C1, C2 y C3; Figura 4.9) con cambios graduales en la base de C1 y C2 (gradientes de velocidad suavizados entre 35 y 40 a lo largo del perfil). El modelo completo tiene la misma tendencia de aumento de espesores de las capas en sentido hacia el norte. Variaciones laterales abruptas de velocidad y de espesores enmarcan dentro del recuadro de líneas blancas, entre 18 y 40 m de distancia sobre el perfil. La capa C1 presenta velocidades de onda P de 360 m/s en promedio, con espesores que van aumentando desde tan solo 1 m en el extremo sur del perfil hasta alcanzar 4 m en el extremo norte. Se observa una zona de transición subyacente a C1, la cual presenta velocidades que varían entre 480 m/s y 720 m/s. La segunda capa C2, presenta una velocidad promedio de 1100 m/s y su espesor varía desde 2 m, en el sur, hasta 5 m hacia el extremo norte. La capa más profunda diferenciada en el modelo (C3), muestra una zona de transición con velocidades que varían entre 1200 m/s y 1400 m/s. Por debajo de C3 se identificó una zona con valores de velocidad mayores a 1440 m/s y su espesor no puede ser calculado, sin embargo, se puede indicar que, de acuerdo con el modelo, se tiene un espesor mínimo de 40 m.

En la Figura 4.10, se muestra el modelo de velocidades obtenido para el perfil PS3, adquirido dentro de las instalaciones de la Universidad Latina de América (UNLA). En este perfil se observan al menos tres capas diferentes (C1, C2 y C3) y una zona de transición con gradientes de velocidad más suavizados entre C2 y C3. En la capa 1 (C1) se observan velocidades de onda P muy bajas (menores a 100 m/s). El espesor de esta capa se mantiene relativamente constante a lo largo del perfil. La capa subyacente, C2, presenta una velocidad promedio de 350 m/s. El espesor de C2 experimenta una variación significativa de su espesor en el perfil, oscilando entre los 3 o 4 m en el SE y alcanzando valores de 30 a 35 m en el NW, m de distancia a lo largo del perfil. La capa más profunda, C3, presenta una zona de transición en su parte superior con un espesor aproximado de 10 m. En esta zona de transición, las velocidades varían entre 350 y 430 m/s, mientras que, a profundidades mayores a 50 m, las velocidades son superiores a estos valores. Los recuadros con líneas segmentadas en blanco delimitan las zonas donde se observan los principales cambios de velocidad, indicando un salto vertical de las secuencias de velocidad similar a distancias entre 40 y 70 m a lo largo del perfil. Además, se identifica una profundización de las secuencias hacia el norte y una zona deprimida hacia el extremo NW del perfil a distancias entre 180 y 230 m a lo largo de la sección.

El perfil PS4 (Figura 4.11) muestra tres capas bien diferenciadas (C1, C2 y C3) de comportamiento similar a aquel observado para el perfil PS3 (ver Figura 4.10). En la capa C1, se observan velocidades de onda P bajas comprendidas entre 60 y 300 m/s. El espesor de esta capa se mantiene relativamente constante a lo largo del perfil sin alguna variación significativa. La capa subyacente, C2, presenta una velocidad alrededor de 600 m/s (superior a aquella observada para la capa C2 del perfil PS3). El espesor de C2 muestra una variación significativa a partir de 70 m de distancia a lo largo del perfil. Desde unos 2 o 3 m de espesor en el SE, aumenta a valores de 16 m hacia la parte central de la sección (a 40 m de distancia a lo largo del perfil). Por debajo de esta capa se distingue una zona de transición de 5 a 10 m de espesor, parte de la capa C3, la cual presenta velocidades entre 460 y 860 m/s, con una variación vertical mayor a la observada en el resto de las capas. La capa más profunda, C3, presenta valores de velocidad de

alrededor de 900 m/s, y su tope se distingue desde 12 m a 30 m de profundidad, en el extremo SE y el extremo NW, respectivamente. Los recuadros en blanco delimitan las zonas con principales cambios laterales de velocidad. Estos cambios indican la presencia de un salto vertical de las secuencias a aproximadamente 70 m de distancia sobre el perfil, con profundización de las secuencias hacia el norte y una zona deprimida hacia el extremo NW del perfil.

El perfil PS6 (Figura 4.12) muestra una variación abrupta de la topografía hacia el inicio del perfil y hasta los 35 m de distancia sobre el perfil. En general, se observan escasas variaciones laterales de velocidad y espesor. En la primera y segunda capa (C1, C2) se observan los principales cambios laterales de velocidad, con variaciones de alrededor de 100 m/s, entre 25 y 35 m de distancia sobre el perfil. El espesor de la primera capa (5 m aproximadamente) no muestra variaciones importantes a lo largo del perfil. La segunda capa, C2, tiene una velocidad máxima de alrededor de 1310 m/s y su espesor aumenta de SE (desde unos 5 m) a NW, alcanzando sus máximos valores (alrededor de 20 m) a los 80 m de distancia sobre el perfil. Hacia el extremo NW del perfil, disminuye visiblemente el espesor de C2 hasta alcanzar valores de alrededor de 5 m. En el tope de esta capa C2, se observan anomalías de baja velocidad, ubicando una resaltante alrededor de los 50 m de distancia sobre el perfil, la cual presenta variaciones de velocidad del orden de 300 m/s en un ancho de afectación lateral de 15 a 20 m. Esta anomalía tiene alrededor de 10 m de espesor en su parte más profunda (a los 50 m de distancia sobre el perfil). Subyacente a esta capa C2, se interpretó una zona de transición que varía aproximadamente de 3 m de espesor en el extremo SE hasta 10 m hacia el extremo NW. Esta zona de transición muestra velocidades de onda P entre 1450 y 1660 m/s. La capa más profunda, C3, presenta velocidades mayores a 1660 m/s y sus espesores no pueden ser calculados debido al alcance del modelo por lo cual se estima que mínimo se tiene un espesor de 40 m.

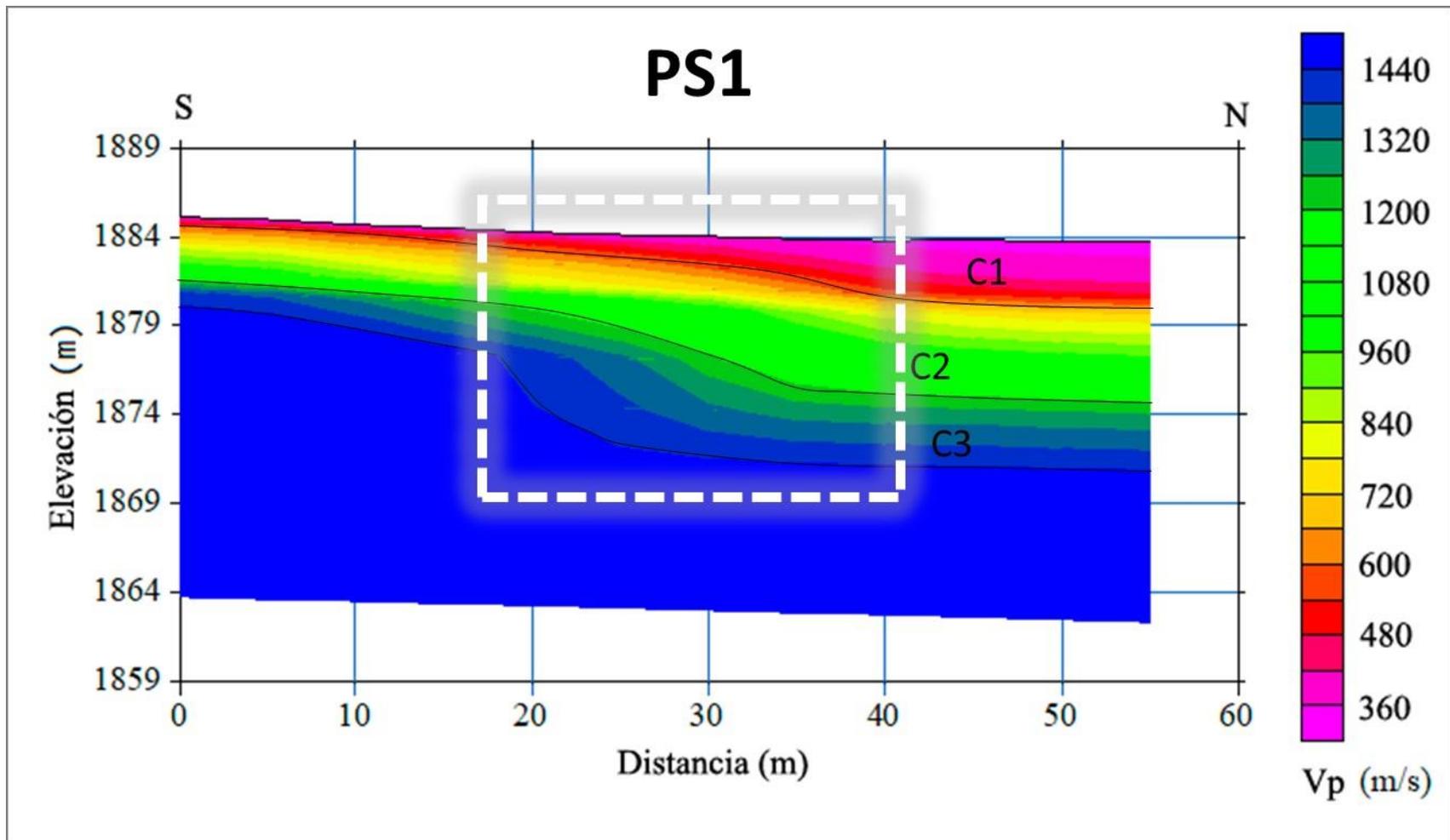


Figura 4.9. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS1 en la zona de La Soledad, Morelia (ver Figura 4.8 para ubicación). El recuadro en blanco delimita las zonas más importantes de cambios laterales de velocidad. Sin exageración vertical. Se indican capas diferenciadas de las variaciones verticales de velocidad con las letras C1, C2 y C3.

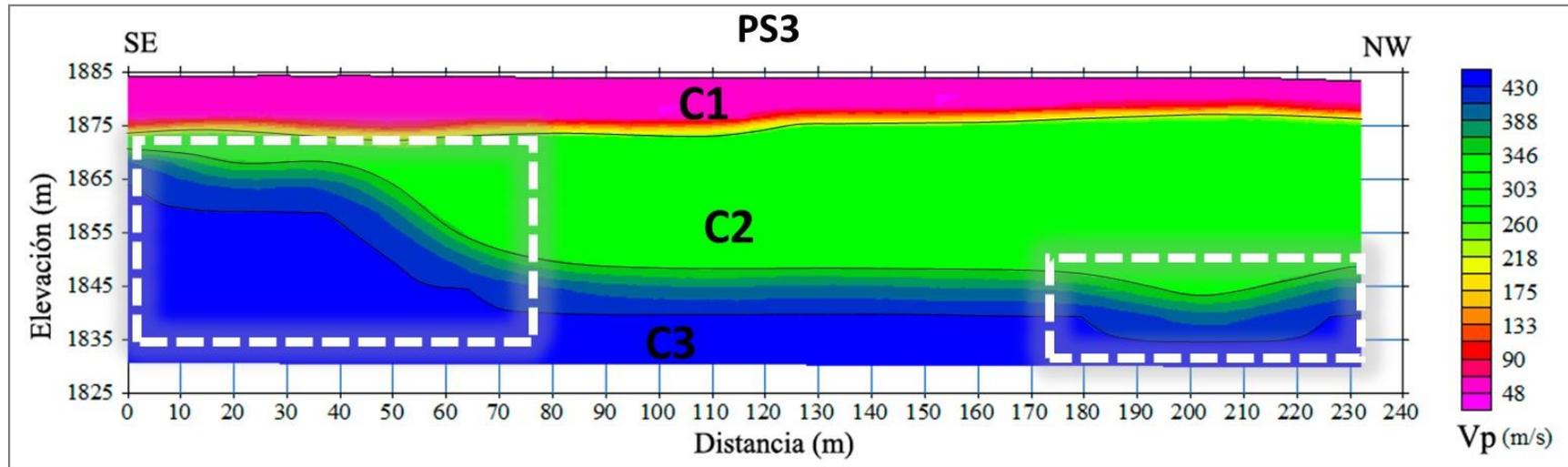


Figura 4.10. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS3 ubicado dentro de las instalaciones de la UNLA, Morelia (ver Figura 4.8 para ubicación). El recuadro en blanco delimita las zonas más importantes de cambios laterales de velocidad. Sin exageración vertical. Se indican capas diferenciadas de las variaciones verticales de velocidad con las letras C1, C2 y C3.

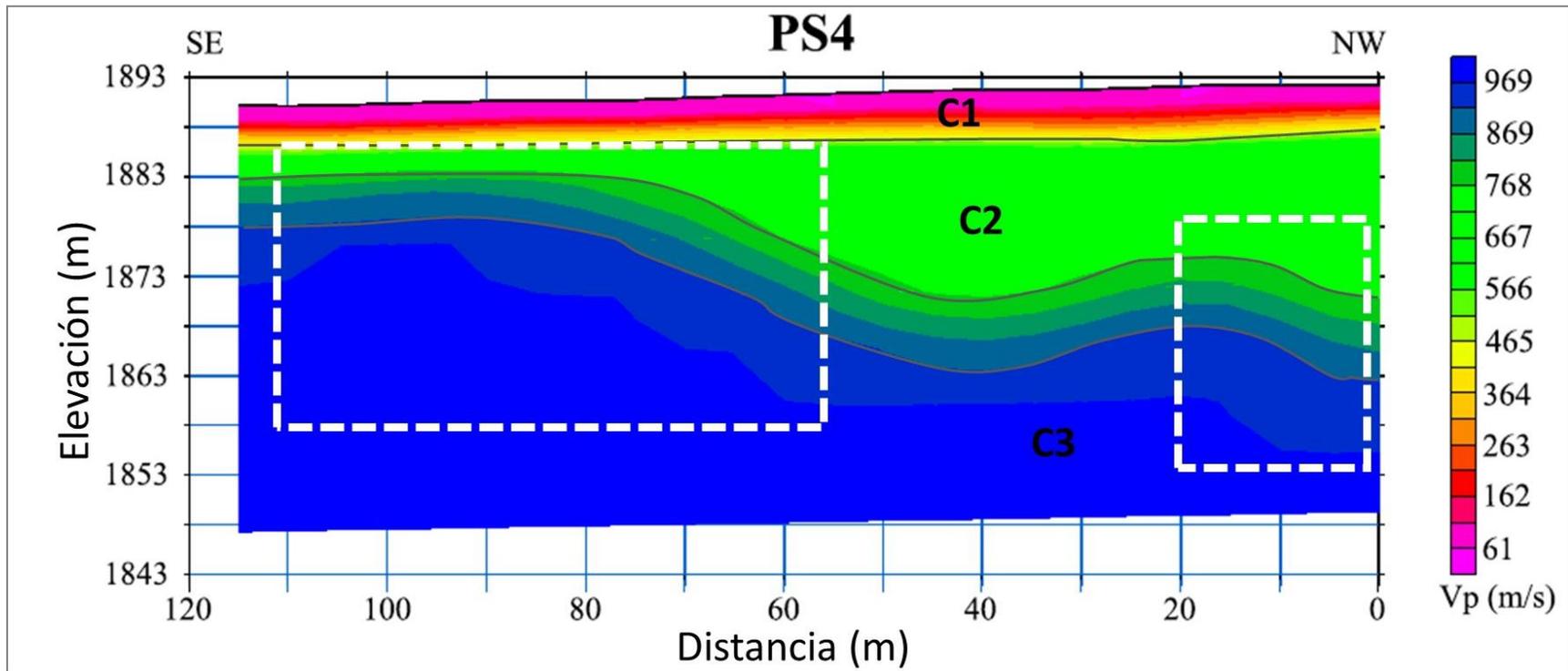


Figura 4.11. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS4 ubicado en la zona de Manantiales de Morelia (ver Figura 4.8 para ubicación). Los recuadros en blanco delimitan las zonas más importantes de cambios laterales de velocidad. Sin exageración vertical. Se indican capas diferenciadas de las variaciones verticales de velocidad con las letras C1, C2 y C3.

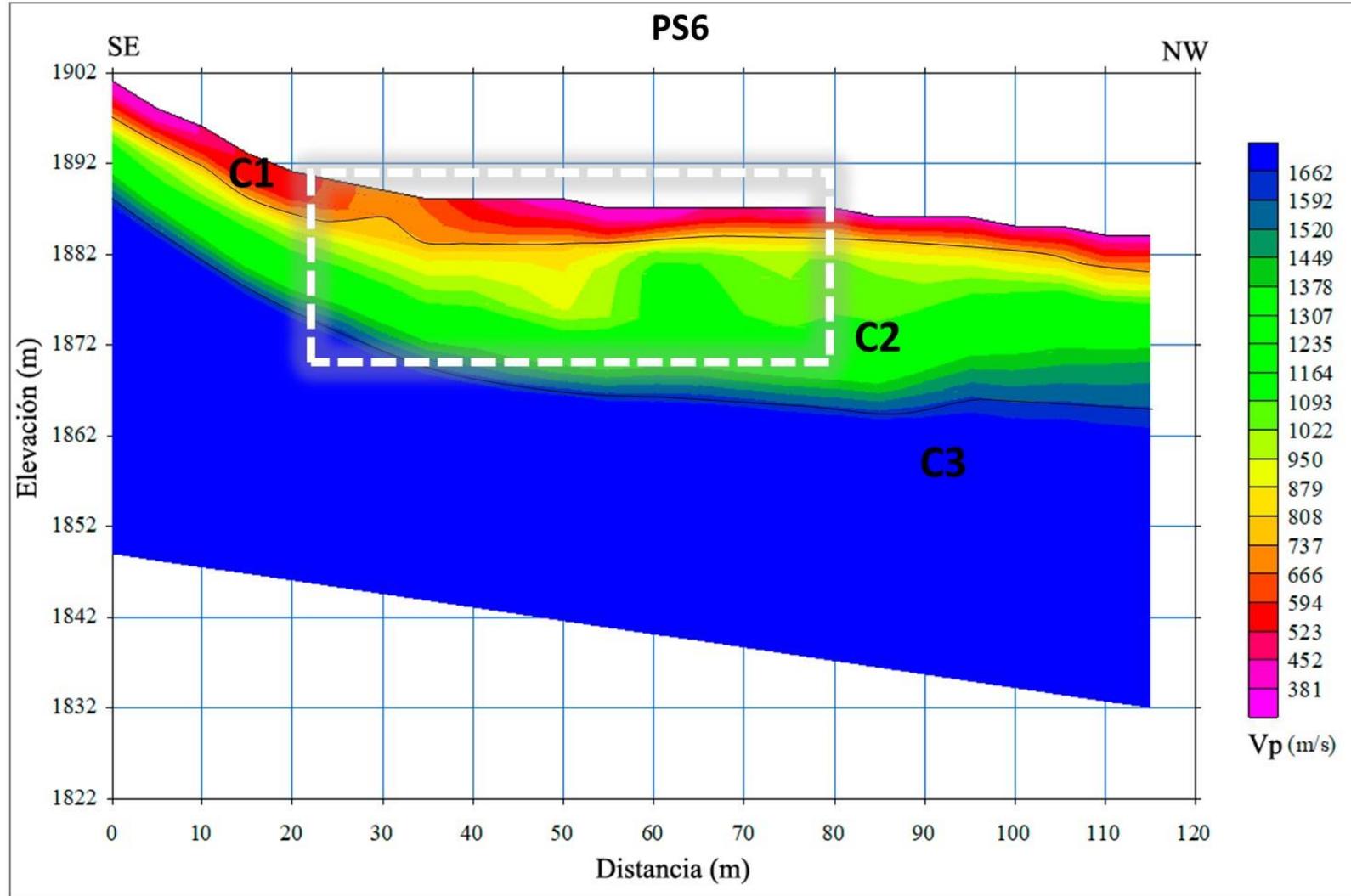


Figura 4.12. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil PS6 ubicado en la zona rural de San Juanito Itzicuaru, al suroeste de Morelia (ver Figura 4.8 para ubicación). El recuadro en blanco delimita las zonas más importantes de cambios laterales de velocidad. Sin exageración vertical. Se indican capas diferenciadas de las variaciones verticales de velocidad con las letras C1, C2 y C3.

4.1.3 Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

Debido a las restricciones de espacio que surgen en áreas urbanizadas, la zona de San Juanito se presentó como un lugar óptimo en las cercanías de la ciudad de Morelia (Figura 4.13A). Esto facilitó la adquisición de datos de tomografía eléctrica transversal a la traza del segmento de falla Manantiales.

El perfil de TRE (Figura 4.13B) alcanza una profundidad de penetración de alrededor de 90 m. Este perfil muestra principalmente dos unidades geoelectricas (UG1, UG2) que muestran claros contrastes entre ellos en los valores de resistividad del subsuelo. La unidad UG1 muestra valores desde alrededor de 100 a 770 Ohm-m (tonos cálidos) y la unidad UG2 presenta valores desde 2.4 hasta ~27 Ohm-m (tonos fríos). La unidad UG1 pierde continuidad lateral entre 100 y 200 m a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde el escarpe se vuelve evidente en la superficie. En esta zona de discontinuidad, se aprecian valores de resistividad más bajos correspondientes a la unidad UG2. Las resistividades más bajas se observan en las capas más someras, abarcando entre 150 y 350 m de distancia a lo largo del perfil. Se han delineado dos zonas de cambio lateral de resistividad mediante polígonos de líneas negras (Figura 4.13B). El cambio más significativo de resistividad se registra entre 60 y 150 m de distancia a lo largo del perfil, extendiéndose hasta aproximadamente 100 m de profundidad. El cambio observado entre 250 y 300 m de distancia a lo largo del perfil indica una leve profundización de la unidad UG1.

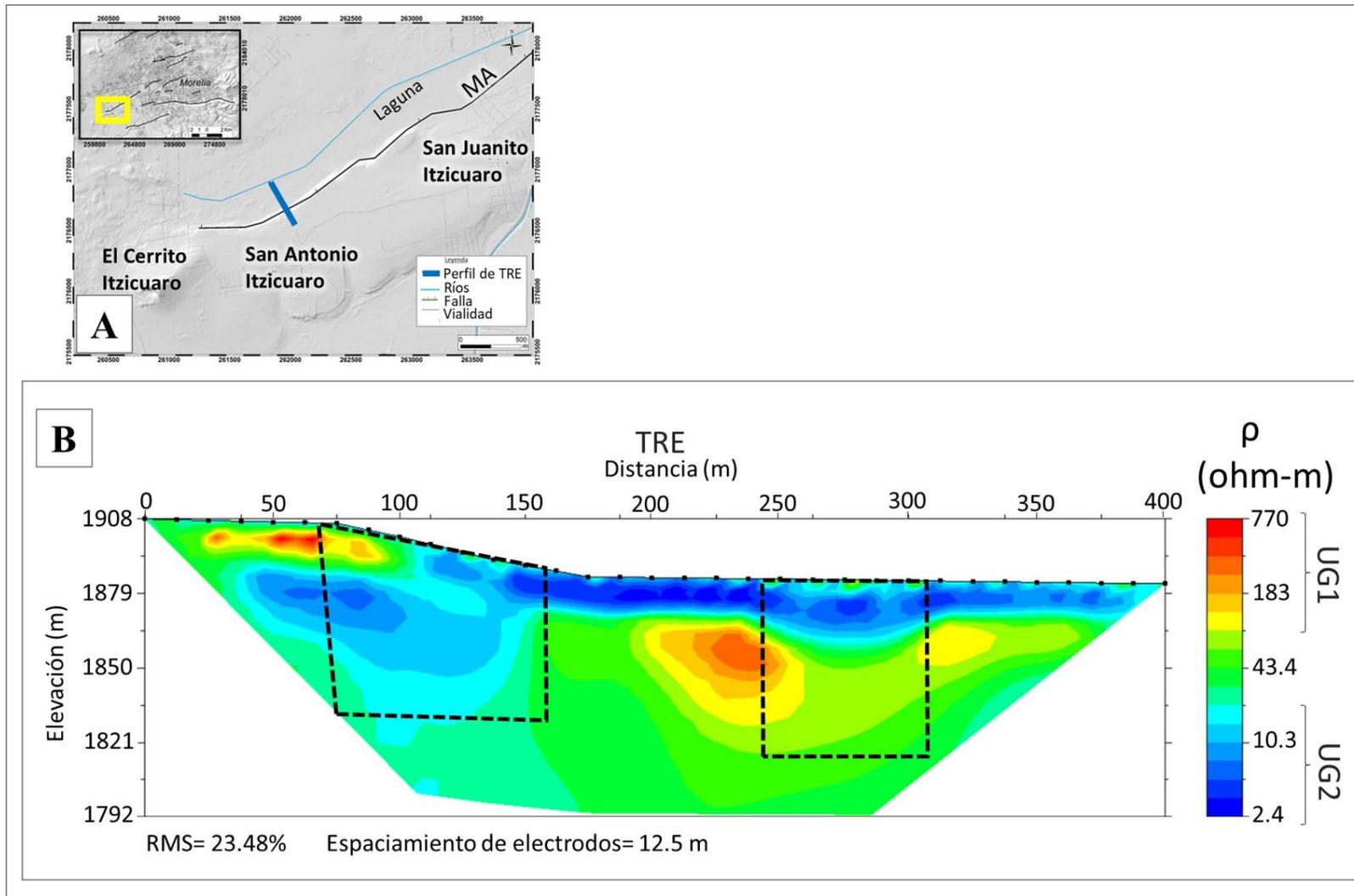


Figura 4.13. Perfil de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) obtenido sobre el segmento de falla Manantiales en el sector de San Juanito Itzicuario (Morelia). A) Modelo digital de elevación mostrando la ubicación del perfil de TRE al suroeste de la ciudad de Morelia, en el extremo sur del segmento de falla Manantiales. B) Modelo interpolado con escala de colores correspondiente al perfil de TRE. Se indica con puntos negros en el tope del perfil, la disposición de los electrododos. Las principales variaciones laterales de resistividad se enmarcan con los recuadros en negro.

4.2 Interpretación de resultados geofísicos

Un análisis de los resultados geofísicos obtenidos en las diferentes zonas de estudio en torno a los segmentos de falla LS, LC y MA, permitió la descripción de las principales características de las estructuras identificadas. En la colonia La Soledad, los resultados de GPR y TRS muestran elementos de discontinuidad de reflectores y cambios de velocidad importantes que permiten asociar éstos a una falla normal de buzamiento noroeste que desplaza una unidad sedimentaria reciente relativamente poco profunda (Figuras 4.2 y 4.9), que se asocia al segmento LS. En el perfil georradar P1, se interpretan las unidades de diferentes respuestas electromagnéticas como dos secuencias estratigráficas superpuestas y las zonas de discontinuidad (por debajo de 0.5 m de profundidad) como las zonas de fallamiento. Los reflectores de radar distorsionados en esta zona indican una deformación distribuida en un área de unos 12 m de ancho (Figura 4.2B). El cambio lateral abrupto identificado en el perfil sísmico PS1 (~15-30 m de distancia, Figura 4.9) se corresponde geográficamente con la ubicación de la falla interpretada en el perfil GPR P1 (Figura 4.2).

En el sector La Colina, los resultados de GPR en los perfiles P2, P3 y P4 (Figuras 4.3, 4.4 y 4.5) revelan deformaciones notables en una zona de 20-30 m de ancho. Los reflectores de radar distorsionados indican la presencia de características típicas de deformación asociada a una falla. Se interpreta que esta falla está vinculada al segmento LC, comportándose como una falla normal buzando al noroeste, con una expresión más pronunciada de deformación en comparación con el segmento de falla LS. En la zona de Los Manantiales, los resultados de GPR y TRS proporcionaron información sobre la geometría de los segmentos de falla LC y MA dentro de los espacios de la UNLA. Estos resultados revelaron capas deformadas en profundidades similares a las observadas en los sectores de Manantiales y La Colina. Las discontinuidades identificadas en el registro P5, obtenido en los espacios de la UNLA (Figura 4.6), indican áreas de posible deformación diferencial en los primeros metros del subsuelo. El perfil sísmico PS3 (Figura 4.10), muestra una morfología de cuenca en profundidad, hacia el extremo NW del perfil, similar a la geometría observada hacia el extremo NW del perfil PS4 (Figura 4.11). Estos comportamientos podrían estar asociados a la presencia de un canal antiguo de depositación, que se forma posiblemente por la deformación asociada al movimiento de las trazas de falla principales.

En el Atlas de peligros geológicos de la ciudad de Morelia ([Hernández-Madrigal et al., 2011](#)), se sugería que los segmentos de falla MA y LC estaban separados por un pantano (terrenos actuales de la UNLA), pero la trayectoria de ambos segmentos era la misma y se anticipaba que en el futuro formarían una estructura continua. Sin embargo, según lo observado en los perfiles sísmicos y de GPR en el sector de Los Manantiales, para este trabajo, se plantea la posibilidad de que los segmentos de las fallas LC y MA se conectan en profundidad en la zona de la UNLA, formando así una sola estructura, como se ilustra en el esquema de la Figura 4.14. En esta figura, se interpreta la presencia de una estructura bajo los perfiles PS3 y PS4 con la línea en color rojo. Bajo el perfil PS2 (ver detalles en el Anexo 2) no se observan cambios significativos en las velocidades que indiquen la presencia de una estructura de deformación asociada a una falla debajo de ese perfil. Se infiere entonces que la continuidad de la traza principal de la falla LC se encuentra más hacia el este del perfil PS2, siguiendo una trayectoria como se indica en la Figura 4.14 (plano curvo de color rojo) por debajo de los perfiles PS3 y PS4.

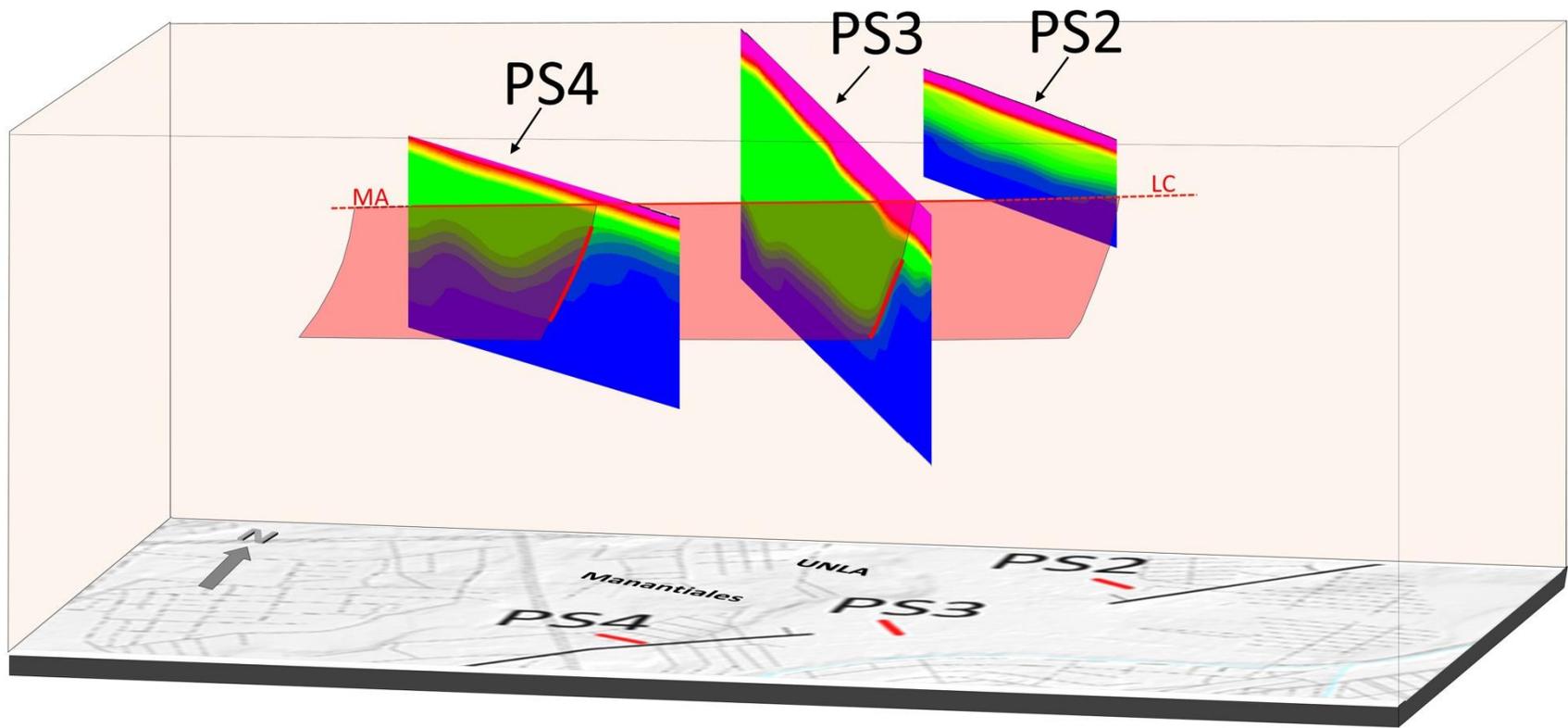


Figura 4.14. Correlación de los perfiles sísmicos PS2, PS3 y PS4 ubicados en la zona de La Colina, UNLA y Manantiales, respectivamente. Se muestra el plano de falla en color rojo sugiriendo continuidad de los segmentos de falla de La Colina (LC) y Manantiales (MA) en el sector de la Universidad Latina de América (UNLA).

En la zona de San Juanito Itz'cuaro, los resultados de TRS (PS6; Figura 4.12) y TRE (Figura 4.13) muestran cambios laterales de velocidad y resistividades en una zona que sugiere la presencia de deformación de las secuencias estratigráficas bajo los perfiles. La interpretación conjunta de estos perfiles se muestra en la Figura 4.15, donde se correlacionan los planos de falla (líneas en rojo) interpretados en cada perfil por separado (Figuras 4.15B y 4.15C). Dado que se observa una discontinuidad lateral a 130 m de distancia a lo largo del perfil de TRE (línea en rojo; ver Figura 4.15C) y considerando que la unidad de altas resistividades muestra un salto en vertical hasta alcanzar 40 m de profundidad, se calcula que las secuencias deformadas han experimentado un desplazamiento vertical (DVE) de al menos 30 m. La variación lateral de resistividad más importante en el perfil de TRE, con la presencia de zonas de baja resistividad (entre 100 y 140 m de distancia; Figura 4.15C), sugieren la presencia de material removido o poco compactado que posiblemente esté asociado a la deformación ocasionada por actividad del segmento de falla MA. La interpretación conjunta que se muestra en la Figura 4.15D se fundamenta en la integración de información derivada de los resultados de TRE, TRS, y observaciones de superficie. Esto sugiere que esta falla se caracteriza por bloques que basculan hacia el NW, provocando el desplazamiento de secuencias de depositación en una zona de alteración de aproximadamente 50 m de ancho alrededor de la falla principal. La delimitación de las unidades de color (unidades geológicas) en la Figura 4.15D se realizó en función de las discontinuidades principales de las unidades geoeléctricas interpretadas en el perfil TRE y los cambios laterales de velocidad identificados en el perfil PS6. Se identifican anomalías de altos y bajos de resistividad en profundidad que se interpretan con los polígonos en líneas punteadas de colores azules (bajos de resistividad), naranja y amarillo (resistividades más altas), los cuales muestran elementos que generan variación importante de la resistividad a profundidades mayores a 20 m, principalmente.

Considerando los resultados de la TRS y el contexto geológico para la ciudad de Morelia, se realiza una asociación de las unidades geológicas descritas por [Avellán et al. \(2020\)](#) y los valores de velocidad obtenidos para las capas del basamento (capas más profundas) en los distintos modelos sísmicos. En la zona de la UNLA-Manantiales, las bajas velocidades de onda P (~400 m/s) obtenidas para el perfil PS3 (Figura 4.10), podrían corresponder a depósitos gruesos de sedimentos fluviolacustres. Por otra parte, las velocidades de onda P de alrededor de 900 m/s, bajo el perfil PS4 (Figura 4.11), podrían estar asociadas con la presencia de las lavas de Tetillas, deformadas en profundidad en la zona de Manantiales. Hacia las zonas de La Soledad y San Juanito Itz'cuaro (hacia el norte y suroeste de la ciudad, respectivamente), los valores de velocidad de onda P entre 1400 y 1600 m/s, en las capas más profundas de los perfiles PS1 (Figura 4.9) y PS6 (Figura 4.12), podrían atribuirse a la presencia de las Ignimbritas de Atécuaro en profundidad.

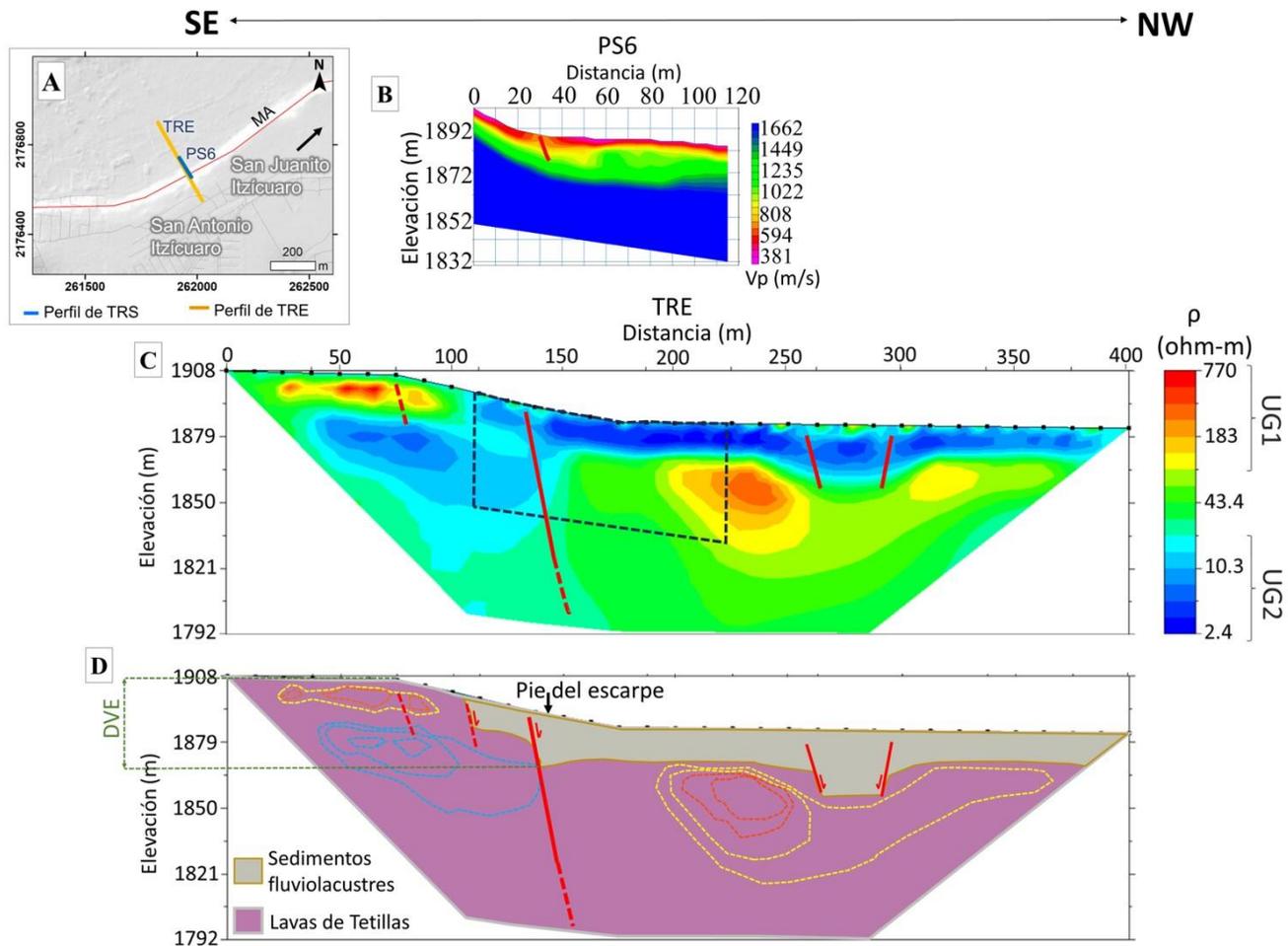


Figura 4.15. Correlación de los perfiles PS6 (perfil de refracción sísmica) y TRE, ubicados sobre el segmento de falla Manantiales (MA), hacia el poblado de San Juanito Itzicuaro. A) ubicación relativa de los perfiles geofísicos sobre un modelo digital de elevación. TRE=Tomografía de Resistividad Eléctrica. B) Modelo de velocidades de ondas P para el perfil PS6. C) Modelo interpolado de resistividades eléctricas para el perfil TRE, indicando con el polígono de líneas negras segmentadas la proyección del perfil PS6. D) Interpretación conjunta de los perfiles geofísicos en la zona de San Juanito indicando los planos principales del segmento de falla MA con líneas continuas en color rojo y el sentido de caída de los bloques con flechas en rojo. Se muestran los contornos de las anomalías de resistividad de acuerdo con las unidades geoelectricas indicadas. DVE= Desplazamiento Vertical Estimado.

4.3 Microtopografía del fracturamiento del suelo y efectos estructurales

El análisis de fracturamiento de principales estructuras constructivas se describe para diferentes zonas de la ciudad de Morelia, sobre los segmentos de falla LS, LC y MA.

En la zona de La Soledad, al norte de la ciudad (segmento de falla LS), se observó una zona de falla principal orientada N65° a N70° con un fracturamiento secundario subparalelo. Se identificaron fracturas a escala mesoscópica en el concreto de las avenidas, presentando geometría de relevo con fracturas abiertas que acomodan un movimiento vertical diferencial (Figura 4.16A). Este desplazamiento vertical aparente fue medido en el terreno y se estimó en 25 cm en el concreto de la vialidad, que tiene alrededor de 11 años de antigüedad (estimación basada en observaciones de imágenes satelitales y correlación con otras zonas). En esta zona, la fracturación es discontinua y no se aprecia fuera del relleno sedimentario, donde las lavas del volcán Tetillas afloran y por su morfología dificultan la visualización de la continuidad de la traza de falla (Figura 4.16C). Con base en estos daños a infraestructura aledaña a la traza de falla, se ha podido calcular una zona de afectación visible de aproximadamente 20 m a cada lado de la traza principal. Los efectos más resaltantes son fracturas subverticales en paredes, desprendimientos de columnas, fracturas a 45° (con respecto a la vertical) en muros, inclinaciones de muros hacia el bloque del techo de la falla, desplazamiento vertical y fracturamiento sistemático en calles de concreto hidráulico (Figura 4.16B).



Figura 4.16. Fotografías que muestran afectaciones estructurales en la ciudad de Morelia. A) y B) muestran el fracturamiento en paredes y vías de concreto en la colonia La Soledad (marzo, 2021). C) Lavas de Tetillas aflorando en el área urbana en las cercanías a la colonia La Soledad (marzo, 2021). D) y E) fracturas abiertas y grietas en vías de concreto y paredes en la zona de La Colina (calle Cantero, octubre, 2023) y Los Ejidos (marzo, 2021).

En las colonias de La Colina y Los Ejidos, la falla LC esta subrayada por una zona de fractura discontinua pero relativamente lineal a la escala de la ciudad. Una red de fracturas subparalelas define una zona de daños, visibles en el pavimento, de 20 m de ancho hacia cada lado de la falla, con una dirección principal N55E, acomodando un desplazamiento vertical que va de 32 a 47 cm en las cercanías del INFONAVIT La Colina (Figura 4.16D). Por información inferida a partir de los trabajos de [Garduño-Monroy et al. \(2001\)](#) y de [Lina y Velasco \(2003\)](#), en relación con las edades de construcción de las unidades habitacionales en La Colina y Los Ejidos, se estima que la vialidad original fue construida aproximadamente hace 60 años. Se identificaron daños y fracturas en infraestructura cercana a la traza de falla como son: fracturas a 45°, respecto a la vertical, detectadas en muros; fracturas verticales y horizontales en paredes, rupturas en columnas, fracturas en dovelas, en arcos y en el concreto de las avenidas y se muestran fotografías de algunas afectaciones en la Figura 4.16E y más ampliamente en el ANEXO 3. El ancho promedio de la zona de daños visibles en este segmento se estima de hasta 25 m a cada lado de la traza principal, similar al estimado para el segmento de falla LS. En la colonia Jacarandas se pierde la evidencia de fracturamiento superficial, sin embargo, se releva aproximadamente a 150 m en línea recta hacia el sur (ver Figura 4.1 para ubicación de las colonias en mención).

En la zona de Manantiales, el fracturamiento correspondiente a la traza de la falla MA presenta una dirección preferencial de N30E. Dentro del predio Llantera, se observó a una escala mesoscópica que la fracturación principal está conformada por múltiples segmentos (fracturas secundarias) que describen geometrías curvilíneas y subparalelas (Figura 4.17A). Un desplazamiento vertical aparente de 1 cm se ha podido medir (octubre de 2023) sobre la calzada del periférico Paseo de la República a la altura de Manantiales (ver Figura 4.1 y ANEXO 3), cuyo pavimento fue rehabilitado hace 1 año ([SCOP, 2022](#)). En esta zona, se distingue que el bloque hundido presenta una acumulación de sedimentos finos conformados por arcillas de color café (Figura 4.17A), posiblemente producto del encharcamiento. Estos sedimentos están claramente delimitados por el fracturamiento asociado a la traza de falla MA. Dentro del predio en mención, se midieron de manera sistemática las redes de fracturas que presentan un rumbo de N30E a N50E, con aperturas de hasta 0.5 cm en el piso de las construcciones (Figura 4.17B), de las cuales algunas de ellas fueron remodeladas hace 9 años ([Jiménez y Aray, 2018](#)). Por observaciones de campo, se identificaron fracturas paralelas a la zona de falla a distancias de hasta 10 m y 20 m de la traza principal, sobre el bloque de techo y bloque de piso, respectivamente. El desplazamiento vertical se acomoda principalmente a lo largo de una zona de deformación central delimitada por dos fracturas subparalelas (ver Figura 4.12A) que en este sitio alcanza un ancho de hasta 5 m. Además, se identificaron múltiples fracturas secundarias, dispuestas de manera paralela a la zona de deformación principal. Estas fracturas se agrupan en lo que se denomina zona de daño, que en el caso específico de este predio alcanzó un ancho de 40 m. Estos rasgos fueron identificados durante la evaluación en campo. Dentro de esta zona de daño se pudieron observar fracturas a 45°, respecto a la vertical, en muros; fracturas verticales y horizontales en muros columnas y lozas, fracturas en pisos y firmes de concreto, también se identificaron basculamientos leves en pisos de edificaciones cercanas a la zona de falla (ANEXO 3).

Manantiales



San Juanito Itzícuaru



Figura 4.17. Fotografías que muestran las evidencias de afectación en superficie en la ciudad de Morelia. A) geometría de la traza y su zona de falla asociada (octubre, 2018) con vistas al noreste (izquierda) y al suroeste (derecha), B) Grieta identificada en construcción ubicada en el bloque de techo con apertura mayor a 1 cm (octubre, 2018). C) Grietas en paredes de una construcción residencial en la zona de El Cerrito Itzícuaru (marzo, 2021). D) Desplazamiento vertical aparente de alrededor de 40 cm para la traza de falla Manantiales sobre la Avenida San Juanito Itzícuaru (septiembre, 2021).

En la comunidad de El Cerrito Itz'cuaro, al suroeste de la ciudad de Morelia y cerca de San Juanito Itz'cuaro (ver Figura 4.1 para ubicación), se observaron múltiples fracturas en las infraestructuras. Las grietas en el pavimento, construido hace aproximadamente 15 años (según estimaciones basadas en análisis de imágenes satelitales de Google Earth), presentan geometría subparalela a la traza de falla MA, que tiene una dirección N45E en esta zona. Asimismo, se identificaron numerosas fracturas y grietas en muros, columnas, pisos, banquetas y calles construidas hace unos 10 años (según estimaciones basadas en análisis de imágenes satelitales de Google Earth), con aperturas de hasta 5 cm (Figura 4.17C). Estos daños fueron cartografiados, y se determinó que los daños visibles en las infraestructuras se extienden hasta a 25 m de la traza de la falla principal, en algunos lugares sobre el bloque de techo. Se registró un desplazamiento vertical en superficie de 40 cm (Figura 4.17D) sobre la Av. San Juanito Itz'cuaro, vialidad que fue pavimentada y nivelada de manera uniforme, sin escarpes aparentes, hace 10 años ([La Voz de Michoacán, 2013](#)). Los daños causados por la falla no pudieron ser seguidos en zonas donde hay campos de cultivo; sin embargo, en base a los resultados de la geofísica, se espera un comportamiento similar al descrito para las zonas urbanizadas.

4.4 Integración de resultados y definición de geometría de fallas

Tomando en consideración la información de resultados geofísicos (TRS, TRE, GPR) de este y otros trabajos previos, se construyó una tabla resumen (Tabla 4.1) donde se indican valores de desplazamiento vertical entre capas del subsuelo afectadas por los segmentos de falla LS, LC y MA. [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#) refieren a estos desplazamientos como “*net throw*” y [Cabral-Cano et al. \(2010\)](#) los refieren como “*fault dislocation*”. Así mismo, se reportan los valores interpretados de anchos de deformación (zona de influencia) por los segmentos de falla interpretados en los registros geofísicos.

Según lo resumido en la Tabla 4.1, los resultados obtenidos en la colonia La Soledad (LS; al norte de la ciudad de Morelia), indican que el segmento de falla de igual nombre presenta un ancho de deformación (o zona de influencia) similar al reportado para el segmento de falla La Colina, en las colonias La Colina (LC) y Los Ejidos (LE). Además, los resultados geofísicos sugieren que estos anchos de deformación aumentan a medida que nos desplazamos hacia las colonias Manantiales (MA) y San Juanito Itz'cuaro (SJI) en dirección al suroeste de la ciudad. La comparación de los anchos de deformación obtenidos mediante TRS y GPR, en las zonas de LS, LC, LE, UNLA y MA, revela resultados similares en magnitud para cada área de estudio. Esto sugiere que no hay variación considerable en la zona de influencia de las fallas, interpretada para los primeros 30-40 m de profundidad, a pesar de que se hayan realizado en campañas de diferentes años (ver Tabla 4.1).

Para el caso de la zona de SJI, los anchos de deformación estimados a partir del empleo de GPR son considerablemente menores que aquellos reportados a partir de los resultados de TRS o TRE.

El desplazamiento vertical estimado (DVE) mediante el empleo del mismo método geofísico en diferentes años (ver Tabla 4.1) varía ligeramente entre los trabajos realizados. Comparando los valores obtenidos para este y los trabajos previos de TRS y GPR en los sitios de estudio de LS, LC, LE, UNLA y MA, se observa que no ha habido variaciones significativas de los desplazamientos verticales estimados. En la zona de SJI,

se sugiere un importante desplazamiento vertical de la falla (~30 m) que difiere considerablemente de las estimaciones de DVE realizadas con el resto de los métodos geofísicos mencionados en la Tabla 4.1.

A partir de las observaciones de campo, análisis morfológico e interpretaciones de los perfiles geofísicos, se definió la traza más precisa de los segmentos de falla que atraviesan la parte occidental de la ciudad de Morelia. En este trabajo, se propone unificar los nombres de los segmentos de falla La Soledad (LS), La Colina (LC) y Manantiales (MA) en uno solo, denominado como falla La Colina (fLC). La cartografía integrada, a partir de los datos de superficie y los datos de subsuelo, de la fLC se muestra en la Figura 4.18.

El levantamiento sistemático de los daños asociados a la fracturación en superficie proporciona indicios sobre las zonas de daño en la infraestructura cercana a cada segmento de falla estudiada. A pesar de la extensión de la ciudad y la complejidad de realizar un levantamiento exhaustivo de todos los daños, se llevó a cabo un recorrido en ciertas áreas de las colonias La Soledad, La Colina, Manantiales y San Juanito Itzicuaró. Esto permitió estimar una franja de alrededor de 40 m de ancho en promedio para identificar las zonas con daños visibles en la infraestructura alrededor de la fLC. Este análisis, aplicado a las principales zonas de estudio, se extrapoló a otras áreas de la ciudad, sugiriendo un ancho de afectación similar a lo largo de la fLC, como se muestra con la franja amarilla en la Figura 4.18. Además, la información geofísica proporciona una estimación de la zona de influencia de la falla en el subsuelo, permitiendo proponer una cartografía de alta precisión. La traza de la fLC que se presenta fue obtenida mediante la integración de los nuevos resultados de este estudio y una cartografía modificada de [Gómez-Vasconcelos et al. \(2021\)](#). La franja de color naranja en la Figura 4.18 indica el área principal de influencia de la falla

Para este trabajo, se llevó a cabo una evaluación espacial y de campo a lo largo de la fLC, en la cual se estimaron los desniveles topográficos de los escarpes observados sobre la fLC en estación de análisis, como se ilustra en la Figura 4.19.

Tabla 4.1 Resumen de saltos verticales y anchos de deformación asociados a la actividad de los segmentos de fallas La Soledad, La Colina y Manantiales, a partir de interpretaciones geofísicas

Zona de estudio	Segmento de falla	Técnica aplicada	DVE (m)	Ancho de deformación (m)	Referencia
LS	LS	TRS	5	20	Este trabajo
		GPR	0.2	15-25	
LC	LC	TRS	6-8	15-20	Cabral-Cano et al. (2010)
		GPR	NI	25-30	
		GPR	0.2	30	Lázaro-Mancilla et al. (2020)
		GPR	0.2	25	Este trabajo
LE	LC	GPR	5	24	Avila-Olivera y Garduño-Monroy (2008)
		TRS	6	25	Cabral-Cano et al. (2010)
		GPR	NI	25	
		GPR	0.2	26	Este trabajo
UNLA	LC-MA	TRS	12	15-20	Este trabajo
		GPR	0.4	16	
MA	MA	GPR	3	25	Avila-Olivera y Garduño-Monroy (2008)
		TRS	8-12	25-30	Cabral-Cano et al. (2010)
		GPR	NI	30	
		TRS	10-15	25-30	Este trabajo
		GPR	0.2-0.6	15-25	
SJI	MA	TRS	8-12	25-30	Este trabajo
		TRE	43	40-60	
		GPR	0.2	15	

Abreviaciones: LS=La Soledad, LC= La Colina, LE= Los Ejidos, UNLA= Universidad Latina de América, MA= Manantiales, SJI= San Juanito Itzícuaru. DVE= Desplazamiento Vertical Estimado, TRS= Tomografía de Refracción Sísmica, GPR= Georradar, TRE= Tomografía de Resistividad Eléctrica, NI= No hay información.

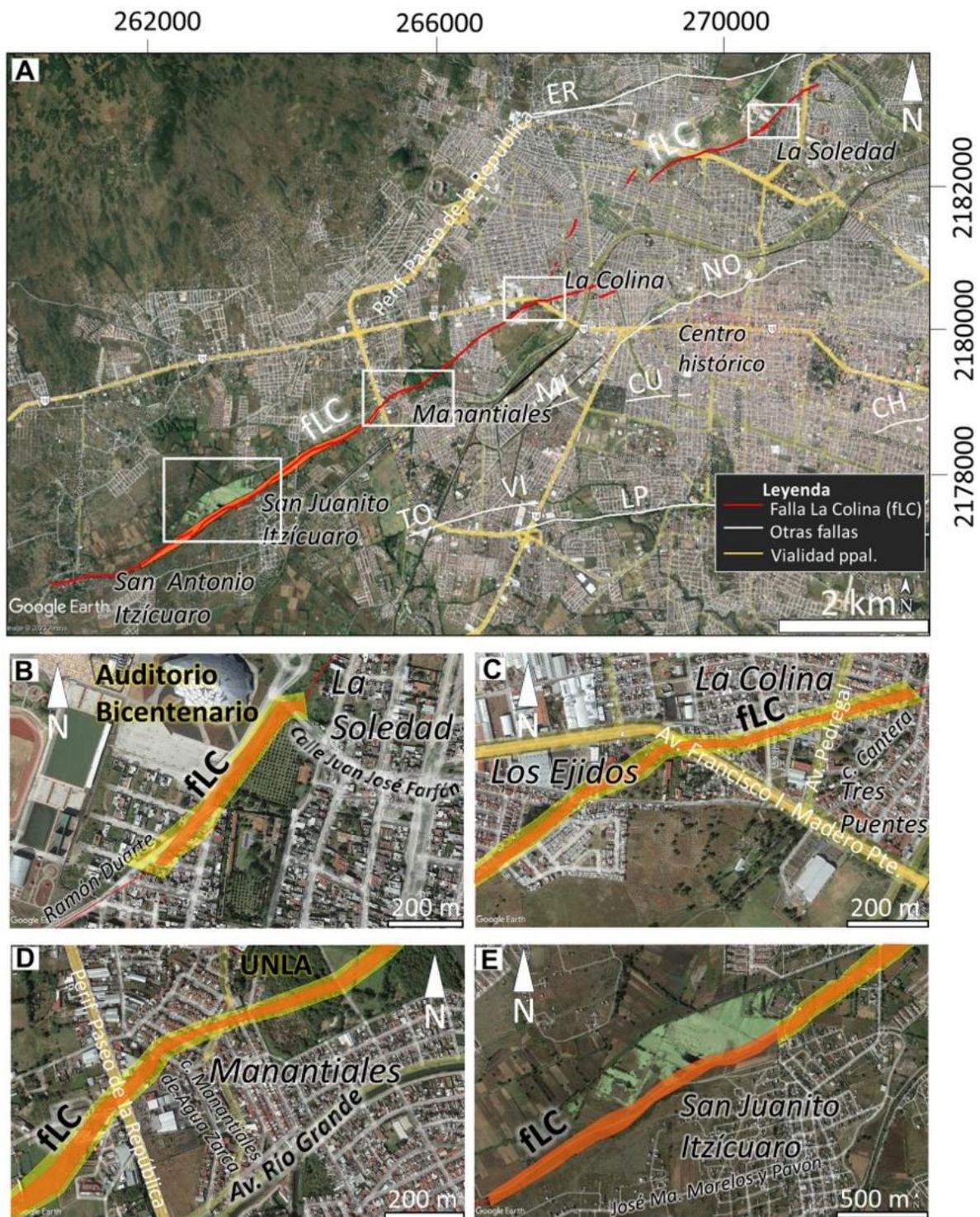


Figura 4.18. Imagen satelital de la ciudad de Morelia que muestra la cartografía integrada de la falla La Colina (fLC) en vista general (A). Se resaltan las zonas de influencia de la falla con franjas en color naranja y la zona principal de daños con franjas en color amarillo para las colonias La Soledad (B), La Colina-Los Ejidos (C), Manantiales (D) y San Juanito Itzicuario (E). Nomenclatura de otras fallas en la Figura 1.5.

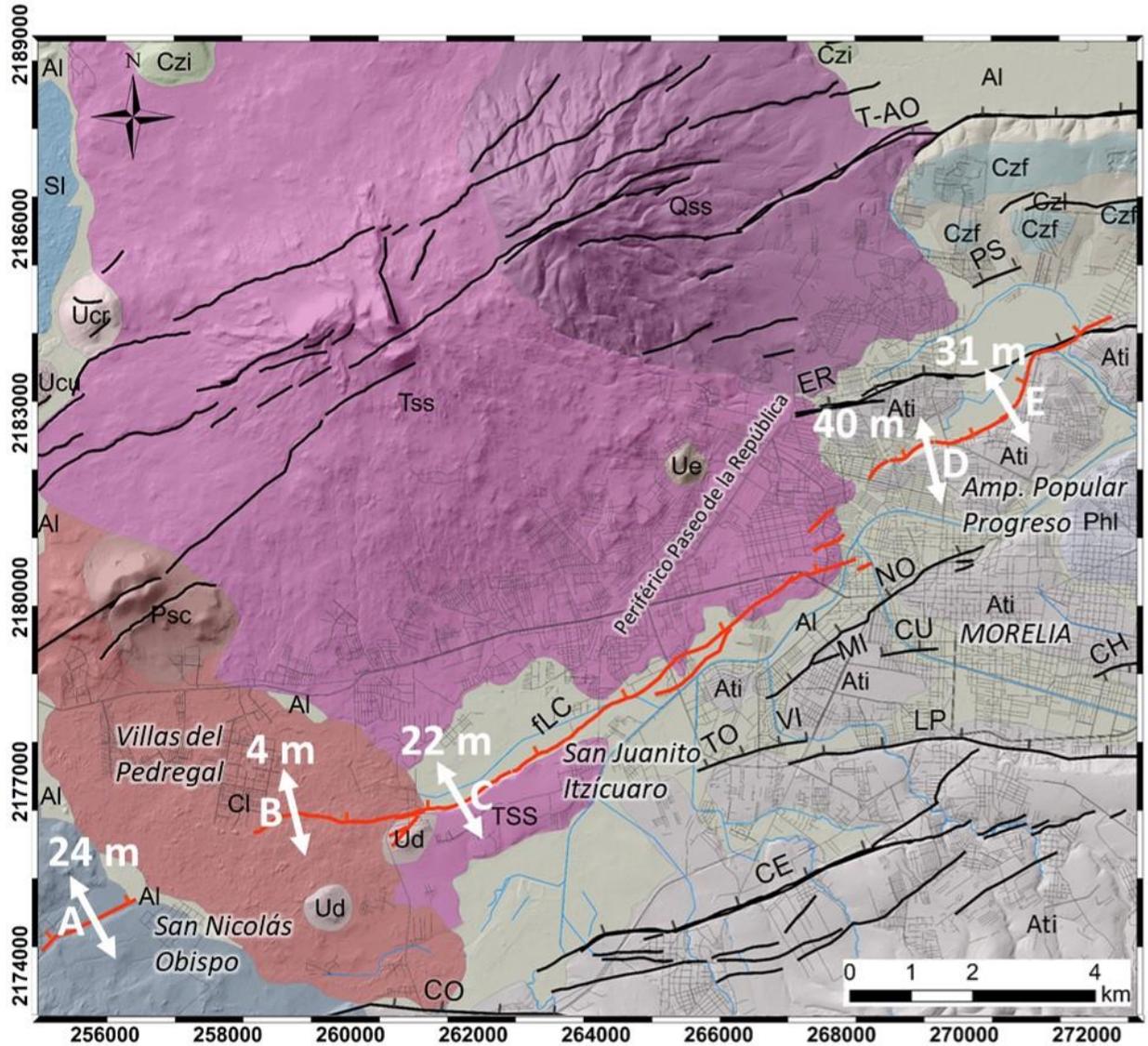


Figura 4.19. Desniveles topográficos de los escarpes identificados sobre la traza de la falla La Colina (fLC) sobre el mapa de unidades estratigráficas para la ciudad de Morelia (para unidades ver Figura 1.5). La cartografía de las otras fallas fue actualizada utilizando los resultados de este y otros trabajos previos (Figuroa-Miranda et al. (2020); Soria-Caballero et al., 2021b; Gómez-Vasconcelos et al., 2021). Las flechas sólidas en blanco indican el salto topográfico y las letras A-E las estaciones de medición de esos saltos.

En la Tabla 4.2 se muestra un resumen con las tasas de movimiento calculadas para los segmentos de falla LS, LC y MA en cada estación de medición que se indica en la Figura 4.19.

Tabla 4.2. Tasas de movimiento (slip-rate) calculadas para desniveles topográficos identificados en la ciudad de Morelia de acuerdo con las estaciones mostradas en la Figura 4.19

ESTACIÓN DE MEDICIÓN	SALTO VERTICAL (m)	LITOLOGÍA ASOCIADA	EDAD DE LA UNIDAD (ka)	Slip-rate (mm/yr)
A	24	Lavas Tetillas	560	~ 0.04
B	4	Lavas Cerritos	130	~ 0.03
C	22	Lavas Tetillas	560	~ 0.04
D	40	Ignimbrita Atécuaro	16760	~ 0.01
E	31	Ignimbrita Atécuaro	16760	~ 0.01

4.5 Estudio paleosismológico

Para estudiar el fracturamiento en relación con la sobreexplotación del acuífero y, a su vez, averiguar una potencial persistencia de la actividad tectónica del segmento de falla MA, se excavaron 2 trincheras (T1, T2) transversalmente a la traza estimada, en una zona rural ubicada entre las colonias San Antonio y San Juanito Itzúcuaro, al suroeste de la ciudad (Figura 4.20A).

La trinchera T1 se ubicó en las coordenadas UTM 261943E, 2176678N y la trinchera T2 en las coordenadas UTM 262346E, 2176873N, separadas entre ellas a una distancia aproximada de 500 m. De acuerdo con las consideraciones establecidas por [McCalpin \(2009\)](#), el lugar óptimo para realizar las trincheras es aquel en el que se pueda anticipar una tasa de sedimentación relativamente constante durante el Holoceno. Además, se busca que la acumulación de grano fino permita obtener el registro estratigráfico más completo posible en ambos lados de la falla. No obstante, en las zonas de interés, las condiciones ideales de sedimentación no se cumplieron debido, principalmente, al contexto litológico (volcánico) y el crecimiento urbano, que conlleva a la alteración de los espacios naturales por la influencia antrópica. Durante las inspecciones de campo en la zona de San Juanito Itzúcuaro, se identificó un eskarpe bastante pronunciado de la falla MA (Figuras 4.20B y 4.20C). Este eskarpe, compuesto principalmente de material andesítico-basáltico y sedimentos fluviolacustres, tiene una altura de alrededor de 22 m de altura en la zona más cercana a T1 y disminuye en altura en sentido al noreste (hacia T2), hacia una laguna cuyos depósitos recientes sellan la traza de falla y se atenúan las evidencias de deformación de esta estructura. Debido a la dificultad para encontrar lugares cercanos a la falla de interés que cumplieran con todas las condiciones ideales, se decidió realizar las excavaciones en una zona con menor pendiente, cerca del pie del eskarpe de la falla y con la menor intervención antrópica posible. Durante las excavaciones se tuvo la esperanza de encontrar abundante material orgánico que permitiera fechar por la presencia de la zona lagunar (Figura 4.20D).

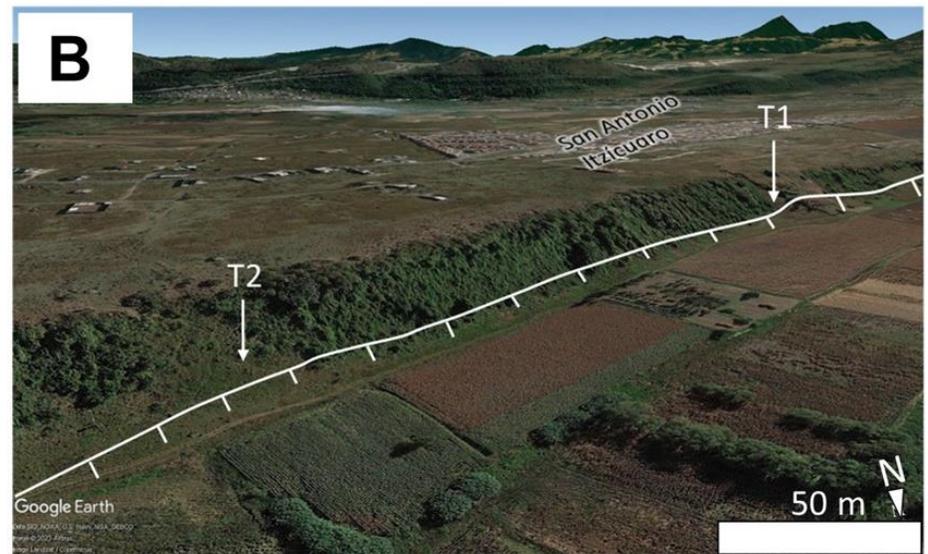
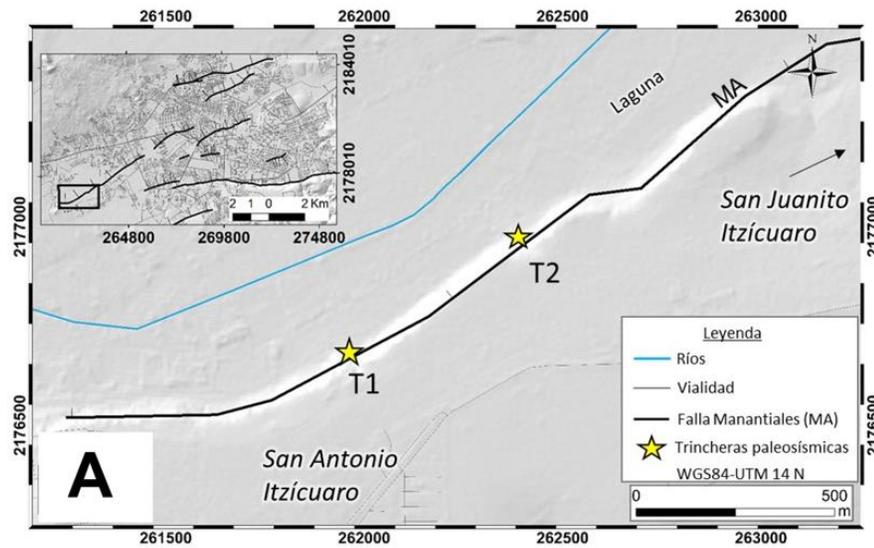


Figura 4.20. (A) Modelo digital de elevación mostrando la ubicación del cuerpo lagunar y las trincheras paleosísmicas T1 y T2. (B) Vista 3D del escarpe de falla para la ubicación de las trincheras en la localidad de San Antonio Itzicuaro. (C y D) Fotografías de campo mostrando las condiciones de vegetación en los sitios de excavación de las trincheras, así como, una vista panorámica del escarpe indicando la traza estimada de la falla. MA: segmento de falla Manantiales (línea en blanco).

4.5.1 Trinchera T1

Esta trinchera de 13 m de longitud y 2.5 m de profundidad fue excavada en dirección NW-SE más cercana a la población de San Antonio Itzícuaró (ver Figura 4.20). En esta área, el espesor de los coluviones es reducido, junto con la presencia de materiales más antiguos y un escarpe más pronunciado en comparación con la zona de T2.

De esta trinchera se preservaron ambas paredes por lo cual se presentan los fotomosaicos y los logs correspondientes en las Figuras 4.21 y 4.22. Las características principales observadas en cada unidad se resumen en la Tabla 4.3. La designación de los horizontes E, B y C se realizó considerando la Base de referencia mundial para el manual de recursos del suelo ([IUSS Working Group WRB, 2022](#)).

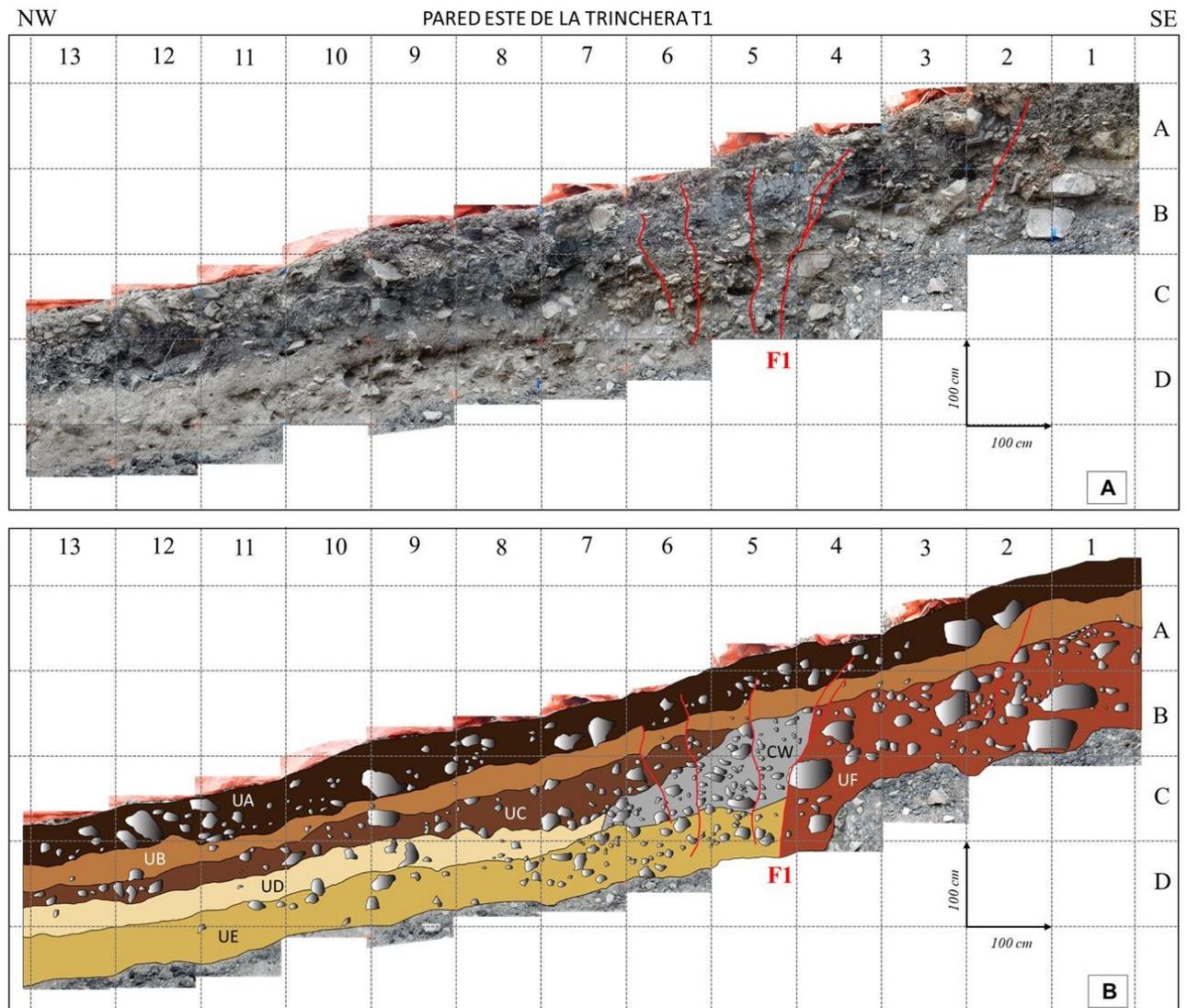


Figura 4.21. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared este de la trinchera T1.

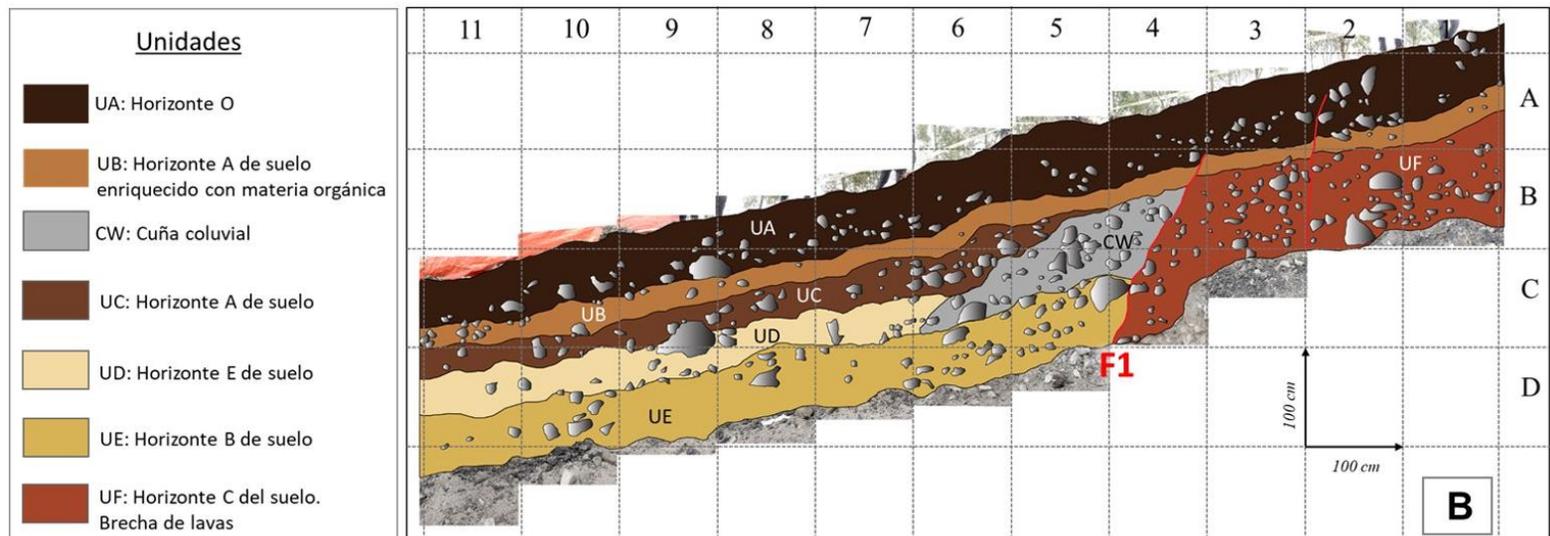
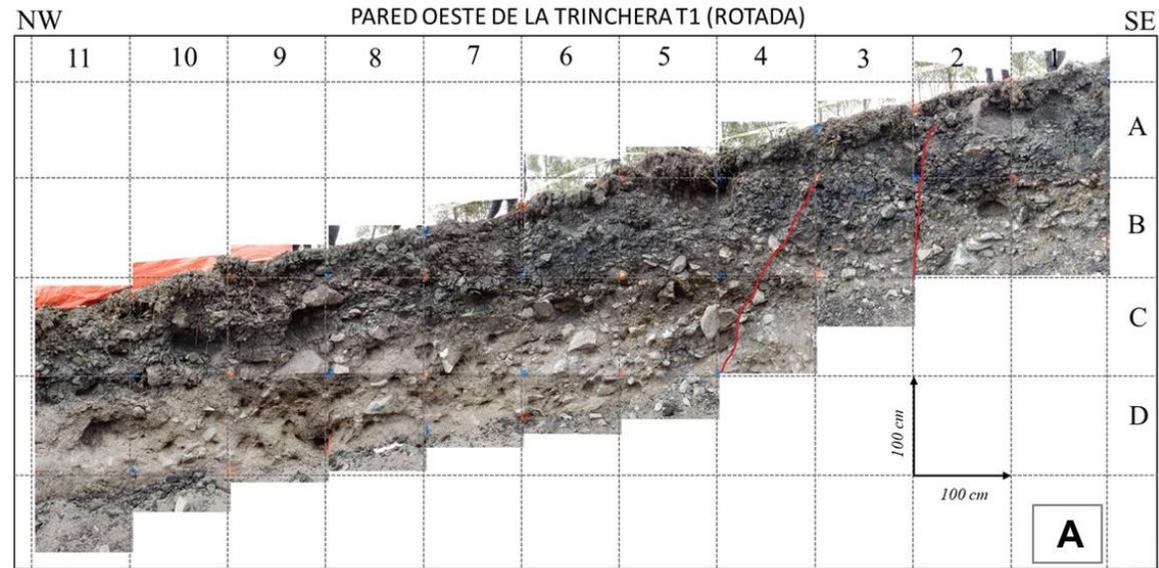


Figura 4.22. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared oeste, en vista rotada, de la trinchera T1.

Tabla 4.3. Descripción de las principales unidades estratigráficas identificadas en la trinchera T1.

Unidad	Descripción sedimentológica	Interpretación
UA	Alrededor de 80 cm de unidad de color café oscuro con bloques subredondeados de ~15 cm de diámetro embebidos en matriz de limos y arcillas con mucha materia orgánica y raíces. Se encontraron fragmentos de cerámica, sedimentos fluviolacustres e ignimbritas. La transición con las unidades subyacentes es clara y continua. Relleno antrópico.	Suelo actual
UB	Hasta 36 cm de espesor de una unidad color café oscuro con bloques subredondeados muy pequeños (< 2 cm) en una matriz con mucha arcilla y materia orgánica. Pocas raíces y algunos lentes arenosos. Contacto difuso con la unidad subyacente.	Paleosuelo enriquecido con materia orgánica
UC	Horizonte color café de hasta 20 cm de espesor con presencia de líticos subredondeados de diferentes tamaños (mal clasificado) de entre 10 y 20 cm de diámetro. Matriz arcillosa. Pocas raíces. Unidad visible desde el extremo NW hasta el centro de la trinchera.	Depósito de pendiente
CW	Depósito masivo de color claro, muy mal seleccionado y con forma de cuña. Este depósito contiene una matriz de limo que soportan fragmentos subredondeados (<15 cm). Presenta un espesor aproximado de 1 m.	Cuña coluvial
UD	Horizonte color beige por debajo de 1 m de profundidad de la trinchera, visible desde el extremo NW hasta el centro de la trinchera. Pocos bloques subangulosos de ~10-20 cm de diámetro. Matriz arcillosa con presencia de material fechable (cuadrantes: 6C de la pared oeste y 7C de la pared este).	Horizonte E
UE	Horizonte beige con lentes blancos-grises (sales) con mucha arcilla y bloques subredondeados de hasta 15 cm.	Horizonte B
UF	Más de 1.5 m de depósito masivo, con bloques de líticos de color gris y composición andesítica-basáltica, fuertemente bioturbado en la cima.	Horizonte C Brecha de lava

El bloque piso se constituye por tres unidades principalmente (Figura 4.23). De la base hasta la cima, la primera unidad detectada es un depósito sedimentario (UF) compuesto por bloques de rocas de composición andesítica-basáltica. Este depósito se encuentra en un suelo poco consolidado y solo es visible en el bloque piso. Suprayaciendo en discordancia a UF, se identificó una unidad (UB) que contiene una considerable cantidad de materia orgánica, la cual ha sido modificada al menos parcialmente in situ, además de algunos lentes arenosos. La datación de una muestra masiva extraída de esta unidad se encuentra en proceso de análisis y aún no se cuenta con una fecha estimada. Sobre la unidad UB, se encuentra la unidad de suelo actual (UA) que recubre los depósitos a lo largo de la trinchera. Esta unidad se distingue por la presencia de elementos propios de un relleno antrópico.

El bloque techo está compuesto por seis unidades estratigráficas distintas (Figura 4.23). Tres de estas unidades (UE, UD y UC) son visibles solo en el bloque techo. En la base de la trinchera, se distingue la unidad UE, que consiste en lentes de arcilla y algunos bloques subredondeados de menor tamaño que los observados en la unidad UF. Encima de la UE, se encuentra un depósito (UD) de pequeños bloques y matriz arcillosa, con un espesor uniforme a la largo de la secuencia. Encima de UD se identificó la unidad UC compuesta de arcillas y clastos de gran tamaño interpretada como depósito de pendiente con presencia de contenido de materia orgánica que permitió la toma de una muestra para datación. Esta unidad se engrosa hacia la cuña y se adelgaza en sentido al NW. Las muestras tomadas de las unidades UC y UD se encuentran en proceso de datación por lo cual aún no se cuenta con fechas precisas.

Encima de la UE, se identificó un depósito caótico CW en forma de cuña, el cual está compuesto de bloques abundantes subredondeados de hasta 15 cm. Se interpreta que esta unidad, situada junto al plano de falla F1, corresponde a una cuña coluvial cosísmica depositada por la erosión de material en la cara del escarpe luego de una deformación rápida por un evento de ruptura en superficie (McCalpin, 2009). Los fechamientos preliminares de una muestra obtenida en la CW indica una edad de aproximadamente 9,000 años. Aunque esta edad se tiene que confirmar, da una primera aproximación de la edad del evento sísmico encontrado. Esta cuña está cubierta por las unidades UB y UA, de 15 cm y 1 m de espesor, respectivamente.

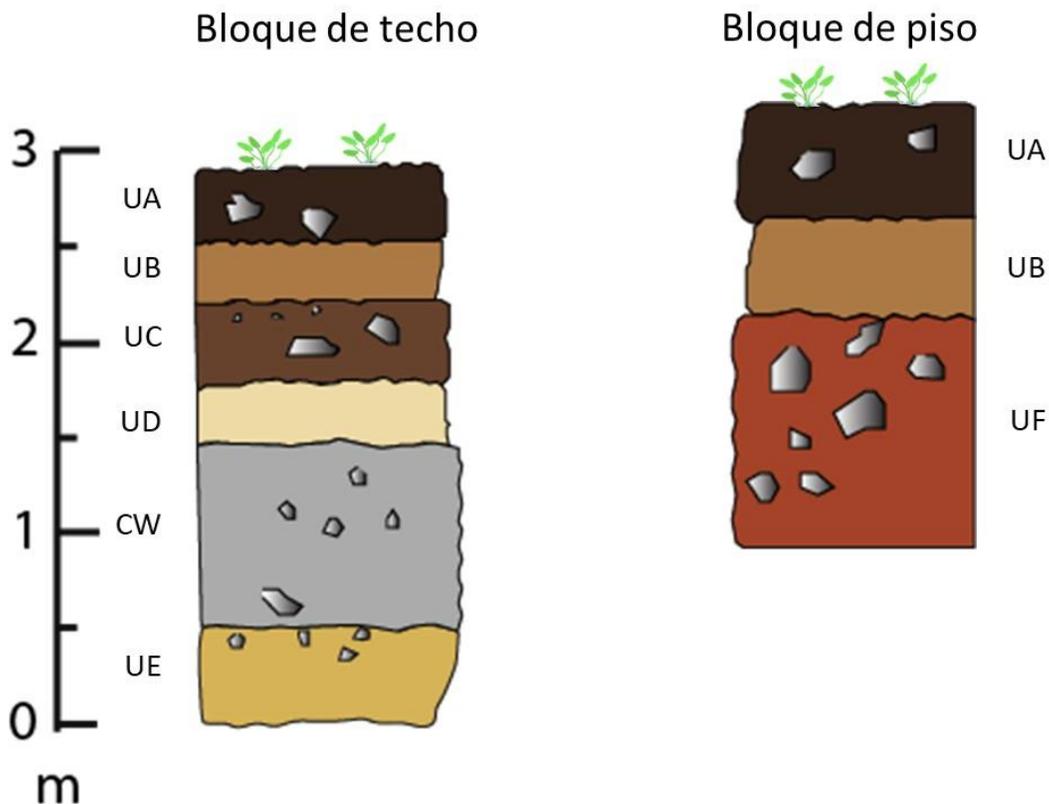


Figura 4.23 Columna estratigráfica de la trinchera T1.

Fallamiento

La zona principal de deformación que se identificó en la trinchera, hacia el extremo SE, presenta 2 m de ancho. En esta zona se interpretaron fallas que cortan todas las unidades expuestas (Figuras 4.21 y 4.2216). La zona de deformación por la falla no difiere mucho entre las dos paredes de la trinchera. En la pared Este se distingue una falla principal F1, la cual está asociada a dos fallas sintéticas al NW (Fs1, Fs2), una al SE (Fs3), así como a una falla antitética Fa1 al NW (Figura 4.24). La falla F1 muestra un desplazamiento mínimo de 20 cm en las unidades UA y UB. Sin embargo, adicionando los movimientos de Fs1, Fs2, Fs3 (~45 cm) y sustrayendo el que corresponde a Fa1 (~15 cm), el desplazamiento podría llegar a ser de hasta 50 cm.

En la pared Oeste (Figuras 4.22), se identificó la falla F1 que separa unidades bastante diferentes. Otra falla, sintética, se puede identificar en el bloque de piso hacia el extremo SE de la trinchera. La falla F1 muestra un desplazamiento mínimo de 20 cm para las unidades UA y UB, pero añadiendo el desplazamiento acomodado en la falla sintética podría alcanzar ~25 cm.

En esta trinchera, se interpretó una paleoruptura asociada a la presencia de una cuña coluvial cosísmica formada al pie del escarpe, visible en ambas paredes. Modelos de degradación de escarpes sugieren que el máximo espesor de la cuña coluvial corresponde a la mitad de la altura del desplazamiento cosísmico (McCalpin, 2009). Por lo tanto, se estima que las unidades más profundas que UB podrían haber experimentado un desplazamiento de alrededor de 2 m, considerando un espesor de la cuña de 1 m.

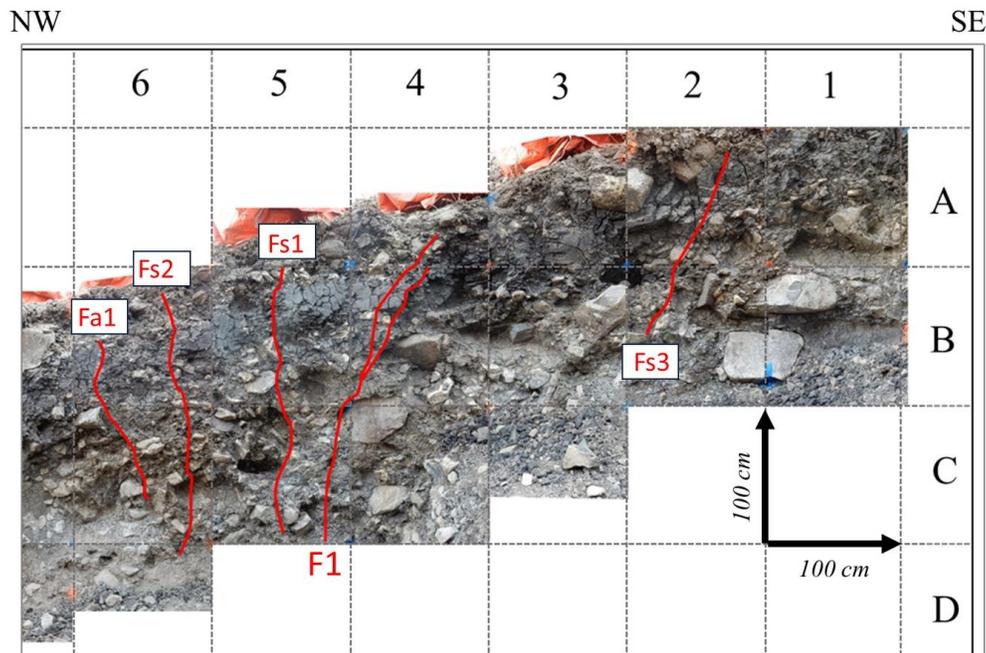


Figura 4.24. Acercamiento en la zona principal de fallamiento expuesto en la pared Este de la trinchera T1.

4.5.2 Trinchera T2

Esta trinchera, de 12 m de longitud y ~3 m de profundidad, se excavó con una dirección NW-SE, hacia la zona más cercana a la laguna (ver Figura 4.20). En esta zona, los coluviones tienen un espesor superior a 1 m, lo que dificulta la identificación de eventos paleosísmicos debido a la naturaleza muy reciente de los materiales. Esta trinchera se empleó para comprobar la continuidad de las unidades estratigráficas identificadas en la trinchera T1.

En esta trinchera T2, sólo se interpretó la pared Este. Se identificaron y describieron cuatro unidades estratigráficas de origen volcánico y sedimentario, acompañadas por una unidad de paleosuelos de espesor considerable (Figura 4.25). Estas unidades muestran geometrías tabulares y casi horizontales, siendo las más antiguas afectadas y desplazadas por tres fallas (F1, F2 y F3; Figura 4.25B). Las principales características de los depósitos se detallan en la Tabla 4.4. La designación de los horizontes A y O se realizó considerando la Base de referencia mundial para el manual de recursos del suelo ([IUSS Working Group WRB, 2022](#)).

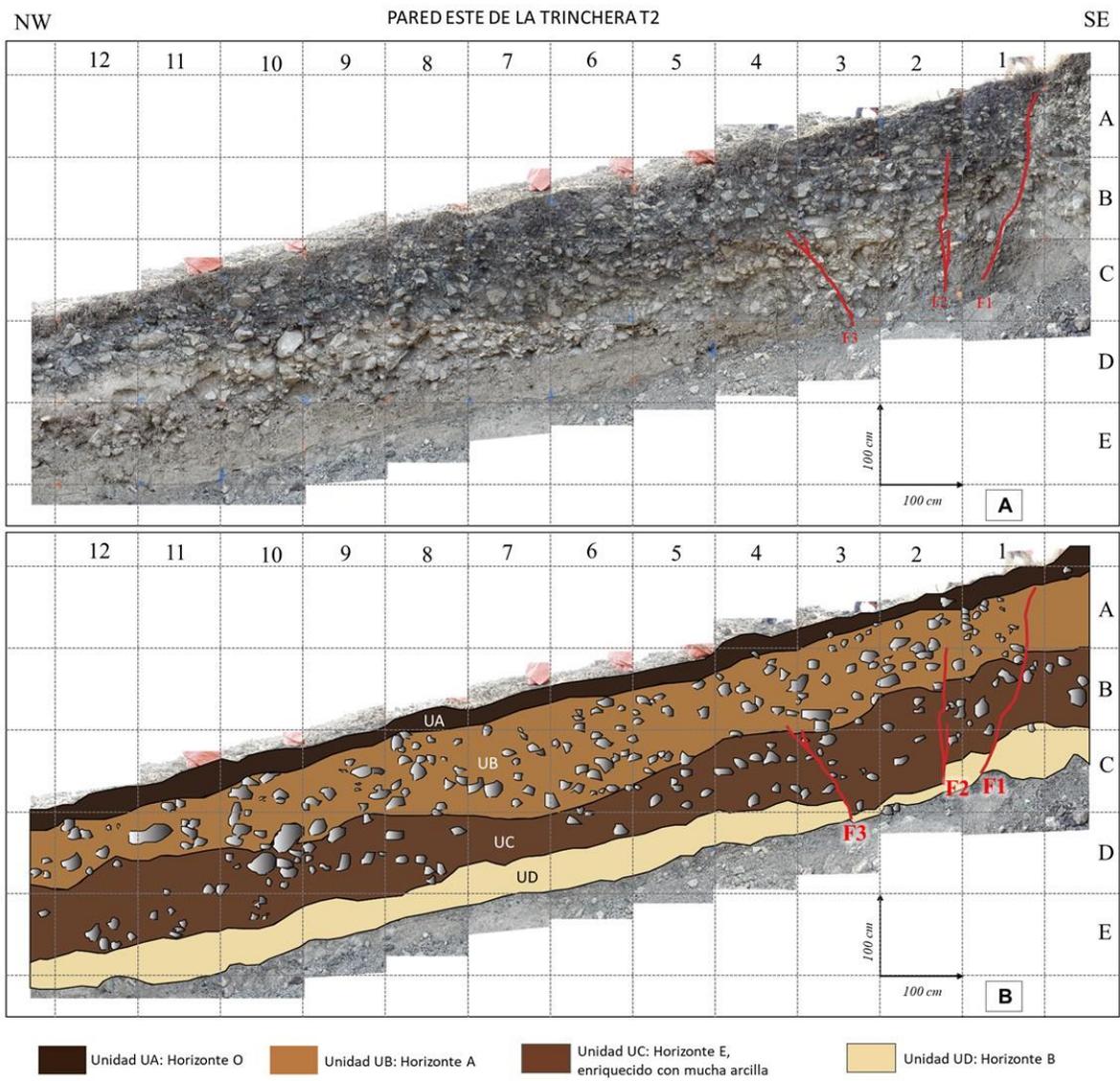


Figura 4.25. Fotomosaico (A) y logging (B) de la pared este de la trinchera T2.

Tabla 4.4. Descripción de las principales unidades estratigráficas identificadas en la trinchera T2

Unidad	Descripción sedimentológica	Interpretación
UA	Alrededor de 25 cm de relleno antropogénico de color marrón y conformado por fragmentos de clastos subangulosos y con una considerable actividad biológica. La transición con las unidades subyacentes es difusa pero continua.	Horizonte O de suelo. Suelo actual
UB	Hasta 1.2 m de espesor de una unidad color café oscuro con presencia de abundante materia orgánica y raíces. Presencia de líticos de composición andesítica-basáltica de hasta 30 cm, subredondeados y subangulosos, embebidos en una matriz de limo y arcilla.	Horizonte A de paleosuelo desarrollado en depósito de pendiente
UC	Horizonte color café claro de hasta 1 m de espesor con presencia de líticos subredondeados (homolitológico) de diferentes tamaños (mal clasificado) entre 10 y 40 cm. Matriz blanca con presencia de arcillas.	Mezcla entre depósito de pendiente y depósitos aluviales en matriz blanca arcillosa
UD	Por debajo de 2 m de profundidad de la trinchera. Basamento de la trinchera con depósito color beige compuesto de arcillas con cristales (plagioclasas, cuarzo), concreciones de magnesio y presencia de líticos de diámetro menor a 2 cm.	Depósitos fluvio lacustres

De la base hasta la cima de la trinchera, se pueden distinguir las siguientes unidades (Figura 4.26): La unidad UD se presenta como un depósito alterado de color beige con presencia de material fluviolacustre a lo largo de la secuencia. Esta unidad constituye el basamento rocoso de la trinchera y se adelgaza en la zona afectada por las fallas F1, F2 y F3, especialmente hacia el extremo SE de la trinchera (ver Figura 4.25B). Sobreyaciendo a este depósito, se encuentra la unidad UC, caracterizada por una matriz de arcillas de color café claro que muestra variaciones en su espesor a lo largo de la trinchera, con acumulación de clastos pequeños (alrededor de 10 cm) hacia el escarpe de la falla en el lado SE de la trinchera. Tanto los depósitos UD como UC muestran una geometría relativamente continua a lo largo de la pared expuesta, aunque parecen estar deformados en la parte SE de la trinchera. Las fallas identificadas (F1, F2 y F3; Figura 4.25B) parecen afectar estas unidades, mientras que la unidad UB parece llenar la depresión en el centro de la trinchera y las áreas deformadas. Por último, la unidad UA, representativa del suelo actual, es la capa más reciente depositada, que sella y cubre la zona de deformación.

Se tomaron muestras de las unidades UB, UC y UD para ser fechadas, pero aún no se cuenta con edades estimadas para esta trinchera.

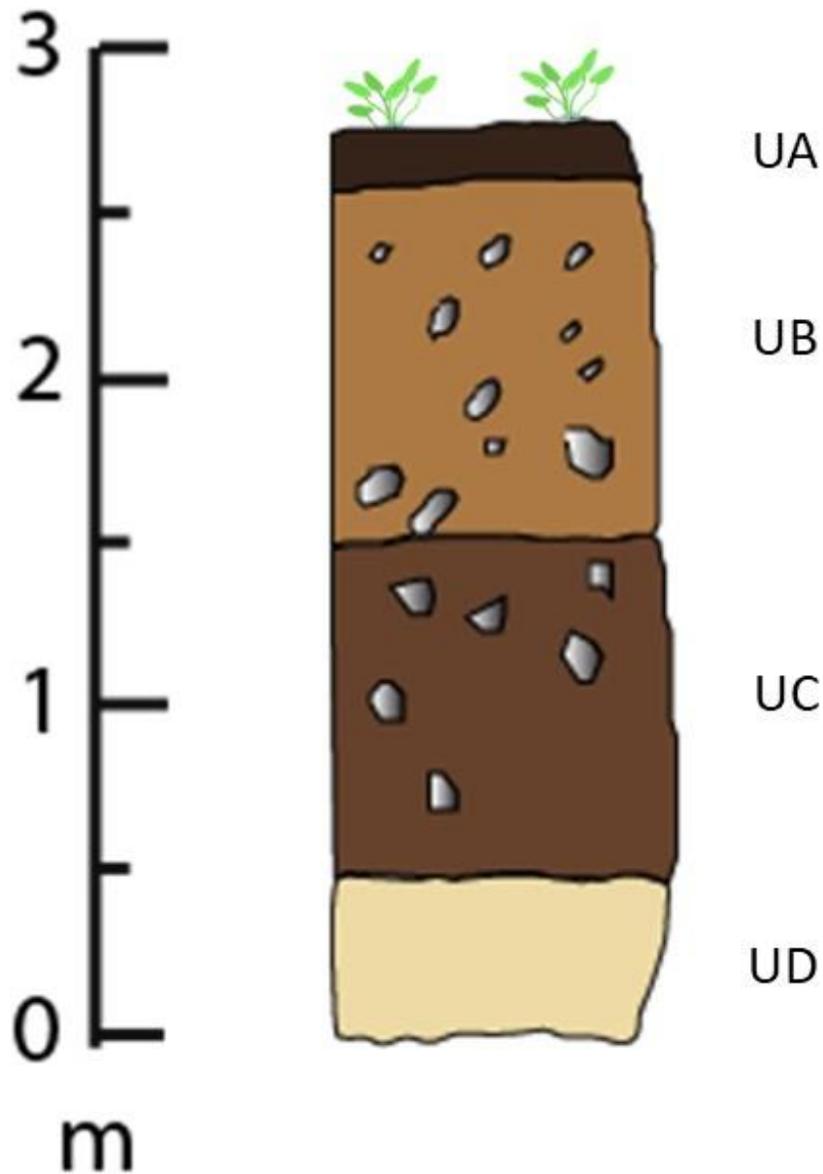


Figura 4.26. Columna estratigráfica de la pared este de la trinchera T2.

Fallamiento

En esta trinchera se identificó una franja de deformación de alrededor de 3 m de ancho. Se distinguieron tres fallas de orientación promedio N065: una falla principal (F1), una falla sintética (Fs1) y otra falla antitética (Fa1) como se muestra en el acercamiento de la Figura 4.27. Con base en las unidades UC y UD como referencia, se estimó un desplazamiento mínimo de 20 cm para F1. Sin embargo, al considerar el desplazamiento adicional por la falla Fs1 (~15 cm) y al restar el generado por Fa1 (~10 cm), se tiene un

total acumulado de 25 cm (Figuras 4.25 y 4.27). Todas las unidades se encuentran desplazadas por las tres fallas identificadas.

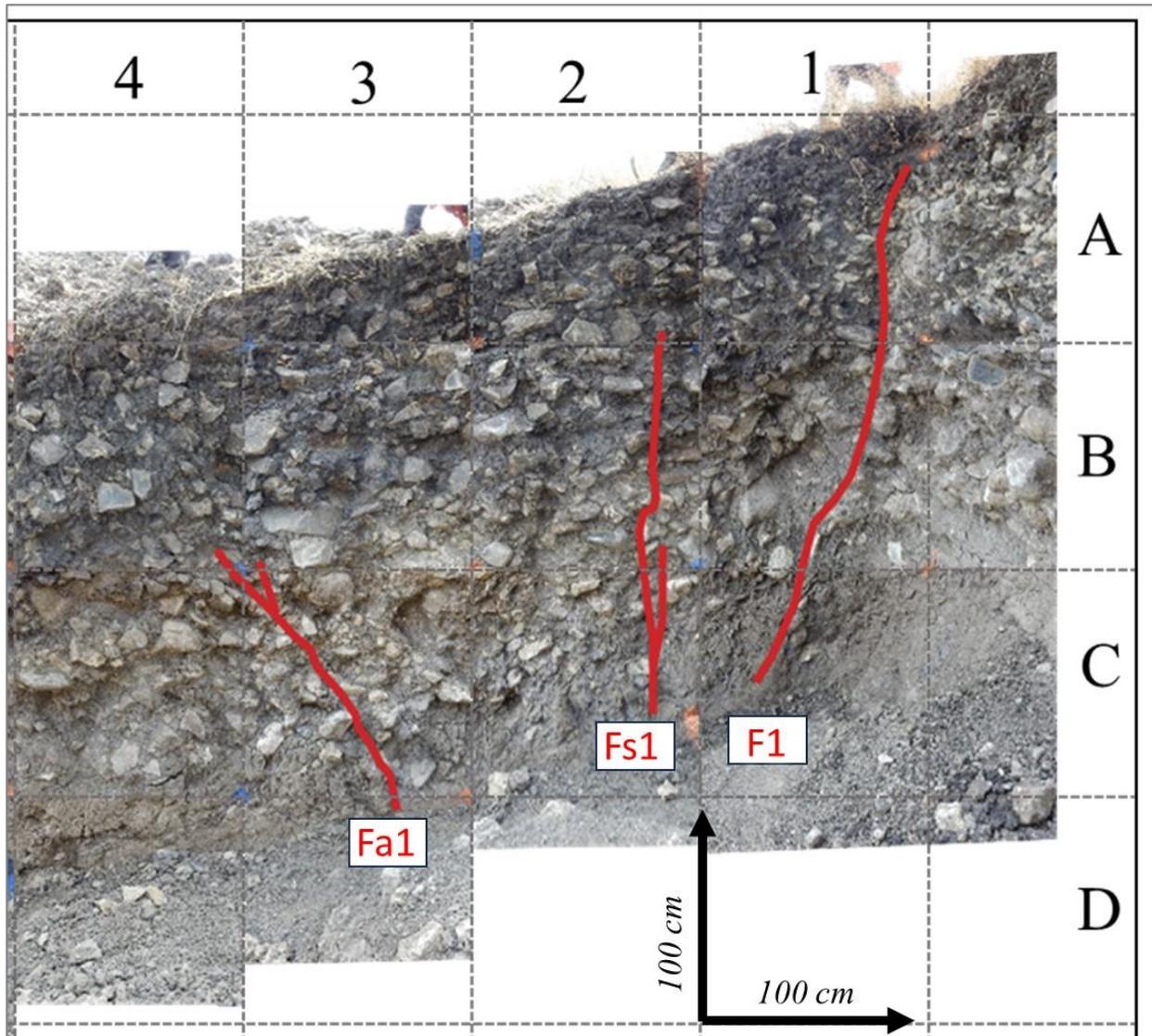


Figura 4.27. Acercamiento en la zona principal de fallamiento expuesto en la trinchera T2.

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN

El estudio de fallas es indispensable para la evaluación del peligro que estas estructuras pueden representar y el riesgo que implica para la sociedad. Como se ha mencionado previamente, en diferentes lugares del centro de México se han registrado problemas de subsidencia relacionados con deformaciones superficiales que tienden a alinearse con los sistemas de fallas que condicionan la sedimentación de las diferentes cuencas tectónicas presentes en esta área del país. En ciudades tales como Morelia, estas deformaciones se concentran en las estructuras pertenecientes al sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA; [Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990](#); [Garduño-Monroy et al., 1998, 1999](#)). Sabiendo que este sistema de fallas se reconoce por ser activo tectónicamente (e.g., [Astiz-Delgado, 1980](#); [Dobson y Mahood, 1985](#); [Urbina y Camacho, 1913](#); [Suter et al., 1992](#); [Langridge et al., 2000](#); [Garduño-Monroy et al., 2009b](#), [Suter, 2016](#)), la incertidumbre en relación con el origen de la deformación superficial observada en Morelia ha persistido a lo largo de los años. Sin embargo, es crucial determinar el origen de las afectaciones identificadas en la superficie, ya que el peligro asociado con la subsidencia y los sismos es muy diferente, al igual que el riesgo que representan para las poblaciones e infraestructura.

En este trabajo, se abordaron dos sitios de estudio: la cuenca de Llano Grande, ubicada en el campo geotérmico Los Azufres, y la ciudad de Morelia. Ambos sitios están influenciados por el mismo SFMA, pero presentan condiciones ambientales diferentes. Esto permitió establecer parámetros de adquisición de datos geofísicos y enfrentar desafíos distintos al analizar la contribución de la tectónica y la subsidencia.

Se empleó una combinación de métodos geofísicos, complementada con evaluaciones geomorfológico-estructurales, para cartografiar y caracterizar las fallas parcialmente sepultadas bajo el relleno sedimentario en las áreas estudiadas. Estos análisis permitieron identificar ubicaciones óptimas para la realización de trincheras paleosísmicas, a partir de las cuales se pudo obtener información detallada sobre rasgos de fallamiento tectónico y fracturamiento por hundimiento. Aunque ambos fenómenos pueden parecer similares a la escala de la ruptura superficial, tienen orígenes muy diferentes y representan peligros distintos.

A continuación, se presenta una discusión en relación con los aspectos más destacados en cuanto a la caracterización de las fallas en la cuenca de Llano Grande y en la ciudad de Morelia. A partir de estos nuevos resultados se sugiere una actualización de la cartografía de las fallas de las dos zonas de estudio y se discuten las consecuencias en términos de peligro y riesgo. En paralelo, se realiza una discusión sobre el origen de la deformación en el subsuelo y las distintas características superficiales que presentan las fallas analizadas. Este análisis permite evaluar las posibles consecuencias del peligro asociado tanto a la subsidencia como a la sismotectónica. Finalmente, se evalúa la pertinencia de la metodología utilizada en este trabajo para la evaluación del peligro por fallas.

5.1 Nueva nomenclatura y cartografía de las fallas

Cuenca de Llano Grande, Los Azufres

En la cuenca de Llano Grande de Los Azufres, diferentes fallas sin expresión morfológica evidente han podido ser identificadas cruzando la cuenca de Llano Grande. Estas fallas pertenecen al sistema de fallas Morelia-Acambay. La cartografía de estas estructuras era imprecisa impidiendo evaluar el peligro asociado. En particular, el segmento norte de la falla Agua Fría nunca había sido cartografiado hasta los trabajos que se llevaron a cabo de la mano con el presente (e.g., [Campos, 2019](#)).

Los hallazgos reportados en [Aray et al. \(2021\)](#) han propiciado la identificación del segmento norte de la falla Agua Fría, una estructura difícilmente visible en superficie y, por ende, previamente desconocida. Los resultados de alta resolución obtenidos mediante GPR permitieron estimar un desplazamiento de la falla en los depósitos superficiales de aproximadamente 1 a 1.5 metros, lo cual fue confirmado por las excavaciones paleosísmicas de [Campos \(2019\)](#). Por otro lado, la sismica de refracción permitió interpretar un área de deformación asociada con la falla en los depósitos holocénicos, con un ancho aproximado de 40 metros, el cual aumenta a medida que se profundiza. A partir de estos primeros resultados no se pudo determinar inicialmente si esta estructura tenía continuidad en profundidad hacia el este de la cuenca. Sin embargo, en una fecha más reciente (abril, 2023), se adquirieron nuevos datos sísmicos y de GPR (véanse ANEXOS 1 y 2) que muestran evidencia de la continuidad de esta falla en dirección al extremo oriental de la cuenca de Llano Grande. Esto permite cartografiar el segmento norte de la Falla de Agua Fría, como se muestra en la Figura 5.1, con una dirección predominante de N60E y una longitud estimada de 2 km en el segmento que cruza la cuenca de Llano Grande.

La falla La Bolsa ha sido considerada como falla de primer orden en los trabajos de [De La Cruz et al \(1983\)](#) y, recientemente fue identificada a partir del análisis de rasgos morfoestructurales en el trabajo de [Campos \(2019\)](#). Esta estructura de orientación E-W buzando al sur, había sido mapeada hasta el límite oriental de la cuenca de Llano Grande. Sin embargo, las interpretaciones de los datos GPR y de sismica de refracción de este trabajo (ver Sección 3.4 y ANEXOS 1 y 2), revelaron características asociadas a una estructura con buzamiento al sur. Se sugiere que esta estructura, ahora representada en la nueva cartografía (Figura 5.1), sea la prolongación de la falla La Bolsa hacia la cuenca de Llano Grande. En el terreno, esta falla no muestra rasgos de deformación visibles, pero como sugirieron [De La Cruz et al. \(1983\)](#), estas estructuras presentes en el área actúan como conductos de alta permeabilidad, promoviendo la recarga de los depósitos subterráneos de agua. Esta dinámica contribuye al equilibrio hídrico de los acuíferos locales, los cuales están estrechamente vinculados al sistema geotérmico del campo Los Azufres.

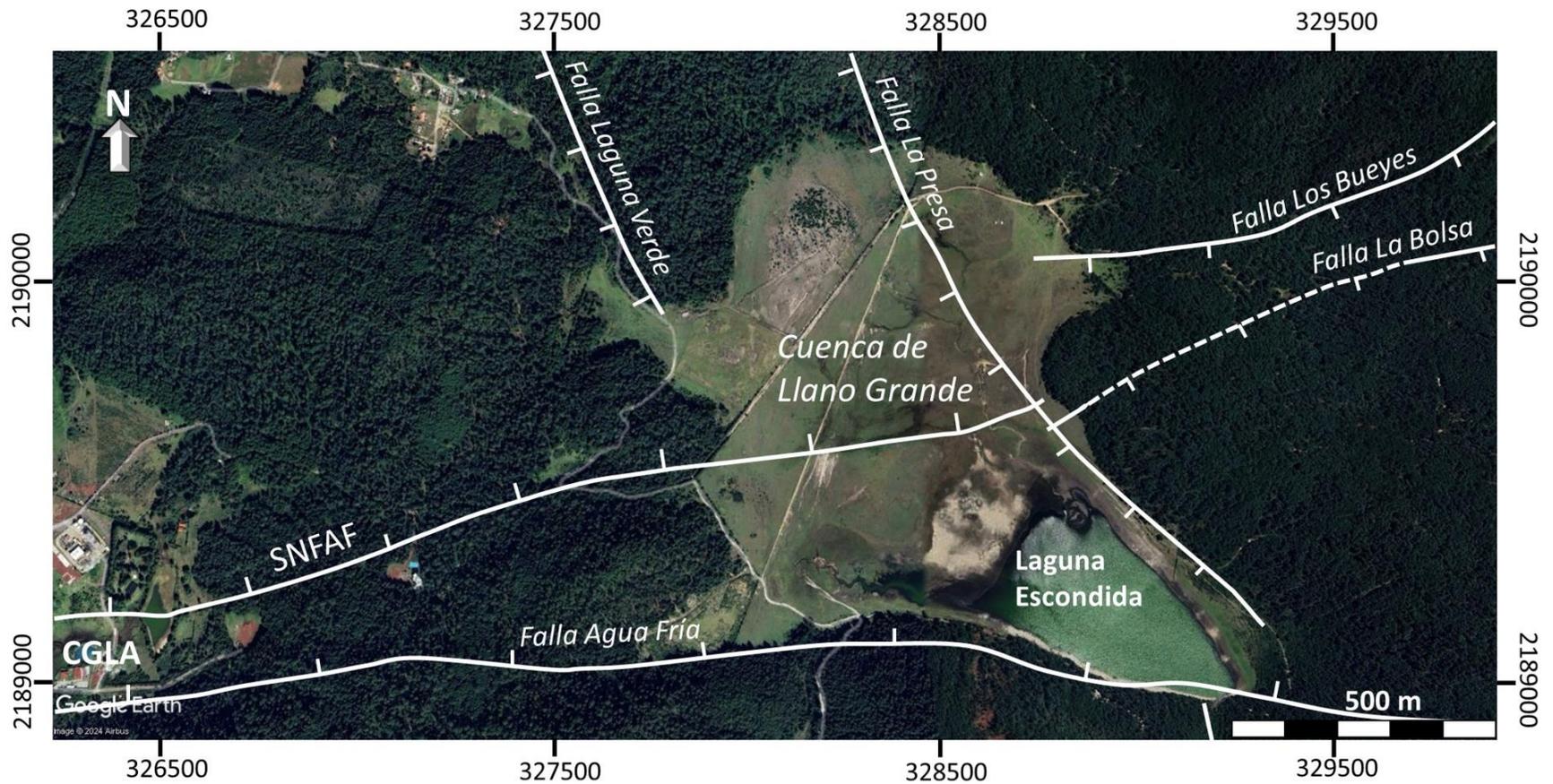


Figura 5.1. Fotografía satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando las fallas identificadas que cruzan el área. La cartografía de las fallas es el resultado de la compilación de información previa (De La Cruz et al., 1983; Campos, 2019) e integración de datos geofísicos de este trabajo. SNFAF: Segmento Norte de la Falla Agua Fría, CGLA: Campo Geotérmico Los Azufres (CFE).

Ciudad de Morelia

En la ciudad de Morelia la sobreexplotación de acuíferos ha traído como consecuencia deformaciones importantes en el subsuelo, produciendo grietas en la superficie y movimientos verticales diferenciales que afectan la infraestructura urbana en toda la ciudad. Estas grietas se alinean sobre el Sistema de fallas activas Morelia-Acambay, y su geometría en el campo puede confundirse erróneamente con las dejadas por rupturas superficiales producto de la actividad sismotectónica. Desde la década de los años 80 hasta la actualidad se han presentado diferentes mapas de las principales fallas geológicas de Morelia (e.g., [Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Hernández-Madrigal et al., 2011](#); [Figueroa-Miranda et al., 2020](#)), en su mayoría basados en observaciones de campo, vulcanología, geomorfología y algunos métodos indirectos de InSAR y geofísicos muy puntuales. Al revisar las cartografías previas, se identificaron discrepancias entre los diferentes autores, tanto en la nomenclatura y la traza precisa de las diferentes fallas, así como en las relaciones profundas entre ellas. Por otra parte, la base cartográfica no fue la misma para todos los estudios y no se encuentra, hasta la fecha una base de datos de alta resolución organizada y unificada. Estas discrepancias en las cartografías generaban imprecisiones en la delimitación de las zonas afectadas y potencialmente afectadas, así como en la evaluación del posible peligro que representan estas fallas para las áreas urbanas.

Uno de los trabajos pioneros en la ciudad de Morelia, el de [Garduño-Monroy et al. \(2001\)](#), muestra una falla La Colina que se extiende de norte a sur atravesando el costado poniente de la ciudad. Esta cartografía fue posteriormente actualizada en el trabajo de [Hernández-Madrigal et al. \(2011\)](#), en el cual plantearon que la ciudad estaba siendo afectada por 13 fallas geológicas y se consideró la segmentación de la falla La Colina en tres partes: La Soledad, La Colina y Manantiales. En trabajos posteriores (e.g., [Avellán et al., 2020](#); [Gómez-Vasconcelos et al., 2021](#)), se empleó otra nomenclatura como Falla La Colina, falla La Soledad o Central Morelia para englobar varias fallas que atraviesan el sector poniente de la ciudad. Sin embargo, hay algunas diferencias en cuanto a la nomenclatura y en el trazo de las fallas, ya sea por la escala empleada o por la carencia de una base de datos cartográfica unificada.

Los resultados obtenidos a partir de métodos geofísicos, observaciones geológicas y morfológicas en campo, análisis de imágenes satelitales y los datos de microtopografía han sido fundamentales para demostrar y caracterizar la continuidad o discontinuidad de las trazas de fallas geológicas de la ciudad de Morelia. Esto ha permitido proponer una cartografía unificada y actualizada, la cual resulta indispensable para realizar una correcta evaluación del peligro que estas fallas representan para la capital estatal.

En particular, este trabajo propone una cartografía para la falla La Colina (fLC) que se extiende a una longitud de aproximadamente 17 km con un azimuth de ~230 grados, englobando los segmentos de falla La Soledad (LS), La Colina (LC) y Manantiales (MA), mencionados en trabajos previos ([Figueroa-Miranda et al., 2020](#)) como se muestra en la Figura 5.2. La orientación que se propone en este trabajo es similar a aquella sugerida por [Garduño-Monroy et al. \(2001\)](#) y [Lázaro-Mancilla et al. \(2020\)](#), quienes indicaron una orientación de falla N50°E, siendo consistente con las tendencias de fallas tectónicas regionales.

Al norte de la colonia La Colina, se propone la continuidad del segmento de falla LC con el segmento de falla LS, en dirección al norte de la ciudad (Figura 5.2). Esto se realiza considerando que posiblemente tienen una conexión en profundidad viendo su dirección similar y su cercanía a menos de 3 km. Según lo indicado por [Biasi y Wesnousky \(2016\)](#), la proximidad de dos segmentos como éstos, en estas condiciones, no representaría un obstáculo para la propagación de una ruptura, y los segmentos pueden actuar como una sola falla durante un episodio de ruptura complejo.

En el área de Manantiales-UNLA, los resultados obtenidos en este trabajo permitieron proponer una cartografía de los segmentos MA y LC unidos como una sola estructura, confirmando intuiciones de otros autores (e.g., [Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#); [Hernández-Madrigal et al., 2011](#)).

Hacia el suroeste de la ciudad, el reconocimiento de campo y el análisis microtopográfico permitieron seguir la continuidad del segmento de falla MA hasta el fraccionamiento Villas del Pedregal y trazar con mayor precisión la falla La Colina (Figura 5.2) en una zona previamente poco documentada en trabajos anteriores (e.g., [Ávila-Olivera, 2008](#)).

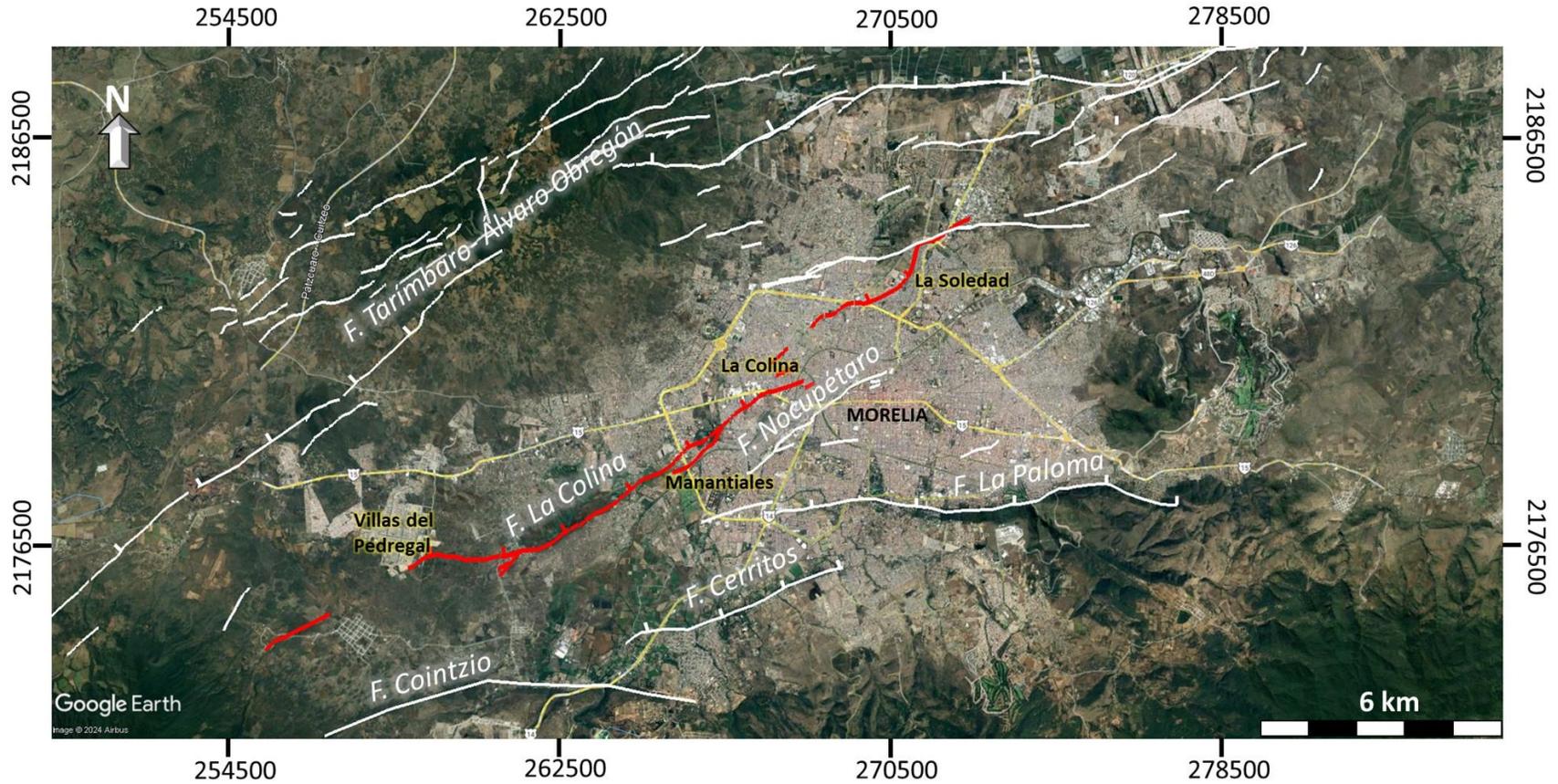


Figura 5.2. Imagen satelital mostrando la cartografía de la falla La Colina en el contexto estructural local de la ciudad de Morelia. Se indican los nombres de las principales estructuras que impactan el área urbana. Las fallas representadas por líneas blancas han sido modificadas a partir de los estudios de [Figueroa-Miranda et al. \(2020\)](#), [Soria-Caballero et al. \(2021b\)](#) y [Gómez-Vasconcelos et al. \(en revisión\)](#).

Para la ciudad de Morelia, se propone una cartografía detallada de la fLC, destacando tanto su zona de influencia principal como la zona donde se han registrado daños (ver Figura 4.18). Las estimaciones derivadas de los métodos geofísicos sugieren un ancho promedio de influencia de la fLC de aproximadamente 20 metros en el subsuelo, teniendo en cuenta las trazas secundarias de estructuras identificadas en profundidad. Las observaciones en superficie sugieren que la fLC presenta una zona de daño que se extiende hasta 40 m hacia cada lado de la falla. Estas estimaciones de daños se realizaron principalmente en colonias densamente pobladas como Manantiales y La Colina, las cuales se caracterizan por ser zonas predominantemente residenciales en donde se encuentran las unidades habitacionales más antiguas de la ciudad de Morelia (e.g., [Lina y Velasco, 2003](#)). Sin embargo, es crucial tener en cuenta que la elaboración de un mapa con el área de daño alrededor de la falla requiere un trabajo exhaustivo y detallado. Aun así, puede haber imprecisiones en la determinación del origen de los daños observados en campo. Por lo tanto, representar franjas de afectación urbana en un mapa podría sugerir una subestimación o sobreestimación de los daños reales causados por influencia de la falla de interés.

Por otro lado, las interpretaciones derivadas de los resultados de GPR sobre el segmento de falla Nocupétaro (NO; APÉNDICE 1) permitieron sugerir la presencia de trazas de fallas antitéticas y sintéticas asociadas a la falla NO ubicadas en la zona central de la ciudad. Estas trazas se muestran en la Figura 5.2 como una variación de la cartografía considerada en el trabajo de [Figueroa-Miranda et al. \(2020\)](#). No obstante, se requiere llevar a cabo otros estudios complementarios para caracterizar la estructura en el subsuelo y correlacionar los resultados, con el fin de precisar la cartografía y determinar sus implicaciones en cuanto al peligro.

Hacia el sur de la ciudad, los resultados de sísmica de refracción y tomografía de resistividad eléctrica, presentados en el APÉNDICE 2 y en el trabajo de [Soria-Caballero et al. \(2021b\)](#) sobre la falla Cerritos (CE), han proporcionado datos valiosos para precisar la cartografía de esta estructura. Estos estudios han permitido definir su geometría en profundidad e identificar su zona de deformación, particularmente en la porción centro-oriental de la falla. Hacia el límite norte de la ciudad de Morelia, los estudios geofísicos llevados a cabo sobre la falla Tarímbaro- Álvaro Obregón (T-AO; APÉNDICE 3) y que se han presentado en el trabajo de [Gómez-Vasconcelos et al. \(en revisión\)](#) permitieron interpretar la geometría de la falla en subsuelo. Los perfiles de resistividad eléctrica (TRE) muestran cambios importantes de resistividad que se asocian con las zonas de deformación por actividad de la falla. Una falla sintética al escarpe principal, ubicada 210 m al norte de este, fue identificada por integración de los resultados geofísicos y análisis geomorfológico. Se identificaron evidencias de que la falla T-AO acomoda una subsidencia visible en la superficie del Valle de Tarímbaro.

En la cartografía actualizada que se presenta en la Figura 5.2, en relación con las fallas geológicas en torno a la ciudad de Morelia, se han integran los resultados de los estudios llevados a cabo simultáneamente con esta investigación (i.e., [Soria-Caballero et a., 2021b](#); [Gómez-Vasconcelos et al., en revisión](#)).

A pesar de los esfuerzos realizados desde que se empezaron a evidenciar los problemas de fracturamiento superficial en la ciudad de Morelia y Los Azufres, todavía existen zonas con una densidad insuficiente de datos geofísicos, geológicos y geotécnicos. Esto subraya la necesidad imperante de continuar con los

estudios que aporten información sobre la continuidad de las fallas y las zonas de deformación asociada. De esta manera, podremos contar con una cartografía más precisa de otros segmentos de falla que podrían representar un peligro por hundimiento o peligro sísmico para las poblaciones asentadas en estas áreas del centro de México.

Específicamente en el caso de Morelia, se recomienda intensificar los estudios geofísicos y geológicos en la zona central de la ciudad, donde se encuentra el segmento de falla Nocupétaro. Esta falla representa la segunda estructura geológica de mayor longitud que atraviesa la ciudad y, por tanto, es un peligro que debe considerarse.

5.2 Origen del desplazamiento: Subsistencia o Tectónica

La subsidencia y la actividad tectónica representan fenómenos con origen diferente, aunque su manifestación en superficie puede ser similar. Los desplazamientos verticales relacionados con la subsidencia se observan en los primeros metros del subsuelo, con saltos diferenciales que podrían alcanzar aproximadamente 3 m en las secuencias estratigráficas de la ciudad de Morelia. Esta estimación se basa en una tasa de movimiento promedio de 5.6 cm/a según lo indicado por diversos autores (e.g., [Cigna et al., 2012](#); [Ávila-Olivera, 2008](#); [Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Hernández-Madrigal et al., 2011](#)), considerando que los efectos de deformación en superficie asociados a la sobreexplotación de los acuíferos comenzaron a evidenciarse hace unos 40 años.

Los valores de desplazamiento vertical estimados (DVE; Tabla 4.1) derivados de los resultados de GPR y de TRS no reflejan completamente el desplazamiento total de la falla debido a las limitaciones de estos métodos en cuanto a la profundidad de penetración. Por lo tanto, los valores de DVE obtenidos mediante estos métodos proporcionan únicamente una indicación del desplazamiento mínimo de las secuencias deformadas por la falla. El desplazamiento calculado a partir de las interpretaciones del perfil de TRE, en este trabajo, representa el único valor que estima el desplazamiento total de la falla, ya que el método permite un alcance adecuado y una alta resolución en profundidad.

La tomografía de refracción sísmica (TRS) y la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) permitieron identificar discontinuidades laterales que podrían sugerir la presencia de deformaciones en subsuelo asociadas a la actividad de los segmentos de falla presentes. Estas deformaciones indican valores de desplazamiento vertical estimado (DVE) de las secuencias estratigráficas en profundidad que superan el valor total máximo estimado para el escenario de subsidencia en Morelia (~3 m). En la colonia La Soledad el DVE de al menos 5 m, sugiere una posible contribución de la tectónica en las deformaciones observadas en profundidad. En dirección hacia el sur, en la colonia La Colina, se adquirieron solo perfiles GPR (Figuras 4.3 y 4.4; Tabla 4.1) y no se logró estimar el desplazamiento vertical total de la falla a partir de estos resultados. Lamentablemente, el área urbanizada restringió el empleo de otros métodos geofísicos que permitieran profundizar más (e.g., TRS, TRE). Sin embargo, el trabajo de [Cabral-Cano et al. \(2010\)](#) en La Colina y Los Ejidos, indica un DVE mínimo del orden de 6-8 m (ver Tabla 4.1), lo que sugiere una componente tectónica en la deformación de las secuencias. El DVE a partir de los resultados de TRS en la zona de la UNLA (12 m; Tabla 4.1), sugiere una deformación importante de origen tectónico similar a

aquella identificada en la zona de Manantiales para este y otros trabajos (i.e., [Cabral-Cano et al., 2010](#)) con el empleo de la misma técnica geofísica (TRS). Para el caso de la zona de San Juanito Itz'icuaró (SJI), el DVE varía de acuerdo con el alcance de cada técnica geofísica empleada, resaltando un DVE de alrededor de 43 m en las secuencias profundas interpretadas en el perfil de TRE (Figura 4.15D), lo cual sugiere una importante deformación de origen tectónico con un salto vertical del orden de 40 m en las secuencias profundas. De esta estimación de salto vertical de origen tectónico y considerando que las unidades que afloran son lavas de Tetillas (0.56 Ma; [Avellán et al., 2020](#)), es posible estimar una tasa de movimiento relativa de la fLC en su extremo suroccidental de 0.071 mm/a, coherente con las estimaciones de desplazamiento promedio en el sector occidental del SFMA (de 0.01 a 0.17 mm/año; [Langridge et al., 2000](#); [Suter, 2016](#); [Soria-Caballero et al., 2019](#); [Gómez-Vasconcelos et al., 2021](#)).

El análisis por microtopografía de los escarpes permitió estimar tasas de movimiento mínimas para la fLC en sus diferentes segmentos (Tabla 4.2) obteniendo valores que van de 0.01 a 0.04 mm/a. Al corroborar con los resultados de TRE, la tasa de desplazamiento de 0.07 mm/a se considera más precisa debido a que se considera un salto total de la falla y no un salto parcial como en las observaciones en superficie. Esto sugiere que las observaciones en superficie tienen limitaciones igualmente por diferentes factores que pueden ser la resolución del GPS empleado, las estimaciones por análisis de modelos de elevación o el desconocimiento de los elementos naturales o antrópicos que alteran el paisaje de los escarpes que se analizan.

Las dos trincheras paleosísmicas realizadas al suroeste de la ciudad de Morelia (Figuras 4.21, 4.22 y 4.25), revelaron zonas de deformación caracterizadas por la presencia de fallas que afectan todas las secuencias sedimentarias hasta la superficie. Esto da indicios de que la deformación en las capas someras, con desplazamientos de alrededor de 40 cm, está relacionada con los efectos de subsidencia por la sobreexplotación de los acuíferos. No hay registro de sismos instrumentales o históricos con magnitudes superiores a 6, que son los únicos capaces de generar rupturas superficiales, lo que ha llevado a sugerir que la ciudad de Morelia se encuentra en un contexto asísmico (e.g., [Garduño-Monroy et al., 2001](#); [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy et al., 2006](#); [Suárez et al., 2018](#)). Sin embargo, el aspecto más resaltante observado en la trinchera T1 (Figuras 4.21 y 4.22), lo constituye la presencia de una cuña coluvial (CW) afectando las secuencias más profundas. Esta evidencia sedimentológica expone un evento paleosísmico que sugiere una ruptura instantánea del subsuelo que podría corresponder a un movimiento tectónico capaz de generar desplazamientos verticales de alrededor de 2 m.

Los fechamientos preliminares de muestras tomadas en CW sugieren un desplazamiento significativo (1 m) a lo largo de la falla, asociado a una cuña coluvial que se formó hace aproximadamente 9,000 años. Las reconstrucciones paleoclimáticas para el centro de México (e.g., [Israde-Alcántara et al., 2002, 2010](#)), indican una alternancia entre episodios secos y períodos húmedos en el lago de Cuitzeo durante el Holoceno. Sin embargo, no se ha identificado ningún evento lo suficientemente intenso y prolongado como para explicar un abatimiento rápido del nivel freático, que es aproximadamente 2.5 veces mayor que el observado en los últimos 50 años (40 cm). Por lo tanto, la presencia de la cuña coluvial y el desplazamiento observado en la trinchera solo pueden explicarse mediante un movimiento de origen tectónico a lo largo de la falla La Colina.

Además, el análisis morfológico de los depósitos volcánicos sugiere la presencia de un escarpe que alcanza una altura de 4 m, compuesto por la lava Cerritos hacia el SW de las trincheras (Figura 4.19) y con una edad inferior a 100,000 años. La falla se encuentra cortando estas lavas, lo que indica que hubo actividad posterior a 100,000 años, lo que parece confirmar lo observado en la trinchera.

De acuerdo con estas estimaciones de desplazamientos verticales, es evidente que la fLC experimenta un movimiento de origen tectónico, lo que confirma que el fracturamiento visible en la superficie está controlado por antiguas trazas de fallas que responden al régimen transtensivo regional del SFMA. Sin embargo, la proliferación de las grietas se acelera debido a la sobreexplotación de los acuíferos, como ha sido mencionado en trabajos previos (e.g., [Garduño-Monroy et al., 1999](#); [Suárez et al., 2018](#)).

La sobreexplotación del acuífero provoca una subsidencia del terreno que afecta la infraestructura y provoca daños importantes para el área urbana. Por otra parte, un peligro que no se ha presentado en la historia reciente de la ciudad de Morelia es la actividad tectónica que podría afectar de manera considerable a la ciudad.

5.3 Implicaciones de este nuevo conocimiento sobre la evaluación del peligro por hundimiento

El fracturamiento en la superficie, que se relaciona con la subsidencia diferencial causada por la sobreexplotación de los acuíferos, es un fenómeno comúnmente observado en México ([Figueroa-Miranda et al., 2018](#)). En Morelia, el hundimiento diferencial ha conllevado a pérdidas económicas considerables y la inestabilidad en los asentamientos urbanos (e.g., [Hernández-Madrigal et al., 2015](#)). Con el crecimiento de la población y la necesidad de más recursos, se intensifica la extracción de estos, lo que modifica el relieve y convierte áreas naturales en zonas urbanas como ha sido sugerido por diferentes autores (e.g., [Güneralp et al., 2020](#) en [Cigna y Tapete, 2022](#)).

Las estimaciones de saltos en superficie, medidos sobre vialidades de diferentes lugares de Morelia, a partir de la microtopografía del fracturamiento, nos dieron indicios de una tasa de movimiento de las fallas asociadas a los procesos de subsidencia. En la colonia La Soledad se estima una tasa de movimiento de 2.27 cm/a., en La Colina entre 0.5-0.8 cm/a., en la zona de Manantiales (hacia el periférico de la ciudad) la tasa de deformación se estima de 1 cm/a. y en la zona de San Juanito Itzícuaru una tasa de 4 cm/a. Al comparar estos valores con aquellas tasas de hundimiento reportados en trabajos previos ([Cigna et al., 2012](#); [Ávila-Olivera, 2008](#); [Hernández-Madrigal et al., 2011](#); [Figueroa-Miranda et al., 2018](#)) se puede observar que las tasas previamente estimadas de 3.5 a 6 cm/a. son considerablemente mayores a las reportadas en este trabajo. Esto parece indicar que por tratarse de mediciones indirectas (InSAR principalmente) se sobreestima la tasa de movimiento real. En estos casos, las sobreestimaciones resultan relevantes para el ordenamiento urbano y la evaluación del peligro, ya que permiten tener un margen de actuación ante fenómenos excepcionales del clima, ya que, estos eventos pueden causar manifestaciones de colapsos en áreas urbanas (e.g., [Garduño-Monroy et al., 1999](#)).

La definición de áreas de influencia es crucial para la planificación y ejecución de obras civiles. Este concepto está estrechamente asociado con la identificación de la zona de daños, que es resultado de la

actividad de las fallas y la presencia de estructuras secundarias asociadas a los procesos de deformación de la estructura principal en el subsuelo (e.g., [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008](#)).

La cartografía presentada en la Figura 4.18 da indicios de las zonas de influencia de la fLC y su zona de daño principal asociado. Esta cartografía representa un aporte importante para la planificación urbana debido a que sugiere la ubicación de las zonas de principal afectación por los procesos de hundimiento en torno a la falla. Es importante destacar que las estimaciones de zonas de daño pueden ser subestimadas en este trabajo debido a la complejidad y la variedad de factores que influyen en la evaluación precisa de los daños. Estos factores incluyen la edad y el diseño arquitectónico de las construcciones, la evolución de los asentamientos urbanos a lo largo del tiempo, la capacidad para realizar un monitoreo adecuado y constante, entre otros. Sin embargo, la zona de daño principal, que se estima en un rango de 20 a 40 m a cada lado de la falla La Colina, proporciona una indicación general del área donde se esperan los mayores impactos y afectaciones.

Cuando se analizan los resultados reportados en la Tabla 4.1, los valores de DVE y anchos de deformación, obtenidos para este y los trabajos de [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#), [Cabral-Cano et al. \(2010\)](#) y [Lázaro-Mancilla et al. \(2020\)](#), para los mismos métodos aplicados, no han tenido variaciones significativas en un lapso de 10 años a lo largo del segmento de la fLC.

A partir de un análisis comparativo de los desplazamientos verticales (DVE; Tabla 4.1), se observa que el segmento de falla MA exhibe una deformación más pronunciada en comparación con los segmentos LC y LS. Los desplazamientos verticales de las unidades estratigráficas, registrados mediante TRS, muestran un aumento significativo de 5 metros en la colonia La Soledad a 12 metros en la colonia SJI. Este incremento se correlaciona con un aumento en los anchos de deformación, según lo interpretado a partir de los resultados geofísicos. A medida que nos desplazamos hacia las colonias Manantiales y San Juanito Itzícuar, se observa una aceleración en la velocidad de deformación hacia el suroeste de la ciudad. En esta dirección, los nuevos fraccionamientos hacia Villas del Pedregal y San Juanito Itzícuar están experimentando un rápido crecimiento urbano, lo que conlleva a un incremento en la explotación de los acuíferos para cubrir la demanda de la sociedad. Este fenómeno ilustra la teoría de la “cuña de expansión” del modelo de crecimiento urbano en Morelia ([Cigna y Tapete, 2022](#)).

[Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#) y [Cabral-Cano et al. \(2010\)](#) señalaron que, para ese entonces, no se habían identificado evidencias de hundimiento en el SO de la ciudad de Morelia, ya que esa área aún no había experimentado un desarrollo urbano significativo. Sin embargo, en los últimos 10 años, la situación ha cambiado debido a la expansión de las zonas urbanas hacia ese sector de Morelia. Ahora, estas áreas parecen estar siendo afectadas por hundimientos diferenciales, lo que ha ocasionado daños en la infraestructura (e.g., [Cigna y Tapete, 2022](#)). Todo esto representa un cambio significativo en la evaluación del peligro por el hundimiento a lo largo de la traza de la fLC.

En el caso de la falla Cerritos, se propone una tasa de desplazamiento entre 4.9 y 9.9 mm/a., asociado al movimiento por subsidencia, y una tasa de desplazamiento considerando la tectónica de 0.03 ± 0.01 mm/a. La tasa de movimiento de esta falla, estimada en 0.009 mm/a en trabajos anteriores, podría haber

representado una subestimación del salto de falla, principalmente por las herramientas empleadas (Soria-Caballero et al., 2021b). Cabe destacar que se refiere a dos tasas de movimiento que corresponden a dos fenómenos muy diferentes: la subsidencia y la tectónica; siendo que las tasas de movimiento de la tectónica en los últimos 40 años son despreciables con respecto a la tasa de movimiento por subsidencia.

Hacia el norte de la ciudad de Morelia, en las poblaciones de Tarímbaro y Álvaro Obregón, se estima que el crecimiento de la población ha acelerado los procesos de extracción de aguas subterráneas y posiblemente ha generado problemas de hundimientos visibles en superficie, los cuales se alinean a la traza principal de la falla T-AO como se sugiere en el trabajo de Gómez-Vasconcelos et al. (en revisión). De acuerdo con estos autores, al considerar una tasa de subsidencia de <2 cm/año para la falla T-AO (e.g., Villaseñor-Reyes et al., 2022), es posible estimar hasta 1 m de salto vertical asociado a deformación de origen antrópico, considerando que este fenómeno de hundimiento pudo haber comenzado hace más de 50 años.

5.4 Implicaciones de este nuevo conocimiento sobre la evaluación del peligro sísmico

Determinar el origen de la deformación observada en superficie en diferentes lugares de México y más precisamente, en las áreas de interés para este trabajo: Los Azufres y Morelia, han representado un reto científico por la confusión en la terminología empleada y los peligros asociados a cada estructura identificada.

Para la evaluación del peligro sísmico, la obtención de parámetros como longitud cartográfica de las fallas, geometría y ancho de la zona de falla es crucial (Aray et al., 2021). Es por ello por lo que, este trabajo intenta aportar conocimiento de diferentes estructuras que pueden representar un peligro importante para las poblaciones asentadas en las zonas de Los Azufres y Morelia.

En el caso de la cuenca de Llano Grande, se estimaba la presencia de fallas dentro del graben, pero al no presentar expresión en superficie no se contaba con una cartografía precisa de las mismas. En particular, el segmento norte de la falla Agua Fría nunca había sido mapeada antes de nuestro grupo de trabajo. Los resultados geofísicos de este trabajo contribuyeron a mejorar la cartografía de esta estructura y a ubicar con mayor precisión las trincheras paleosísmicas reportadas en la tesis de Campos (2019). Estas trincheras proporcionaron información valiosa en relación con el peligro sísmico asociado a esta estructura, a través de la identificación de un paleoevento sísmico preservado en sus registros (Campos, 2019). Los resultados de estos estudios paleosísmicos permitieron clasificar a la falla Agua Fría (FAF) como una estructura sismogénica que debe ser considerada en el inventario de fallas activas del CVTM. Con el aporte de información, a partir de los resultados geofísicos de este trabajo, se debe considerar un incremento de alrededor de 2 km en la longitud de ruptura de la FAF, la cual se consideró como potencial para generar sismos de magnitudes superiores a Mw 6 (Campos (2019)).

Para la ciudad de Morelia, no se había podido determinar el origen de las deformaciones observadas en superficie. El fracturamiento superficial identificado en la ciudad se orienta similar al campo de esfuerzos regionales y se ha mencionado que está controlado por la presencia de fallas tectónicas (Garduño-Monroy

et al., 2001; Ávila-Olivera y Garduño-Monroy, 2008). En el caso particular de la falla La Colina, el trabajo de Garduño-Monroy et al. (2001) sugirió que esta falla era sísmicamente activa debido a que corta las lavas donde se encontraron restos de mazorcas. Avellán et al. (2020) sugieren que las impresiones de maíz fueron carbonizadas durante la actividad eruptiva del volcán Jorullo (1759-1766) y la muestra fue colectada durante la erupción del volcán y llevada a la Hacienda Magdalena para posteriormente pasar a ser parte del Museo Regional de Morelia (Museo del Estado de Michoacán en Garduño-Monroy et al., 2001). Por lo tanto, la afirmación sobre la cual se había establecido la actividad sísmica de la falla no parece presentar evidencias sólidas de movimientos históricos de la falla en los últimos 10,000 años para poder asegurar que sea sísmicamente activa. Sin embargo, conforme a los criterios definidos por la Comisión Reguladora de Energía Atómica de Estados Unidos (Sauter, 1989 en Garduño-Monroy et al., 2001), una falla potencialmente sísmica es aquella donde ha ocurrido acumulación de esfuerzos y desplazamientos súbitos durante los últimos 35,000 años. De acuerdo con el PMA (2009), no existe una definición universalmente aceptada de falla activa, pero hay un consenso en dos elementos esenciales. Estos son el potencial para desplazamiento en el futuro y que la falla muestre evidencias de actividad reciente, histórica, Holocena, Cuaternaria y/o dentro del régimen sismotectónico reciente. Bajo estos criterios no era correcta la afirmación de que la falla La Colina era sísmicamente activa (Garduño-Monroy et al., 2001) ya que no se contaba con evidencias suficientes de rupturas durante el Holoceno.

Los resultados paleosísmicos de las trincheras realizadas en este trabajo, ubicadas hacia el suroeste de la ciudad de Morelia, sugieren que la FLC es sísmicamente activa. Dada su ubicación dentro del entorno urbano de Morelia, esta falla representa una fuente potencial de sismos capaces de generar daños significativos, incluso con magnitudes moderadas, como ha ocurrido en otras regiones del país y del mundo (e.g., Lorca-España, 2011, López-Comino et al., 2012; Graben de Chapala, 1847, Suter, 2018).

A partir de las nuevas interpretaciones de este trabajo, que incluyeron análisis geofísicos y de superficie, se logró elaborar una cartografía precisa de la falla La Colina. Se estima que la ruptura cosísmica total de los segmentos de esta falla alcanza una longitud de 17 km. Estos resultados, junto con los estudios paleosismológicos que sugieren un evento de paleoruptura, confirman que la falla La Colina es activa y tiene el potencial de generar sismos de magnitud Mw 6,3-6,7, considerando relaciones empíricas propuestas por Wells y Coppersmith (1994) y Stirling et al. (2002).

Para la falla Cerritos (CE), al sur de la zona metropolitana de Morelia, las observaciones realizadas en el trabajo de Soria-Caballero et al. (2021b) sugieren la actividad reciente de esta falla. Por otra parte, el trabajo de Gómez-Vasconcelos et al. (en revisión), sugiere que la falla Tarímbaro-Álvaro Obregón (T-AO) ha estado activa en un régimen transtensional desde hace 8 Ma, con una tasa de desplazamiento vertical de 0.4 ± 0.08 mm/a.

Estos resultados resultan cruciales para considerar la potencialidad sísmica de las fallas que se encuentran en el entorno de Morelia (Figura 5.2). Así, la falla La Colina, ubicada a menos de 5 km de otras fallas tectónicamente activas (e.g., La Paloma, Garduño-Monroy et al., 2009a; Cerritos, Soria-Caballero et al., 2021b), podría activarse asumiendo un escenario de un evento de ruptura múltiple (Biasi y Wesnouski, 2016) que incrementaría el potencial sísmico en la región central de México.

De acuerdo con el último censo realizado por el INEGI (INEGI, 2020), cerca de un millón de personas viven en la ciudad de Morelia y áreas periféricas. Un terremoto en esta región tendría consecuencias devastadoras debido a las carencias en los planes de ordenamiento urbano y de estrategias adecuadas en los planes de mitigación del riesgo sísmico. Por otro lado, un evento sísmico en la zona de Los Azufres podría causar daños significativos a la infraestructura de producción y a las obras civiles en un campo geotérmico de gran importancia para México.

5.5 Pertinencia de la metodología transdisciplinaria en el estudio de peligros por falla

Los estudios llevados a cabo para este trabajo permitieron establecer diferencias en la resolución y alcances de los métodos geofísicos empleados, considerando zonas no intervenidas como Llano Grande (Los Azufres) e intervenidas antrópicamente como la ciudad de Morelia. Los estudios geofísicos llevados a cabo en la cuenca de Llano Grande permitieron evaluar zonas donde las fallas no presentan expresión superficial y establecer algunos criterios para el empleo de los métodos geofísicos de acuerdo con los objetivos que se desean caracterizar.

En función de la experiencia obtenida con los estudios realizados en la cuenca de Llano Grande, se pudieron establecer parámetros de adquisición y procesamiento de los datos geofísicos que luego fueron empleados para diferentes contextos. Para el caso de Morelia se evidenció la necesidad de emplear filtros adicionales a los empleados en la zona de Llano Grande, para tratar de reducir los efectos de interferencia propios de las zonas urbanas. En cuanto a los datos de refracción sísmica, fue necesario aplicar una tomografía de refracción en Morelia para mejorar la resolución de los datos, mientras que, en la zona de Los Azufres, un modelado directo fue suficiente y aportó información de interés para establecer correlaciones con los datos de GPR.

Los resultados de GPR demostraron, una vez más, la confiabilidad de esta técnica no invasiva, de bajo costo (considerando tiempo y personal, una vez adquirido el equipo) para generar imágenes del subsuelo con alta resolución, en zonas con poca o ninguna expresión geomorfológica. Las interpretaciones de los registros permitieron estimar la geometría de los segmentos de falla, su continuidad y su zona de influencia y dar indicios de los lugares más idóneos para la realización de trincheras de exploración paleosísmica.

El método de georradar proporciona información sobre discontinuidades en los reflectores, las cuales pueden tener múltiples interpretaciones. Sin embargo, cuando se integra esta información con datos de superficie y otros métodos geofísicos de mayor alcance (e.g., TRS, TRE), es posible asociar estas discontinuidades con planos de debilidad. En el contexto urbano de Morelia, estas discontinuidades podrían estar vinculadas a procesos de deformación de las unidades estratigráficas en los primeros 4 primeros metros de profundidad, que es el promedio de alcance para los registros obtenidos.

En el estudio realizado por [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#) en la ciudad de Morelia, los reflectores inclinados entre 15° y 40°, detectados en los radargramas, fueron interpretados como planos principales de fallas sometidas a los denominados procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF), en lugar de ser

considerados como posibles artefactos asociados a hipérbolas de difracción. No obstante, estos autores mencionaron la posibilidad de que estos reflectores en los radargramas pudieran ser causados por la falta de pasos de procesamiento, como corrección topográfica o migración a la posición real, o también podrían corresponder a estratificación del relleno en pequeños canales que enmascaran las estructuras presentes, entre otros factores. De acuerdo con los resultados del presente trabajo, al igual que aquellos reportados por [Cabral-Cano et al. \(2010\)](#), los planos de falla se presentan como estructuras subverticales por lo que difieren de aquellos planos de falla descritos en el trabajo de [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#). La tecnología actual de los equipos de GPR ha permitido minimizar, de alguna manera, los errores de adquisición de los datos y, en consecuencia, disminuir las imprecisiones en las interpretaciones aplicando un procesamiento de datos adecuado. Para este estudio, el procesamiento de los datos GPR incluyó el tratamiento de los datos a nivel de las correcciones topográficas y las migraciones necesarias para llevar los datos a su posición real. De esta forma, fue posible eliminar las hipérbolas de difracción que pudieran enmascarar la respuesta de las estructuras reales.

La correlación entre los resultados de los perfiles GPR y las trincheras paleosísmicas demuestra la confiabilidad del método GPR para visualizar estructuras subterráneas, estimar su geometría, desplazamiento y ancho de la zona de falla. Estos resultados son consistentes con lo observado en las trincheras, lo que indica que el GPR es una herramienta útil para localizar y caracterizar con precisión las fallas, incluso en áreas donde no hay una expresión morfológica clara en la superficie. Por lo tanto, el uso de GPR antes de las excavaciones paleosísmicas es pertinente ya que permite una mejor delimitación y precisión en la ubicación de las estructuras enterradas. Los resultados de la tomografía de refracción sísmica muestran cambios laterales en la velocidad de la onda P, que se correlacionan bien con las zonas de discontinuidad de los reflectores observadas en los perfiles de GPR. Los perfiles de GPR, por otro lado, exhiben hipérbolas de difracción y truncamientos de capas que están relacionados con el contraste lateral en cada material. Estas discontinuidades pueden estar asociadas con contactos geológicos locales, fallas y otras estructuras, como se ha resaltado en la literatura previa (e.g., [Busby y Merritt, 1999](#); [Bano et al., 2002](#); [Pauselli et al., 2010](#); [Ercoli et al., 2013](#); [Aray et al., 2021](#)).

Las diferencias de anchos de deformación reportados por los métodos geofísicos empleados se deben principalmente al alcance en profundidad y resolución de cada uno de ellos. Por lo general, en el GPR se interpretan anchos menores que aquellos interpretados en los perfiles TRS y TRE en la misma zona (caso Manantiales, UNLA y San Juanito Itzicuaru; Tabla 4.1). Estas diferencias podrían estar asociadas a una deformación incipiente siendo el reflejo de una zona de deformación mayor en profundidad, que sería visible sólo con métodos de mayor alcance. En aquellos casos en los cuales los anchos de deformación interpretados en registros GPR son mayores que los anchos interpretados para métodos de TRS o TRE (caso La Soledad, La Colina; Tabla 4.1), podría estar relacionado con el contenido litológico de las capas más someras y la presencia de rocas más competentes en profundidad que impiden o limitan la extensión de las zonas de deformación en profundidad.

El método GPR ofrece ventajas significativas, ya que puede ser utilizado tanto en áreas con poca intervención humana como en entornos urbanos. Esto se debe a la variedad de configuraciones de antenas disponibles, así como a la posibilidad de utilizar un sistema de blindaje en algunas de ellas, lo que

reduce las interferencias en la señal. Además, el GPR es capaz de generar imágenes de alta resolución, lo que lo convierte en una herramienta valiosa para la cartografía de fallas geológicas. Sin embargo, en el contexto urbano de la ciudad de Morelia, el GPR mostró algunas limitaciones. Por ejemplo, su alcance en profundidad se vio restringido debido a la presencia de intervenciones humanas en el subsuelo, lo que dificultó la interpretación de los rasgos de deformación en subsuelo que estaban asociados a las discontinuidades observadas en las capas superficiales. Esta limitación, sin embargo, no invalida su utilidad, sino que destaca la importancia de integrar múltiples métodos geofísicos para obtener una imagen más completa de las estructuras geológicas en el subsuelo.

Los estudios de campo magnético total ofrecieron la ventaja de proporcionar indicios sobre la orientación en profundidad de las principales estructuras en el subsuelo y guiar la ubicación óptima de los perfiles para estudios más superficiales (TRS y GPR). Sin embargo, estos métodos presentan la limitación de no ser aplicables en un contexto urbano como el de la ciudad de Morelia, debido a la presencia de elementos antrópicos que generan anomalías que dificultan la identificación de los objetivos deseados.

Los estudios de sismica de refracción pudieron realizarse sin limitaciones de espacio, utilizando una fuente sísmica en un entorno como Llano Grande (ANEXO 4). Sin embargo, en la ciudad de Morelia, se enfrentaron restricciones en el uso de la fuente sísmica y la colocación de los tendidos sísmicos debido al paso de cables sobre avenidas concurridas. Para llevar a cabo este tipo de estudios en un contexto urbano, sería necesario emplear otro tipo de equipo, como geófonos inalámbricos que no interrumpen el tráfico vehicular o peatonal. Sin embargo, el ruido ambiental de las ciudades podría reducir la resolución de los registros sísmicos.

Por otro lado, la técnica de tomografía de resistividad fue la única capaz de iluminar las secuencias profundas, lo que permitió interpretar el salto total de la falla. Sin embargo, esta técnica tiene limitaciones, ya que no es versátil para su uso en todas las zonas urbanas, ya que requiere que no se interrumpa el tránsito libre y que no haya cruce de seres vivos sobre el tendido de medición para evitar afectaciones por alguna descarga de corriente eléctrica propia del sistema de adquisición de datos. En la zona de San José del Cerrito, es importante tener en cuenta que la resolución de la TRS es baja para los primeros metros de profundidad. Para precisar la continuidad de estas estructuras hacia las capas más someras, sería necesario emplear métodos de mayor resolución, como el GPR. Sin embargo, en esta zona no se pudo aplicar el GPR debido a limitaciones operativas, como la falta de espacios despejados y recursos monetarios. Los métodos geofísicos empleados en los estudios transdisciplinarios de este trabajo (i.e., magnéticos, TRS, TRE, GPR) desempeñaron un papel crucial en la caracterización de las fallas en profundidad. Estas técnicas permitieron estimar desplazamientos totales de las fallas que no son visibles con métodos de corto alcance en profundidad (e.g., trincheras paleosísmicas), así como delimitar sus zonas de influencia y definir la cartografía precisa de las fallas, proporcionando información esencial para evaluar el peligro por hundimiento o por tectónica. Por su parte, la paleosismología, como método directo, fue fundamental para establecer los criterios geomorfológicos del potencial sismotectónico de la falla La Colina, sugiriendo actividad reciente (en el Holoceno) de la falla. La combinación adecuada de métodos geofísicos, observaciones de campo, microtopografía y paleosismología, como se ha presentado en este estudio, refleja el potencial de un enfoque transdisciplinario para esclarecer dudas que han

surgido a lo largo de los años. Este enfoque no solo ha permitido mejorar la cartografía propuesta, sino también fomenta la discusión sobre los peligros a los cuales están sometidas las zonas de asentamiento y expansión urbana, así como las áreas de desarrollo industrial. Estos estudios representan una de las investigaciones más recientes realizadas en la ciudad de Morelia y la cuenca de Llano Grande. Además, subrayan la importancia de continuar con el monitoreo de zonas de fallas, empleando tanto métodos directos como indirectos para comprender mejor el alcance del impacto asociado a la actividad de estas estructuras en el contexto urbano.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El campo geotérmico Los Azufres y la ciudad de Morelia son dos regiones de importancia económica y social del centro de México. Ambas, están atravesadas por el sistema de fallas Morelia-Acambay, el cual es ampliamente reconocido por ser activo. Sin embargo, en estas zonas aún existen numerosas fallas en las cuales su actividad no ha sido comprobada y caracterizada en términos del peligro que representan. Además de esto, la ciudad de Morelia que se encuentra asentada en una zona de sedimentos fluviolacustres, presenta problemas de hundimiento diferencial cuya expresión en superficie es similar a aquella provocada por actividad tectónica. Entonces discernir el origen de esas deformaciones ha representado todo un reto.

Una combinación de métodos geofísicos, observaciones campo, análisis morfotectónico y estudios paleosísmicos, permitió la caracterización de estructuras del subsuelo que afectan el basamento de la cuenca de Llano Grande, dentro del Campo Geotérmico de Los Azufres (CGLA, Mich.), el área metropolitana de la ciudad de Morelia y sus periferias. Esta integración de técnicas permitió actualizar la cartografía disponible y fomenta la discusión sobre los peligros que enfrentan las zonas de asentamiento urbano y de desarrollo industrial.

En la cuenca de Llano Grande, el campo magnético total permitió identificar lineamientos que se caracterizaron con estudios de GPR y de sísmica de refracción y permitieron caracterizar dos estructuras con poca o ninguna expresión geomorfológica en superficie y, por lo tanto, poco conocidas. Los resultados permitieron la caracterización del segmento norte de la Falla Agua Fría (SNFAF), una estructura tectónicamente activa que atraviesa de oeste a este la cuenca de Llano Grande, alcanzando una longitud de alrededor de 2 km. A partir de estos estudios, se generó una cartografía más precisa del SNFAF, así como de la continuidad de la traza estimada de la falla La Bolsa, una falla antitética a ésta, en el CGLA. La buena resolución de los datos de GPR permitió estimar desplazamientos verticales de alrededor de 1.5 m en los depósitos más superficiales afectados por el SNFAF. Por su parte, los resultados de la sísmica de refracción sugieren un ancho de zona deformada por la falla de 40 m, que se incrementa con la profundidad.

Para la ciudad de Morelia, los estudios con GPR, sísmica de refracción y tomografía de resistividad eléctrica permitieron caracterizar los segmentos de falla que atraviesan la ciudad. Esto, junto con análisis microtopográfico y morfoestructurales, permitió definir una cartografía más precisa de la falla La Colina (fLC). Se ha identificado que la fLC tiene una longitud de 17 km e incluye los segmentos de falla La Soledad, La Colina y Manantiales, mencionados en trabajos previos. La orientación estimada de la fLC es de aproximadamente N50°E, lo cual es consistente con las tendencias de fallas tectónicas regionales. Las zonas de influencia asociadas a esta falla se estimaron de alrededor de 20 m en torno a la traza principal, teniendo en cuenta las trazas secundarias de estructuras identificadas en profundidad. Las observaciones en superficie sugieren que la fLC presenta una zona de daño que se extiende hasta 40 m hacia cada lado de la falla. La tomografía de resistividad eléctrica permitió definir el salto total de la fLC que permitió estimar una tasa de movimiento de 0.07 mm/año en su porción suroccidental, afectando depósitos Holocénicos

Para la falla La Colina en la ciudad de Morelia, los estudios paleosismológicos revelaron la presencia de dos tipos de actividades bajo el registro sedimentario: Uno actual, con evidencias de desplazamientos lentos que corresponde a la reactivación superficial por sobreexplotación del acuífero con saltos que coinciden con lo reportado en trabajos anteriores y, otro movimiento más antiguo, evidenciado por la presencia de una cuña coluvial que sugiere una ruptura instantánea del subsuelo que data de hace 9,000 años .

Con base en las estimaciones de longitud de ruptura superficial de la fLC, así como su desplazamiento vertical cosísmico, se sugiere que esta estructura tiene el potencial de generar sismos de magnitud Mw 6,3-6,7 y podría romper con la ocurrencia de un terremoto asociado al movimiento de otras fallas mayores o viceversa, por ejemplo, la falla TA-O que tiene la misma dirección y buzamiento.

El método de GPR resultó más efectivo para caracterizar la zona de falla. Sin embargo, la integración con otras técnicas fue esencial para localizar y precisar el área de interés. La realización de trincheras paleosísmicas, permitieron validar la interpretación de los perfiles geofísicos y la localización de las fallas de interés. Este método directo jugó un papel fundamental para establecer los criterios geomorfológicos del potencial sismogénico de la fLC.

Este trabajo resalta la importancia de llevar a cabo estudios similares en otras regiones del centro de México, afectadas por estructuras del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA). En muchas de estas cuencas, se supone que existen fallas ocultas debajo de los depósitos sedimentarios, pero al no haber sido precisadas, no han sido consideradas en la evaluación del peligro y las estimaciones del riesgo sísmico.

Se sugiere continuar con los estudios paleosismológicos y geofísicos que aporten resultados para corroborar relevos, continuidad de fallas, presencia de fallas antitéticas, entre otros factores, que podrían representar elementos de importancia en la evaluación del peligro por fallas para la ciudad de Morelia y la región.

REFERENCIAS

- Aguayo-Camargo J.E., Marín-Córdova S., 1987, Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos post Cretácicos de México. Bol. Soc. Geol. Mex T. XLVIII, (2), 15-39.
- Annan, A., 2001, Ground Penetrating Radar Workshop Notes: Sensors and Software, Inc., Mississauga, Ontario, Canada, 192 p.
- Annan A. P., Cosway, S. W., 1992. Ground Penetrating Radar Survey Design. The Annual Meeting of SAGEEP, Chicago, 26-29 April 1992.
- Araffa, S. A. S Sabet, H. S., Mahmoud, M. H., 2019, Tectonics mapping using geophysical data around Nuweiba area, Gulf of Aqaba, Sinai, Egypt: NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 8:1, 73-83. <https://doi.org/10.1080/20909977.2019.1615802>.
- Aranda-Gómez, J. J., Oviedo Padrón, E., Chávez Cabello, G., Carrera Hernández, J., 2022. Alternancia de valles y sierras paralelas en el norte y centro de México: La disyuntiva entre montañas de bloque o sierras coincidentes con anticlinales, Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología 120, 3–28 (in Spanish).
- Aray C., J., 2016, Evaluación del subsuelo con el empleo de la técnica de GPR, en la búsqueda de evidencias de deformación por fallas activas en los estados Táchira y Mérida, Venezuela. Trabajo especial de grado para optar al título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. Depósito Legal DC2016000027.
- Aray C., J.C., Lacan, P., Garduño Monroy, V.H., Ávila García, J., Gómez Cortés, J., Audemard M., F. A., Lázaro Mancilla, O., Bandy, W., 2021. Geophysical characterization of a potentially active fault in the Agua Fría micro-graben, Los Azufres, Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73 (2), A040121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a040121>.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Rangel, E., Layer, P., Garduño-Monroy, V.H., Saucedo, R., García, F., Castro, R., Pérez-Esquivias, H., 2012, Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., (eds.), The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide, 25, 45-82. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(04\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(04)).
- Astiz-Delgado, L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México - el temblor del 22 de febrero de 1979: México, D.F., UNAM, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 130 p.
- Audemard, F. A., 2005, Paleoseismology in Venezuela: objectives, methods, applications, limitations and perspectives: Tectonophysics, 408 (1-4), 29-61. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.034>.

- Audemard, F. A., Ollarves, R., Díaz, G., Bechtold, M., Cataldi, A., 2006, El geo-radar como herramienta para la definición de fallas activas: aplicación en el sector central de la falla de Boconó, estado Mérida, Venezuela: *Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.*, 21(4), 57–70.
- Avellán, D. R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Robles-Camacho, J., 2020. Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia—Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102554.
- Ávila G., J. 2015. Modelado litosférico de los Andes de Mérida como base para los estudios sísmicos de gran ángulo. Trabajo Especial de Grado, UCV. Caracas, Venezuela. Pp 200.
- Ávila-Olivera, J.A., 2004. Contribución a los estudios geotécnicos y geofísicos en zonas urbanas con Procesos de Subsistencia-Creep-Falla, caso: la Ciudad de Morelia, Michoacán, México: Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Tesis de Maestría, 234 p.
- Ávila-Olivera, J.A., 2008. Evolución de los Procesos de Subsistencia-Creep Falla, Casos: Morelia, Mich. y Celaya, Gto, PhD thesis, UNAM.
- Ávila-Olivera, J. A., Garduño-Monroy, V.H., 2003. Estudios Geotécnicos y Geofísicos de los Procesos de Subsistencia-Creep-Falla en la ciudad de Morelia, Michoacán, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes: Geos.
- Ávila-Olivera, J. A., Garduño-Monroy, V. H., 2006. Hundimientos ocasionados por Procesos de Subsistencia-Creep-Falla (PSCF) en la ciudad de Morelia, Mich., México. *Geotermia*, 19, 2, 50-59.
- Ávila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., 2008. A GPR study of subsidence-creep-fault processes in Morelia, Michoacán, Mexico. *Eng. Geol.* 100, 69–81. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.003.
- Bagheri-Gavkosh, M., Hosseini, S.M., Ataie-Ashtiani, B., Sohani, Y., Ebrahimian, H., Morovat, F., Ashrafi, S., 2021. Land subsidence: a global challenge. *Sci. Total Environ.* 778, 146193. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146193>.
- Baker, G., Jordan, T., Pardy, J. 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). [https://doi.org/10.1130/2007.2432\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2432(01)).
- Bano, M., Edel, J. B., Herquel, G., EPGS class 2001-2002, E., 2002, Geophysical investigation of a recent shallow fault: The Leading Edge, 21(7), 648-650. <https://doi.org/10.1190/1.1497317>.
- Biasi, G. P., Wesnousky, S. G., 2016. Steps and gaps in ground ruptures: Empirical bounds on rupture propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(3), 1110-1124.
- Bonomo, N., De La Vega, M., 2006. Capítulo 4: el método de georadar”, en Ana Osella y José Luis Lanata (compiladores), *Arqueogeofísica: una metodología interdisciplinaria para explorar el pasado*. Buenos

- Aires: Fundación de Historia Natural Félix de Azara – Universidad Maimónides – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), pp. 79-81.
- Busby, J.P., Merritt, J.W., 1999. Quaternary deformation mapping with ground penetrating radar: *Journal of Applied Geophysics*, 41, 75–91. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(98\)00050-0](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(98)00050-0).
- Cabral-Cano, E., Dixon, T.H., Miralles-Wilhelm, F., Díaz-Molina, O., Sánchez-Zamora, O., Carande, R.E., 2008. Space geodetic imaging of rapid ground subsidence in Mexico City. *Bull. Geol. Soc. Am.* 120, 1556–1566. <https://doi.org/10.1130/B26001.1>.
- Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Díaz-Molina, O., Cigna, F., Ávila-Oliivera, A., Osmanoglu, B., Dixon, T., DeMets, C., Garduño-Monroy, V. H., Vergara-Huerta, F., and Hernández-Quintero, J. E., 2010. Is there a tectonic component to the subsidence process in Morelia, Mexico? *IAHS Publication 339*, 164-169.
- Campos Medina, J.P., 2019, Estudio paleosismológico del segmento norte de la falla Agua Fría, Los Azufres, Michoacán: México, Juriquilla, Centro de Geociencias, UNAM, Tesis de maestría, 88 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V. H., 1995, Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67, 123-152. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00094-W](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00094-W).
- Cantos Figuerola, J. 1987. *Tratado de Geofísica Aplicada*, 3a. edición. Madrid: Ciencia 3, 520 p.
- Chai JC, Shen SL, Zhu HH, Zhang XL, 2004. Land subsidence due to groundwater drawdown in Shanghai. *Geotechnique* 54(3):143–148.
- Chaussard, E., Havazli, E., Fattahi, H., Cabral-Cano, E., Solano-Rojas, D., 2021: Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery, *J. Geophys. Res.*, 126, e2020JB020648, <https://doi.org/10.1029/2020JB020648>.
- Cigna, F., Cabral-Cano, E., Osmanoglu, B., Dixon, T.H., Wdowinski, S., 2011. Detecting subsidence-induced faulting in Mexican urban areas by means of persistent scatterer interferometry and subsidence horizontal gradient mapping. *Int. Geosci. Remote Sens. Symp.* 2125–2128. doi:10.1109/IGARSS.2011.6049585.
- Cigna, F., Osmanoglu B., Cabral-Cano, E., Dixon, T.H., Ávila-Oliivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., DeMets, C., Wdowinski, S., 2012. Monitoring land subsidence and its induced geological hazard with Synthetic Aperture Radar Interferometry: A case study in Morelia, Mexico. *Remote Sensing of Environment* 117, 146±161. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.005>.
- Cigna, F., Tapete, D., 2022. Urban growth and land subsidence: Multi-decadal investigation using human settlement data and satellite InSAR in Morelia, Mexico, *Science of The Total Environment*, Volume 811, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152211>.

- Daniels, J. J., 2000, Ground Penetrating Radar Fundamentals: Department of Geological Sciences, The Ohio State University, Appendix to a report to the U.S.E.P.A, Region V, 21 p.
- Davis, J.L., Annan, A.P., 1989, Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy: *Geophysical Prospecting*, 37, 531–555. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>.
- Day, R., 2010. *Foundation Engineering Handbook*. 2nd ed.
- De La Cruz, V., Aguilar, J., Ortega, D., Sandoval, J. M., 1983, Estudio geológico-estructural a detalle del campo geotérmico Los Azufres, Mich.: Departamento de exploraciones, CFE, informe 9-82, 62 p.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geol. Revista*, 2, 2, 172-187.
- Demant, A, 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto De Geología* 5(2):217–222.
- Dobson, P.F., Mahood, G.A., 1985, Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 (3-4), 273-287. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90017-4).
- EEA, 2020. *The European environment. State and Outlook 2020: Knowledge for Transition to a Sustainable Europe*. European Environment Agency.
- Ercoli, M., Pauselli, C., Frigeri, A., Forte, E., Federico, C., 2013. Geophysical paleoseismology” through high resolution GPR data: a case of shallow faulting imaging in Central Italy: *Journal of Applied Geophysics*, 90, 27-40. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.12.001>
- Farina, P., Ávila-Olivera, J., Garduño Monroy, V., Catani, F., 2008. "DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the Mexican Volcanic Belt (MVB)". *Rivista italiana di telerilevamento*. 40. 103-113. <https://doi.org/10.5721/ItJRS20084029>.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, 84-92. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5>.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991, Geology of Los Azufres Caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47 (1-2), 129-148. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90105-9).
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of the central Mexico: Oligocene to present: *Geofísica Internacional*, v. 33, núm. 1, p. 91-105.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522,122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>.
- Ferreira, F.J.F., Souza, J., Bongiollo, A.B.S., De Castro, L.G., 2013, Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle: *Geophysics*, 78, (3), J33-J41. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>.
- Figueroa-Miranda, S., Tuxpan Vargas, J., Ramos-Leal, J. A., Hernández-Madrigal, V. M., Villaseñor-Reyes, C. I., 2018. Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review. *Enggeo*. doi:10.1016/j.enggeo.2018.09.023
- Figueroa-Miranda, S., Hernández-Madrigal, V. M., Tuxpan-Vargas, J., Villaseñor-Reyes, C. I., 2020. Evolution assessment of structurally-controlled differential subsidence using SBAS and PS interferometry in an emblematic case in Central Mexico. *Engineering Geology*, 279, 105860.
- Galloway, D., Jones, D.R., Ingsbritsen, S.E., 1999. Land subsidence in the United States, U. S. Geological Survey. Circular 1182 165 pp.
- Galloway, D.L., Burbey, T.J., 2011. Review: regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeol. J.* 19, 1459–1486. <https://doi.org/10.1007/s10040-0110775-5>.
- García A., Y., 2019. Contribución geológica-geofísica para la caracterización del Sistema acuífero ubicado al poniente de Morelia, Michoacán. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. 144 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., 2002. Geology of the Nevado de Toluca Volcano and Surrounding Areas, Central Mexico.
- Garduño-Monroy, V.H., 1987, Resumen de las conclusiones del modelo geológico regional del campo geotérmico de Los Azufres, Mich: Departamentode exploración, CFE, Reporte GG 9/879-82, 62 p.
- Garduño-Monroy, V.H., 2004. Contribuciones a la Geología e Impacto Ambiental de la Región de Morelia. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. UMSNH Vol. 1.
- Garduño-Monroy, V.H., Arreygue-Rocha, E., Chiesa, S., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G.M., Ayala, G.M., 1998. Las fallas geológicas y sísmicas de la Ciudad de Morelia y su influencia en la planificación del territorio. *Ingeniería Civil* 1 (5), 3–12.
- Garduño-Monroy V.H., Rodríguez-Torres G.M., Israde-Alcántara I., Arreygue-Rocha E., Canuti P. y Chiesa S., 1999. Efectos del clima (El Niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la ciudad de Morelia, *Geos, Unión Geofísica Mexicana*, Vol. 9, No. 2, p. 84-93.

- Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, and Rodríguez-Torres, G. M., 2001. Efectos de las fallas asociadas a la sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 37-54.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez, R., Israde, I., Rodríguez, M. A., Szyuka-Ruk, E., Hernández, V. M., García, M. L., Corona, P., Ostroumov, M., Medina, V. H., García, G.; Carranza, O., Lopez, E., Mora, J. C., 2009a, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico: *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.
- Garduño-Monroy, V. H., Chávez-Hernández, J., Aguirre-González, J., Vázquez-Rosas, R., Mijares Arellano, H., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., 2009b. Zonificación de los períodos naturales de oscilación superficial en la ciudad de Pátzcuaro, Mich., México, con base en microtemores y estudios de paleosismología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 623-637.
- Gayol, R., 1925. Estudio de las perturbaciones que en el fondo de la Ciudad de México ha producido el drenaje de las aguas del subsuelo, por las obras del desague y rectificación de los errores a que ha dado lugar una incorrecta interpretación de los efectos producidos. *Revista Mexicana de Ingeniería y Arquitectura*, Vol. III, Num. 2. pp. 96-132.
- Gianiye, S.A., Badmus, B.S., Awoyemi, M.O., Akinyemi, O.D. and Olurin O.T., 2013, Upward Continuation and Reduction to Pole Process on Aeromagnetic Data of Ibadan Area, South-Western Nigeria: *Earth Science Research*, 2, 1, 66-73. <https://doi.org/10.5539/esr.v2n1p66>.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Velázquez, S., Martín-Crespo, T., Márquez, A., Lillo, J., López, I. & Carreño, F., 2006. Characterization of volcanic materials using ground penetrating radar: A case study at Teide volcano (Canary Islands, Spain). *J. Applied Geophys.* 59: 63-78.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Velázquez, S., Martín-Crespo, T., Márquez, A., Lillo, J., López, I. Carreño, F., Martín-González, F., Herrera, R., De Pablo, M. A., 2007, Joint application of ground penetrating radar and electrical resistivity imaging to investigate volcanic materials and structures in Tenerife (Canary Islands, Spain): *Journal of Applied Geophysics*, 62, 287-300. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.01.002>.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., et al., 2005. Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57 (3), 227-283. <http://www.redalyc.org/src/inicio/ArtPdfRed.jsp?iCve=94320266003>.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Luis Macías, J., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Loera, H., López, F.M., Perton, M., 2020. The

- control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geol. Soc. Am. Bull.* 132 (11–12), 2455–2474.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Avellán, D. R., Soria-Caballero, D., Macías, J. L., Velázquez-Bucio, M. M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Ávila-Olivera, A., Figueroa-Soto, A. G., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S. 2021. Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103196.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Avellán, D. R., Ávila García, J. M., Lacan, P., Israde-Alcántara, I., García, O., Aray Castellano, J., Audin, L., en revisión. The Tarímbaro-Álvaro Obregón Fault, a major structure of the Morelia-Acambay Fault System in Central México. *Natural Hazards*. Sometido en abril 2024.
- Gunda, G.K.T., Balaji, S., Champati Ray, P.K., Bhat, G. R., Balakrishna, Kannaujiya, S., 2020. Geophysical characterisation of the active fault geometry and trends in tectonic deformation in the shallow stratigraphy along active faults, South Andaman, India: *Journal Geological Society of India*, 95, 286–292. <https://doi.org/10.1007/s12594-020-1427-y>.
- Hayashi, K., Takahashi, T., 2001. High Resolution Seismic Refraction Method Using Surface and Borehole Data for Site Characterization of Rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 38, p. 807-813.
- Henry, C. D., Aranda, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20, p. 701-704.
- Hernández-Madriral, V.M., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., 2011. Atlas de peligros geológicos de la ciudad de Morelia, Mich: Estandarización del documento, actualización cartográfica de fallas geológicas de la zona urbana, y evaluación de tasas de hundimiento. In: SEDESOL Programa HABITAT. 83.
- Hernández Madriral, V.M., Flores, N., Villaseñor, C.I., Muñiz, J.A., 2015. Impacto económico producido por subsidencia diferencial en zonas urbanas. Caso de estudio Morelia, Mich. *Ciencia Nicolaita*, 65, 78-94.
- Hinze, W.J., von Frese, R.R. B., Saad, A.H., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press, 522 pp. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.006>.
- Holzer, T.L., 1984, Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment, in Holzer T.L., ed., *Man induced land subsidence: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 6, 221 p.

- Holzer, T.L., Johnson, A.I., 1985. Land subsidence caused by ground water withdrawal in urban areas. *GeoJournal* 11, 245–255. <https://doi.org/10.1007/BF00186338>.
- Ibañez-Garduño, D., Lorenzo-Cimadevila, H., Álvarez-Béjar, R., Garduño-Monroy, V.H., 2002. Prospecting with Ground Radar in an Active Creep-Fault Zone: In Eight International Conference on Ground Penetrating Radar. David A. Noon, Glen F. Stickley, Dennis Longstaff, Editors, SPIE v. 4084, p. 602-606.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática), 2020, Censo de Población y Vivienda 2020 (en línea), <http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/ccpv/2020/>, acceso enero 2024.
- Israde, I., 1995. Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messicano: Stratigrafia ed evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee. PhD Thesis, Università degli Studi di Milano, Italia, 254 p.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (Central-Western Mexico, Michoacán). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 209–227.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega-Murillo, R., 2002. Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo: *Hidrobiologica*, 2, 61-78. I.U.S.S. Working Group WRB, 2022. World Reference Base for Soil Resources (fourth ed.). International Union of Soil Sciences, Vienna. Retrieved November 21, 2022.
- Israde Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano García, M. S., Bischoff, J., Domínguez Vázquez, G., & Garduño Monroy, V. H., 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3),345-357. Recuperado de: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94319371004>.
- Jiménez H., A., Aray C., J., 2018. Evaluación geológica-geofísica superficial para definir la geometría y área de afectación de la falla La Colina en el predio “la llantera de Manantiales”, Morelia-Michoacán. Informe Técnico. Inédito.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 187–210.
- Jol, H., Bristow, C., 2003, GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide: Geological Society London Special Publications, 211(1), 9-27. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.211.01.02>.
- Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Third edition. Blackwell Science Ltd., Oxford.

- Keller, G.V., Frischnecht, F.C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. 519 págs. Pergamon Press. Oxford. Londres.
- La Voz de Michoacán, 1988. Suplemento dominical. Octubre 30, 3 pp.
- La Voz de Michoacán, 2013. <https://www.lavozdemichoacan.com.mx/morelia/inauguran-pavimentacion-en-avenida-san-juanito-itzicuaro>. Consulta el 19/10/23
- Lacan P., Nivière B., Rousset D., Sénéchal P., 2012, Late Pleistocene folding above the Mail Arrouy Thrust, North-Western Pyrenees (France): *Tectonophysics*, 541-543, 57-68. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.022>.
- Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, S., Aguirre-Díaz, G., Zúñiga, F.R., 2018, Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the venta de Bravo fault system, Acambay graben (Central Mexico): *Sedimentary Geology*, 365, 62–77. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.008>.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P., Lacan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 463–481.
- Langridge, R.M., Weldon, II, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, trans-Mexican volcanic belt: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105(B2), 3019-3037. <https://doi.org/10.1029/199JB900239>.
- Lázaro-Mancilla, O., Garduño-Monroy, V. H., Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Vázquez-Rosas, R., Ramírez-Tapia, G. M., Cortés-Silva, A., 2020. Concentraciones de gas Radón (^{222}Rn) en suelo en la zona urbana de Morelia, Michoacán, México y su relación con fallas potencialmente sísmicas y asociadas con el proceso subsidencia-fluencia: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 37(2):157-177. DOI:10.22201/cgeo.20072902e.2020.2.1547.
- Leckebusch, J., 2003. Ground Penetrating Radar: A Modern Three-Dimensional Prospection Method. *Archaeological Prospection*, 10: 213-240. DOI : 10.1002/arp.211
- León-Loya, R., P. Lacan, M. Ortuño, F. R. Zúñiga, P. Štěpančíková, J. Stemberk, A. P. Hernández Flores, J. J. Carrera Hernández, I. Sunyé-Puchol, G. J. Aguirre-Díaz, and L. Audin. 2023. Paleoseismology of a major crustal seismogenic source near Mexico City: The southern border of the Acambay graben, *Tectonics* 42, e2022TC007610, doi: 10.1029/2022TC007610.
- Lillie, R. J., 1999, *Whole Earth Geophysics*. Prentice Hall. New Jersey, 1–361.
- Lina M., P., Velasco A., A. R., 2003. Las unidades habitacionales y la vivienda en la ciudad de Morelia: apropiación de los espacios abiertos. *Scripta Nova: Revista electrónica de geografía y ciencias sociales*,

- Nº. 7, 146, 2003 (Ejemplar dedicado a: La vivienda y la construcción del espacio social de la ciudad: V Coloquio Internacional de Geocrítica (Actas del Coloquio)).
- Loke, M.H., 2004. Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys: Geotomo Software, Malaysia. www.geoelectrical.com.
- López Comino, J. A., Mancilla, F., Stich, D. y Morales, J., 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain): *Geophysical Research Letters*, volume 39, issue 3. <https://doi.org/10.1029/2011GL050498>.
- López-Hernández, A., 1991, Análisis estructural del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Interpretación de datos superficiales y de subsuelo: Oficina de Geología, CFE, Infome 11/91, 137 p.
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of geophysics*. Second edition.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Garduño, V.H., Castro, R., García-Tenorio, F., Saucedo, R., 2008, Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 73 p.
- Macías J. L., Arce J. L., Castro R., García F. y Saucedo R., 2009. Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. Instituto de Geofísica, UNAM. (Inédito) México.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 9, 33–50.
- Mazzoldi, A., Garduño-Monroy, V. H., Gómez-Cortés, J. J., Guevara J. A., 2020, Geophysics for geothermal exploration. Directional-derivatives-based computational filters applied to geomagnetic data at lake Cuitzeo, México: *Geofísica Internacional* 59-2, 105-135. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15903.10403>.
- McCalpin, J. P., 1989. Current investigative techniques and interpretive models for trenching active dip-slip faults. In *Engineering Geology and Geotechnical Engineering* (R. C. Watters, Ed.), Proceedings of the 25th Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering, pp. 249–258. A. A. Balkema, Rotterdam.
- McCalpin, J., 2009. *Paleoseismology*. v. 95, Second edition. International Geophysics Series.
- Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., Garduño-Monroy, V. H., 2018, Active faults sources for the Pátzcuaro–Acambay fault system (Mexico): fractal analysis of slip rates and magnitudes

- Mw estimated from fault length: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 3121-3135. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-3121-2018>.
- Mennella, L., Garduño, V.H., Bonassi, O., 2000. Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio Anticline, Michoacán Mexico. *GSA Special Paper Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico* 334 pp. 237–246.
- Mennella, L., 2011, Sismotectónica del sector occidental del Sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo Tesis de Maestría, 151 p.
- Molina-Martínez, A., 2013, Case history of los Azufres conceptual modeling in a Mexican geothermal field: *Revista Geotermia*, 26 (2), 3-16.
- Nabighian, M.N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, 507-517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>.
- Neal, A., 2004, Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems, progress: *Earth-Science Reviews*, 66, 261–300. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2015, Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: the Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt): *Geosphere* 11, 160–184. <https://doi.org/10.1130/GES01071.1>.
- Ortuño, M., Corominas, O., Villamor, P., Zúñiga, R.F., Lacan, P., Aguirre-Díaz, G., Perea, H., Štěpančíková, P., Ramírez-Herrera, M.T., 2019, Evidence of recent ruptures in the central faults of the Acambay Graben (central Mexico): *Geomorphology*, 326, 17–37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.010>.
- Osmanoğlu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Jiang, Y., 2011. Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(1), pp. 1-12.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 352-364. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90099-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90099-6).

- Pasquaré, G., L. Ferrari, V. H. Garduño, A. Tibaldi, A., L. Vezzoli, 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America Map and Chart series, MCH072, 22 p.
- Pauselli, C., Federico, C., Frigeri, A., Orosei, R., Barchi, M. R., Basile, G., 2010, Ground penetrating radar investigations to study active faults in the Norcia Basin (central Italy): *Journal of Applied Geophysics*, 72, 39-45. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2010.06.009>.
- Pellerin, C.L.M., Christensen, N.I., 1998, Interpretation of crustal seismic velocities in the San Gabriel-Mojave region, southern California: *Tectonophysics*, 286, 253-271. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00269-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00269-2).
- Pérez-Esquivias, H., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Castro-Govea, R., Layer, P., Saucedo, R., Martínez, C., Jiménez-Haro, A., Valdez, G., Meriggi, L., Hernández, R., 2010, Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo de Los Azufres, Michoacán: *Geotermia*, 23, 51-63.
- PMA (Proyecto Multinacional Andino): Geociencia para las Comunidades Andinas, (2009). Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 7, 320, 1 mapa en CD-ROM.
- Poland J.F., 1984, Guidebook to Studies of Land Subsidence due to Ground-water Withdrawal: International Hydrological Program, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, 305 pp.
- Pradal, E., Robin, C., 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63 (3-4), 201-215. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90074-4).
- Quintero-Legorreta, O., 2002, Análisis estructural de fallas potencialmente activas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29. <https://doi.org/10.18268/bsgm2002v55n1a1>.
- Reynolds, J. M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Chichester: John Wiley and Sons Ltd. 796p.
- Rodríguez-Pérez, Q., Zúñiga, F.R., 2017, Seismicity characterization of the maravatío-Acambay and Actopan regions, Central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 264–275. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.013>.
- Rodríguez-Pérez, Q., Zúñiga, F.R., Lacan, P., 2017. Paleoseismological uncertainty estimation in the Acambay region, Central Mexico. *Geofisc. Int.* 56, 255–268.
- Russell, B. H., 1988. Introduction to Seismic Inversion Methods. Society of Exploration Geophysicists.

- Sánchez-Garcillazo, V., 2000. Estudio de la Macrosismici-Estudio de la Macrosismicidad del Estado de Michoacán. Facultad de Ingeniería Civil. These.133p.
- Sandmeier, K. J., 2016. Reflexw – GPR and seismic processing software. Sandmeier geophysical research 2020 [cit. 2020-09-05]. Available on: <http://www.sandmeier-geo.de/reflexw.html>.
- SCOP, 2022. <https://scop.michoacan.gob.mx/inicia-gobierno-de-michoacan-rehabilitacion-de-periferico-de-morelia-entre-salidas-a-quiroy-patzcuaro/>. Consulta el 18/10/23.
- Sheehan, J., Doll, W., Mandell, W., 2005. An Evaluation of Methods and Available Software for Seismic Refraction Tomography Analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10 (1), p. 21-34.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1995. *Exploration Seismology*: Cambridge University Press, Second edition. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139168359>
- Shi, X., Fang, R., Wu, J., Xu, H., Sun, Y., Yu, J., 2012. Sustainable development and utilization of groundwater resources considering land subsidence in Suzhou, China, *Engineering Geology*, Volume 124, Pages 77-89, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.10.005>.
- Skrame, K., Di Filippo, M., Di Nezza, M., 2016, Contribution of the Magnetic Horizontal Gradient Operator (MHGO) for the Interpretation of the Magnetic Anomalies, *in* Conference Proceedings, Near Surface Geoscience 2016 - 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Volume 2016, cp-495-00113. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201602014>.
- Smith, P.J., 1975. *Temas de geofísica*. Editorial Reverte. Madrid. pp .286.
- Solano Rojas, D., Cabral Cano, E., Hernández Espriú, A., Wdowski, S., DeMets, C., Salazar Tlaczani, L., Falorni, G., Bohane, A., 2015. La relación de subsidencia del terreno InSAR-GPS y el abatimiento del nivel estático en pozos de la zona metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Soc. Geológica Mex.* 67, 273–283. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a10>.
- Soria-Caballero, D. C., Garduño-Monroy, V. H., Alcalá, M., Velázquez-Bucio, M. M., Grassi, L., 2019, Evidence for quaternary seismic activity of the La Alberca-Teremendo fault, Morelia region, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(2), 242-258. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.2.1092>.
- Soria-Caballero, D. C., Gómez-Calderón, D. A., Garduño-Monroy, V. H., 2021a. Análisis paleosísmico de la falla El Malpaso - El Salto, norte de Michoacán, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73(2), 00009. Epub 31 de enero de 2022.<https://doi.org/10.18268/bsgm2021v73n2a181220>.
- Stein, S., Wysession, M., 2009. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons. Chapters 3 and 7.

- Soria-Caballero, D.C., Gómez-Vasconcelos, M.G., Avellán, D.R., Aray Castellano, J., Gutiérrez-Carmona, D., Jiménez-Haro, A., Velázquez Bucio, M., Ávila García, J., García, O. and Garduño-Monroy, V. H., 2021b. Geological, geomorphological and geophysical evidence of deformation associated with the Cerritos fault and its implication in the seismic hazard of Morelia, Michoacan, Mexico. *REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLOGICAS*, 38(3), 239-258.
- Stirling, M., Rhoades, D., Berryman, K. R. 2002. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 92, 2, 812–830.
- Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994. Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics* 234, 117–127. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90207-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90207-0).
- Suárez, G., Caballero-Jiménez, G. V., 2012. Quantitative evaluation of historical earthquakes on the Mexican Volcanic Belt, 3rd INQUA-IGPC-567, International Workshop on Active Tectonics, Paleoseismology and Archaeoseismology, Morelia, Mexico.
- Suárez, G., Jaramillo, S. H., López-Quiroz, P., Sánchez-Zamora, O., 2018. Estimation of ground subsidence in the city of Morelia, Mexico using Satellite Interferometry (INSAR)s. *Geofísica Internacional*, 57(1),39-58. <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56871769005>.
- Suárez, G., Caballero-Jiménez, G.V., Novelo-Casanova, D.A., 2019, Active crustal deformation in the Trans-Mexican Volcanic Belt as evidenced by historical earthquakes during the last 450 years: *Tectonics*, 38, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2019TC005601>.
- Suleiman, S.E.B., 1994. Earth fissures caused by groundwater withdrawal in Sarir South agricultural project area, Lybia. *Applied Hydrology* 1, 45–52
- Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Lawton, T.F., 2015, La Falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el Graben de Acambay, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 361–376.
- Suter, M. 2015. The 1567 M_w 7.2 Ameca, Jalisco earthquake (western trans-Mexican volcanic belt): Surface rupture parameters, seismogeological effects, and macroseismic intensities from historical sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, no. 2A, 646–656, doi: 10.1785/0120140163.
- Suter, M., 2016, Structure and Holocene rupture of the Morelia fault, trans-Mexican volcanic belt, and their significance for seismic-hazard assessment: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106, 2376–2388. <https://doi.org/10.1785/0120160092>.

- Suter, M. 2018. The 2 October 1847 M_i 5.7 Chapala graben triggered earthquake (Trans-Mexican Volcanic Belt, west-central Mexico): Macroseismic observations and hazard implications, *Seismol. Res. Lett.* 89, no. 1, 36–48, doi: 10.1785/0220170101.
- Suter, M., 2019, Macroseismic study of the devastating 22– 23 October 1749 earthquake doublet in the Northern Colima Graben (Trans-Mexican Volcanic Belt, Western Mexico): *Seismological Research Letters*, 90(6), 2304-2317. <https://doi.org/10.1785/0220190162>.
- Suter, M., Morelos-Rodríguez, L., 2023, Seismotectonics of the Querétaro Region (Central Mexico) and the 1934 M_i 4.8 Earthquake North of Celaya. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220230256>
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C. A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983–11993. <https://doi.org/10.1029/91JB00428>.
- Suter, M., M. Carillo-Martínez, M. López-Martínez and E. Farrar, 1995a. The Aljibes half- graben: Active The Aljibes half- graben: Active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Tectonics*, 14, 5, 1245-1262.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., Farrar, E., 1995b, The Acambay graben: active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245–1262. <https://doi.org/10.1029/95TC01930>.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86 (6), 1952-1963.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6), 693–703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2).
- Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V. H., Bocco, G., 2004. Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology*, 61, p. 111-126.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megaseísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 noviembre 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 32, 125.
- Velázquez-Bucio, M.M., Garduño-Monroy, V.H., 2018. Soft-sediment deformation structures induced by seismic activity in the San Pedro el Alto area, Acambay graben, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 35 (1):28–40. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.1.530>.

- Vergara Huerta, F., 2011. Caracterización de fallas y estructuras someras usando tomografía de refracción sísmica. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 100 p.
- Villaseñor-Reyes, C. I., Hernández-Madrugal, V. M., Figueroa-Miranda, S., 2022. Identification and assessment of land subsidence development in rural areas using PS interferometry: a case study in Western Michoacan, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 81(16), 417.
- Wang, G., Li, P., Li, Z., Liang, C., Wang, H., 2022. Coastal subsidence detection and characterization caused by brine mining over the Yellow River Delta using time series InSAR and PCA, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Volume 114, <https://doi.org/10.1016/j.jag.2022.103077>.
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Xu Y.-S., Shen S.-L., Cai Z.-Y., and Zhou G.-Y., 2008. The state of land subsidence and prediction approaches due to groundwater withdrawal in China. *Natural Hazards*, 45(1): 123–135.
- Xue YQ, Zhang Y, Ye SJ, Wu JC, Li QF, 2005. Land subsidence in China. *Environ Geol* 48(6):713–720.
- Yan Z., Clayton R.W., Saleeby J., 2005, Seismic refraction evidence for steep fault cutting highly attenuated continental basement in the central Transverse ranges, California: *Geophysical Journal International*, 160, 651–666. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02506.x>.
- Zelt C. A., Ellis R. M., 1988. Practical and efficient raytracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling. *Canadian journal of exploration geophysics*, 24 (1), 16-31.
- Zúñiga, F. R., Lacan, P., Rodríguez-Pérez, Q., Márquez-Ramírez, V. H., 2020, Temporal and spatial evolution of instrumented seismicity in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 98. 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102390>.

APÉNDICES

APÉNDICE 1: Falla Nocupétaro

En la zona central de Morelia, se adquirieron datos de georradar sobre numerosos perfiles ubicados sobre la traza estimada del segmento de falla Nocupétaro (ver Figura AP1.1) pero varios de ellos presentan baja resolución de la señal y poco alcance en profundidad. Los registros más representativos se discuten a continuación y aquellos que no mostraron señal adecuada para interpretar se muestran en el ANEXO 1

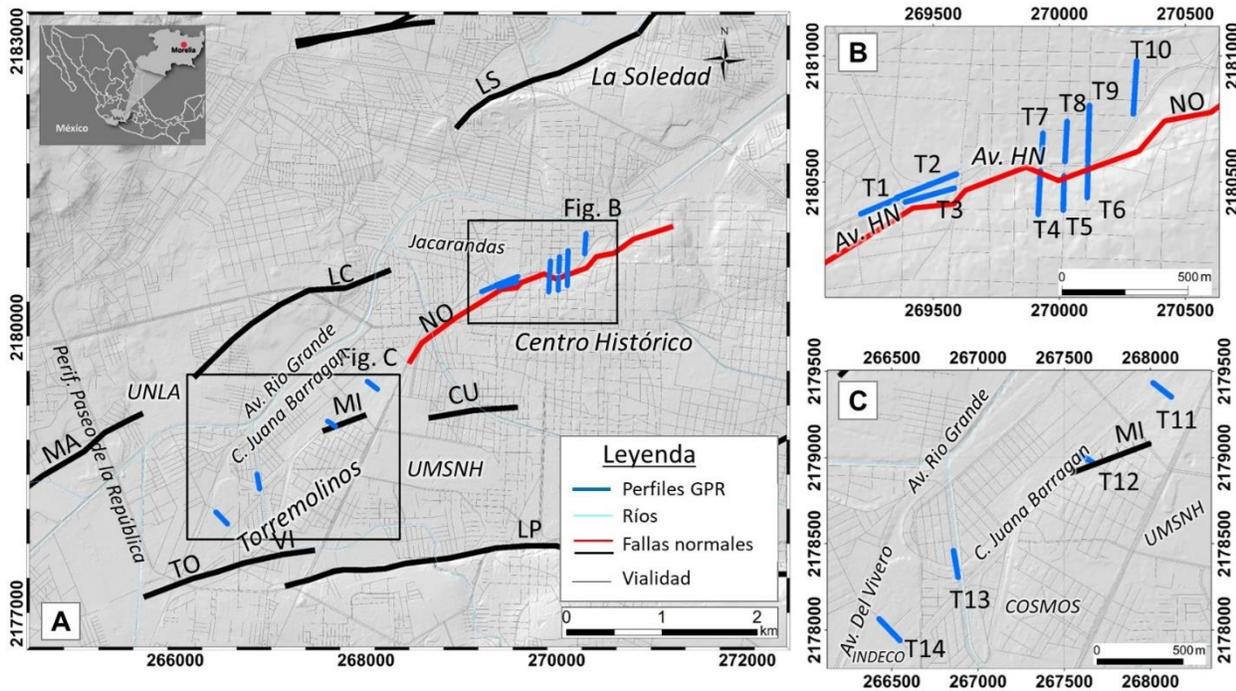


Figura AP1.1. Modelo digital de elevación de la ciudad de Morelia mostrando: A) ubicación general de perfiles de GPR, B) acercamiento en los alrededores de la Av. Héroes de Nocupétaro (AV. HN), C) acercamiento en la colonia Torremolinos. UNLA= Universidad Latina de América, UMSNH=Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, LS=La Soledad, LC= La Colina, MA= Manantiales, NO=Nocupétaro, MI=Mirasoles, CU=Cuatla, VI=Viveros, TO=Torremolinos, LP=La Paloma.

Debido al bajo alcance en profundidad de la señal de GPR para estos registros, la dificultad para realizar otro tipo de mediciones con otros métodos de mayor alcance (e.g., TRS, TRE) por la intervención antrópica y la limitación en los espacios en torno a la falla, estos resultados se presentan a manera de referencia de las posibles deformaciones asociadas al movimiento de esta falla.

En el perfil T1 (Figura AP1.2) se identificaron dos unidades de reflectores con respuesta diferente en el patrón de reflexión. La zona más somera (de 0 a 20 ns) muestra un patrón continuo a lo largo del perfil que está dispuesto sobre una zona de reflectores con atenuación de la señal en ciertos lugares bajo el perfil. Esta segunda capa más profunda (de 20 a 40 ns) refleja discontinuidades laterales que se interpretan con las líneas discontinuas y continuas entre 10 y 90 m, siendo las de mayor expresión aquellas

ubicadas entre 20 y 30 m a lo largo del perfil, mostrando desplazamiento vertical de los reflectores de alrededor de 20 cm con buzamiento hacia el SW del perfil. Estas discontinuidades se extienden desde las secuencias más someras a las más profundas, identificadas hasta los 2 m de profundidad. La zona más profunda de reflectores muestra un engrosamiento de las secuencias en sentido hacia el SW.

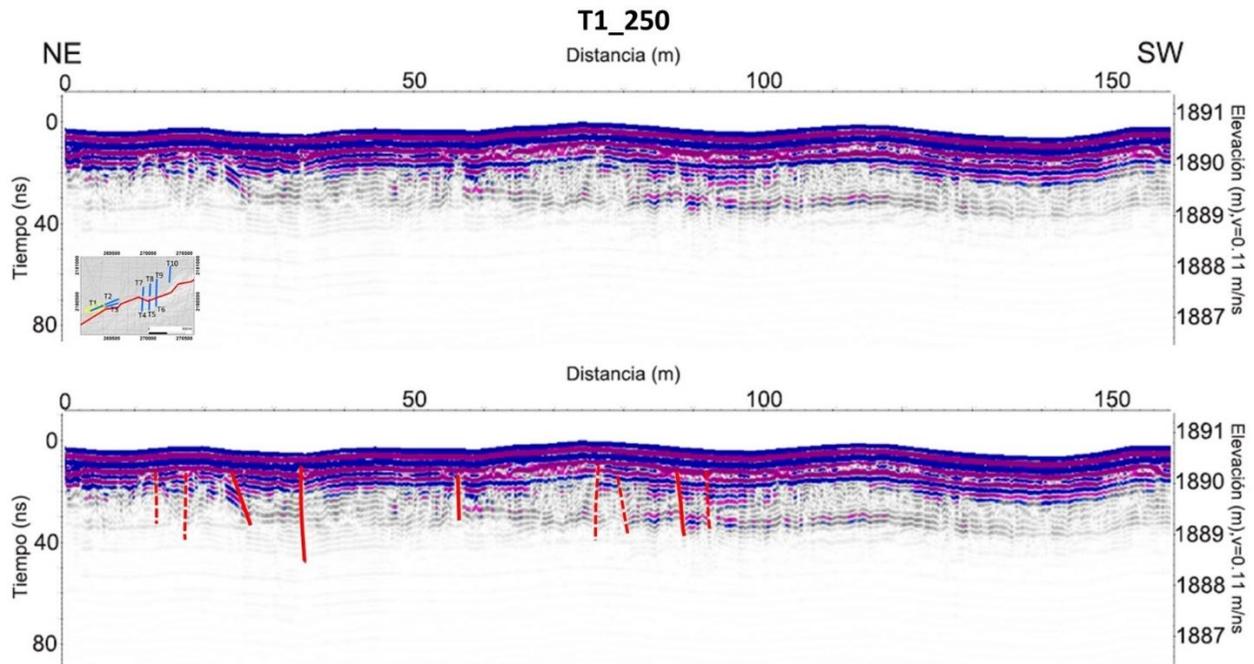


Figura AP1.2. Perfil procesado e interpretado (inferior) correspondiente al perfil T1 adquirido con antenas de 250 MHz sobre la Av. Héroes de Nocupétaro en Morelia.

Las discontinuidades interpretadas en el perfil de GPR T1_250 (Figura AP1.2), describen una estructura en profundidad con caída de bloques en sentido al NW de la zona, la cual muestra afectación en el subsuelo en una zona de alrededor de 80 m de ancho. De acuerdo con lo observado en superficie, la traza de falla Nocupétaro (NO) se ubica oblicua a la dirección de este perfil, por lo cual la expresión en profundidad, a partir de los datos de GPR, podría corresponder con la respuesta asociada a la traza de esta falla, la cual presenta una orientación NNE-SSW, ligeramente diferente a la dirección mostrada en el contexto geológico para esta zona en particular.

En los perfiles T5_100 y T8_250, mostrados en la Figura AP1.3, se identificaron tres zonas de diferente patrón de reflexión en los radargramas. La zona de reflectores más somera (0,4 m de profundidad) se caracteriza por un patrón continuo a lo largo de los registros. Subyacente a estas secuencias (entre 0,4 y 0,8 m de profundidad) se identificó una zona de mayor reflectividad y un patrón discontinuo en las secuencias de reflectores.

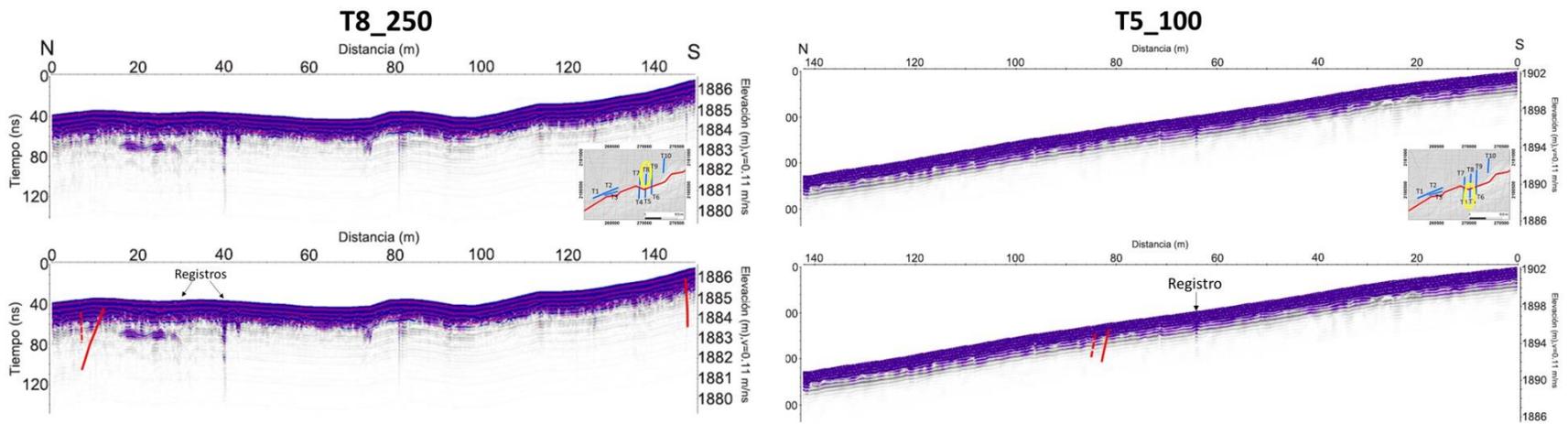


Figura AP1.3. Radargramas procesados e interpretados, obtenidos con antenas de 250 MHz para el perfil T8 (izquierda) y con antenas de 100 MHz sobre el perfil T5 (derecha) ubicados en las cercanías de la Av. Héroes de Nocupétaro, Morelia, en la parte central del segmento de falla Nocupétaro.

Los perfiles T5 y T8 que se encuentran en continuidad, transversal a la traza estimada de la falla Nocupétaro (Figura AP1.3), muestran patrones de reflexión similar en los radargramas. Se identificaron zonas de discontinuidad lateral que muestran caída de bloques hacia los extremos norte y sur del perfil T8 y alrededor de 80 m de distancia horizontal bajo el perfil T5.

Las interpretaciones descritas para los perfiles de GPR, T5 y T8 (Figura AP1.3) y las interpretaciones mostradas en los perfiles T6, T7 y T10 (ver ANEXO 1), permiten interpretar la presencia de dos trazas de falla antitéticas, en las cercanías de la Av. Héroes de Nocupétaro. La caída de bloques interpretada en el extremo sur del registro T8_250, parece confluir con aquellos bloques que se interpretan con caída hacia el norte bajo el perfil T5_100. Esto sugiere la presencia de un pequeño depocentro entre los extremos contiguos de los perfiles GPR mencionados. Debido a la intervención antrópica en la zona central de la ciudad (inmediaciones de la Av. Héroes de Nocupétaro) y las limitaciones operativas, la aplicación de métodos sísmicos o eléctricos no fue posible, por lo que lamentablemente no se pudo definir la continuidad en profundidad de las trazas observadas en los registros GPR e implica que la información aportada por esta técnica no es concluyente para determinar la respuesta de la traza de falla en profundidad.

En la Figura AP1.4, se muestran dos radargramas procesados e interpretados correspondientes a los perfiles T11 y T13, obtenidos con antenas de 250 MHz. Estos perfiles se ubican hacia el extremo suroeste del segmento de la falla Nocupétaro donde la traza no ha sido claramente identificada. En ambos registros se identificaron tres zonas de diferente comportamiento de los reflectores de acuerdo con el patrón de reflexión. La zona más somera (de 0 a 10 ns) presenta reflectores continuos a lo largo de las secciones. Esta zona corresponde a la respuesta por la onda directa en el terreno y en esta zona se enmascaran las secuencias a interpretar, por lo cual las discontinuidades identificadas se distinguen por debajo de 0,4 m de profundidad aproximadamente. La zona intermedia muestra discontinuidad de los reflectores y un engrosamiento de las secuencias en sentido al norte. La zona más profunda presenta la mayor atenuación de la señal donde apenas se logran apreciar ciertos reflectores discontinuos a lo largo del perfil. Las discontinuidades identificadas en los registros, entre 80 y 120 m sobre el perfil T11 (Figura AP1.4 superior) y entre 110 y 130 m de distancia sobre el perfil T13 (Figura AP1.4 inferior) muestran caída de las secuencias en sentido al norte y son visibles en el registro hasta los 4 m de profundidad.

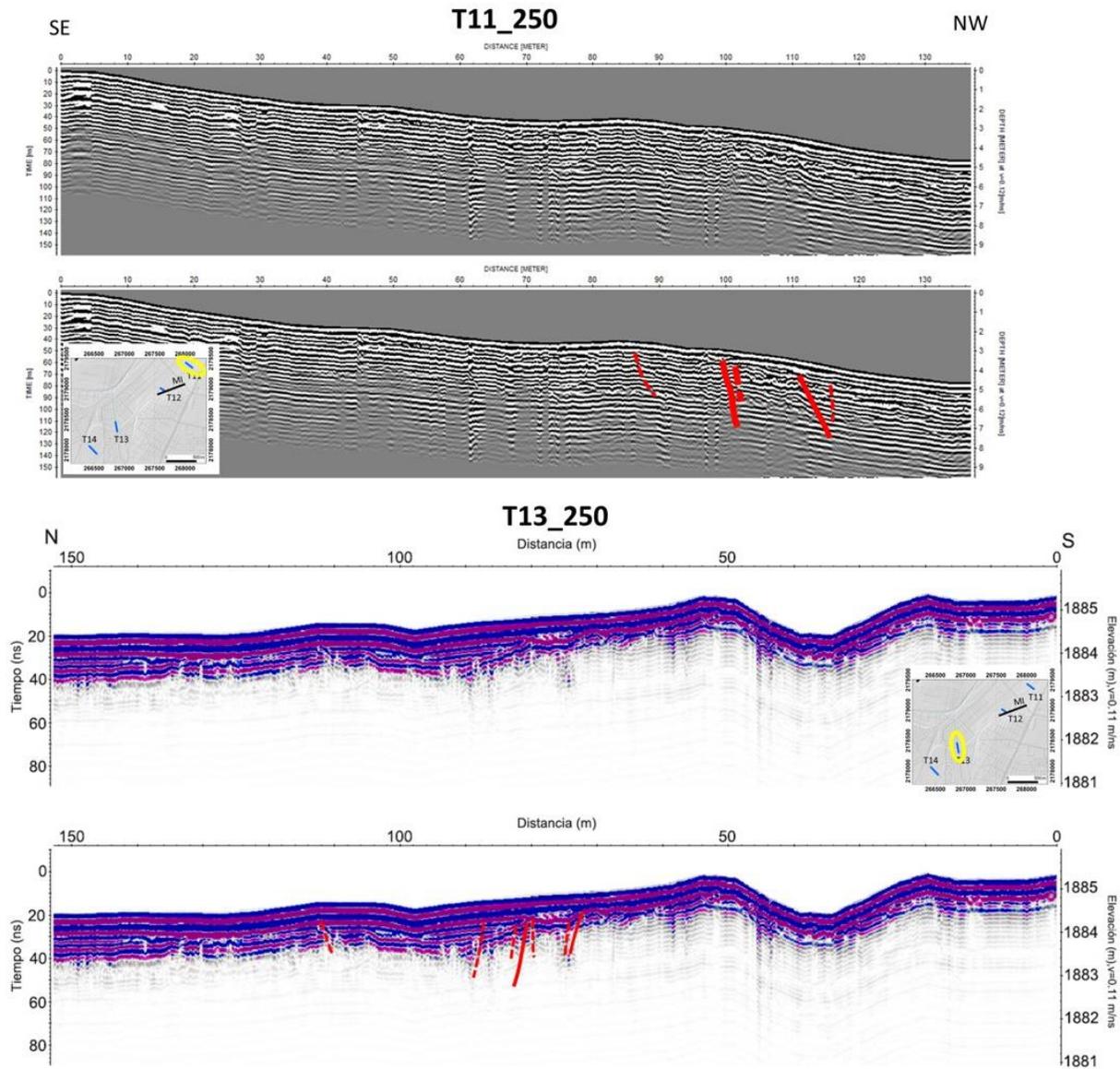


Figura AP1.4. Radargramas procesados e interpretados, obtenidos con antenas de 250 MHz sobre los perfiles T11 y T13 ubicados hacia el extremo suroeste de la continuidad estimada de la falla Nocupétaro en la ciudad de Morelia.

En la zona de Torremolinos, se realizaron 4 sondeos de GPR (ver Figura AP1.4 y ANEXO 1) con la finalidad de determinar la continuidad de la traza de falla NO hacia el sur, con base en resultados geofísicos. Para el perfil T11 (Figura AP1.4 superior), la presencia de discontinuidades permitió la interpretación de una falla que afecta las secuencias del subsuelo en un área de aproximadamente 40 m, mostrando caída de bloques hacia el norte, en torno a una falla principal y, caída de bloques hacia el sur en torno a una falla antitética de menor expresión. Sin embargo, en los otros 2 sondeos de esta zona (perfiles T12 y T14 en ANEXO 1) las deformaciones no tienen expresión comparable a aquellas interpretadas bajo el perfil T11, quizás porque la frecuencia de las antenas (100 MHz) empleada para los perfiles T12 y T14 generó

registros de menor resolución. Igualmente es posible sugerir que posiblemente no se cortó la traza principal con los perfiles T12 y T14 sino algunas expresiones secundarias de menor expresión con caída de bloques hacia el NW y aun las afectaciones no alcanzan las capas más someras. Por esta razón, a partir de las observaciones de estos perfiles GPR (T11, T12, T13 y T14), ubicados hacia la colonia Torremolinos, se sugiere la continuidad de la traza de falla NO la cual parece perder expresión en las capas más someras del subsuelo, a medida que se aproxima al segmento de falla Torremolinos. Sin embargo, se debe considerar que la carencia de estudios con mayores alcances en profundidad (e.g., TRS o TRE) y la poca densidad de datos en el área, no permite precisar la continuidad lateral y expresión en profundidad de esta estructura.

De acuerdo con la cartografía más recientemente publicada de los segmentos de falla identificados en Morelia ([Figueroa-Miranda et al., 2020](#)), la falla Nocupétaro (NO) no presentaba expresión hacia la colonia Torremolinos. Sin embargo, la integración de datos geofísicos y de superficie realizada para este trabajo, se sugiere la continuidad del segmento de falla NO hacia la colonia Torremolinos y expresiones secundarias en torno a la Av. HN. Se evidenció la presencia de dos segmentos de falla, una sintética y otra antitética a la falla NO, las cuales describen una posible cuenca en las cercanías de la Av. Héroes de Nocupétaro (Figura AP1.3 y ANEXO 1). Los valores del ancho de deformación reportados en este trabajo (alrededor de 70 m bajo el perfil T1_250; Figura AP1.2), para el segmento de falla NO en las cercanías del IMSS de la Av. Héroes de Nocupétaro, son mayores a aquellos indicados en el trabajo de [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#), quienes habían reportado un ancho de 40 m, lo que sugiere un incremento de la zona de influencia de la falla NO, en un lapso de aproximadamente 15 años. De igual forma, para la zona de Torremolinos (TO) se observa un incremento de alrededor de 20 m en el ancho de deformación reportado por [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#), para la misma zona de estudio. Vale acotar que, aun cuando la técnica geofísica es similar para establecer estas comparaciones, el equipo, el operador, el flujo de procesamiento y los intérpretes no son los mismos, por lo cual podría haber ciertas discrepancias en los resultados. Sin embargo, es evidente el aumento significativo de las zonas de influencia de las fallas interpretadas.

APÉNDICE 2: Falla Cerritos

Durante la realización de este trabajo, se llevaron a cabo otros estudios paralelos sobre dos fallas importantes en torno a la ciudad de Morelia. Una de estas fallas corresponde a la falla Cerritos, al sur de la ciudad. Se realizó una combinación de tomografía sísmica y de resistividad eléctrica, junto con datos magnéticos (ver Figura AP2.1) que permitieron caracterizar el subsuelo para determinar la principal zona de deformación asociada a la actividad de este accidente tectónico (Soria-Caballero et al., 2021b).

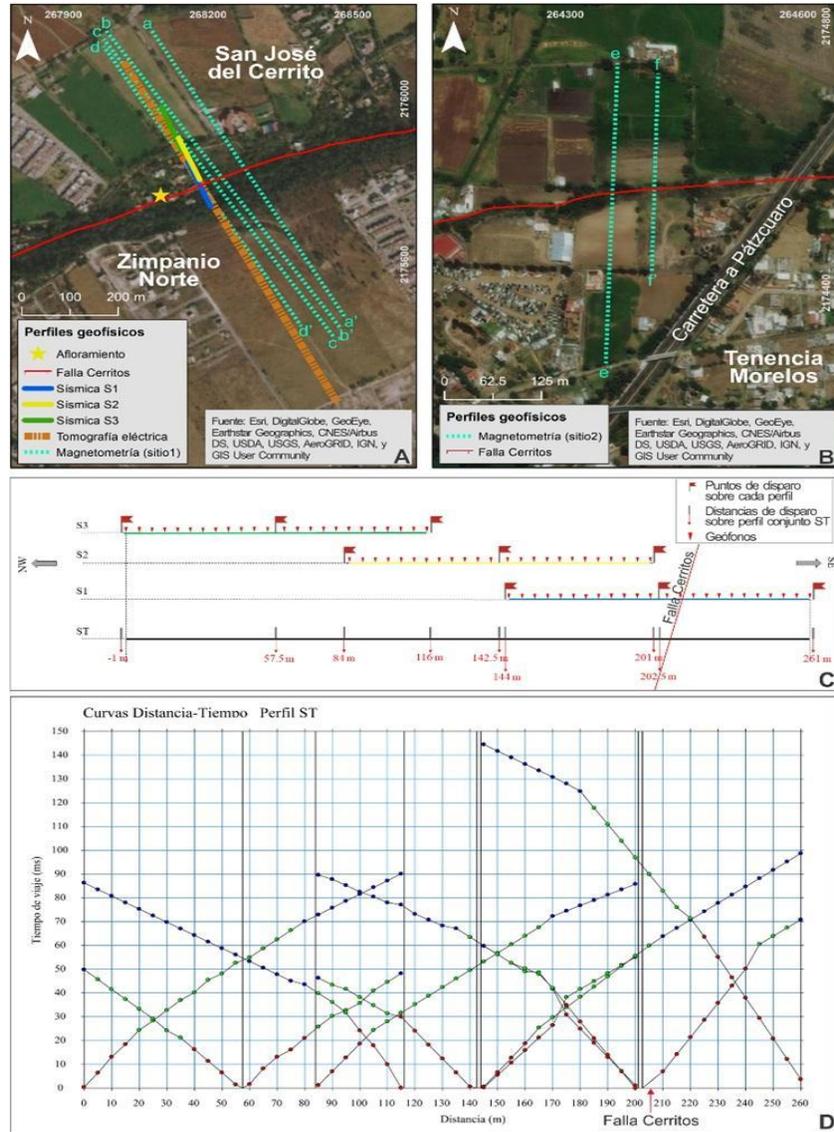


Figura AP2.1. Disposición de los perfiles geofísicos para la zona de San José del Cerrito. Perfiles en sitio 1 (A), disposición de los perfiles de magnetometría en el sitio 2 de estudio (B). Se muestra el diseño de adquisición de los perfiles sísmicos de refracción (C) indicando la ubicación de cada fuente de disparo y el arreglo de los receptores. En D) se indican las curvas distancia-tiempo para el perfil sísmico conjunto, indicando la asignación de las capas de velocidad para el modelo. Modificado de Soria-Caballero et al. (2021b).

El perfil de sismica S1TR1 del cual se obtuvo un modelo de velocidades como se muestra en la Figura AP2.2, refleja valores de V_p que varían entre 800 m/s y 1900 m/s en las capas más someras y en la base, respectivamente. En este modelo suavizado de velocidad (Figura AP1.6), el gradiente de velocidad se mantiene constante desde el extremo NW hasta una distancia de 120 m sobre el perfil. Para distancias mayores a 120 m sobre el perfil, se identificaron cambios laterales y abruptos de velocidad (indicados por las líneas en color rojo) del orden de 400 m/s en un ancho de 5 m de distancia horizontal. En este perfil S1, se identificaron dos zonas de baja velocidad (A y B), en una capa intermedia ubicada por debajo de 5 a 10 m de profundidad, las cuales presentan espesores de capas entre 20 m (A) y 30 m (B), aproximadamente.

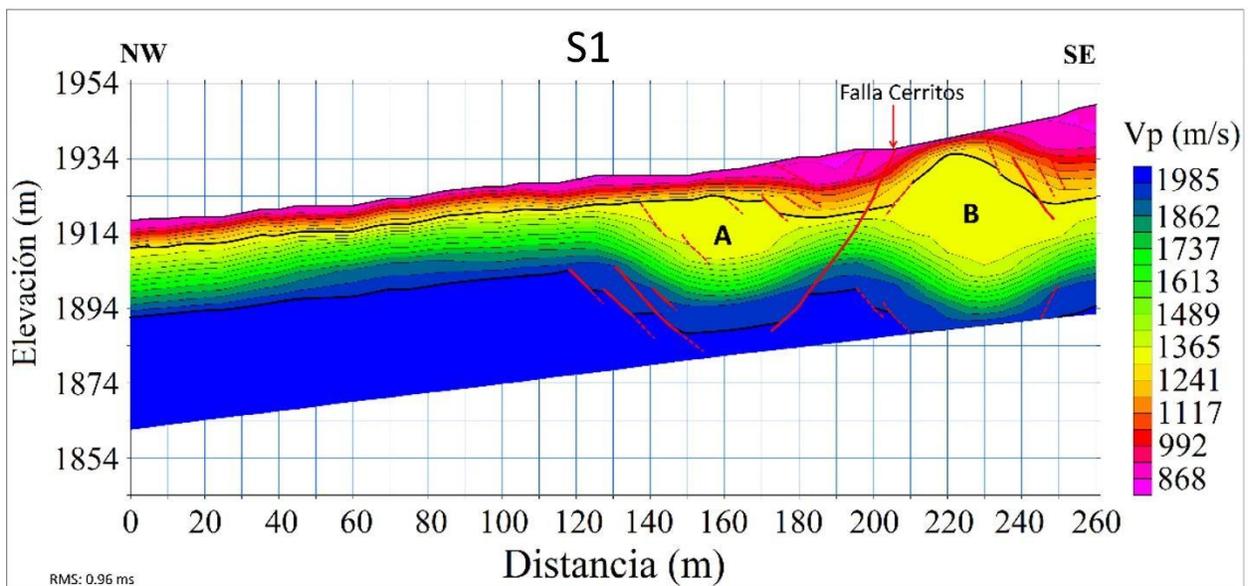


Figura AP2.2. Modelo de velocidades sísmicas interpoladas con escala de colores para el perfil S1 dispuesto sobre la traza estimada de la falla Cerritos en el sector de San José del Cerrito, al sur de Morelia. Las líneas en color rojo resaltan las zonas más importantes de cambios laterales de velocidad. Sin exageración vertical. Se indican dos zonas resaltantes de baja velocidad con las letras A y B.

En la zona de San José del Cerrito, los dos depocentros principales (A y B) con presencia de baja velocidad de ondas sísmicas en el perfil S1 (Figura AP2.2), podrían corresponder a material removido por la actividad de la falla Cerritos, sugiriendo que la principal influencia de esta estructura se desarrolla en un ancho de 50 a 75 m. La falla interpretada tiene una geometría aparentemente lítrica en profundidad que se va verticalizando hacia superficie.

Una integración de estos resultados con los de TRE, observaciones en superficie y resultados de métodos magnéticos, permitió proponer interpretaciones más complejas a nivel estructural como las que se muestran en la Figura AP2.3 y que fueron plasmadas en el trabajo de [Soria-Caballero et al. \(2021b\)](#).

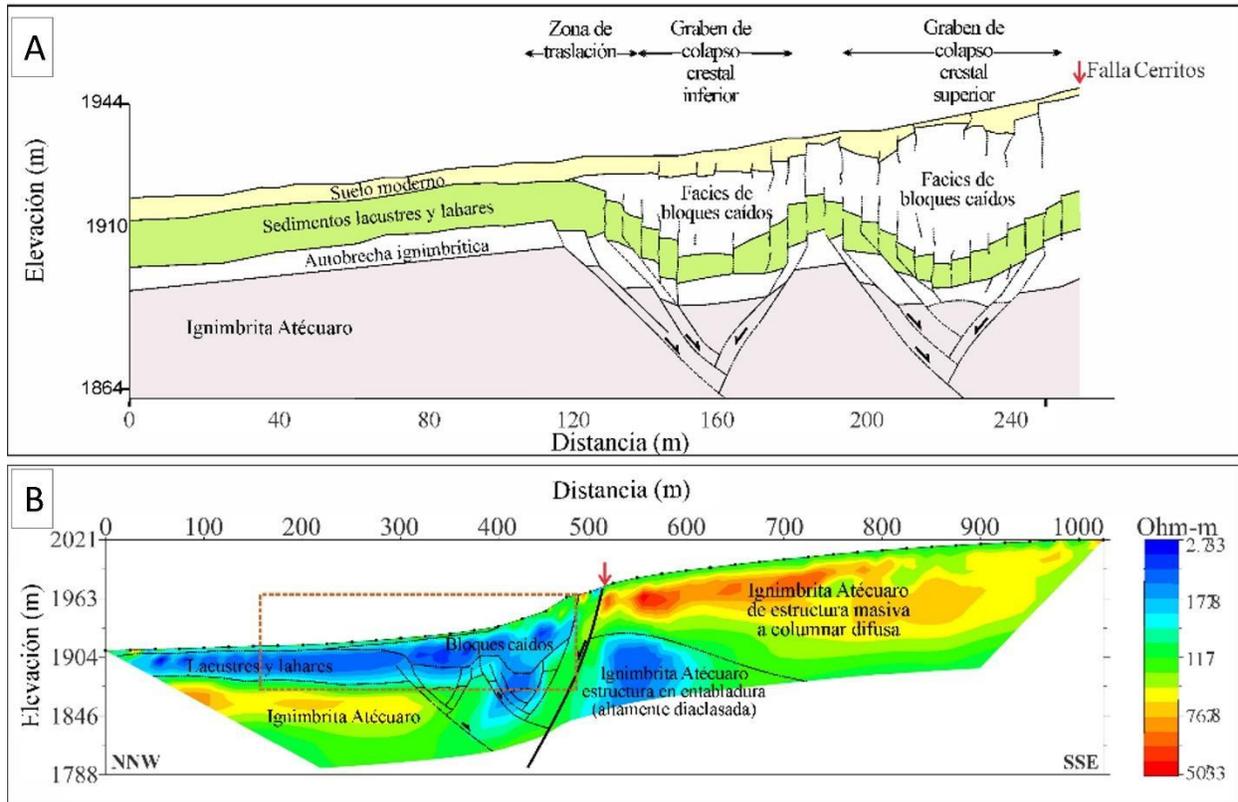


Figura AP2.3. Interpretación del levantamiento geofísico (A) a partir de datos de sísmica de refracción, observaciones de campo y perfil de tomografía de resistividad eléctrica (B), indicando la traza de falla principal de Cerritos con la línea en negro en el perfil de resistividad (falla sintética principal marcada con línea más gruesa). El rectángulo con línea punteada naranja representa la ubicación del perfil de sísmica de refracción. Las escalas vertical y horizontal son distintas para mejorar la visibilidad de los modelos. Modificado de [Soria-Caballero et al. \(2021b\)](#).

La geometría sugerida por estos resultados, indica que la falla Cerritos es una estructura con presencia de una traza principal con caída de bloques al NW y unas fallas antitéticas que se generan por acomodo de los depósitos que se desplazan a lo largo de la estructura principal.

APÉNDICE 3: Falla Tarímbaro- Álvaro Obregón

Para el caso de la falla Tarímbaro- Álvaro Obregón (T-AO) al norte de la ciudad de Morelia, se realizó una integración de datos de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) y tomografía de refracción que permitieron la caracterización del subsuelo deformado por esta estructura geológica y junto con la información obtenida de GPR se obtuvo información para la mejor ubicación de trincheras paleosísmicas (Gómez-Vasconcelos et al., en revisión).

Para este trabajo, se realizaron dos perfiles de refracción sísmica en mayo de 2022 (G3', G4') con longitudes de 115 a 470 m y, en junio del mismo año, dos perfiles de tomografía de resistividad eléctrica con longitudes de 1175 (48 electrodos) y de 600 m (25 electrodos) en G3'' y G4'', respectivamente, todos perpendiculares a la traza de la falla principal de la falla T-AO como se muestra en la Figura AP3.1.

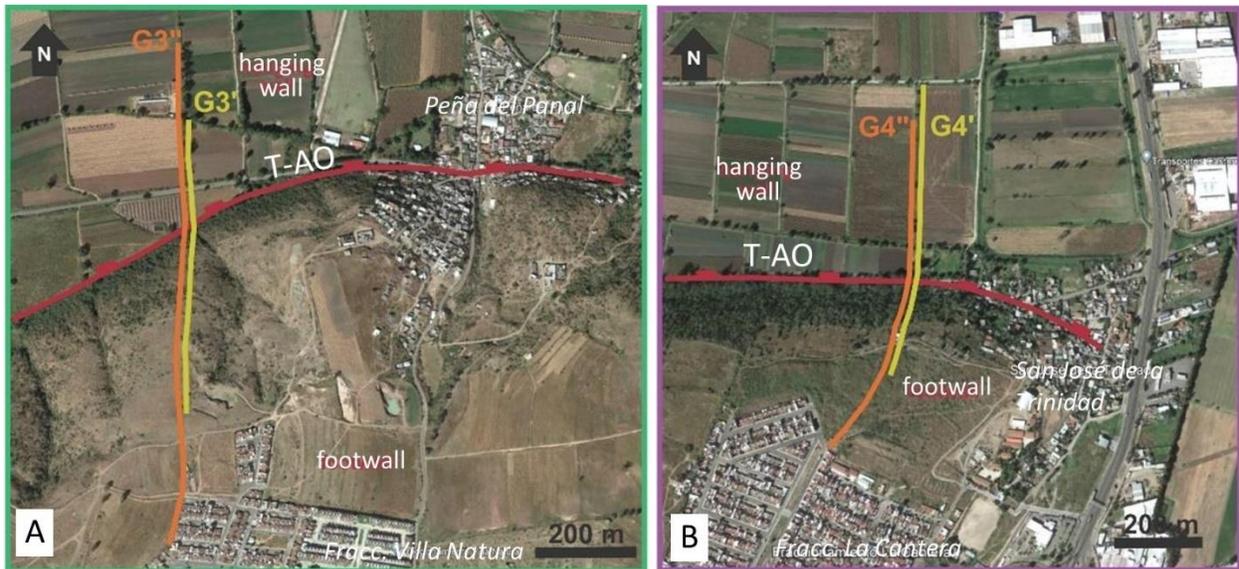


Figura AP3.1. Ubicación de los perfiles geofísicos y estudios de trincheras en el segmento central de la falla T-AO. (a) Perfiles de refracción sísmica (G3') y de tomografía de resistividad eléctrica (G3'') en el sitio G3. (b) Perfiles de refracción sísmica (G4') y de tomografía de resistividad eléctrica (G4'') en el sitio G4. T-AO: Tarímbaro-Álvaro Obregón. Modificado de Gómez-Vasconcelos et al. (en revisión).

Para la adquisición de datos sísmicos se utilizó un sismómetro GEODE (GEOMETRICS) con 24 geófonos, uno cada cinco metros, y un mazo de 8 kg para la fuente de ondas acústicas. Los puntos de fuente de energía (disparos) se colocaron en el centro y en los extremos de cada perfil, aplicando siete golpes de martillo apilables para cada punto de disparo para mejorar la relación señal/ruido. Cada sección sísmica fue registrada durante 0,5 segundos con 4000 muestras por segundo. Para el procesamiento y modelado de datos se empleó el SeisImager/2D_{TM} (módulos Pickwin v. 5.1.1.2 y Plotrefa v. 3.0). Para cada punto de

disparo se construyó una sección sísmica y las primeras llegadas fueron escogidas. Estas selecciones se integraron en un archivo de curvas de tiempo de viaje y luego se invirtieron para obtener el modelo de velocidad de ondas P. Los perfiles G3' y G4' se construyeron mediante cuatro instalaciones básicas integradas, para obtener modelos de velocidad de 480 m de longitud.

Para la adquisición de datos de tomografía eléctrica se empleó un medidor de resistividad SuperSting R1, una caja de interruptores, siete cables pasivos AGI y una batería de ciclo profundo. Se realizó una configuración dipolo-dipolo con electrodos espaciados cada 25 m. Para el procesamiento se empleó la versión de prueba del software EarthImager™ 2D.

Los resultados obtenidos para los perfiles de tomografía sísmica (G3' y G4') y los de tomografía de resistividad (G3'' y G4'') se muestran en la Figura AP3.2. En el perfil sísmico G3' se identificaron 3 capas principales. La primera capa es continua a lo largo del perfil con promedio de velocidad de 500 m/s. La segunda capa presenta velocidades entre 900 y 1115 m/s. El espesor de esta segunda capa presenta variaciones a lo largo del perfil mostrando los mayores espesores en la parte central (~25 m) y los menores (~15 m) se observan hacia el extremo SE en el bloque techo de la traza inferida de la falla T-AO.

Cambios importantes en la velocidad se observan tanto lateral como en vertical bajo el perfil G3' (Figura A3.2a), siendo más notorio en la segunda capa entre 110 m y 240 m a lo largo del perfil, lo cual probablemente resulta de la deformación relacionada a la falla T-AO. La geometría del perfil G4' (Figura AP3.2b), es similar a aquella descrita para el perfil G3' (Figura AP3.2a), solo que presenta varias anomalías de velocidad que resaltan en el registro a las distancias: 50– 140 m, 170 – 210 m, and 250 – 330 m a lo largo del perfil. Las anomalías observadas hacia el extremo NNW parecen involucrar no solo la parte más profunda de la segunda capa sino también a las capas más someras de las rocas deformadas. Estas observaciones se asociaron a la respuesta de una traza secundaria de la falla T-AO, la cual podría estar activa y afectar los sedimentos aluviales más someros.

En cuanto a los perfiles de resistividad, en los perfiles G3'' y G4'' (Figuras AP3.2c y d) se identificaron al menos tres anomalías principales de resistividad. Las anomalías de alta resistividad (>100 Ohm-m) se identificaron hacia la parte más elevada del perfil (extremo SSE) con espesores de 70 a 80 m. Los cambios principales de resistividad se evidenciaron hacia el pie del talud donde se observan importantes cambios laterales de resistividad hacia el centro de ambos perfiles G3'' y G4''. Anomalías de resistividad moderada (5-40 Ohm-m) se observan en la parte intermedia e inferior de ambos perfiles. Las anomalías más bajas se ubican hacia la parte más baja del talud, lo que se asocia con el bloque techo (hanging wall) hacia la parte superior y extremos NNW de los perfiles (Figuras AP3.2c y d), con 40-50 metros de espesor y valores de resistividad <12 Ohm-m. Se observan gradientes de resistividad lateral y vertical, probablemente resultante de cambios litológicos, variaciones físicas o deformaciones relacionadas con la falla T-AO.

De acuerdo con las interpretaciones propuestas en el trabajo de [Gómez-Vasconcelos et al. \(en revisión\)](#), los bajos valores de resistividad podrían asociarse a la presencia de sedimentos aluviales saturados de agua y a secuencias piroclásticas de Cuitzeo. Las resistividades moderadas podrían estar relacionadas a lavas del Cuitzeo altamente alteradas y diaclasadas mientras que, los valores altos de resistividad podrían

indicar la presencia de lavas de Cuitzeo no erosionadas y masivas a columnares articuladas en condiciones secas. Estas observaciones se correlacionaron con observaciones de campo y con los resultados de la tomografía sísmica para generar una interpretación conjunta como se muestra en la Figura AP3.3 en la cual se muestra la geometría en subsuelo del segmento central de la falla T-AO.

En los perfiles G3" y G4" (Figura AP3.3) se observan fallas sintéticas secundarias. Existe una importante falla sintética subsidiaria en el perfil G4" ubicada 210 m hacia el norte de la falla maestra (Figura AP3.3b) que presenta hundimiento superficial visible a lo largo de la carretera Morelia-Cuitzeo 0.5 km al este. Los perfiles de ERT evidencian que las lavas de Cuitzeo se desplazan 40 m más que el aparente salto observado en superficie de 90 m para el perfil G3" y 70 m más que el aparente escarpe observado en superficie de 120 m para el perfil G4", resultando en un total de 130 ± 5 y 190 ± 5 m de desplazamiento vertical de los segmentos de falla asociados a la de T-AO, bajo los perfiles G3" y G4", respectivamente.

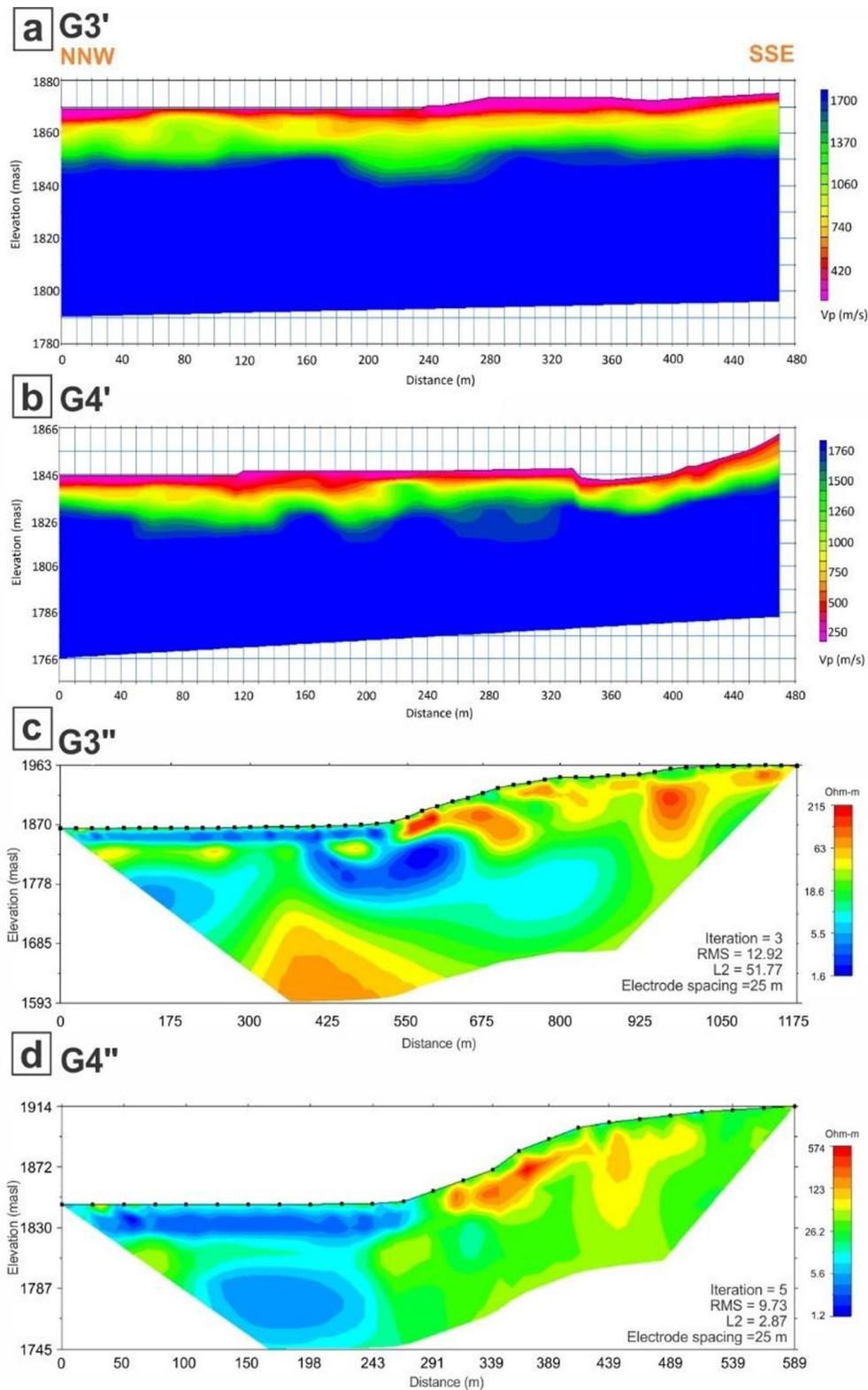


Figura AP3.2. Perfiles de tomografía sísmica de refracción (G3' y G4') y de tomografía de resistividad eléctrica (G3'' y G4'') obtenidos para los sitios G3 y G4 ubicados sobre la falla T-AO, como se muestra en la Figura AP3.1. Modificado de Gómez-Vasconcelos et al. (en revisión).

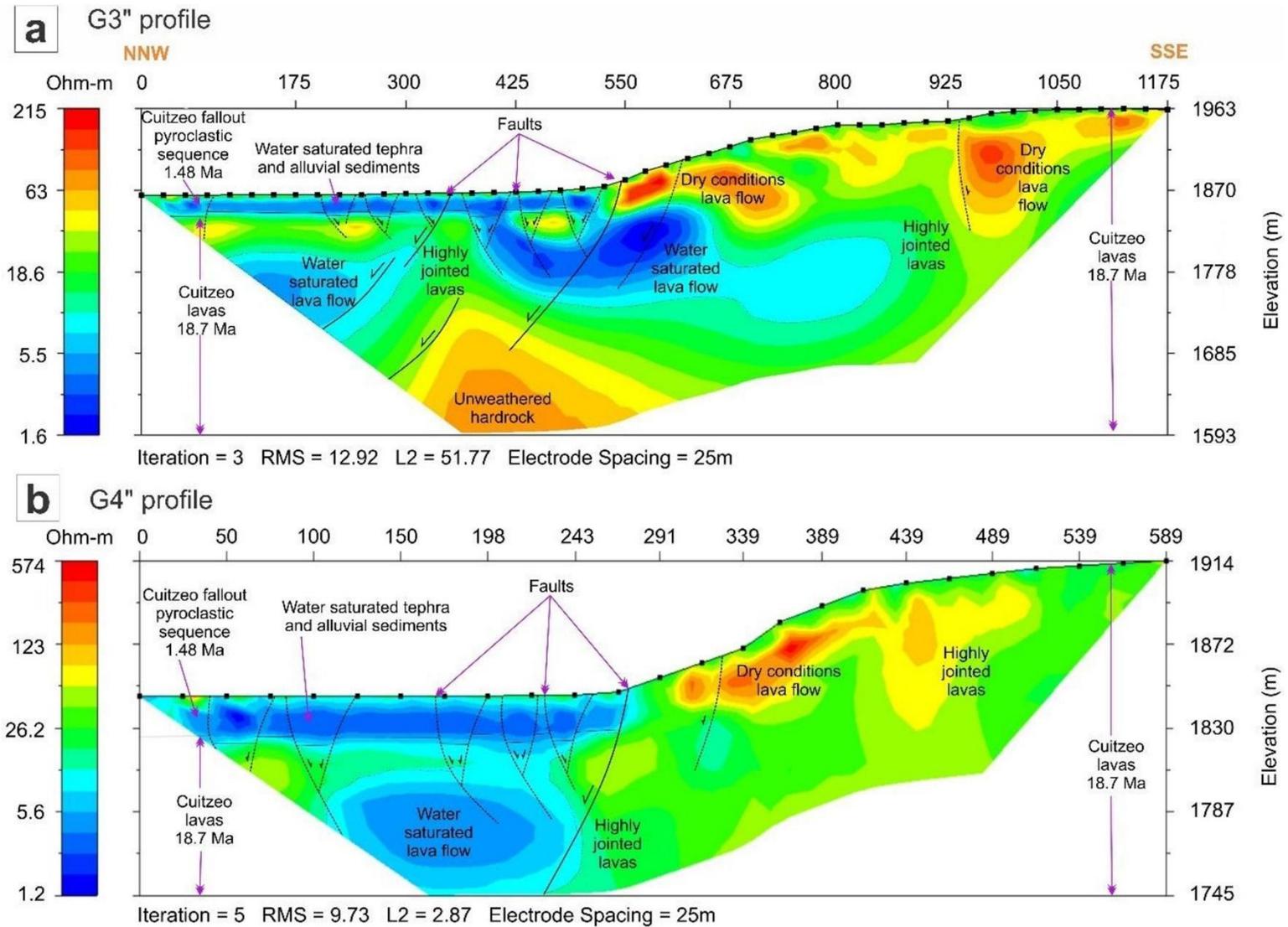
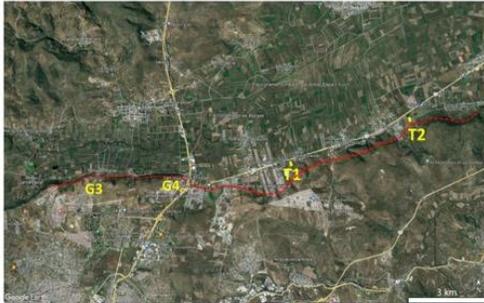


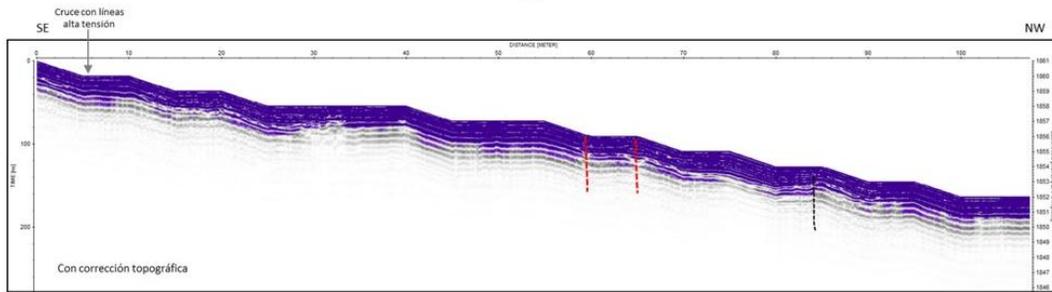
Figura AP3.3. Interpretación integrada de los resultados de la tomografía de resistividad eléctrica, observaciones de campo, estratigrafía y tomografía sísmica sobre el segmento central de la falla T-AO (Modificado de Gómez-Vasconcelos et al., en revisión).

En cuanto a los registros de GPR, dos perfiles (T1 y T2) se ubicaron más hacia el este de los sitios G3 y G4 (ver Figura AP3.1), siendo dispuestos de manera transversal a la traza estimada de la falla T-AO. A pesar de que la señal obtenida no superó 3 m de profundidad y se observan capas de reflectores subcontinuos a lo largo del perfil T2, se interpretaron discontinuidades laterales que parecen estar relacionadas con la actividad de la falla T-AO (ver Figura AP3.4) considerando las observaciones correlacionadas con la trinchera reportada en el trabajo de Gómez-Vasconcelos et al. (en revisión).



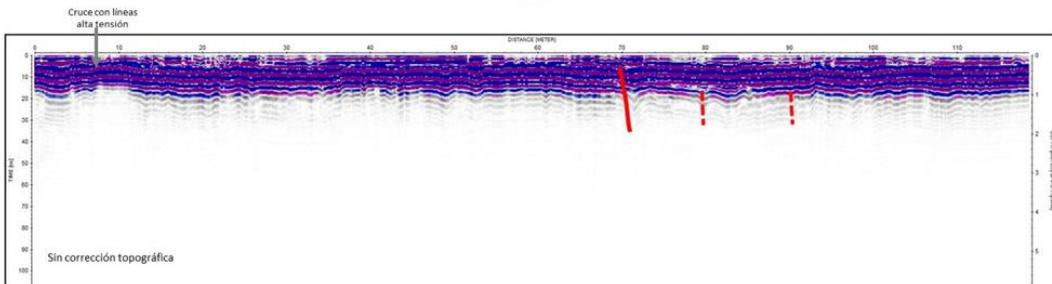
Perfiles de GPR T1 y T2 (líneas en amarillo) adquiridos al este de los sitios G3 y G4, en la zona de Tarimbaro, al norte de la ciudad de Morelia, Mich.

TARIMBARO
T2_100



Se observan discontinuidades importantes de los reflectores entre 60 y 65 m de distancia sobre el perfil. Se observa una aparente zona de deformación que se indica con el recuadro en rojo, entre 60 y 85 m de distancia. No hay un salto evidente de las secuencias pero si hay una zona visiblemente afectada por algún tipo de estructura, geológica o antropogénica. Habría que descartar la presencia de algún canal construido, tuberías de gran diámetro. El ancho de la zona afectada es de alrededor de 20 m (entre 60 y 84 m a lo largo del perfil).

TARIMBARO
T2_250



No se tiene mayor alcance en profundidad con estas antenas, sin embargo se observa más claramente, con respecto a T2_100, la presencia de unas zonas deformadas alrededor de 70 y 80 m sobre el perfil que muestran discontinuidades de los reflectores. Las discontinuidades son visibles a partir de 0.2 m hasta 2 m de profundidad. El ancho de la zona afectada es de alrededor de 20 m (entre 70 y 90 m a lo largo del perfil).

Figura AP3.4. Interpretaciones sobre los registros de GPR obtenidos para el perfil T2, con antenas de 100 MHz (T2_100) y antenas de 250 MHz (T2_250) en la zona de Tarimbaro-Álvaro Obregón.

APÉNDICE 4: Algunas expresiones matemáticas de los métodos geofísicos empleados

AP4.1. Métodos magnéticos

El campo magnético B y su potencial W en cualquier punto puede ser expresado en términos de las coordenadas polares esféricas (r, θ, ϕ) del punto de observación (Lowrie, 1997). Gauss expresó el potencial del campo geomagnético como una serie infinita de términos involucrando estas coordenadas. Básicamente, su método divide el campo en componentes separados que disminuyen en diferentes tasas al aumentar la distancia desde el centro de la Tierra. El análisis detallado es complicado y está fuera del alcance de este texto. La magnitud del potencial está dada por

$$W = R \sum_{n=1}^{n=\infty} \left(A_n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) \sum_{l=0}^{l=n} Y_n^l(\theta, \phi) \quad \text{Ec. 1}$$

Donde R es el radio de la Tierra.

La sumatoria indica que el potencial total se compone de un número infinito de términos con diferentes valores de n y l . Sólo prestaremos atención aquí a los pocos términos para los cuales $n = 1$. La expresión entre paréntesis describe la variación del potencial con distancia r . Para cada valor de n habrá diferentes dependencias (por ejemplo, en r, r^2, r^3 , etc.). La función $Y_n^l(\theta, \phi)$ describe la variación del potencial cuando r es constante, es decir, en la superficie de una esfera. Se llama *función armónica esférica* porque tiene el mismo valor cuando θ o ϕ se incrementan por una integral múltiple de 2π . Para observaciones realizadas sobre la superficie esférica de la Tierra, las constantes A_n describen parte del potencial que surge de fuentes del campo magnético fuera de la Tierra, que se denominan *campos geomagnéticos de origen externo*. Las constantes B_n describen las contribuciones al potencial magnético de fuentes dentro de la Tierra. Esta parte se llama *campo geomagnético de origen interno*.

Considerando el campo geomagnético de origen externo es despreciable con respecto al interno, omitimos el coeficiente A_n de la Ec. 1. La función armónica $Y_n^m(\theta, \phi)$ que describe la variación del potencial de una superficie esférica se escribe en forma expandida. Ahora el potencial W del campo de origen interno se convierte en

$$W = R \sum_{n=1}^{n=\infty} \sum_{m=0}^{m=n} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad \text{Ec. 2}$$

Aquí, R es el radio de la Tierra, como antes, y $P_n^m(\cos\theta)$ son llamados polinomios de Schmidt, que están relacionados con los polinomios Legendre asociados. Las constantes g_n^m y h_n^m en el potencial geomagnético son llamados coeficientes de Gauss de orden n y grado m .

La parte más importante del campo magnético de la Tierra en la superficie de la Tierra es el campo dipolar, dado por los Coeficientes de Gauss para los cuales $n=1$. Si escribimos sólo el primer término de la Ec. 2. obtenemos el potencial

$$W = \frac{R^3 g_1^0 \cos\theta}{r^2} \quad \text{Ec. 3}$$

El campo magnético \mathbf{B} de un dipolo es simétrico respecto al eje del dipolo. En cualquier punto a una distancia r del centro de un dipolo con momento m en un radio que hace un ángulo θ al eje del dipolo el campo del dipolo tiene una componente radial B_r y una componente tangencial B_θ la cual puede ser obtenida por diferenciación del potencial con respecto a r y θ , respectivamente:

$$B_r = -\frac{\partial W}{\partial r} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2m \cos\theta}{r^3} \quad \text{Ec. 4}$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \sin\theta}{r^3} \quad \text{Ec. 5}$$

Reducción de las mediciones de campos magnéticos

En comparación con la reducción de los datos de gravedad, los datos magnéticos obtenidos requieren muy pocas correcciones. En cualquier punto de la superficie de la Tierra el campo externo varía durante el día a medida que la Tierra gira debajo de diferentes partes de la ionosfera. El efecto es mucho mayor que la precisión con la que se puede medir el campo. La variación diurna puede ser corregida por una grabación constante del magnetómetro en una estación fija dentro del área de exploración. Alternativamente, los registros de un observatorio geomagnético pueden ser usados siempre que no esté demasiado lejos del área de estudio (Lowrie, 1997).

Las variaciones del campo magnético con la altitud, latitud y la longitud están dominadas por las variaciones vertical y horizontal del campo dipolar. La intensidad total B_t del campo se obtiene calculando el resultante de la componente radial B_r (Ec. 4) y la componente tangencial B_θ (Ec. 5):

$$B_t = \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2} = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3\cos^2\theta}}{r^3} \quad \text{Ec. 6}$$

La corrección de altitud esta dada por el gradiente vertical del campo magnético, obtenido por diferenciación de la intensidad B_t con respecto al radio r . Esto da:

$$\frac{\partial B_t}{\partial r} = -3 \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3\cos^2\theta}}{r^4} = -\frac{3}{r} B_t \quad \text{Ec. 7}$$

En un estudio de una pequeña región, se da la corrección de latitud por el gradiente horizontal norte-sur del campo magnético, obtenido diferenciando B_t con respecto al ángulo polar θ . Esto da para el aumento hacia el norte en B_t (es decir., con latitud creciente)

$$-\frac{1}{r} \frac{\partial B_t}{\partial \theta} = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{1}{r^4} \frac{\partial}{\partial \theta} \sqrt{1 + 3\cos^2\theta} = \frac{3B_t \sin\theta \cos\theta}{r(1 + 3\cos^2\theta)} \quad \text{Ec. 8}$$

La corrección de latitud es cero en el polo magnético ($\theta = 0^\circ$) y el ecuador magnético ($\theta = 90^\circ$) y alcanza un máximo valor de aproximadamente 5 nT por kilómetro ($0,005 \text{ nT m}^{-1}$) a latitudes intermedias. Es insignificante en levantamientos a pequeña escala.

AP4.2. Método de GPR

Para explicar cómo funciona el método, la Figura AP4.1 ilustra una secuencia donde tanto el emisor como el receptor se mueven juntos sobre el suelo. Durante este movimiento, se emiten pulsos y se registran las señales reflejadas. Cada posición de emisión muestra la señal recibida en función del tiempo. Estos gráficos se conocen como trazas o barridos - trace o *scan*. En cada caso, los tiempos de ida y vuelta t_{i-v} registrados por el receptor para los pulsos reflejados se relacionan con las profundidades p de los reflectores utilizando la siguiente expresión matemática:

$$p = t_{i-v} v / 2 \quad \text{Ec. 9}$$

donde v es la velocidad de propagación promedio a lo largo del recorrido. En la Ec. 9, el factor 2 se debe a que el tiempo de tránsito entre el sistema de GPR y la superficie de interés es la mitad del tiempo de ida y vuelta. Por lo tanto, al usar la Ec. 9, es posible determinar la profundidad de los reflectores para cada posición en la superficie, una vez que se han medido en las correspondientes trazas los tiempos t_{i-v} para los pulsos reflejados, y conocida la velocidad v .

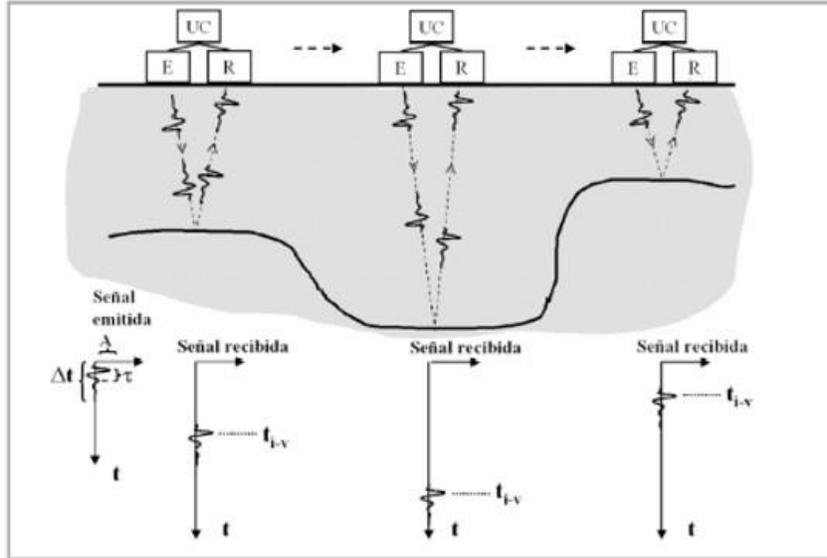


Figura AP4.1. Secuencia en la cual un emisor y un receptor son desplazados conjuntamente sobre el suelo, emitiendo pulsos y midiendo las correspondientes señales reflejadas en una interfaz con profundidad variable. Para las tres posiciones esquematizadas en la figura se muestra la correspondiente señal recibida como función del tiempo, indicándose el tiempo de ida y vuelta t_{i-v} . También se muestra la señal emitida como función del tiempo. Esta se caracteriza por su extensión temporal t , amplitud A y período temporal τ . Tomado de [Bonomo y De La Vega \(2006\)](#).

La mayoría de los sistemas de georradar emiten pulsos con corta duración temporal. La antena emisora está diseñada para emitir estos pulsos en dirección perpendicular al suelo, limitando su extensión espacial a una región cónica debajo del emisor (Figura AP4.2), conocida como huella (footprint en inglés).

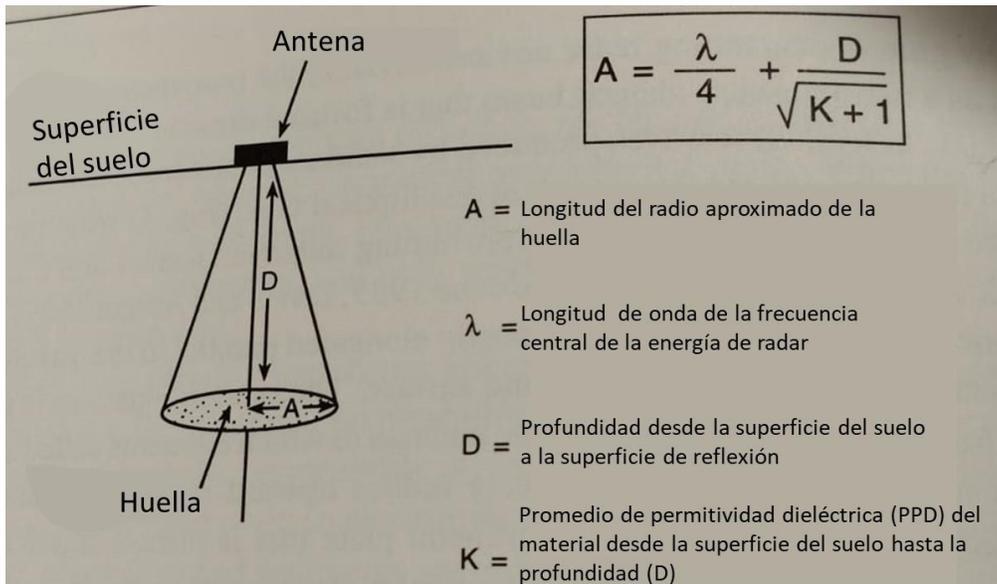


Figura AP4.2. Como elíptico de la penetración de la señal GPR en el subsuelo. La ecuación indicada define la geometría del cono y el radio de la "huella" a diferentes profundidades. La huella es el área iluminada sobre una superficie horizontal enterrada. Modificado de [Annan y Cosway, 1992](#).

En la física de la propagación de ondas electromagnéticas, una onda plana se caracteriza por tener frentes de onda planos y paralelos de amplitud constante, los cuales son perpendiculares al vector velocidad de fase y comparten la misma frecuencia.

Una onda plana es una solución matemática de la ecuación de onda en su forma compleja, como se muestra en la Figura AP4.3.

$$W(x,t) = e^{i(\kappa x + \omega t)}$$

$$\kappa = (\omega^2 \epsilon \mu + i \omega \mu \sigma)^{1/2}$$

$$= \frac{\omega}{v} + i \alpha$$

$$= \omega S + i \alpha$$

κ = Constante de propagación
 v = Velocidad de propagación de la onda
 α = Constante de atenuación
 ϵ = Permitividad o constante dieléctrica del medio
 μ = Permeabilidad o constante magnética
 σ = Conductividad del medio
 ω = Frecuencia angular
 S = Lentitud (=1/v)

Figura AP4.3. Resumen de parámetros de propagación de la onda y su relación con propiedades físicas.

Los medios de propagación de ondas ya sean naturales o artificiales, se caracterizan por tres parámetros fundamentales: la conductividad del medio, la permitividad o constante dieléctrica y la permeabilidad o constante magnética. Estos parámetros están relacionados como se muestra en la relación de la Figura AP4.3.

En la Tabla AP4.1 se muestran valores típicos de permitividad relativa (o constante dieléctrica), velocidad de propagación de la onda, conductividad y el coeficiente de atenuación (o constante de atenuación), para distintos tipos de materiales (Leckebusch, 2003).

Tabla AP4.1. Valores típicos de diversas propiedades físicas, para distintos tipos de materiales y grados de humedad.

Material	Permitividad relativa ϵ	Velocidad de propagación v (m ns ⁻¹)	Conductividad σ (mS m ⁻¹)	Coefficiente de atenuación $\beta\sigma$ (dB m ⁻¹)
Aire	1	0.3	0	0
Agua salada	80	0.033	3000	600
Agua dulce	80	0.033	0.5	0.1
Granito seco	5	0.13	0.01	0.01
Arena seca	5	0.13	0.01	0.01
Arcilla húmeda	10	0.095	500	300
Suelo:				
Arenoso seco	2.6	0.19	1.4	1
Arenoso húmedo	25	0.06	69	23
Arcilloso seco	2.5	0.19	2.7	3
Arcilloso húmedo	19	0.07	500	200
Congelado	6	0.12	0.1	0.1
Caliza lacustre	50	0.04	-	-
Estrato cultural bajo agua	70	0.04	-	-

AP4.3. Métodos sísmicos

Para entender el fundamento de los métodos sísmicos es necesario recordar la Ley de Snell, también conocida como la Ley de Reflexión y Refracción, en la cual se establece la relación entre los ángulos de incidencia y refracción de un rayo que pasa de un medio a otro con diferente índice de refracción. Matemáticamente, se expresa como:

$$n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2) \quad \text{Ec. 10}$$

- n_1 y n_2 son los índices de refracción del primer y segundo medio, respectivamente.
- θ_1 es el ángulo de incidencia del rayo respecto a la normal en el primer medio.
- θ_2 es el ángulo de refracción del rayo respecto a la normal en el segundo medio.

Donde:

Esta ley es fundamental en la comprensión del comportamiento de los rayos sísmicos al atravesar diferentes capas de la Tierra, ya que determina cómo se refractan y reflejan en las interfaces entre estas capas.

Cuando un rayo sísmico llega a una interfaz entre dos medios, parte de su energía se refracta y parte se refleja. La trayectoria de un rayo sísmico se determina aplicando la condición de tiempo mínimo al camino recorrido, lo que nos permite calcular el ángulo de salida de los rayos con respecto a la vertical. Esta relación entre los ángulos de incidencia y refracción está regida por la Ley de Snell (Ávila, 2015) como se representa en la Figura AP4.4.

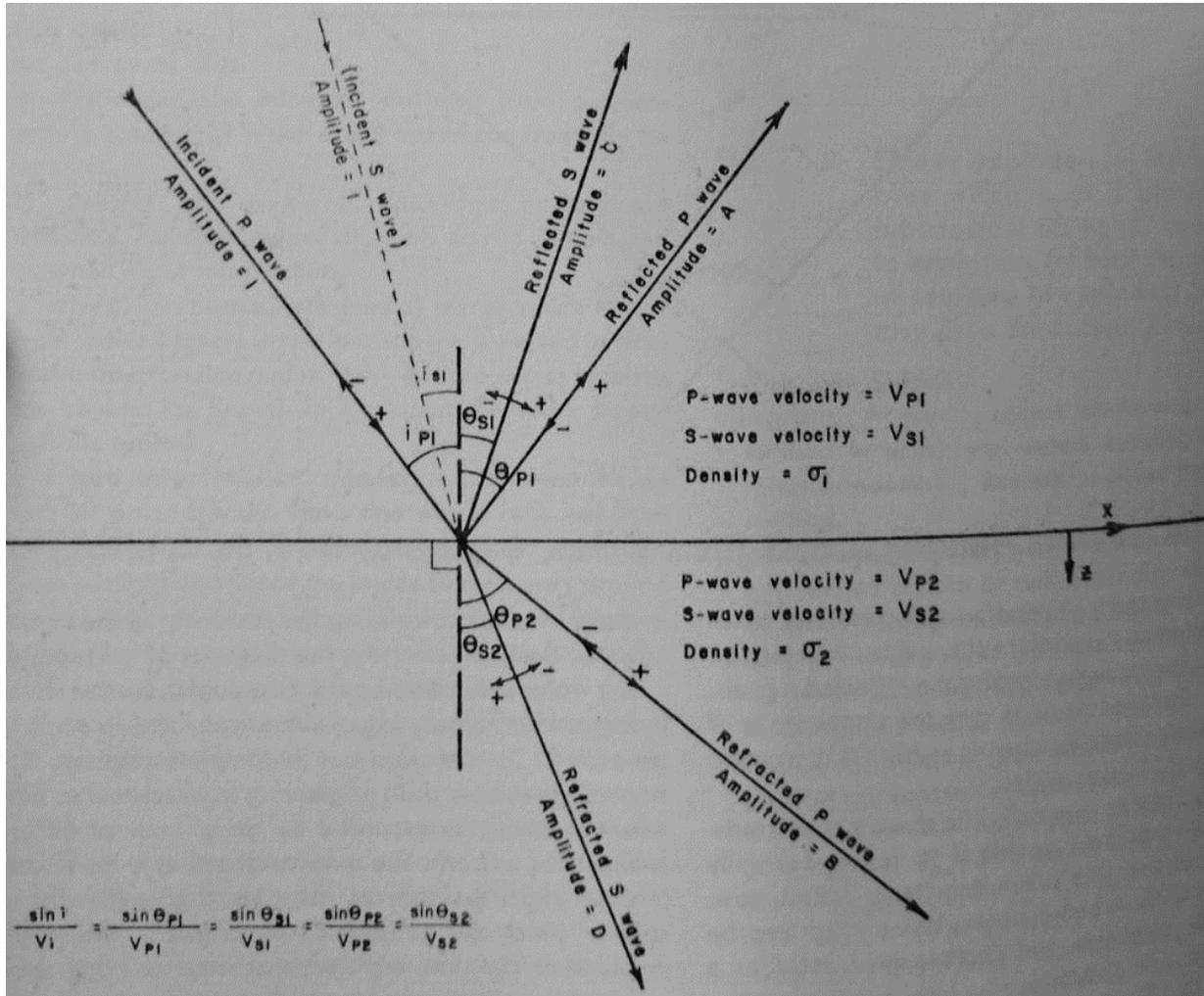


Figura AP4.4. Ley de Snell aplicada a un rayo incidente sobre una interfase plana.

La refracción total se refiere a una onda que viaja horizontalmente a través de una interfase. Estas ondas son conocidas como ondas cabezales ("head waves"). La energía transmitida a la capa superior a través de estas ondas sale con el mismo ángulo de incidencia α_c , que se denomina ángulo crítico.

$$\alpha_c = \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \quad \text{Ec. 11}$$

Se analizan los tres rayos fundamentales generados por una interfase entre dos capas planas, donde la velocidad en la primera capa es menor que en la segunda ($V_1 < V_2$), partiendo de una fuente ubicada en la superficie en $X = 0$ y a una distancia X del receptor. Esto se ilustra en la Figura AP4.5 y se resume en la Tabla AP4.2.

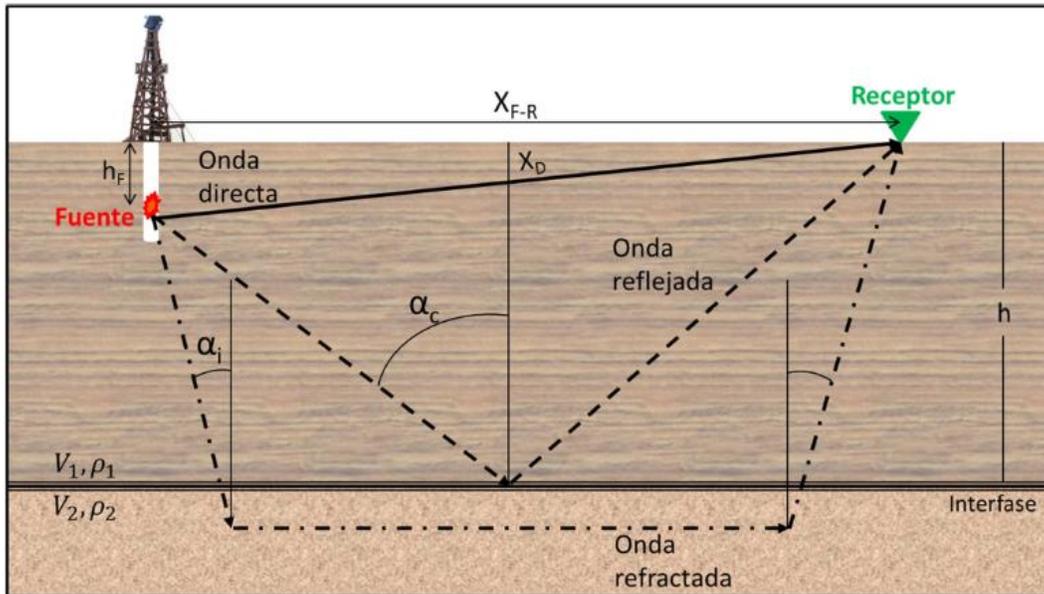


Figura AP4.5. Tipos de onda, producto de la partición de un rayo incidente sobre una interfase horizontal (Tomado de [Ávila, 2015](#)).

Tabla AP4.2. Tiempos de llegada de los tipos de onda (Tomado de [Ávila, 2015](#)).

TIPO DE ONDA	TIEMPO DE LLEGADA
Onda directa	$t = \frac{X}{V_1}$
Onda Reflejada	$t = \frac{2h}{V_1 \cos \alpha_i}$
Onda refractada o cabezal	$t = \frac{h}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \alpha_c}$

AP4.4. Métodos Eléctricos

La resistividad de un material se define como la resistencia en ohmios entre las caras opuestas de un cubo unitario de material (Kearey et al., 2002). Para un cilindro conductor de resistencia δR , longitud δL y área de sección transversal δA (Fig. 8.1) resistividad ρ está dada por

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad \text{Ec. 12}$$

La unidad en el Sistema Internacional es el ohm-m y el recíproco de la resistividad es denominado conductividad con unidades Siemens (S) por metro ($\text{Sm}^{-1} = 1 \text{ ohm}^{-1} \text{ m}^{-1}$).

Algunos rangos aproximados de valores de resistividad de comunes tipos de roca se muestran en la Figura AP4.6.

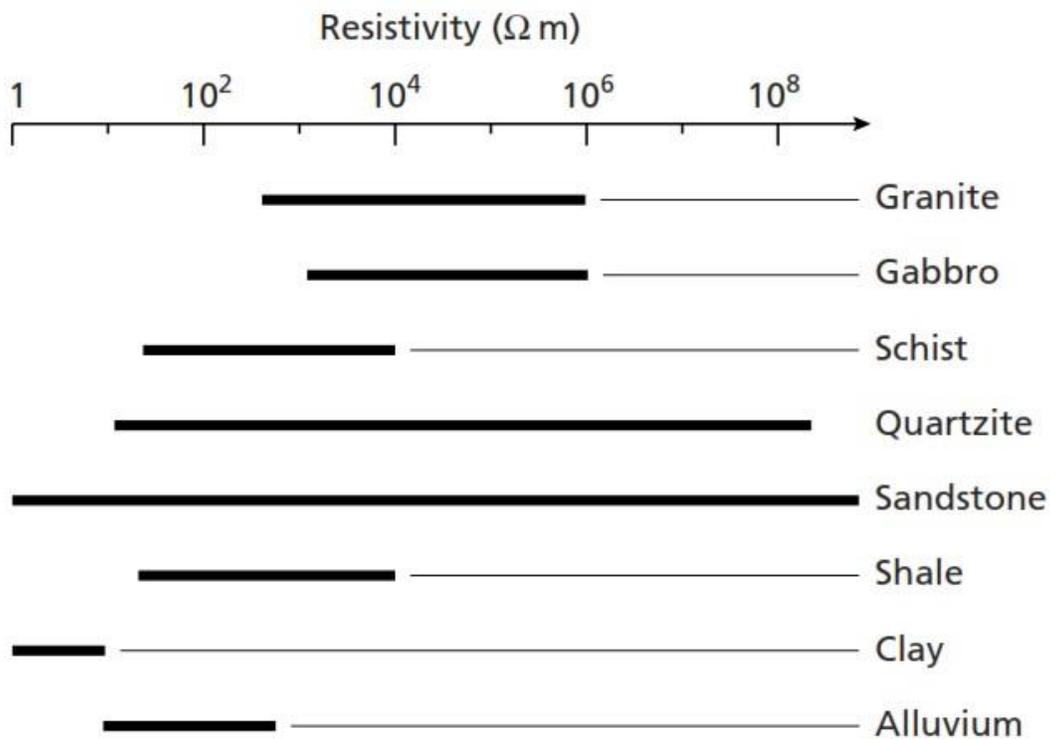


Figura AP4.6. Valores de resistividad de tipos comunes de rocas (Tomado de Kearey et al., 2002).

Si se considera una configuración electródica como la mostrada en la Figura AP4.7, el potencial V_c en un electrodo interno C es la suma de las contribuciones potenciales V_A y V_B desde la fuente de corriente en A y el camino hasta B.

$$V_C = V_A + V_B \quad \text{Ec. 13}$$

Pero considerando que el potencial V_r a una distancia r es obtenido por una integral

$$V_r = \int \partial V = - \int \frac{\rho I \partial r}{2\pi r^2} = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \text{Ec. 14}$$

Luego entonces se obtienen las expresiones:

$$V_C = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad \text{Ec. 15} \quad V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \quad \text{Ec. 16}$$

Como los potenciales absolutos son difíciles de monitorear, se mide la diferencia de potencial ΔV entre los electrodos C y D:

$$\Delta V = V_C - V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\} \quad \text{Ec. 17}$$

Y así por reducción se obtiene la expresión de la resistividad donde el suelo es uniforme:

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\}} \quad \text{Ec. 18}$$

Cuando el subsuelo es inhomogéneo, la resistividad varía con la posición relativa de los electrodos. Cualquier valor calculado es luego conocido como resistividad aparente ρ_a . La Ec. 18 es la ecuación básica para calcular la resistividad aparente para cualquier configuración electródica.

Muchas configuraciones de electrodos han sido diseñadas (Habberjam, 1979 en Kearey et al., 2002; Figura AP4.7). La configuración *Wenner* es la más simple (Figura AP4.7), en la cual los electrodos de corriente y de potencial se mantienen a igual espaciamiento a . Al realizar un levantamiento con la configuración de Wenner, los cuatro electrodos deben moverse entre lecturas sucesivas. Este trabajo es parcialmente superado por el uso de la Configuración de *Schlumberger* (Figura AP4.7) en la cual los electrodos de potencial internos tienen una separación $2l$ que es una pequeña proporción de la de los electrodos de corriente externos ($2L$).

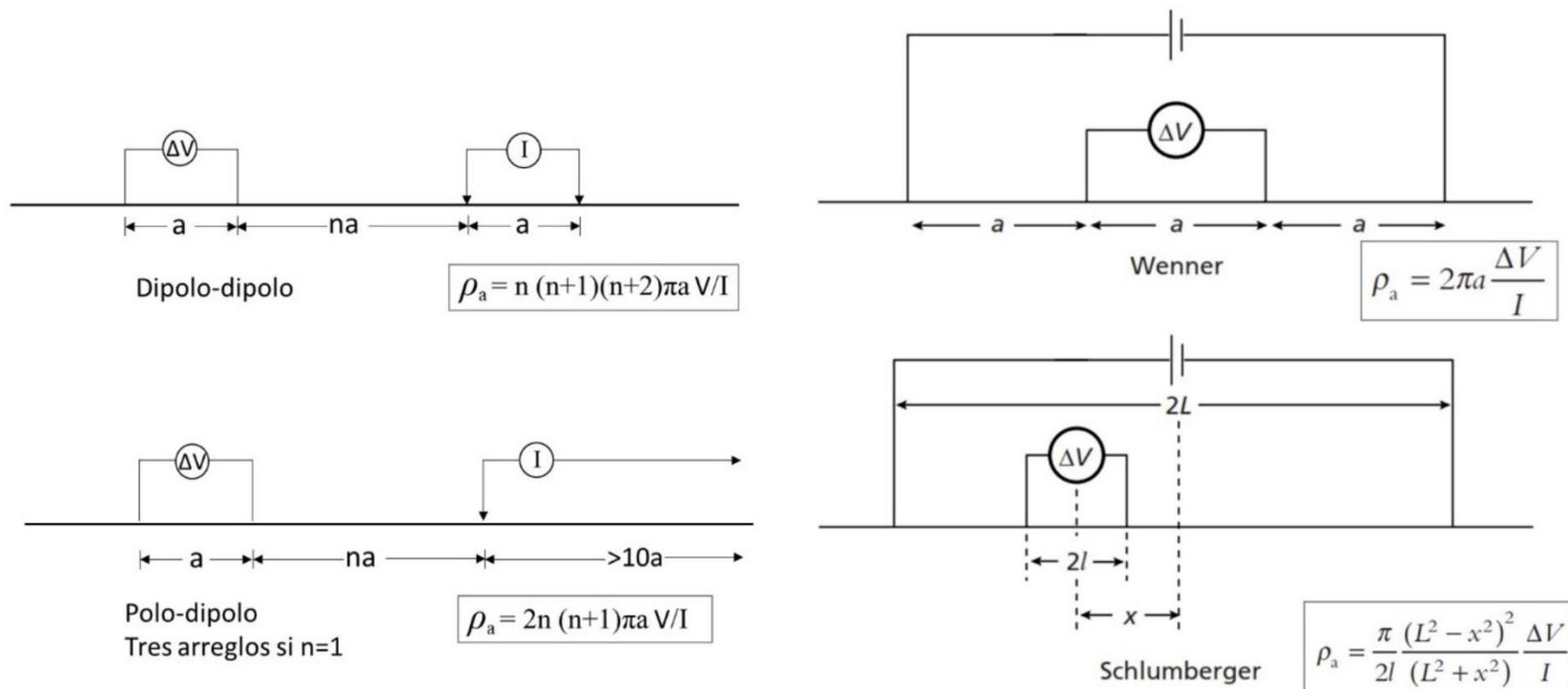


Figura AP4.7. Algunos tipos de arreglos electr3dicos para levantamiento de datos de resistividad (Modificado de Kearey et al., 2002).

ANEXOS

ANEXO 1: GPR

Llano Grande- Los Azufres

A continuación, se presenta el resto de los registros obtenidos para los perfiles dispuestos en la zona de Llano Grande, en Los Azufres. Como se muestra en la Figura A1.1, se dispusieron perfiles en la zona norte, centro y sur de la cuenca, siendo los perfiles indicados con líneas azules, los perfiles que se discutieron en el Capítulo III, los perfiles indicados con líneas en color naranja corresponden a los adquiridos en abril de 2023, durante una segunda campaña de campo y los de líneas en amarillo corresponden a los perfiles que no se discutieron en el Capítulo III, de los cuales algunos registros aportan información para la discusión de las estructuras en profundidad pero no se discuten ampliamente por lo extenso del trabajo.

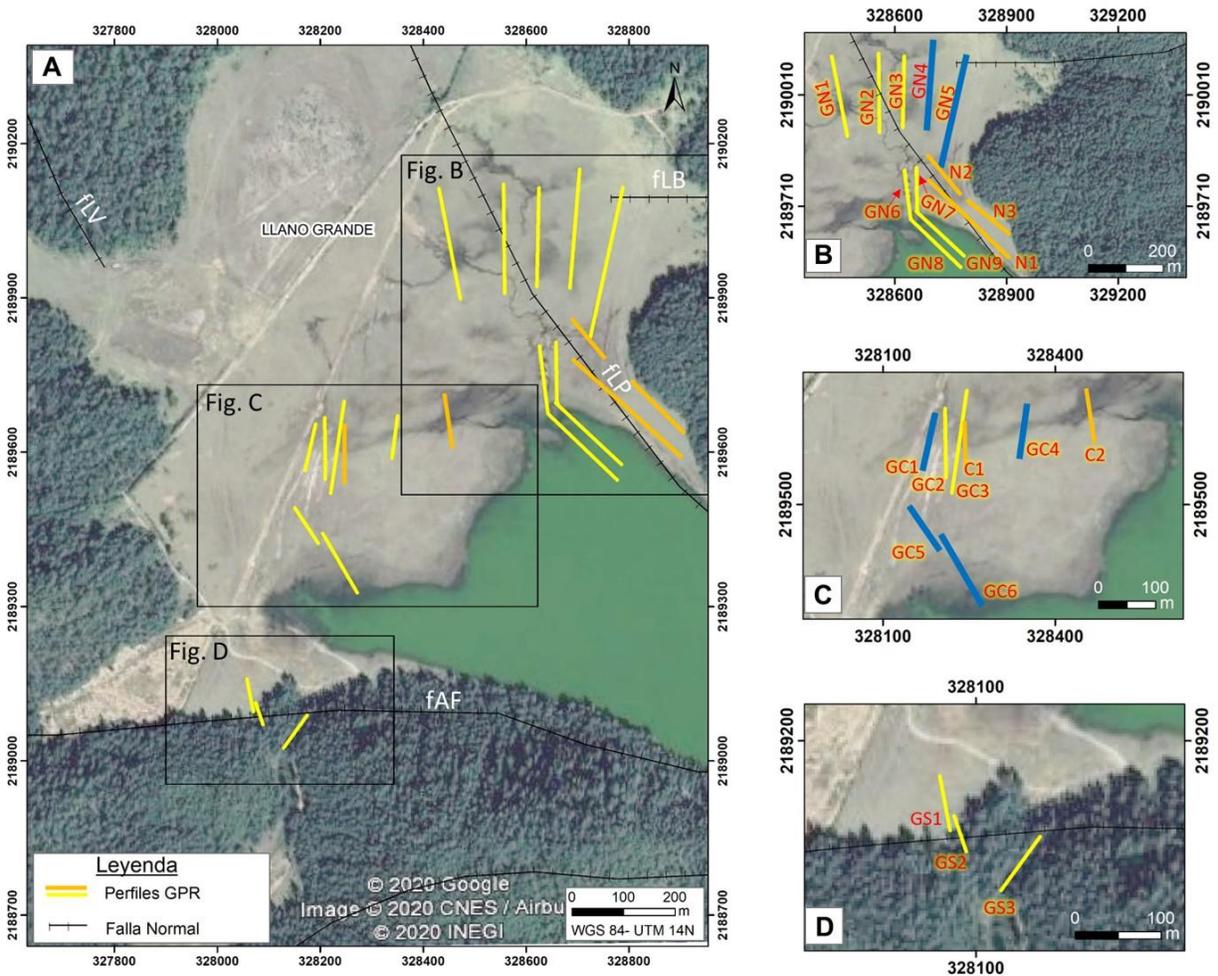
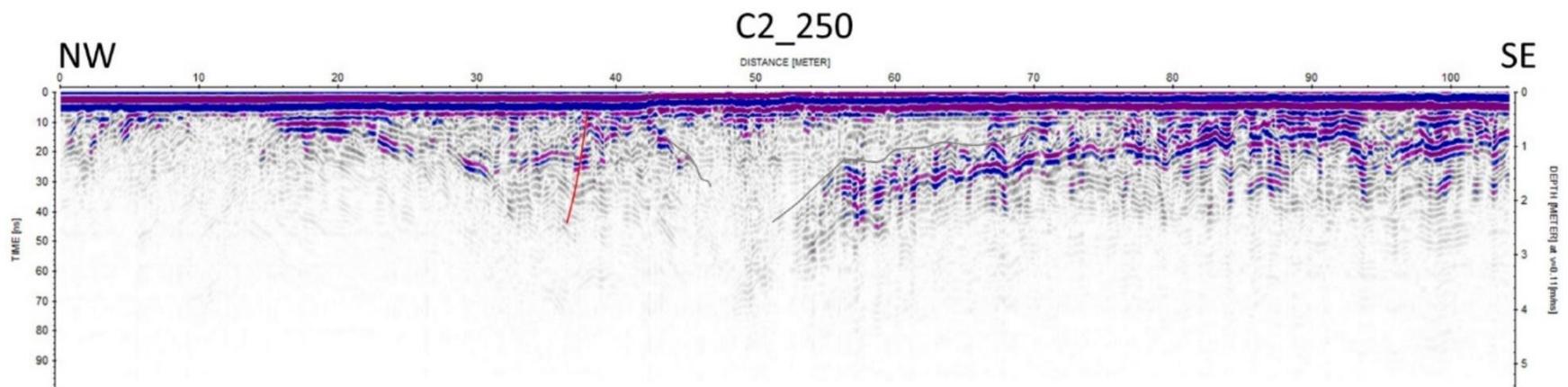
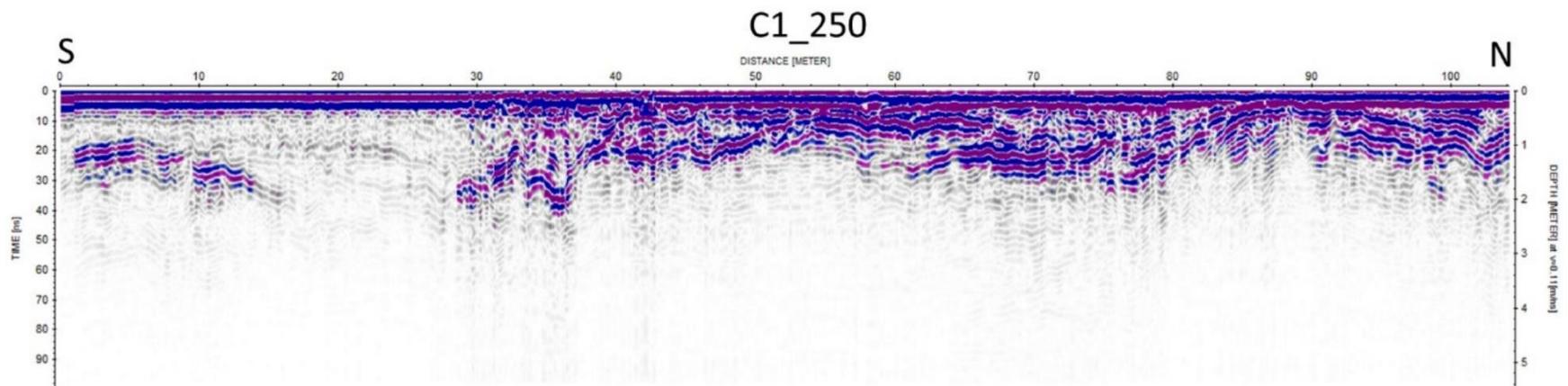
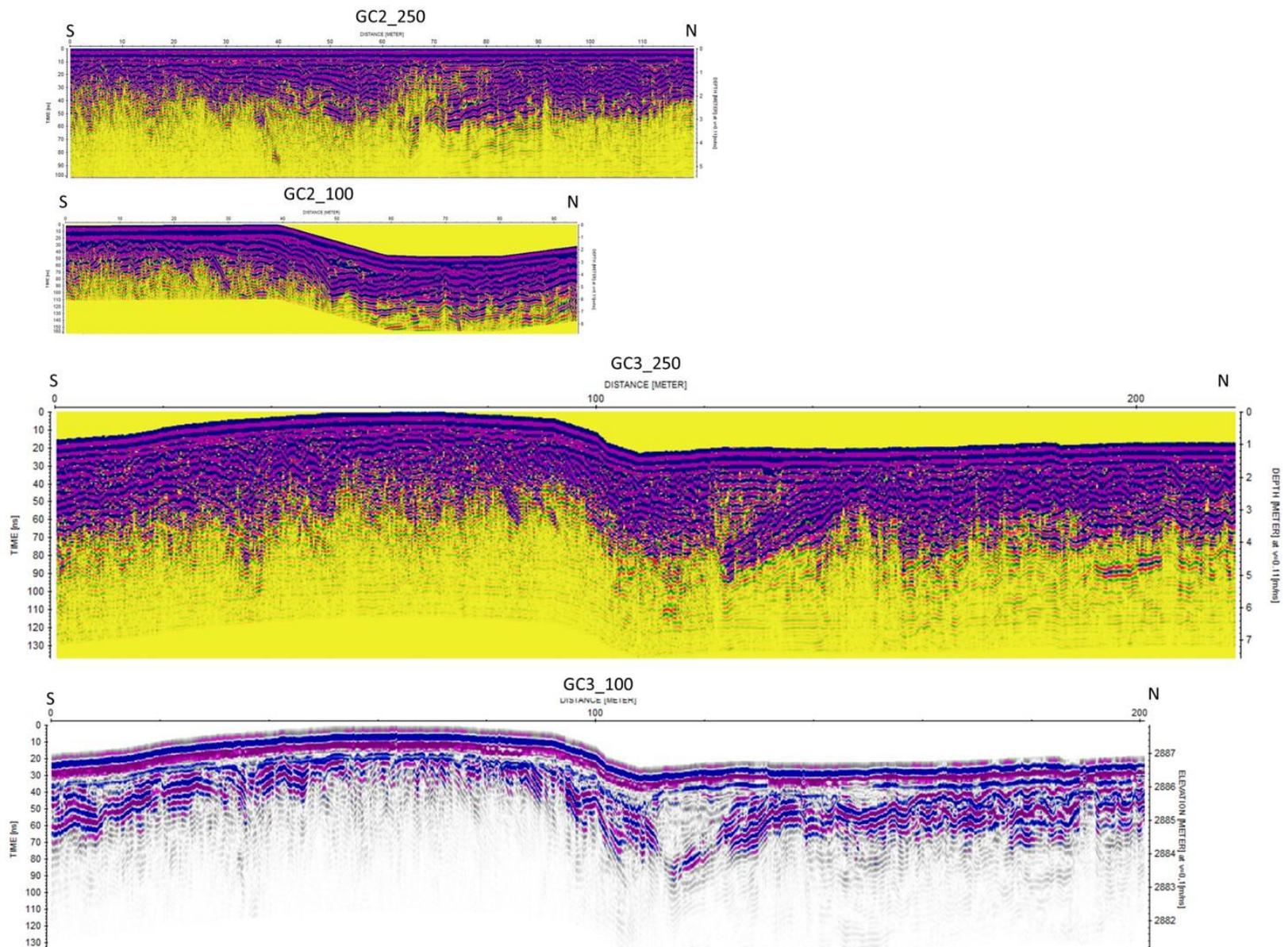
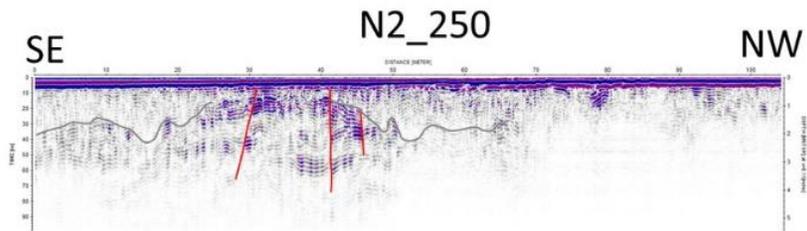
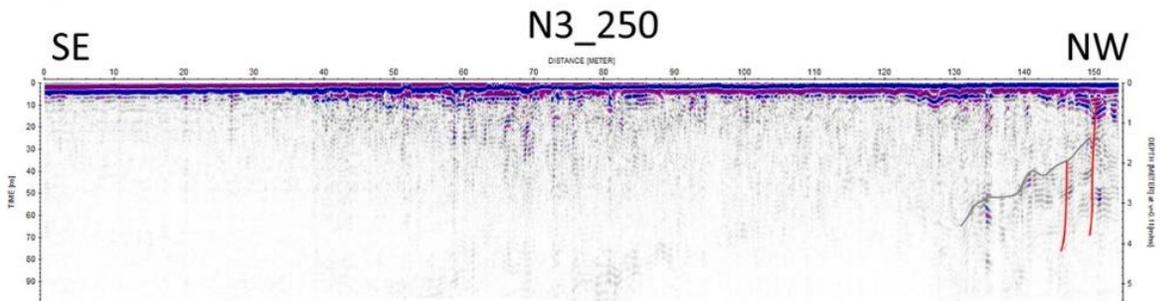
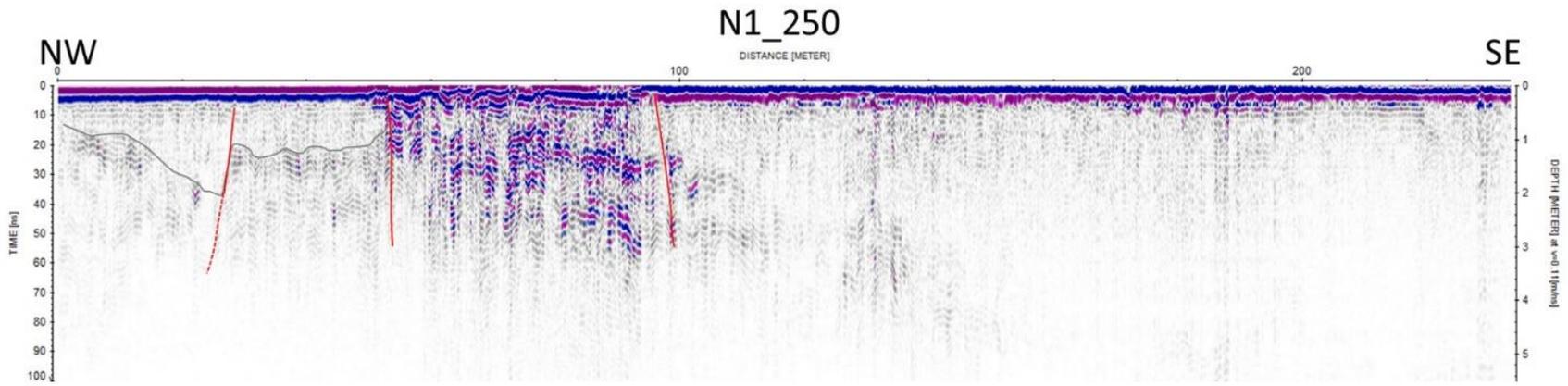
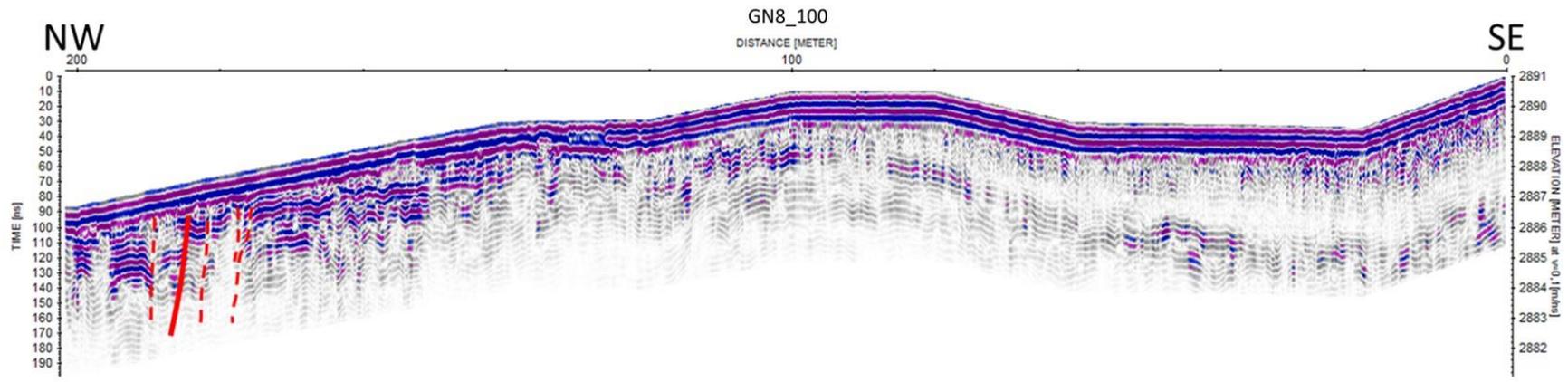
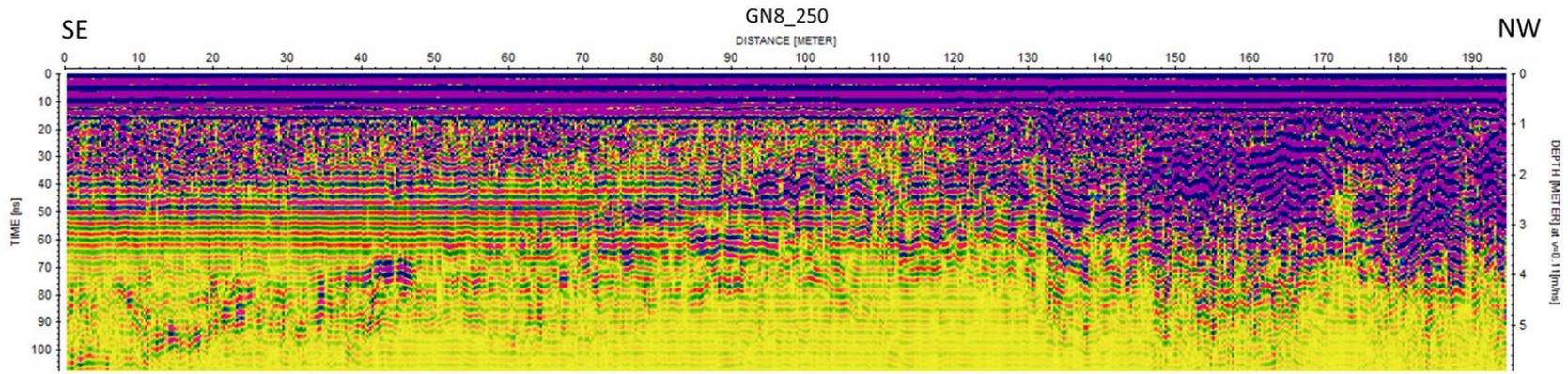
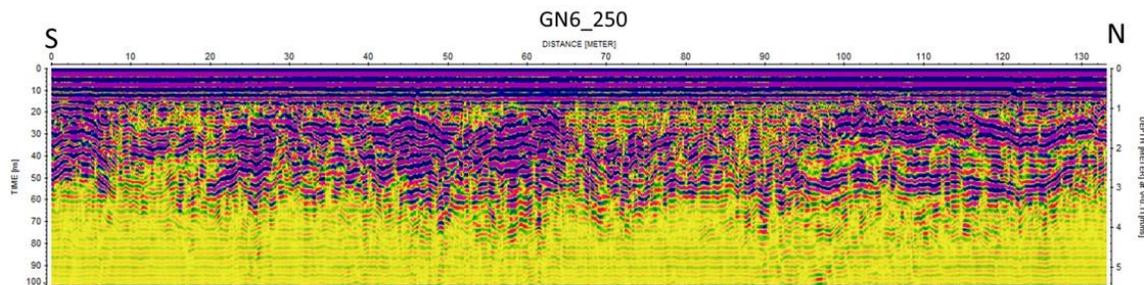


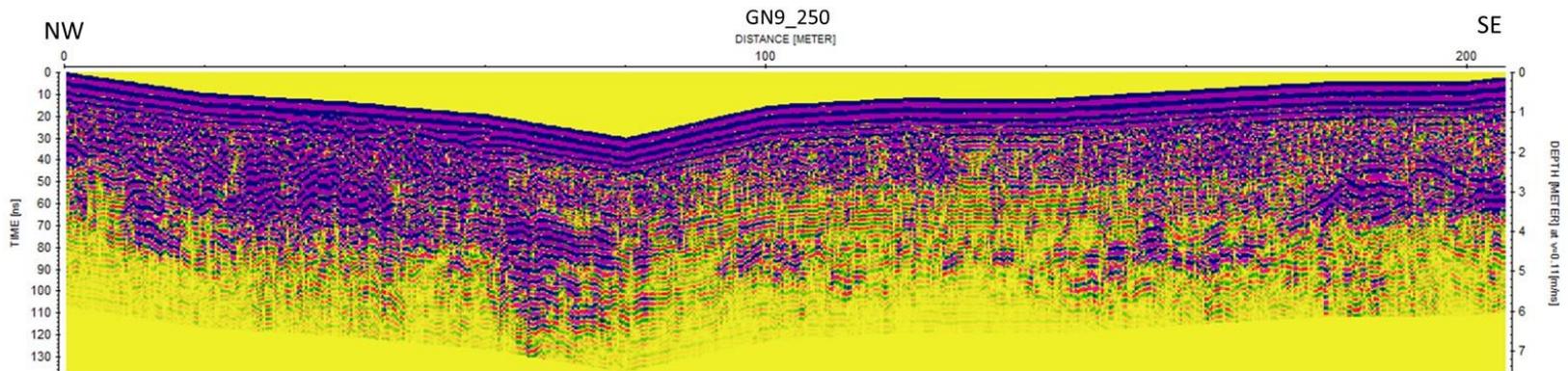
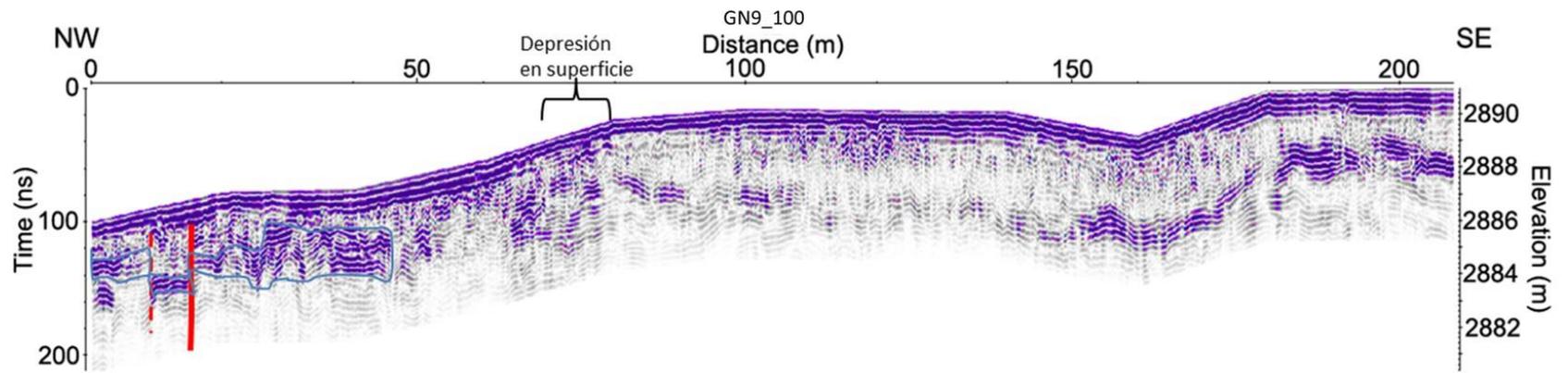
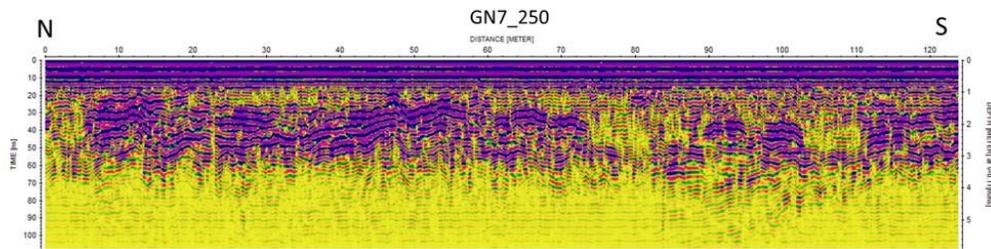
Figura A1.1. Disposición de perfiles GPR dentro de la cuenca de Llano Grande en Los Azufres (Mich.). Líneas en azul corresponden a los perfiles discutidos en el Capítulo III.

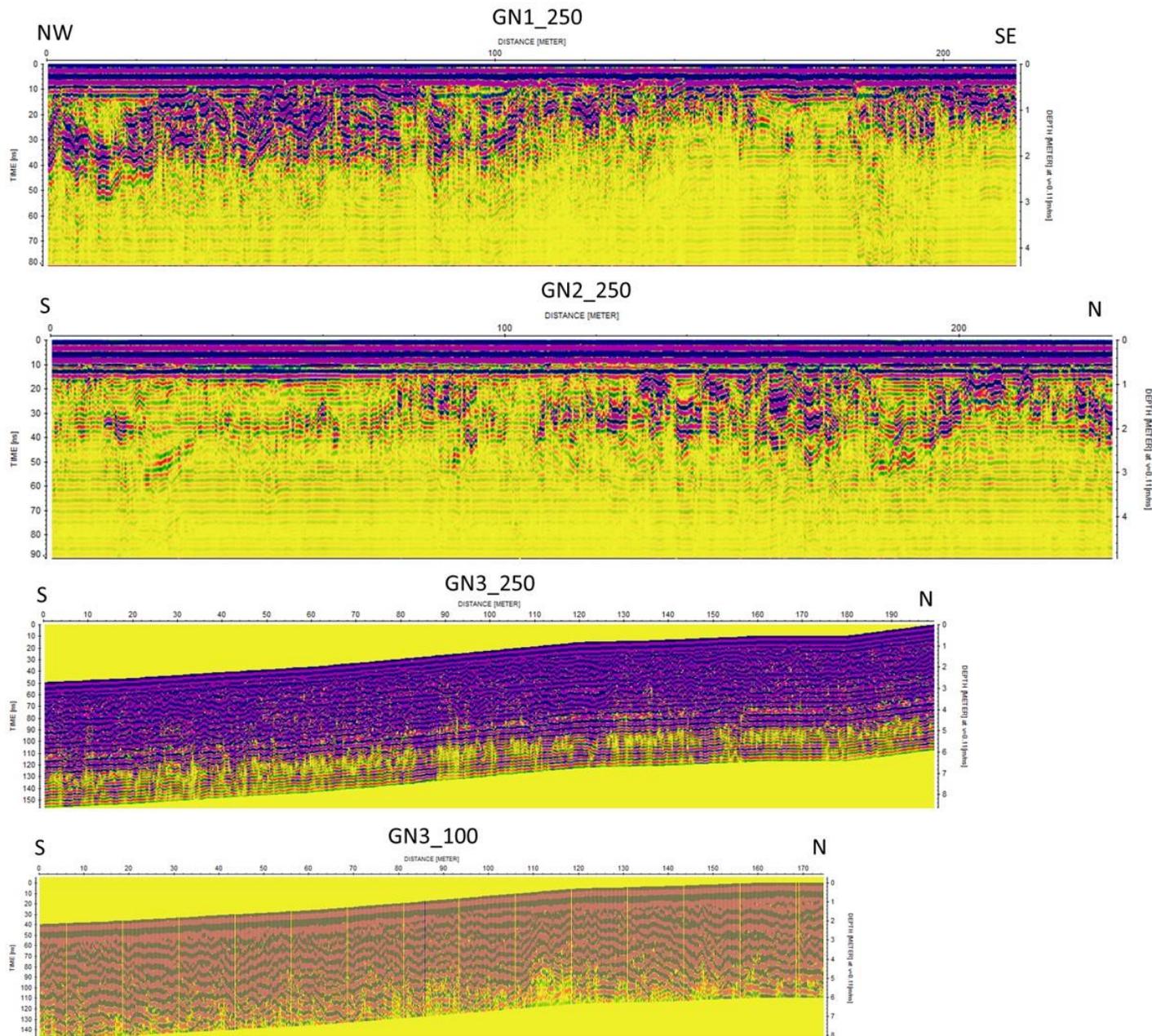


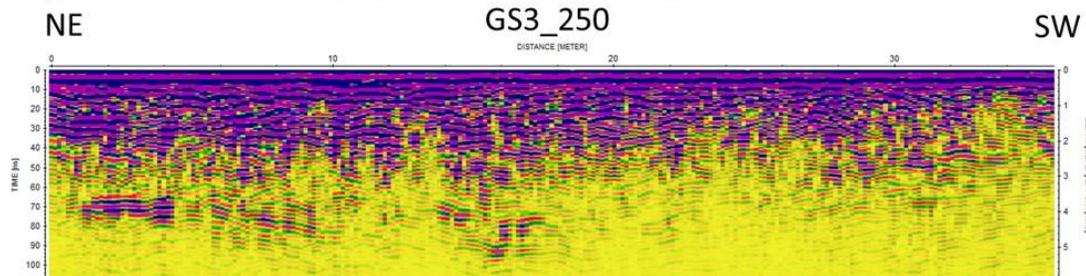
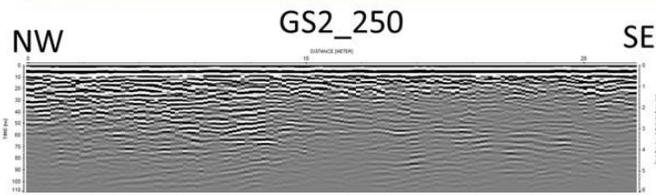
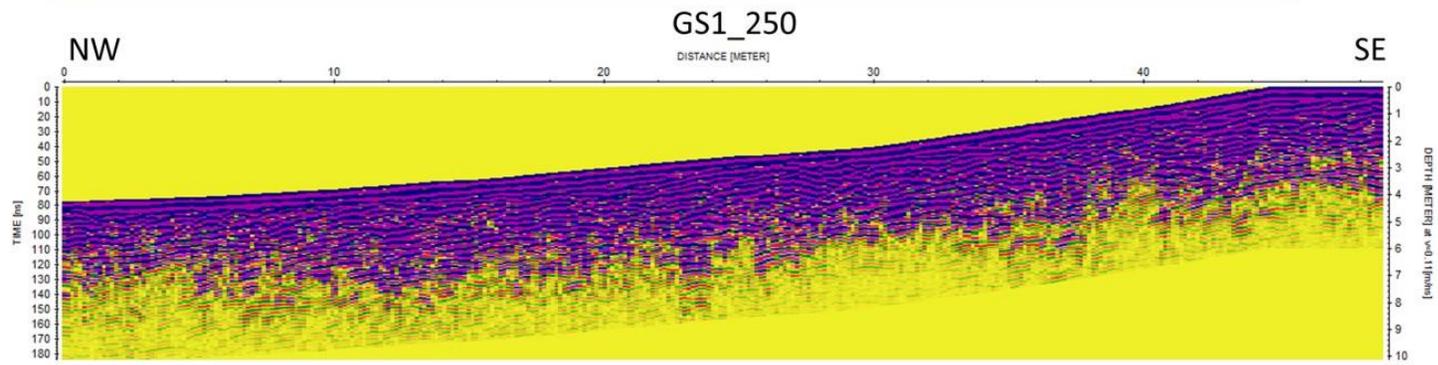
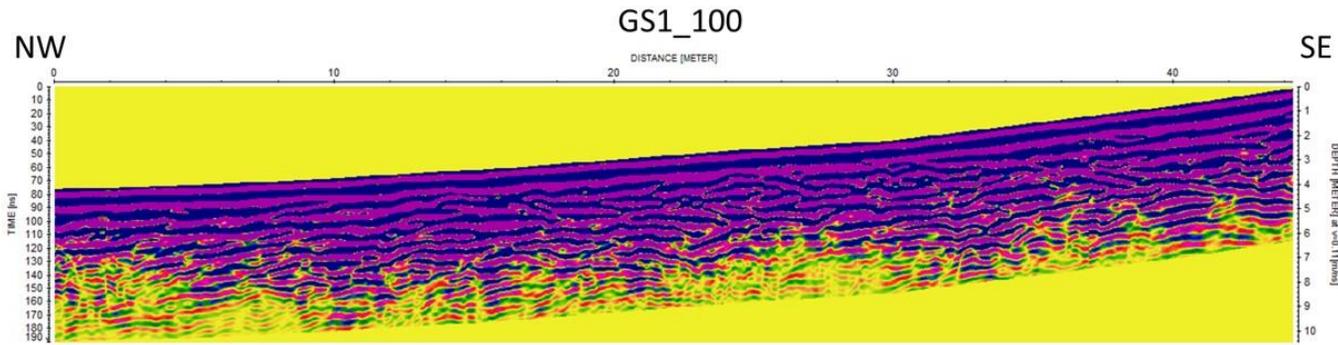












Morelia (Fallas La Colina y Nocupétaro)

A continuación, se presentan el resto de los registros adquiridos en la ciudad de Morelia, que no fueron discutidos en el Capítulo IV ni en el Apéndice 1. La disposición de todos los perfiles adquiridos sobre la falla La Colina se muestra en la Figura A1.2, indicando la nomenclatura como G1, G2, etc. de los perfiles cuyos registros se muestran en esta sección. En el caso del predio Llantera en la zona de Manantiales, por la densidad de datos obtenidos, solo se presentan alguno de los registros que se consideran de mejor resolución.

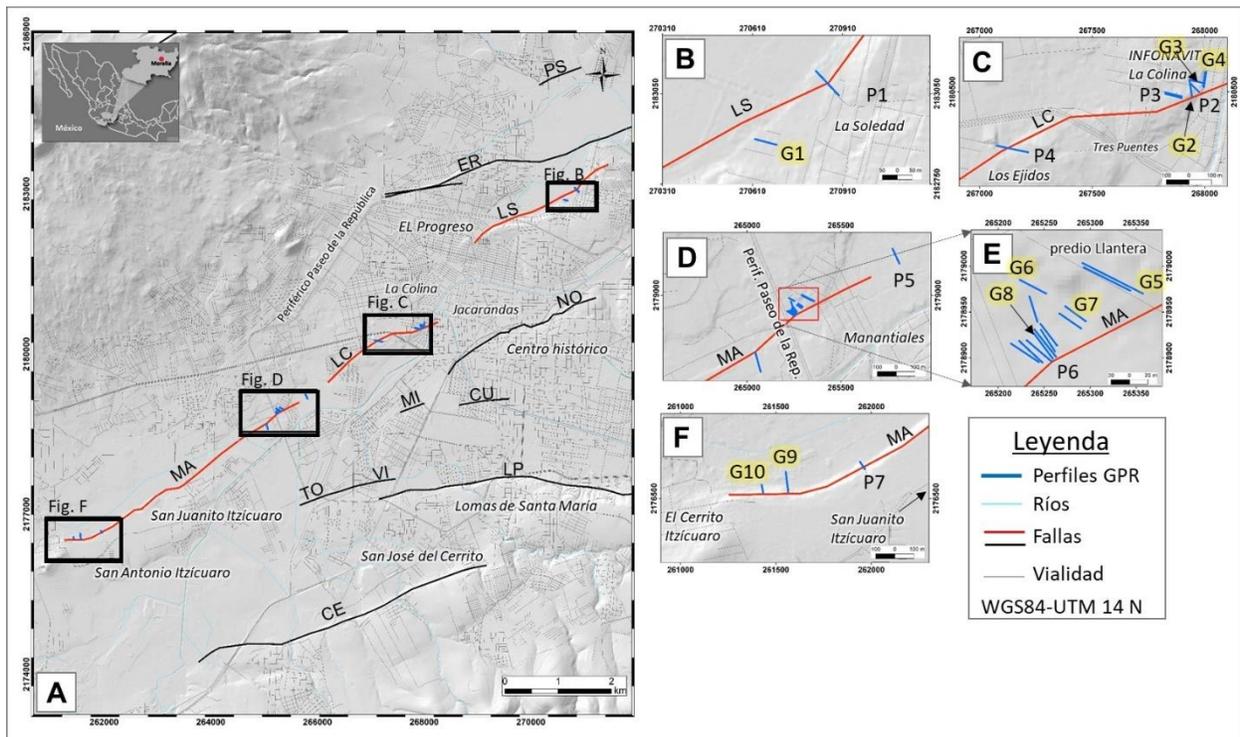
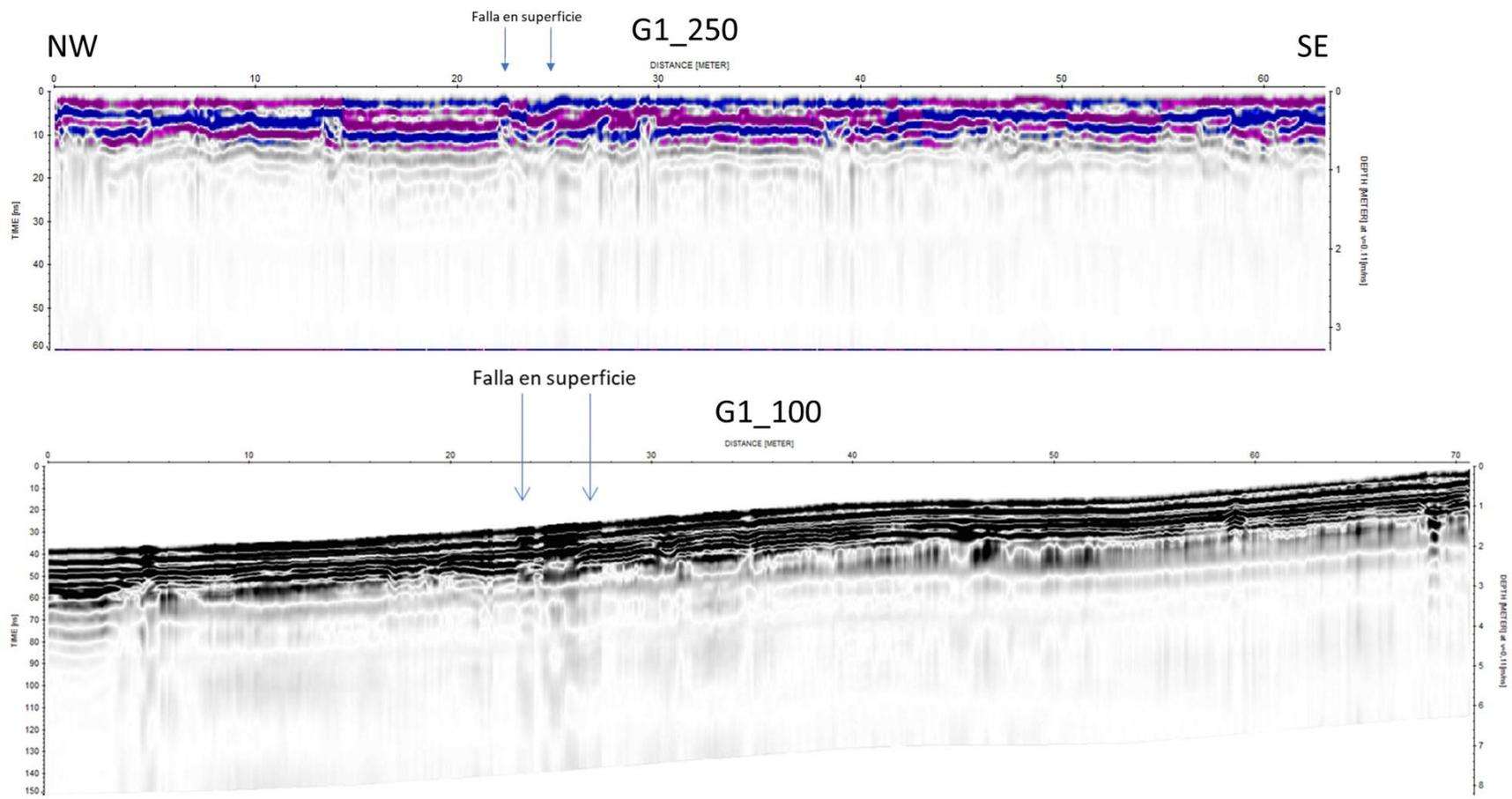
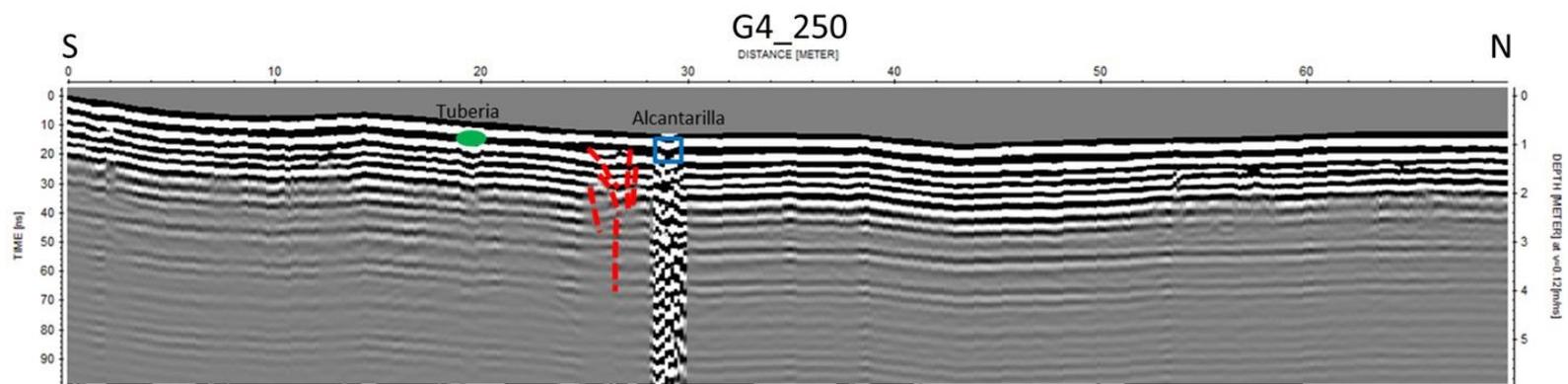
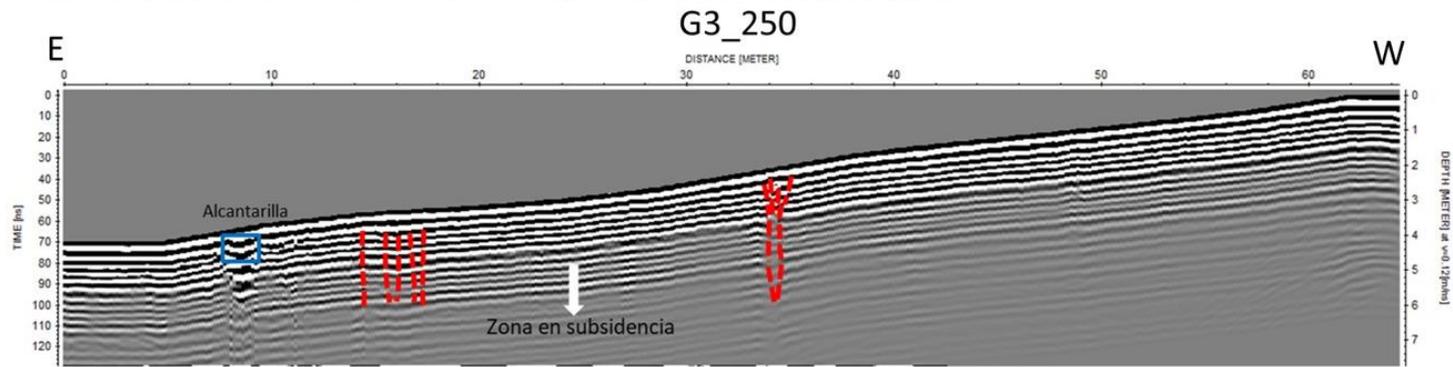
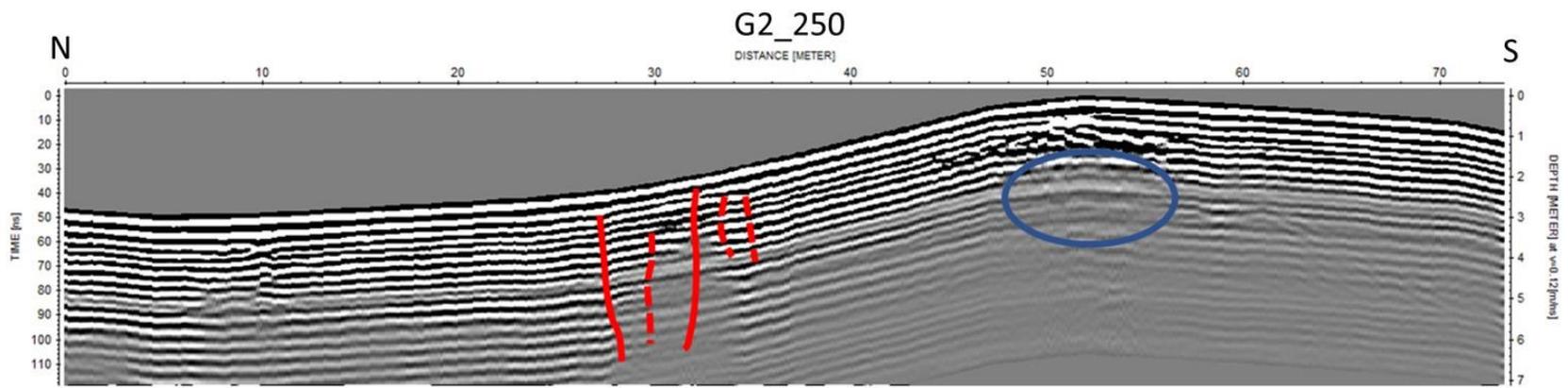
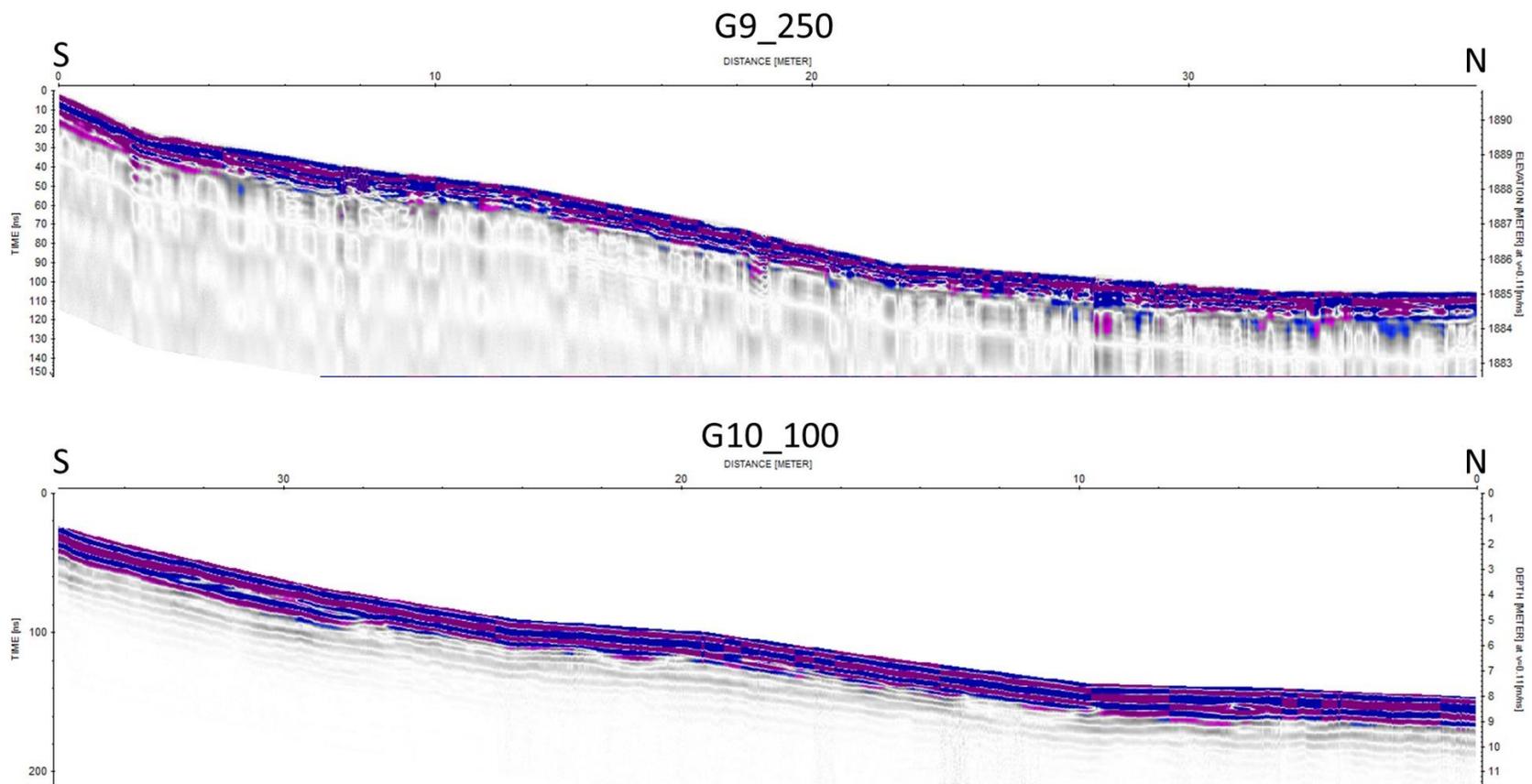


Figura A1.2. Disposición de perfiles sobre la falla La Colina en Morelia. Los perfiles con nomenclatura G1, G2, etc, resaltados en amarillo corresponden a los registros mostrados en esta sección.







Los perfiles de GPR adquiridos sobre la falla Nocupétaro se muestran en la Figura A1.3, resaltando con las líneas en amarillo los perfiles cuyos registros se muestran en esta sección.

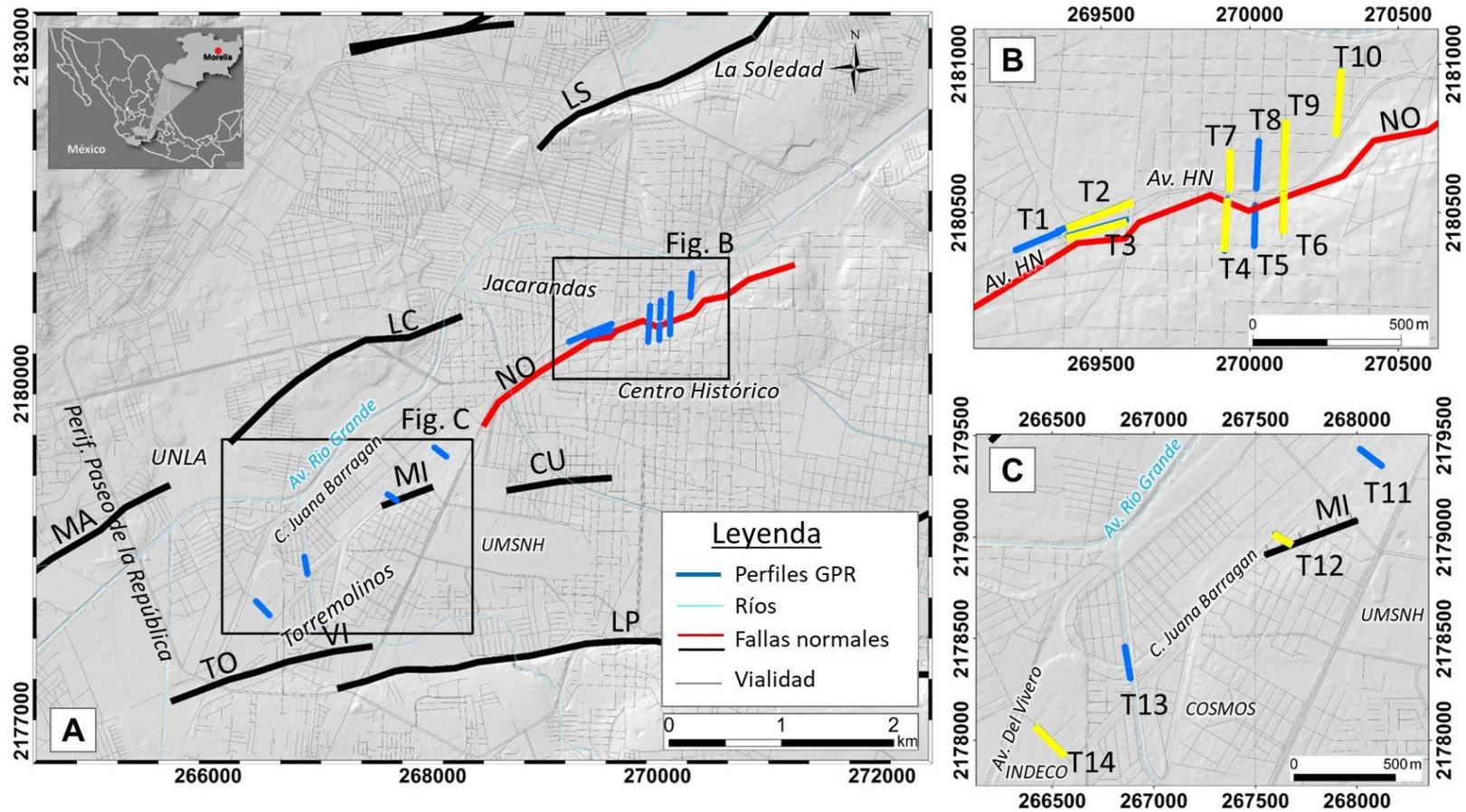
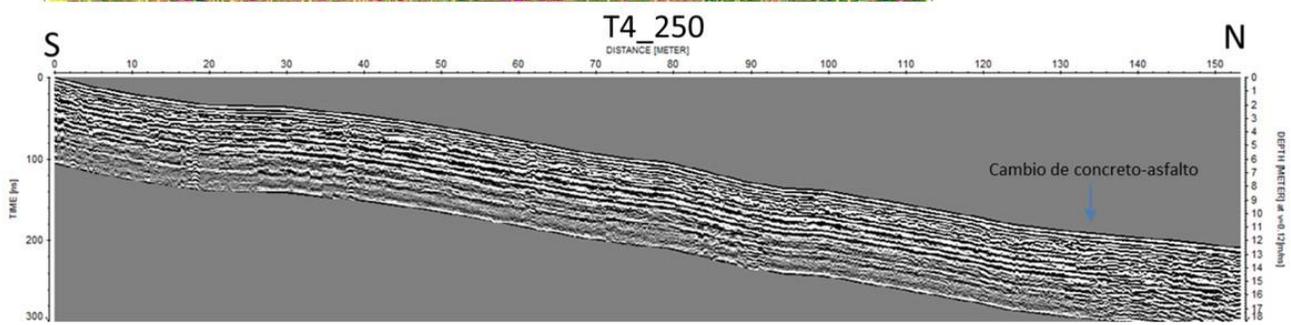
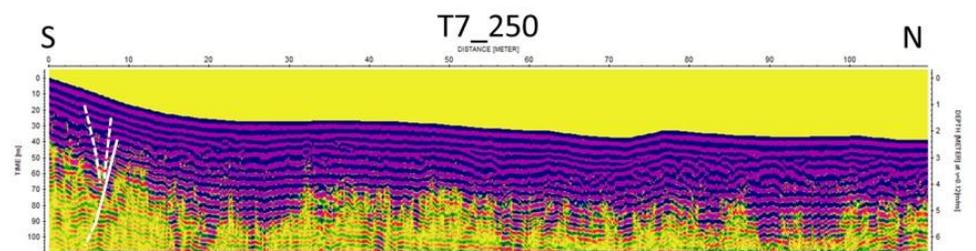
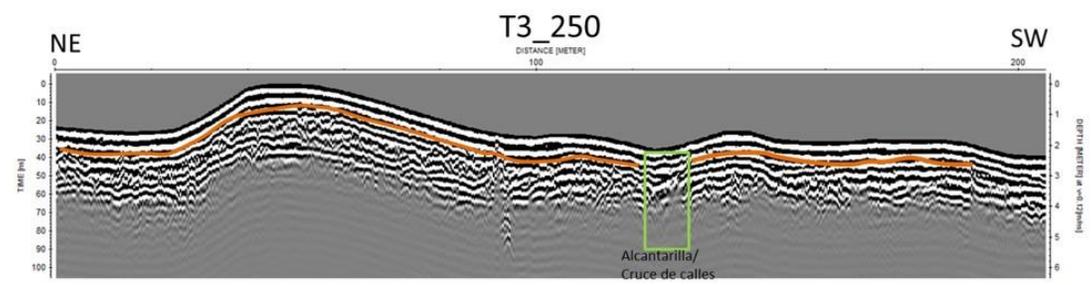
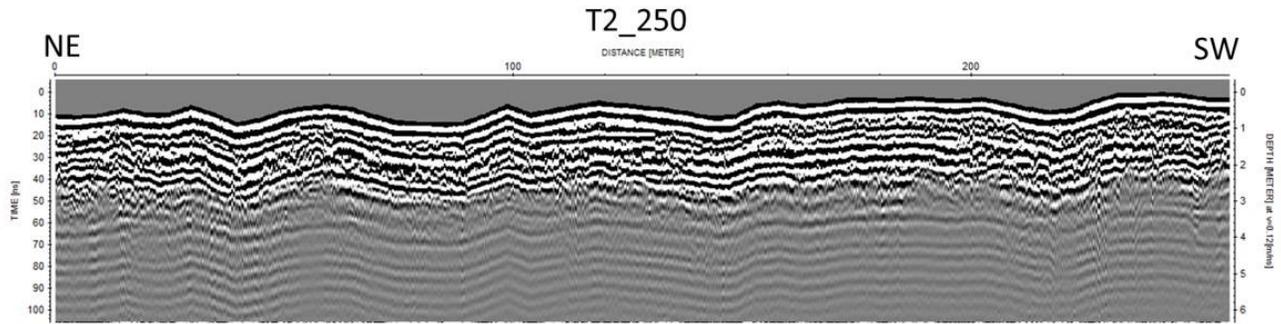
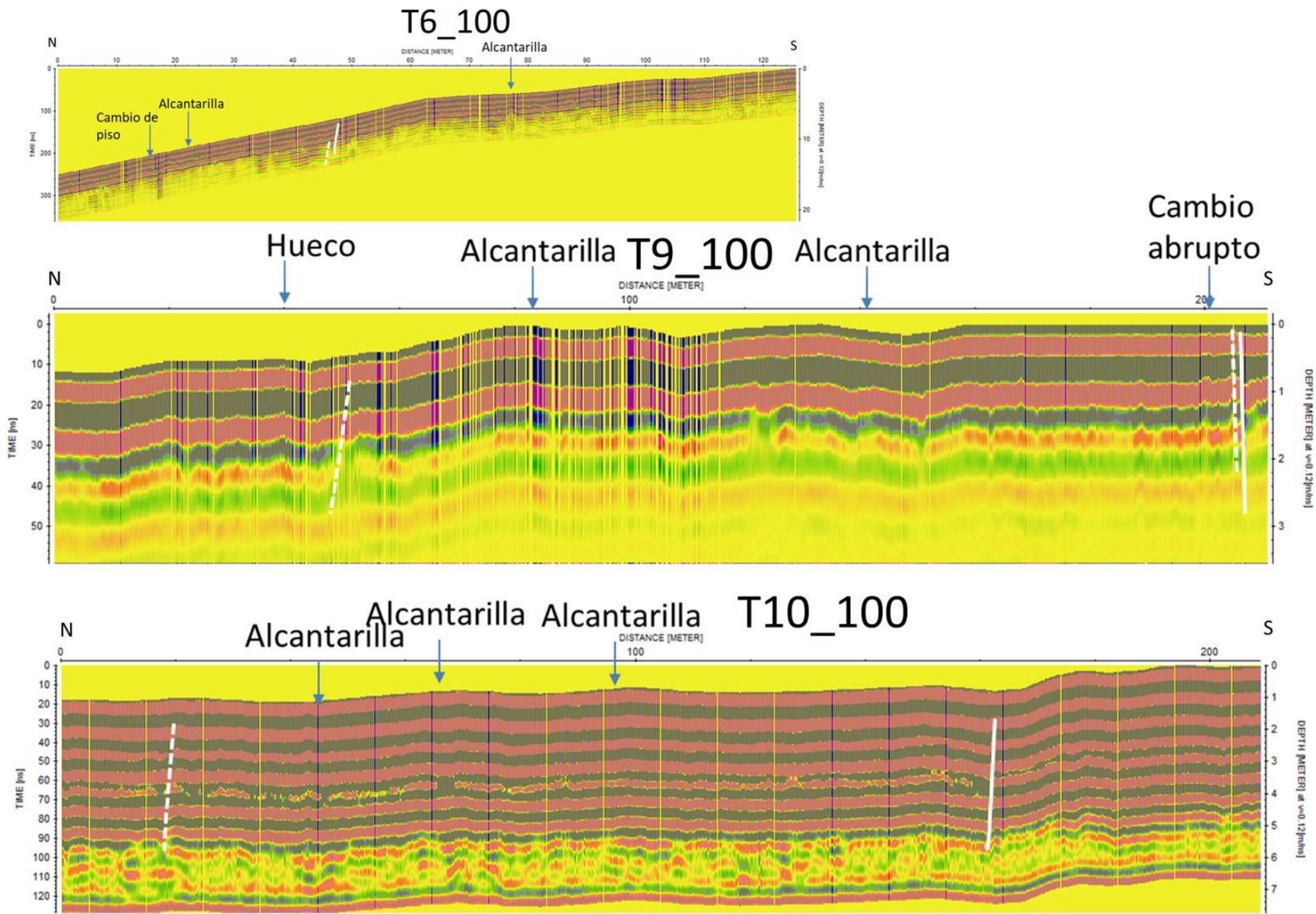
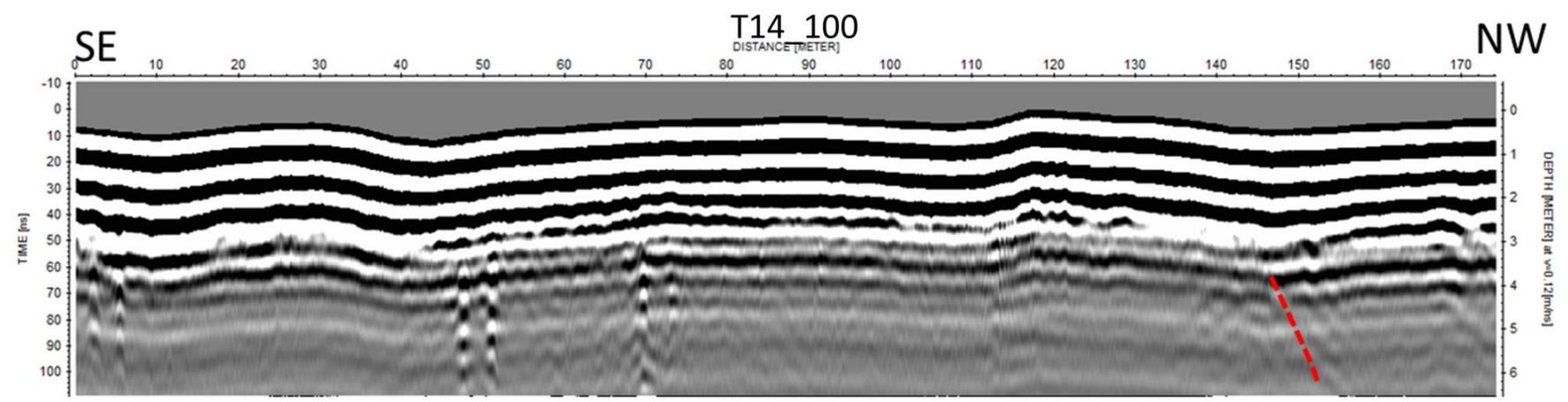
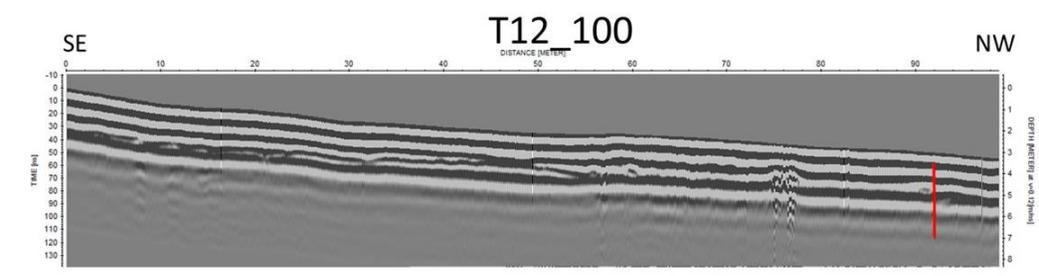


Figura A1.3. Disposición de perfiles GPR sobre la falla Nocupétaro en Morelia. Los perfiles con líneas en amarillo son los mostrados en esta sección.







ANEXO 2: REFRACCIÓN SÍSMICA

En esta sección se presentan los modelos de velocidad de ondas P (V_p) obtenidos para los perfiles sísmicos distribuidos en la cuenca de Llano Grande a lo largo del segmento norte de la falla Agua Fría y aquellos obtenidos a lo largo de la falla La Colina en la ciudad de Morelia. Los perfiles con líneas en azul fueron presentados en los Capítulos III y IV y se resaltan con líneas amarillas los perfiles que se presentan en esta sección.

Llano Grande, Los Azufres

En marzo de 2023, fue adquirido un perfil de sismica de refracción (SL3) con una longitud de 240 m dispuesto como se muestra en la Figura A2.1. Este perfil fue adquirido durante prácticas de campo dirigidas por el Dr. Jesús Ávila García (UNAM). En la Figura A2.2 se muestra el modelo de velocidad preliminar, considerando una topografía plana, por lo cual no se muestra una escala de elevación como en los perfiles presentados en el Capítulo III. Se indica con el recuadro en blanco la zona de principal cambio de velocidad lateral que se interpreta como el área de afectación por la actividad del segmento norte de la falla Agua Fría.

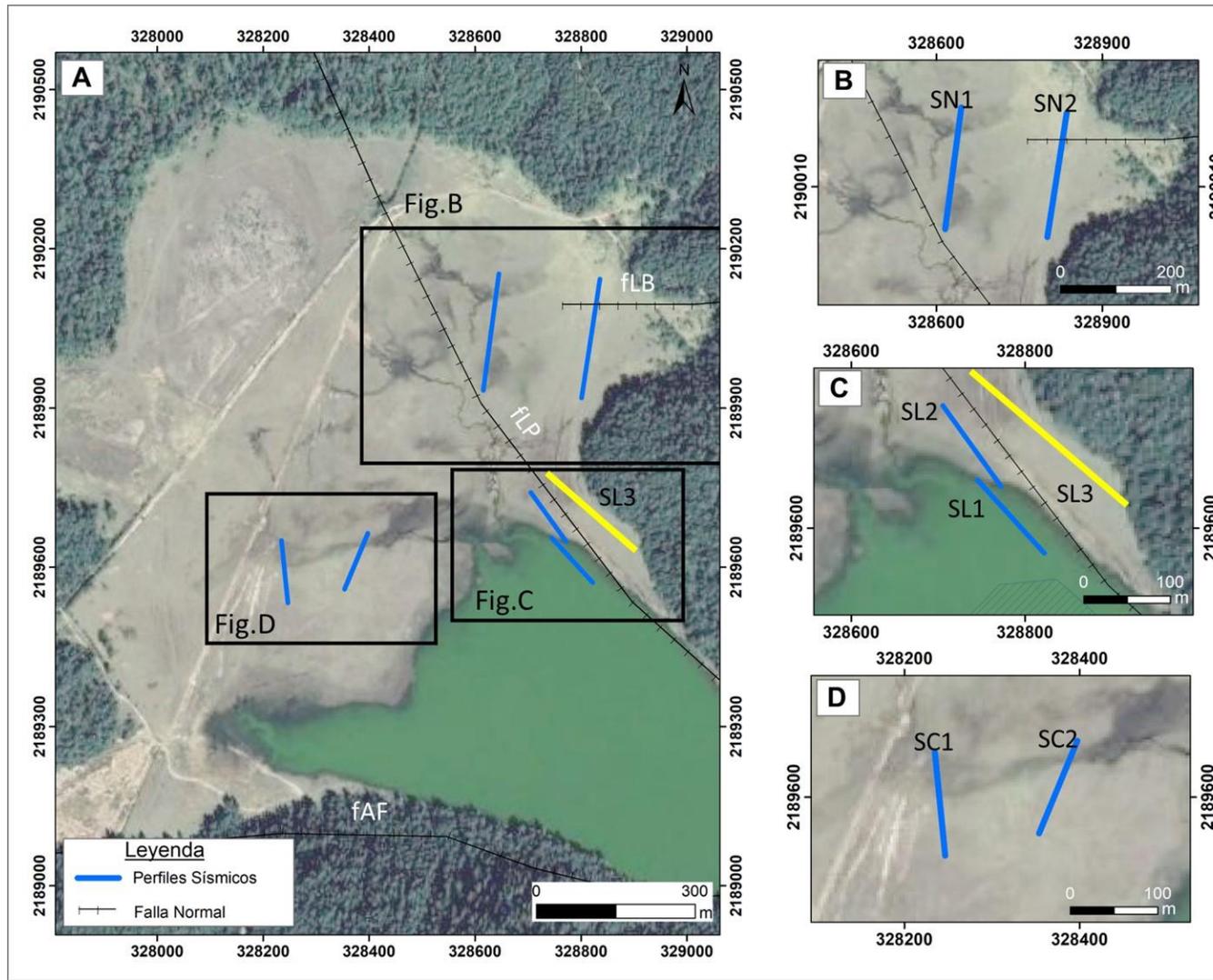


Figura A2.1. Imagen satelital de la cuenca de Llano Grande mostrando la distribución espacial de los 7 perfiles sísmicos dispuestos. El perfil indicado con la línea amarilla es el presentado en esta sección. Modificado de la Figura 3.7.

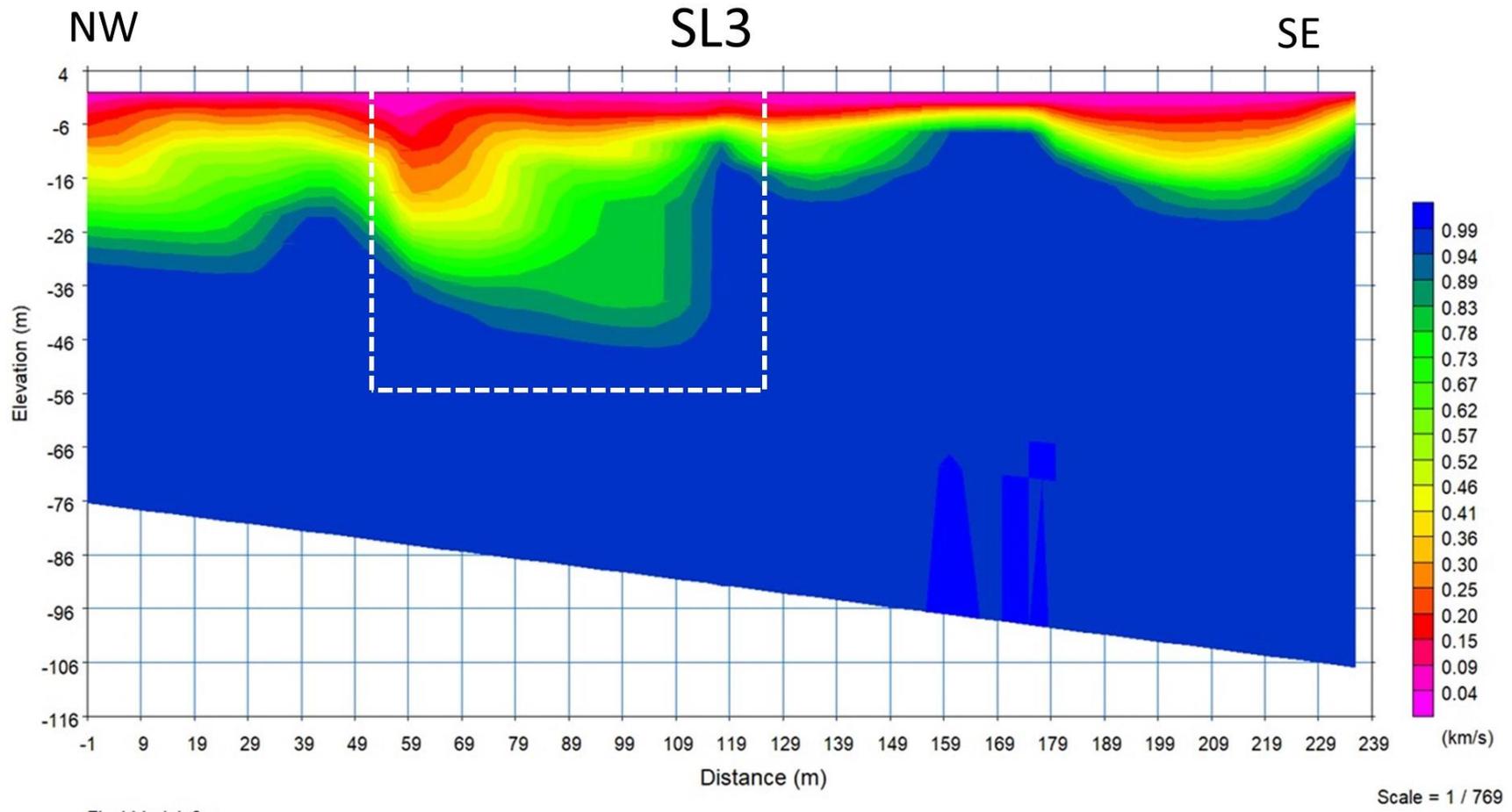


Figura A2.2. Modelo de velocidades del perfil SL3 interpretando la zona de mayor cambio de velocidad lateral (recuadro en blanco) asociado a una zona de deformación.

Ciudad de Morelia

Para la ciudad de Morelia se muestran en esta sección los modelos de velocidad adquiridos para los perfiles PS2, PS5 y PS7 que no fueron discutidos en el Capítulo IV.

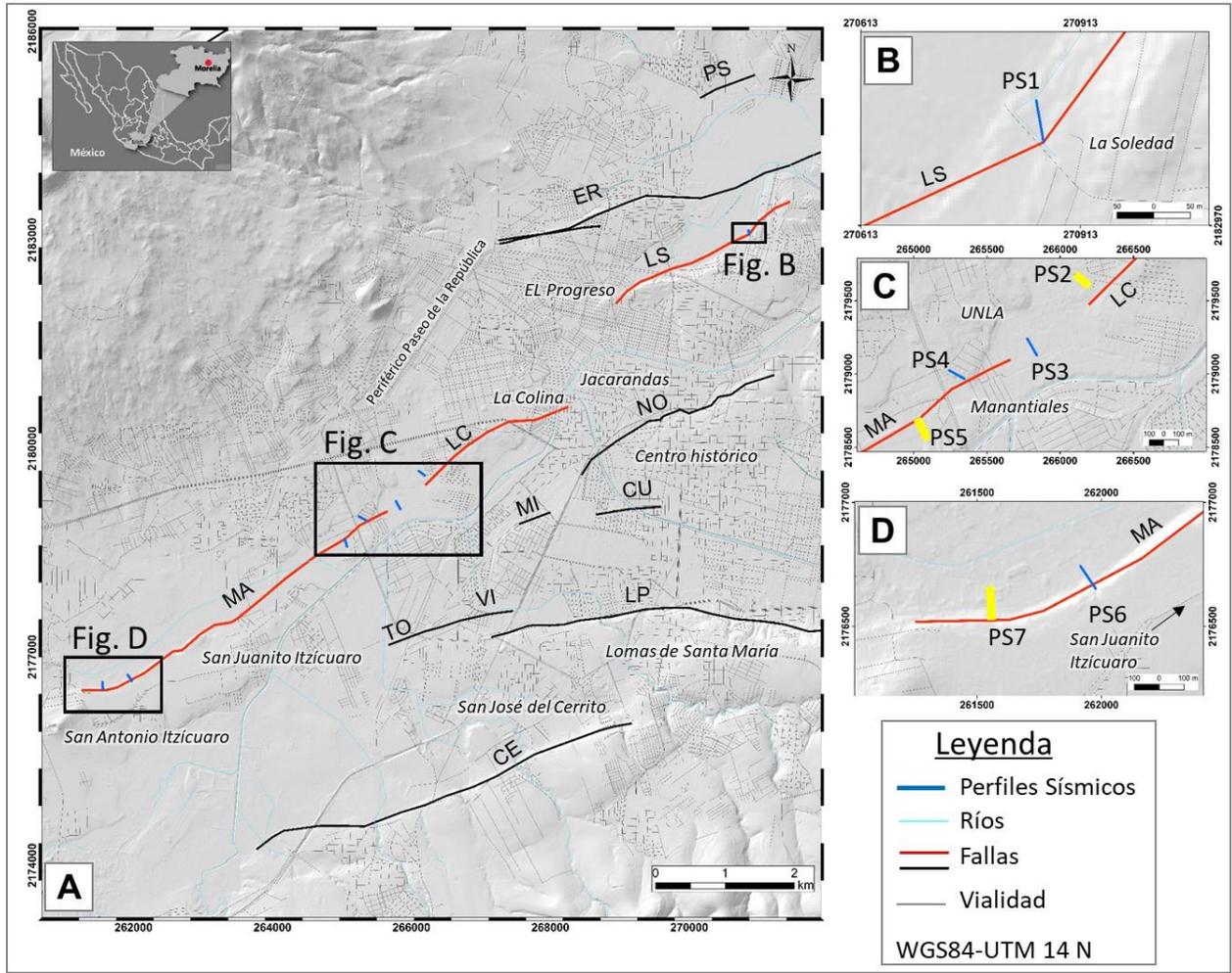
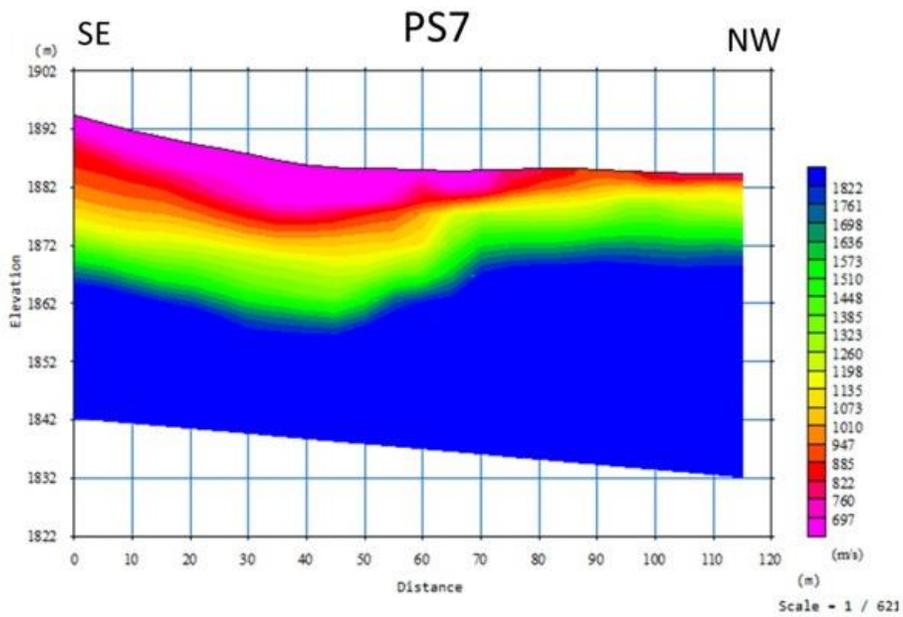
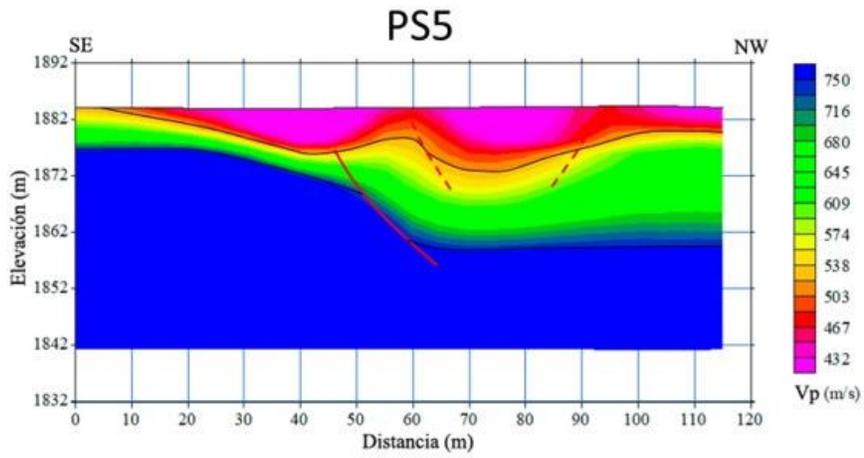
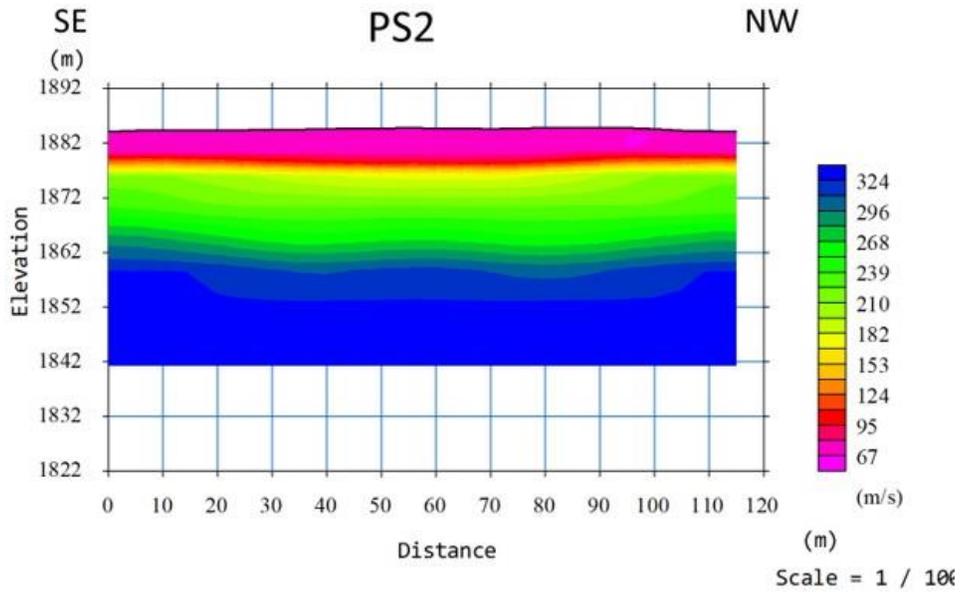


Figura A2.3. Disposición de perfiles de refracción sísmica obtenidos para la ciudad de Morelia (Mich.), resaltando con las líneas en amarillo los perfiles mostrados en esta sección.



ANEXO 3: OBSERVACIONES DE CAMPO

A3.1 Afectaciones en el terreno y construcciones.

A continuación, se muestran fotografías tomadas durante evaluaciones de campo, en las cuales se evidencian daños en construcciones y vialidad de la ciudad de Morelia, por efecto de los procesos de subsidencia y fallas.



Basculamiento en pisos de locales contiguos al predio Llantera. Se observan daños por acumulación de agua en las zonas bajas. Modificado de [Jiménez y Aray \(2018\)](#)



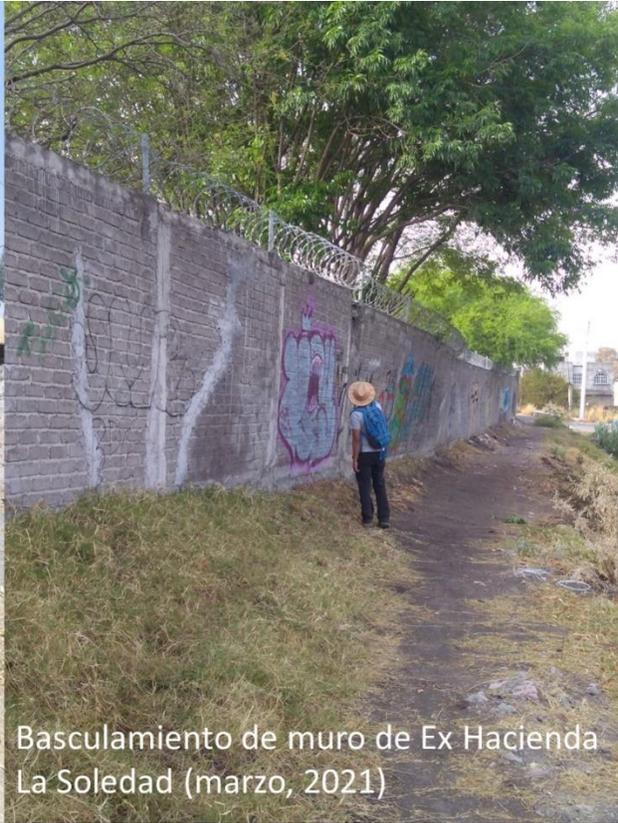
Izquierda: fractura sistemática en techo de local. Derecha: serie de fracturas con geometría en escalón. Locales de Manantiales de Morelia. Modificado de [Jiménez y Aray \(2018\)](#)



Afectaciones en viviendas e infraestructura por movimiento de la falla La Colina en la colonia Los Manantiales de Morelia. Modificado de [Jiménez y Aray \(2018\)](#)



Fracturas en pared de Ex Hacienda La Soledad (marzo, 2021)



Basculamiento de muro de Ex Hacienda La Soledad (marzo, 2021)



Daños en vialidad de la colonia La Soledad (marzo, 2021)



A3.2 Resultados de evaluación de afloramiento en Manantiales

Como parte de este trabajo, se realizó la apertura de una trinchera con el empleo de una retroexcavadora dentro de las instalaciones de la Escuela Primaria Maestras Cardiel, ubicada en la colonia Manantiales, en coordenadas UTM 265313.89E, 2178971.39N. Esta trinchera, de ~2 m de longitud y ~4 m de profundidad, se excavó con una dirección NW-SE y se localizó hacia el extremo más norte del segmento de falla Manantiales (MA). En esta zona, el salto del escarpe es bastante evidente con un desnivel aproximado de 40 cm, observando afectaciones en la capa asfáltica de la vialidad (calle Manantiales de Agua Zarca) y las construcciones aledañas a la falla (Figura A3.1).



Figura A3.1. Fotografías de la falla Manantiales A) vista hacia el sureste sobre la calle Manantiales de Agua Zarca donde se aprecia el escarpe de la falla (línea de color rojo indicando el bloque deprimido con trazas verticales cortas), B) Vista hacia el sureste apreciando los daños en la banqueta por influencia de la falla, C) Vista hacia el interior de la escuela Maestras Cardiel en dirección al sureste, mostrando los daños en las jardineras y la ubicación relativa de la trinchera T1, D) Vista hacia el noreste apreciando la trinchera excavada y la ubicación relativa de la traza de falla.

Debido a que no fue posible realizar un mallado en esta trinchera, identificar de manera precisa todas las unidades estratigráficas y cortar ambos bloques de falla, se consideró a esta trinchera como únicamente para observación de un afloramiento.

Se identificaron cinco unidades estratigráficas de origen volcánico y sedimentario en la pared norte de la trinchera, como se muestra en la Figura A3.2. Las principales características observadas para cada unidad se resumen en la Tabla A3.1.

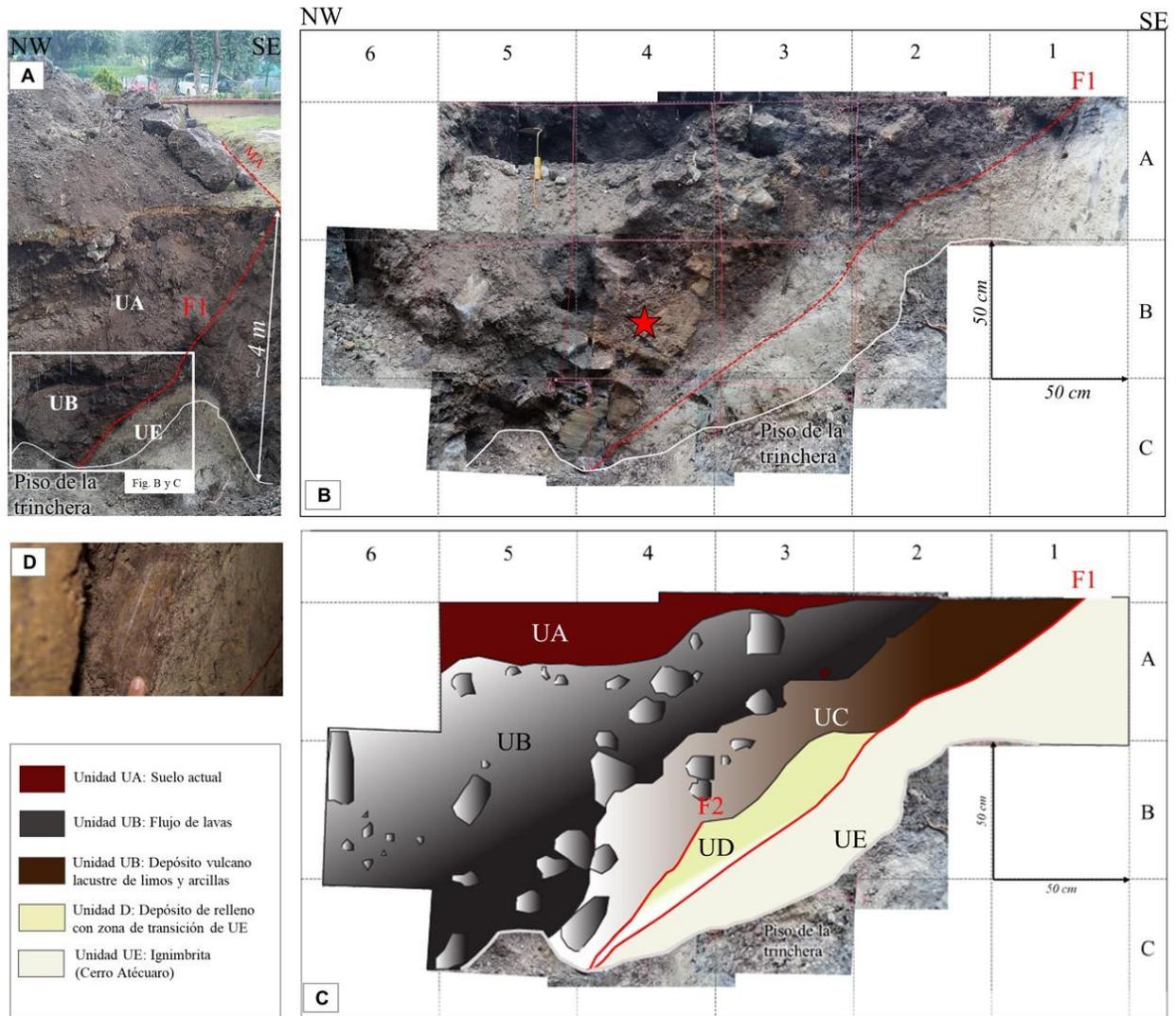


Figura A3.2. Vista al noreste de la trinchera T1 mostrando la ubicación estimada de la falla Manantiales y la localización relativa de la zona interpretada (A). Se muestra el fotomosaico (B) y el logging (C) de la pared norte de la trinchera, así como una fotografía de las estrías apreciadas en la pared expuesta (D). La estrella en B) indica la ubicación de las estrías observadas.

Tabla A3.1. Descripción e interpretación de las unidades de la trinchera Manantiales T1

Unidad	Descripción sedimentológica	Interpretación
UA	Alrededor de 2 m de relleno antropogénico de color rojizo y conformado por fragmentos de cemento y depósitos fluviolacustres. La transición con las unidades subyacentes es marcada y continua.	Suelo actual
UB	Hasta 1 m de espesor de bloques de lava basáltica de color negro con múltiples vesículas. Clastos subangulosos con tamaños que varían entre 10 y 30 cm. Bloques embebidos en una matriz limo arcillosa color negro con presencia de sedimentos derivados.	Flujo de lavas
UC	Hasta 1 m de espesor de limos/arcillas de color marrón. Se presenta como unidad alterada con presencia de materia orgánica de color negro con algunas inyecciones de arcilla color blanca en forma de diques.	Depósito vulcano lacustre de limos y arcillas
UD	Depósito de arcilla limosa en forma de relleno de color blanco/crema con espesores de alrededor de 20 cm. Se presentan materiales mezclados con UD.	Depósito de relleno
UE	Por debajo de 3 m de profundidad de la trinchera. Basamento de la trinchera con depósito de arcillas de origen fluviolacustre de coloración blanco/crema.	Ignimbrita superior (Cerro Atécuaro)

El bloque de piso se encuentra constituido por cuatro unidades de origen volcánico, sedimentario y suelo (Figura A3.3). De la base a la cima, se observó un primer depósito sedimentario de gran espesor (alrededor de 1.2 m) el cual constituye el basamento de la trinchera (Unidad UE). Suprayaciendo en discordancia a UD, se aprecia la unidad UC que presenta cambios internos en los cuales la principal composición es de limos y arcillas enriquecida hacia el bloque piso con gran cantidad de materia orgánica, en una capa de alrededor de 1 m de espesor. Encima de esta capa, se encuentra en discordancia erosiva la unidad UB la cual corresponde a un depósito vulcano sedimentario con presencia de bloques de gran tamaño embebidos en una matriz arcillosa. Sobreyaciendo esta unidad de lavas, se encuentran los depósitos de suelo reciente de color rojizo mezclados con sedimentos fluviolacustres de la unidad UA. El bloque techo, cae en dirección al noroeste y se constituye por las unidades UA, UB descritas en el bloque de piso y por la unidad UC como una capa de mezcla de materiales con presencia de menos materia orgánica que hacia el bloque de piso. Entre las unidades UC y UE se reconoció un depósito caótico (UD), que rellena por sedimentos fluviolacustres con material más grueso hacia la base (zona de transición con UE) y depósitos más finos hacia el tope. Debido a que el segmento de falla MA en esta zona se mueve con bastante rapidez, las capas del terreno se encuentran bastante alteradas y han sido removidas con frecuencia para labores de construcción. Estas condiciones podrían explicar la presencia de cambios internos dentro de una misma unidad como en el caso de UC en la cual la materia orgánica se deposita hacia el tope de la secuencia

aprovechando la geometría de la cuña observada. En las unidades UC y UE se encontró material para datación, pero lamentablemente la contaminación de la secuencia de depositación, por la intervención antrópica, imposibilitó la realización de análisis en laboratorio que permitiera obtener una edad relativa del evento.

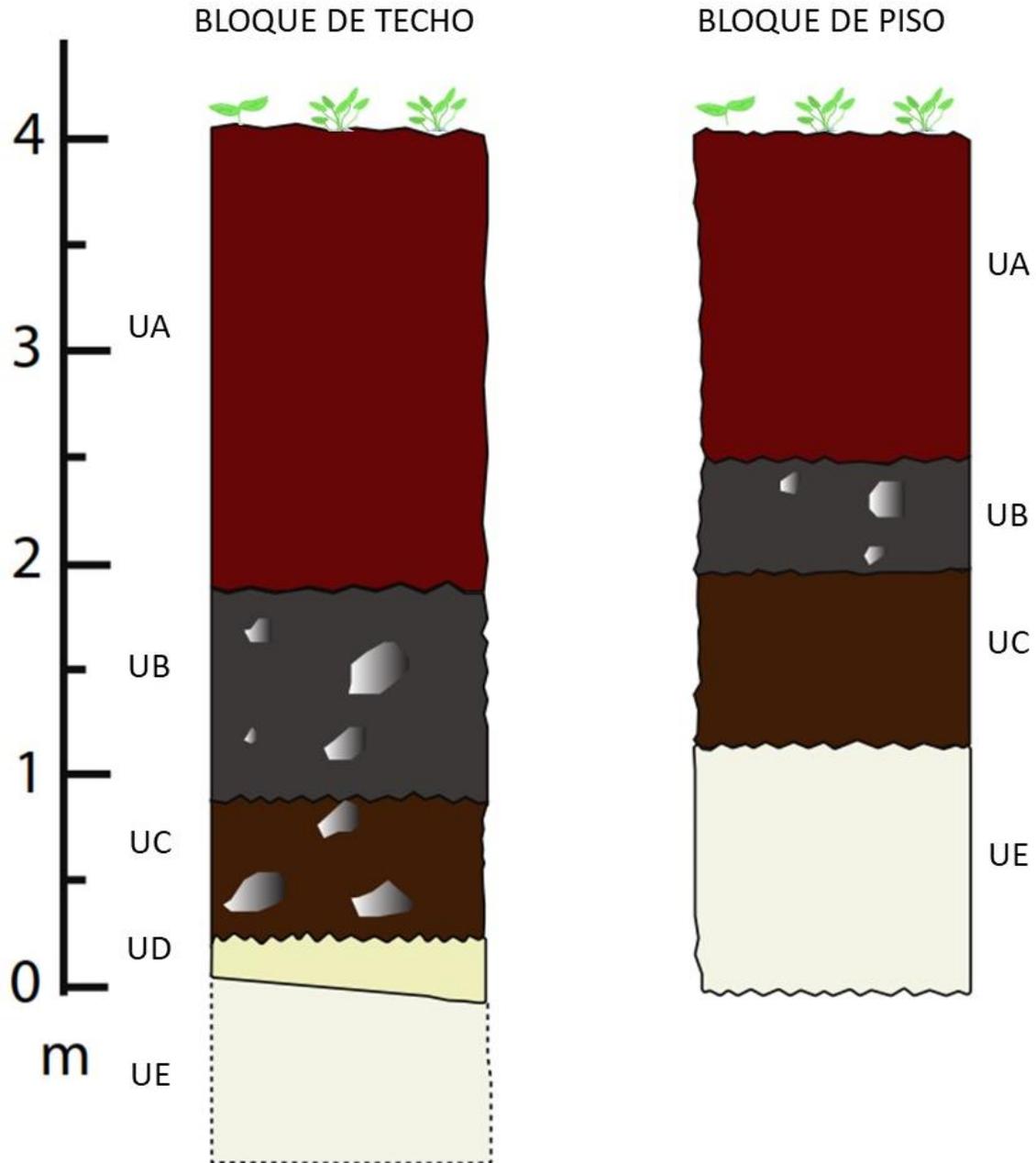


Figura A3.3. Columna estratigráfica de la trinchera T1 en la colonia Manantiales.

Fallamiento

En la parte central de la trinchera se identificó una zona de falla de alrededor de 40 cm de ancho (Figura A3.2). La falla principal, identificada como F1 parece afectar todas las unidades mientras que la falla F2 solo afecta las unidades basales de la trinchera (UE, UD y UC). El desplazamiento vertical total de la falla en este segmento no se pudo visualizar, debido a que en el bloque del techo no se pudo alcanzar el tope de la unidad de sedimentos lacustres de arcillas (UC), sin embargo, debido a las características geométricas de la falla, se puede deducir que este horizonte ya se encontraba cercano por lo que se estima un desplazamiento vertical total medido de alrededor de 4.20 m. Este salto estimado o “net throw” es similar al reportado por [Ávila-Olivera y Garduño-Monroy \(2008\)](#) de 4.40 m entre los bloques identificados en la exploración geotécnica ubicada en la colonia Tres Puentes (La Colina) correspondiendo a la profundidad a la cual los basaltos no fueron encontrados en el bloque techo.

Al analizar el plano de falla dentro de la trinchera se observaron estrías con ligero componente de desplazamiento lateral (Rake 100°; Figura A3.2D), las cuales ayudaron a definir el sentido y dirección de movimiento de este segmento de la falla Manantiales. Las fallas sintéticas F1 y F2, en este punto, tienen una dirección preferencial de N40° en promedio con una inclinación de alrededor de 57° en sentido hacia el NW.

Las evidencias muestran la presencia de un depósito de relleno que se forma cuando la falla produce un movimiento importante, generando apertura del plano de falla la cual es rellenada por sedimentos. Lamentablemente, la edad de este depósito se desconoce debido a que no se cuenta con la edad de los sedimentos desplazados.

En la trinchera se pudo observar inyecciones de arcilla fluviolacustre de color blanca en capas más someras, esto podría representar una evidencia de que esta falla ha tenido eventos sísmicos asociados a través de su historia. Las características geométricas de las fallas interpretadas sugieren que el bloque de techo se mueve de manera rotacional. Por esta razón, las unidades litológicas e infraestructura que están en este bloque presentarían basculamientos hacia el sureste.

ANEXO 4: EQUIPOS Y PROCESOS EMPLEADOS PARA ESTE TRABAJO

En las Figuras A4.1 y A4.2 se muestran los principales componentes de las antenas de GPR (Marca MALA, propiedad de la UMSNH) empleadas para la adquisición de datos tanto en la cuenca de Llano Grande como en la ciudad de Morelia.



Figura A4.1. Antenas de GPR blindadas de 100 MHz empleadas en la adquisición de datos para este trabajo.

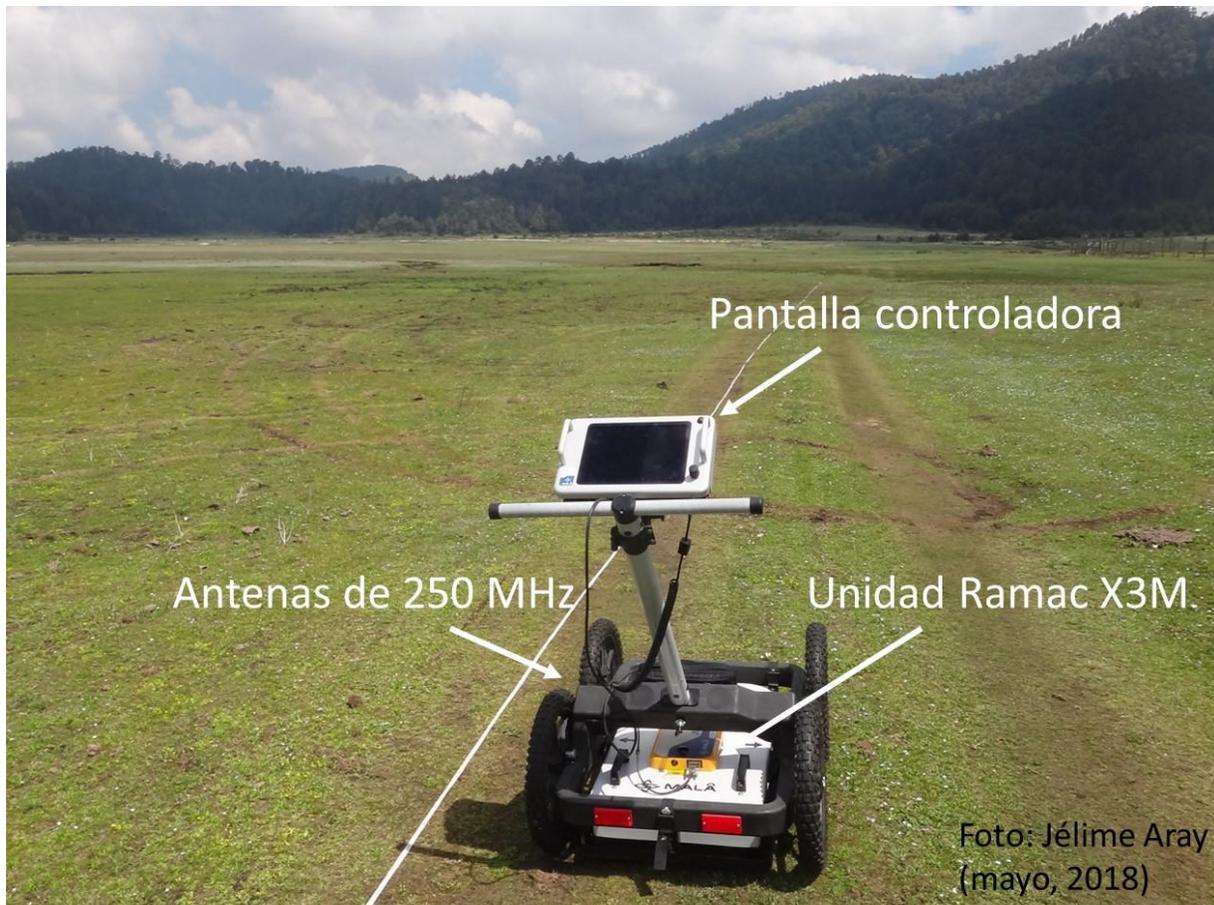


Figura A4.2. Antenas de GPR blindadas de 250 MHz empleadas en la adquisición de datos para este trabajo.

A continuación, se muestra un registro fotográfico indicando algunos de los equipos y herramientas empleados en las adquisiciones de campo para este estudio. Todos los equipos mostrados son propiedad del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH) y fueron proporcionados bajo la dirección del Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy†.



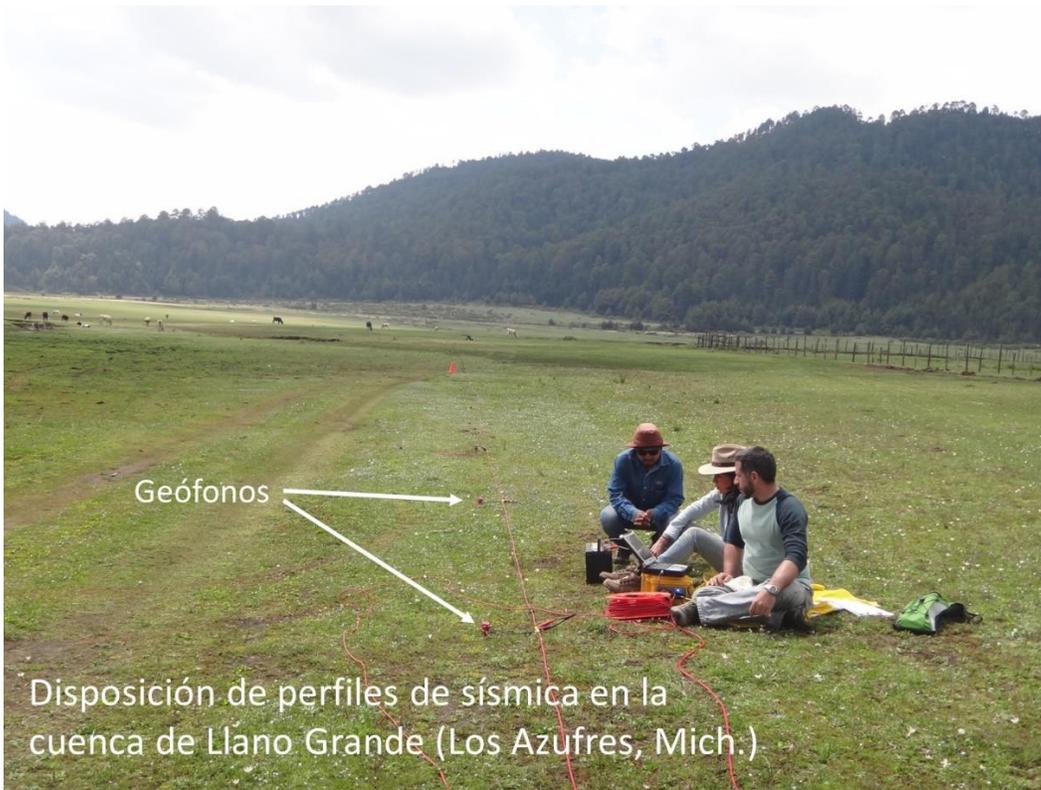
Disposición de perfil sísmico y activación de disparo con marro en la colonia Manantiales de Morelia (Mich.)





Sistema mecánico de fuente sísmica con caída de peso de 200 kg

Foto: Jélime Aray (mayo, 2018)



Geófonos

Disposición de perfiles de sísmica en la cuenca de Llano Grande (Los Azufres, Mich.)

ABREVIATURAS EMPLEADAS EN ESTE ESTUDIO

A continuación, se indica un resumen de las principales abreviaturas empleadas para este estudio.

CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano

SFMA: Sistema de fallas Morelia-Acambay

CVLA: Campo volcánico Los Azufres

PSCF: Procesos de Subsistencia Creep-falla

CFE: Comisión Federal de Electricidad

CGLA: Campo Geotérmico Los Azufres (LAGF en inglés)

UNAM: Universidad Nacional Autónoma de México

UMSNH: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

UNLA: Universidad Latina de América

GPR: Ground penetrating radar (georradar en español)

TRS: Tomografía de refracción sísmica

TRE: Tomografía de resistividad eléctrica

RTP: Reduction to pole (filtro de reducción al polo en español)

RMF: Residual magnetic field (campo magnético residual o anomalía magnética residual)

DVE: Desplazamiento vertical estimado

Principales fallas

- LAF: Lineamiento Agua Fría
- FAF: Falla Agua Fría
- SNFAF: Segmento Norte de la Falla Agua Fría
- fLC: falla La Colina (nomenclatura para este trabajo que engloba los segmentos mencionados en trabajos previos)
- POFLB: Prolongación occidental de la falla La Bolsa
- LC: segmento de falla La Colina
- LS: segmento de falla LA Soledad
- Ma: segmento de falla Manantiales
- NO: segmento de falla Nocupétaro
- LP: falla La Paloma (también conocida como falla Morelia)
- CE: segmento de falla Cerritos
- CO: segmento de falla Cointzio
- T-AO: falla Tarímbaro-Álvaro Obregón