



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización geofísica del subsuelo
para la identificación de causas de
hundimientos y agrietamientos en el
municipio de Metztitlán, Hidalgo**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Angel Zepeda Aguilar

DIRECTOR DE TESIS

M.C. David Escobedo Zenil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026



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



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

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado CARACTERIZACION GEOFISICA DEL SUBSUELO PARA LA IDENTIFICACION DE CAUSAS DE HUNDIMIENTOS Y AGRIETAMIENTOS EN EL MUNICIPIO DE METZTITLAN, HIDALGO, que presenté para obtener el título de INGENIERO GEOFÍSICO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

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



ANGEL ZERETA AGUILAR
Número de cuenta: 316025483

Agradecimientos

A mis padres, Angel Zepeda Calvo y Alba Nidia Aguilar Reyes, por su amor incondicional, por ser mi soporte y mi fuerza. A mis abuelos Humberto y Josefina, Inocente e Imelda; a mi hermana Ana, y a Eunice Reyes.

A Zu, y a mis amigos Gustavo y Cristóbal.

Al M.C. David Escobedo Zenil y a la M.C. Leticia Sánchez Guillén, por su invaluable conocimiento y apoyo. A todos mis profesores.

A mis sinodales, Ing. José Antonio Martínez, Dr. Gerardo Cifuentes Nava, e Ing. Gabriel Salinas Calleros.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme vivir una de las mejores etapas de mi vida. A la Facultad de Ingeniería, por ponerme en manos de grandes maestros y por ser mi segunda casa.

A A. Elbakyan, por hacer el conocimiento accesible al mundo.

Índice

1. Introducción	2
2. Descripción del problema	3
3. Antecedentes y aspectos generales	6
3.1. Marco geográfico	6
3.2. Marco geológico	7
3.3. Geología local	8
3.3.1. Estratigrafía	8
3.3.2. Geología estructural	10
3.3.3. Hidrogeología	11
4. Marco teórico	13
4.1. Prospección Eléctrica	13
4.2. Prospección Sísmica	15
4.3. Prospección Electromagnética	16
5. Metodología	18
5.1. Eléctrica	18
5.2. Sísmica	22
5.3. Electromagnética	29
6. Resultados	32
6.1. Tomografías de Resistividad Eléctrica	32
6.2. Sondeos Eléctricos Verticales	37
6.3. Tomografías de Refracción Sísmica	39
6.4. Análisis Multicanal de Ondas Superficiales	40
6.5. Cociente Espectral Horizontal a Vertical	42
6.6. Radargramas	42
7. Interpretación	44
8. Discusión	52
9. Conclusiones y recomendaciones	61

Índice de figuras

1.	Daños documentados en algunos de los inmuebles visitados	4
2.	Localización del área de estudio.	6
3.	Carta geológica del área de estudio, basada en la carta geológico-minera F14-D61 del Servicio Geológico Mexicano.	10
4.	Sección transversal A-A' con el modelo geológico conceptual.	11
5.	Profundidad del nivel estático del acuífero Metztitlán (CONAGUA, 2015). .	12
6.	Resistivímetro Syscal Pro utilizado para la toma de datos en el área de estudio.	18
7.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de TRE.	20
8.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de SEV.	21
9.	Líneas de adquisición de TRE y SEV.	21
10.	Sismógrafo Strataview empleado para la toma de datos.	22
11.	Equipo utilizado para la medición de ruido ambiental.	23
12.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de TRS.	26
13.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de MASW.	26
14.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de HVSr.	27
15.	Líneas de adquisición de TRS y MASW.	28
16.	Ubicaciones de adquisición de PVA.	28
17.	GPR y consola utilizados para la toma de datos en el área de estudio.	29
18.	Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de GPR.	31
19.	Líneas de adquisición de GPR.	32
20.	Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 1.	33
21.	Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 2.	34
22.	Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 3.	35
23.	Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 4.	36
24.	Ubicación de los puntos de atribución de los sondeos eléctricos verticales. . .	37
25.	Curvas de resistividad medidas (puntos) e invertidas (líneas rojas) obtenidas para cada sondeo eléctrico vertical.	38
26.	TRS Línea 1 07-09-25	39
27.	TRS Línea 2 08-09-25	39
28.	TRS Línea 4 09-09-25	40
29.	Curvas de dispersión de ondas superficiales.	40
30.	Curvas de MASW calculadas para la zona de estudio.	41
31.	Diagramas de H/V para los cuatro puntos de vibración ambiental medidos en la zona de estudio.	42

32.	Radargramas de la zona afectada.	43
33.	División del área de estudio en zonas de interpretación.	44
34.	Línea 2 con arreglo dipolar doble.	46
35.	Unidades sísmicas de la línea TRS02 08-09.	47
36.	Unidades sísmicas de la línea TRS04 09-09.	48
37.	Unidades sísmicas de la línea TRS01 07-09.	50
39.	Diagrama conceptual de la evolución del terreno en Tecruz Cozapa.	54
40.	Mapa de sismicidad histórica del Estado de Hidalgo del 2000 al 2026.	55
41.	Microsismos detectados durante el periodo de registro.	55
42.	Fragmento del Mapa Nacional de Susceptibilidad a la Inestabilidad de Laderas (CENAPRED, 2020).	59
43.	Inmuebles construidos directamente sobre el afloramiento de la fm. Méndez. .	60
44.	Esquema del arrastre de sedimentos por flujo inducido.	60

-

Este trabajo de titulación fue realizado dentro del marco del Plan de Desarrollo 2023-2027 de la Facultad de Ingeniería, Eje Estratégico 1. Estudiantes y formación integral en Ingeniería. Proyecto 1B. Revitalización del Servicio Social. Atendido por el grupo 01 de la asignatura Geofísica Integral, semestre 2026-1.

Resumen

En la localidad de Tecruz Cozapa, municipio de Metztitlán, Hidalgo, México; se reportó la presencia de una serie de agrietamientos en pisos y muros de cinco viviendas. Con el propósito de determinar el origen de estas afectaciones se realizaron una serie de estudios geofísicos para caracterizar las condiciones del subsuelo, así como establecer su posible correlación con un pozo de extracción de agua localizado en las cercanías del sitio de interés. El análisis integral de los resultados revela que las fracturas están asociadas a un proceso de subsidencia del terreno, cuya ocurrencia se relaciona con tres características particulares del sitio. El factor de mayor importancia corresponde a la alteración del patrón natural de flujo del agua subterránea asociado con la extracción intensiva de dicho pozo. En segundo lugar, se identifica el arrastre de sedimentos asociado con el flujo preferencial de agua proveniente de las unidades de baja permeabilidad que conforman los altos topográficos. Finalmente, un tercer factor corresponde a las filtraciones de agua favorecidas por la ausencia de un sistema adecuado de drenaje público.

Abstract

In the town of Tecruz Cozapa, Metztitlán municipality, Hidalgo, México; a series of fissures were reported in the floors and walls of five houses. To determine the origin of such damages, a series of geophysical studies were carried out in order to characterize the subsurface conditions and establish their possible correlation with a water extraction well located in the vicinity of the area of interest. The integrated analysis of the results reveals that the fissures are associated with a process of land subsidence, whose occurrence is related to three site-particular characteristics. The most important factor is the alteration of the natural groundwater flow pattern associated with intensive extraction from said well. The second factor is sediment transport associated with the preferential flow of water from the low-permeability units that form the topographic highs. Finally, the third factor is water seepage promoted by the absence of an adequate public drainage system.

1. Introducción

La geofísica es una disciplina relativamente moderna que encuentra sus orígenes a principios de 1800 como una forma de entender las condiciones físicas de la Tierra a través de la física experimental (Roy, 2023). La geofísica pura se enfoca en deducir las propiedades físicas de la Tierra, su dinámica y su composición interna a partir de los fenómenos físicos asociados a ella; mientras que el objetivo de la geofísica aplicada es investigar características específicas, relativamente pequeñas y someras que se presume existen en la corteza terrestre a partir de los fenómenos físicos de la misma (Parasnis, 1986). Dichas características específicas son muy variadas. Una parte considerable de los avances en investigación y desarrollo de la geofísica se logró gracias al fuerte interés en la búsqueda de petróleo, gas, y recursos minerales; por lo que surgió la necesidad desarrollar distintas técnicas y métodos de prospección que convirtieran la búsqueda de dichos recursos en un proceso más veloz, eficiente y, por consecuencia, menos costoso. La creación de nuevas técnicas develó un amplio panorama de aplicaciones prácticas entre las cuales destacan la ingeniería civil, ambiental, geotécnica, las ciencias forenses, hidrogeología, e incluso la arqueología.

La rápida expansión de las áreas urbanas e industriales características de los países en vías de desarrollo, así como los efectos del cambio climático ponen en evidencia la existencia de diferentes problemáticas de carácter ambiental (Santos-Cerquera, 2016) en las cuales la geofísica aplicada es de utilidad; por ejemplo, para el estudio y monitoreo de extensiones de suelos contaminados y su evolución a lo largo del tiempo (véase López-González y Tejero-Andrade, 2013), para la búsqueda y caracterización de agua subterránea, y la detección de artefactos explosivos enterrados sin detonar (Unexploded Ordnance, UXO) (véase Bowers y Bidwell, 1999), entre otros. Así mismo, surge la posibilidad de aplicar las distintas técnicas para el monitoreo de riesgos en áreas urbanas como la subsidencia de terrenos, socavones, deslizamientos de tierra, inestabilidades de laderas y taludes, y localización de minas subterráneas, así como la posibilidad de emplear las técnicas e instrumentos geofísicos como auxiliares en la industria civil y geotécnica, principalmente para el monitoreo estructural de puentes, túneles, vías de ferrocarril, análisis de pavimentos, detección de infraestructura de servicios públicos, y localización de cavidades (Akinlalu et al., 2026).

En el presente trabajo, se emplearon las técnicas de Tomografía de Refracción Sísmica (SRT), Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW), Proporción Espectral Horizontal-Vertical (HVSr), Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), Sondeo Eléctrico Vertical (VES), y Radar de Penetración Terrestre (GPR) para estudiar la configuración subsuperfi-

cial de una área contenida dentro de los límites de la localidad de Tecruz Cozapa, municipio de Metztlán, Estado de Hidalgo, México.

El poblado de Tecruz Cozapa, ubicado dentro del municipio de Metztlán, presentó durante los últimos cinco años (de 2020 a 2025) un incremento notable en la aparición de fisuras en muros y pisos de un pequeño número de viviendas. Las afectaciones se observaron tanto en construcciones recientes como antiguas, afectando más severamente a las últimas; y se infirió que todas están relacionadas a la misma problemática en función de que los fracturamientos muestran las mismas características y orientación en todos los inmuebles visitados. Lo anterior provocó la preocupación de los habitantes al no existir una causa evidente y única que explicara el fenómeno. Ante esta situación, Protección Civil del Estado de Hidalgo y las autoridades locales solicitaron, a través del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México la realización de estudios que permitieran identificar los factores geológicos y geofísicos responsables de las afectaciones observadas.

En función de lo anterior los objetivos, tanto de la campaña de adquisición como del presente trabajo fueron caracterizar la estructura subsuperficial, las propiedades físicas y geotécnicas del terreno, y la distribución del agua subterránea; determinar los posibles orígenes de las afectaciones a los inmuebles señalados, y dar mayor certeza a los pobladores sobre los posibles orígenes de las afectaciones a su patrimonio, para que en conjunto con las autoridades correspondientes se lleven a cabo las acciones de mitigación y remediación correspondientes.

2. Descripción del problema

La zona afectada está constituida por una serie de inmuebles ubicados en el costado de la carretera a San Cristóbal en la localidad de Tecruz Cozapa. Durante la visita de inspección se tuvo acceso a cinco inmuebles en los cuales se documentaron diversos daños visibles asociados con procesos de agrietamiento. En todos los inmuebles inspeccionados se identificaron agrietamientos a nivel de piso con una orientación predominantemente uniforme, comprendida entre NE 075° SW y E 090° W, y con aperturas aproximadas de entre 1 y 4 [cm] como se observa en la figura 1a. Así mismo, se constató que el proceso de agrietamiento continúa activo. Esta condición se infiere a partir de la presencia de grietas previamente resanadas que presentan nuevas fracturas sobre o adyacentes a las zonas reparadas, lo que evidencia la continuidad de los movimientos del terreno y su incidencia sobre las estructuras como se observa en la figura 1.



(a) Grieta a nivel de suelo en uno de los inmuebles.



(b) Grieta a 45° en pared, previamente resanada.

Figura 1: Daños documentados en algunos de los inmuebles visitados

La observación de los daños lleva a formularnos la siguiente pregunta: ¿cuáles son los factores geológicos, hidrogeológicos, y antrópicos capaces de explicar la aparición de los daños estructurales en las viviendas, así como las deformaciones del terreno en la zona de estudio? Y consecuentemente, ¿cuál es el mecanismo dominante responsable de dichos procesos de deformación y agrietamiento? Para responder a dichos cuestionamientos, fueron planteadas las siguientes hipótesis:

- a. Procesos de subsidencia del terreno provocados por la extracción intensiva de agua subterránea de un pozo cercano (230 [m] aproximadamente). La extracción de agua subterránea generó un descenso en el nivel freático induciendo la consolidación de los depósitos aluviales compresibles, y por consecuencia asentamientos diferenciales en superficie. Adicionalmente, el arrastre de partículas arenosas reportado por los pobladores sugiere la posible existencia de procesos de socavamiento interno, lo que debilita la estructura del suelo y agrava la inestabilidad del terreno.
- b. Actividad sísmica local, particularmente la influencia del sistema de fallas cercanas y/o a la cabalgadura Coalquixque; ya que los movimientos tectónicos generan esfuerzos en el subsuelo que se manifiestan en forma de fracturamientos, fallamientos, o reactivación de estructuras preexistentes. Estos procesos afectan la estabilidad del terreno y contribuyen al deterioro progresivo de las edificaciones.
- c. Inestabilidad del terreno por deslizamientos de tierra. Al estar ubicadas sobre la ladera de un cerro las viviendas están sujetas a procesos de deslizamientos de tierra (procesos

de remoción en masa) y deformación plástica del terreno. La presencia de planos de debilidad, materiales poco consolidados o condiciones de saturación favorecen el movimiento súbito o lento de masas de tierra, lo que se manifiesta en forma de grietas, inclinaciones, y fallas estructurales en las construcciones derivado de la deformación progresiva del terreno de soporte.

- d. Adicionalmente se plantea como agravante que la ausencia de un sistema adecuado de drenaje de aguas residuales contribuye al deterioro de las cimentaciones. La infiltración continua de agua residual provoca la erosión del terreno de soporte, así como el reblandecimiento de los materiales. Este proceso acelera el asentamiento diferencial y pérdida de estabilidad en las estructuras, empeorando la condición actual.

Para corroborar las hipótesis planteadas, se diseñó una campaña de adquisición para caracterizar la configuración subsuperficial de la zona, así como correlacionar la información obtenida, para lo cual se emplearon tres diferentes métodos de exploración geofísica: eléctricos, sísmicos, y electromagnéticos; considerando especialmente la ventaja de adquirir información con más de un método para reducir la incertidumbre asociada al principio de no unicidad. Por tal razón, para los métodos eléctricos se emplearon las técnicas de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV/VES), y Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE/ERT). Para sísmica se emplearon las técnicas de Tomografía de Refracción Sísmica (TRS/SRT), Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW), y Cocientes Espectrales Horizontal-Vertical (HVSr). Finalmente para los métodos electromagnéticos se empleó la técnica de Radar de Penetración Terrestre (GPR).

La adquisición de datos se llevó a cabo del 5 al 10 de septiembre del 2025 por el grupo 01 de la asignatura de Geofísica Integral, bajo la supervisión del Mtro. David Escobedo Zenil, el Ing. José Antonio Martínez González encargado de sísmica, el M.C. Manuel Ortiz Osio y el Ing. Alejandro García Serrano encargados de eléctrica/electromagnética. La integración de estos métodos geofísicos ofreció una visión multidisciplinaria del subsuelo, lo que permitió evaluar con mayor certeza la posible interacción entre factores hidrogeológicos, estructurales y geomecánicos que pudieran estar asociados a las afectaciones en las viviendas ya mencionadas.

3. Antecedentes y aspectos generales

3.1. Marco geográfico

El Estado de Hidalgo se encuentra en la porción central de la República Mexicana (figura 2), siendo su capital la ciudad de Pachuca de Soto, localizada a 134 [km] al noreste de la Ciudad de México. Limita al norte con el Estado de San Luis Potosí, al noreste y este con Veracruz, al este y sureste con Puebla, al sur con Tlaxcala y Ciudad de México, y al oeste con Querétaro. Su extensión territorial abarca una superficie de 20,821 [km²] aproximadamente, representando el 1.1 % de la superficie del país, con 3,082,841 habitantes censados en 2020 de acuerdo con información del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2026).

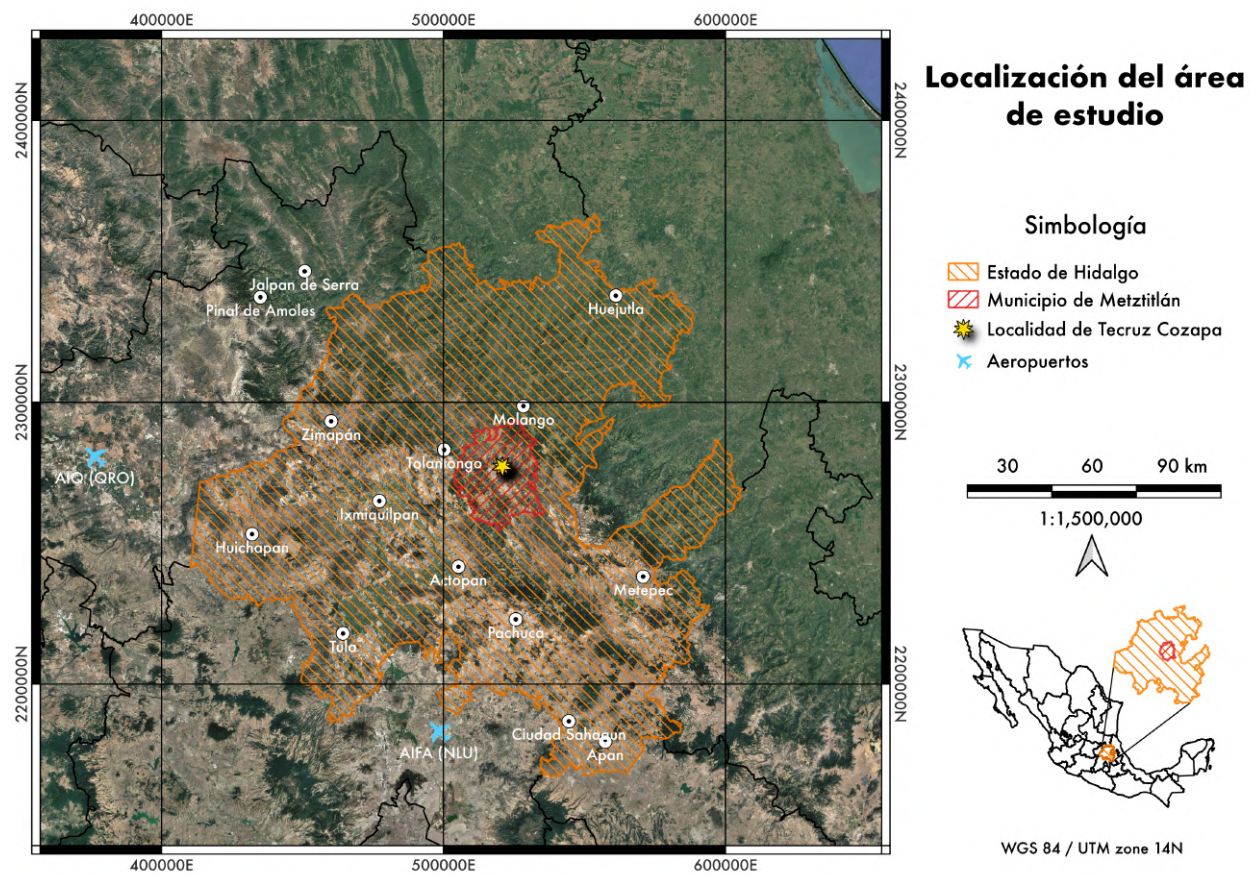


Figura 2: Localización del área de estudio.

La entidad está subdividida en 84 municipios. Predomina el clima seco y semiseco en el 39 % del territorio. La temperatura media anual es de 16 [°C]. En la zona de estudio las temperaturas máximas varían entre 29 y 38 [°C] con un mínimo de 29.5 [°C] en los meses de enero y diciembre. La precipitación promedio anual es de 428 a 450 [mm], con lluvias que se presentan sobre todo en los meses de junio a septiembre, aunque la estación meteorológi-

ca Venados del Servicio Meteorológico Nacional reportó una media anual de 105 a 68 [mm] (INEGI, 2026), (Comisión Nacional del Agua [CONAGUA, 2024]). Adicionalmente, CONAGUA (2024) reporta que en Metztitlán se presenta una constante evaporación en función directa con el incremento de temperatura, mostrando máximos en los meses de abril a junio.

La localidad de Tecruz Cozapa dentro del municipio de Metztitlán se encuentra aproximadamente a 3.5 [km] de la cabecera municipal; y a 133 [km] al noreste de la Ciudad de México; a 283 [km] al sureste de la ciudad de San Luis Potosí, y a 140 [km] oeste de la ciudad de Poza Rica de Hidalgo, Veracruz. El acceso a la zona de estudio puede realizarse a través de la autopista México Pachuca/México 85D hacia la ciudad de Pachuca de Soto, posteriormente la autopista Pachuca-Huejutla de Reyes/México 105, hasta el entronque con la carretera HGO 37 para llegar a Metztitlán, posteriormente el libramiento al Cardonal hasta la localidad de Tecruz Cozapa, y finalmente a la carretera a San Cristóbal. Por vía terrestre, el tiempo aproximado de viaje es de 3.5 horas.

3.2. Marco geológico

Fisiográficamente el Estado de Hidalgo se encuentra emplazado entre las provincias de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Sierra Madre Oriental (SMO). La Sierra Madre Oriental constituye una cadena plegada de más de 500 [km] de longitud cuyo relieve se debe a la deformación de las rocas del Mesozoico y su basamento, que fueron levantadas, y comprimidas; esta estructura se proyecta hacia el antepaís adyacente al norte y oriente, mientras que en sus extremos noreste y sureste se encuentra cubierta por derrames volcánicos del Cenozoico pertenecientes a la Sierra Madre Occidental (SMOc) y a la Faja Volcánica Transmexicana (Eguiluz et al., 2000). A su vez, la SMO está contenida dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, siendo este una amplia provincia geográfica extensa que abarca desde Sonora hasta Oaxaca y que incluye estructuras de deformación tectónica de tipo *thin-skinned* y *thick-skinned* (Fitz-Díaz et al., 2018). De menor edad y cubriendo parcialmente a la SMO se encuentra la Faja Volcánica Transmexicana, emplazada en el Neógeno, siendo un arco continental variable tanto geoquímicamente como en estilo volcánico que se extiende de forma oblicua a la trinchera de este a oeste y que surge como resultado de la subducción plana de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la costa oeste mexicana (Ferrari et al., 2012).

La zona de estudio se ubica entre dos paleoelementos, la plataforma calcárea Valles-San Luis Potosí y la Cuenca de la Sierra Madre Oriental, puestas en contacto por la cabalgadura Metztitlán cuya configuración se encuentra profundamente relacionada con la apertura del

Golfo de México (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). En el Triásico medio se origina un *rifting* continental tras la fragmentación y separación de la Pangea que da lugar a una tectónica distensiva provocando el ingreso transgresivo de los mares a través de la parte central de México para formar extensos cuerpos de aguas hipersalinas (Padilla y Sánchez, 2007). Durante la última etapa en el desarrollo del golfo, en el Albiano-Cenomaniano, se formó la plataforma calcárea Valles-SLP constituida por un complejo de calizas masivas de la formación El Abra (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). Posteriormente, los depósitos del Jurásico superior y del Cretácico inferior fueron intensamente plegados de forma progresiva pero episódica de oeste a este durante el emplazamiento del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018) cuyo pulso inicial comenzó con la acreción del Terreno Guerrero hace aproximadamente 115 millones de años (Guerra-Roel et al., 2025). A nivel regional, dicho sistema de pliegues y cabalgaduras se denomina Anticlinal de Huayacotla, que localmente está representado por el sinclinal de Estocuapa, el anticlinal Tezochuca, y por la cabalgadura Metztitlán (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). En el Neogeno inició la intensa actividad volcánica asociada al emplazamiento de la FVTM, así como una etapa de procesos distensivos post-orogénesis que provocaron fallas normales y fracturamientos (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002).

3.3. Geología local

3.3.1. Estratigrafía

De forma específica el área estudiada se encuentra al interior de un pliegue sinclinal regional erosionado, con eje orientado NW-SE, y recostado hacia el NE (Carrasco-Velázquez et al., 2008). En la zona de Metztitlán es posible observar distintas secuencias litológicas correspondientes a eventos de sedimentación marina y continental, eventos volcánicos, y las características estructurales asociadas al emplazamiento del Orógeno Mexicano. Localmente, las rocas más antiguas que afloran son los carbonatos del Cretácico inferior (Berriasiano-Barremiano) correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior, caracterizada por espesores que van de los 0.30 a más de 1 [m] de calizas de color gris claro, textura fina, con contenido de pedernal en forma de pequeños nódulos, con superficies estilolíticas, que transiciona a la Fm. Tamaulipas Superior conformada por calizas de color gris crema a blanco con bandas y nódulos de pedernal negro con espesores de entre 0.30 a 0.50 [m] (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). Por encima de la Fm. Tamaulipas se encuentra la Formación Agua Nueva del Cretácico superior (Turoniano), compuesta por calizas con espesores de los 0.15 a los 0.40 [m], de color gris claro a oscuro con intercalaciones delgadas de lutitas calcáreas y un espesor total aproximado de 130 [m] (Carrasco-Velázquez et al., 2008). Sobreyaciendo a esta se encuentra la Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano) conformada por secuencias de

calizas, margas, lutitas, y bentonita; presenta espesores que van de los 0.05 a los 0.30 [m], de colores grises claros a verdosos en superficies inalteradas, que intemperizan a colores crema anaranjados (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). Finalmente, la última unidad litológica del Cretácico corresponde a la Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano), sobreyaciendo concordantemente a la Fm. San Felipe. La Fm. Méndez está conformada por secuencias de lutitas muy deleznales, deformadas y fracturadas, sumamente intemperizadas con intercalaciones de limolita, arenisca, marga, y caliza impura; presenta estratificación laminar con espesores que van desde los 0.002 hasta los 0.15 [m] de color ocre a gris verdoso (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002). Representando al Cenozoico se encuentra la Formación Atotonilco El Grande (Plioceno-Pleistoceno), constituida por derrames de composición basáltica y depósitos clásticos poco consolidados, con espesores máximos de 200 [m] para los derrames y 500-600 [m] en total, y que se localiza en zonas circundantes al área de estudio (Segerstrom, 1964). Por otra parte, es posible encontrar en contacto discordante con la Fm. Tamaulipas Superior a la Formación Metztitlán (Plioceno) descrita por Baldomero et al. (2008), como conglomerados constituidos en su base por clastos basálticos que hacia la cima cambian a conglomerados formados por clastos de rocas carbonatadas del Cretácico (Carrasco-Velázquez et al., 2008). Por último, rellenando la depresión tectónica se tienen depósitos de aluvión del reciente; dichos depósitos están constituidos por una secuencias de gravas, arenas de grano grueso a fino, y limos con espesores que varían entre 25 y 250 [m], con los espesores máximos registrados en la laguna de Metztitlán y los mínimos en la localidad de El Salitre (CONAGUA, 2024). La distribución superficial de los afloramientos se puede observar en la carta geológica de la zona (fig. 3), así como la sección geológica transversal (fig. 4) elaboradas con datos del Servicio Geológico Mexicano.

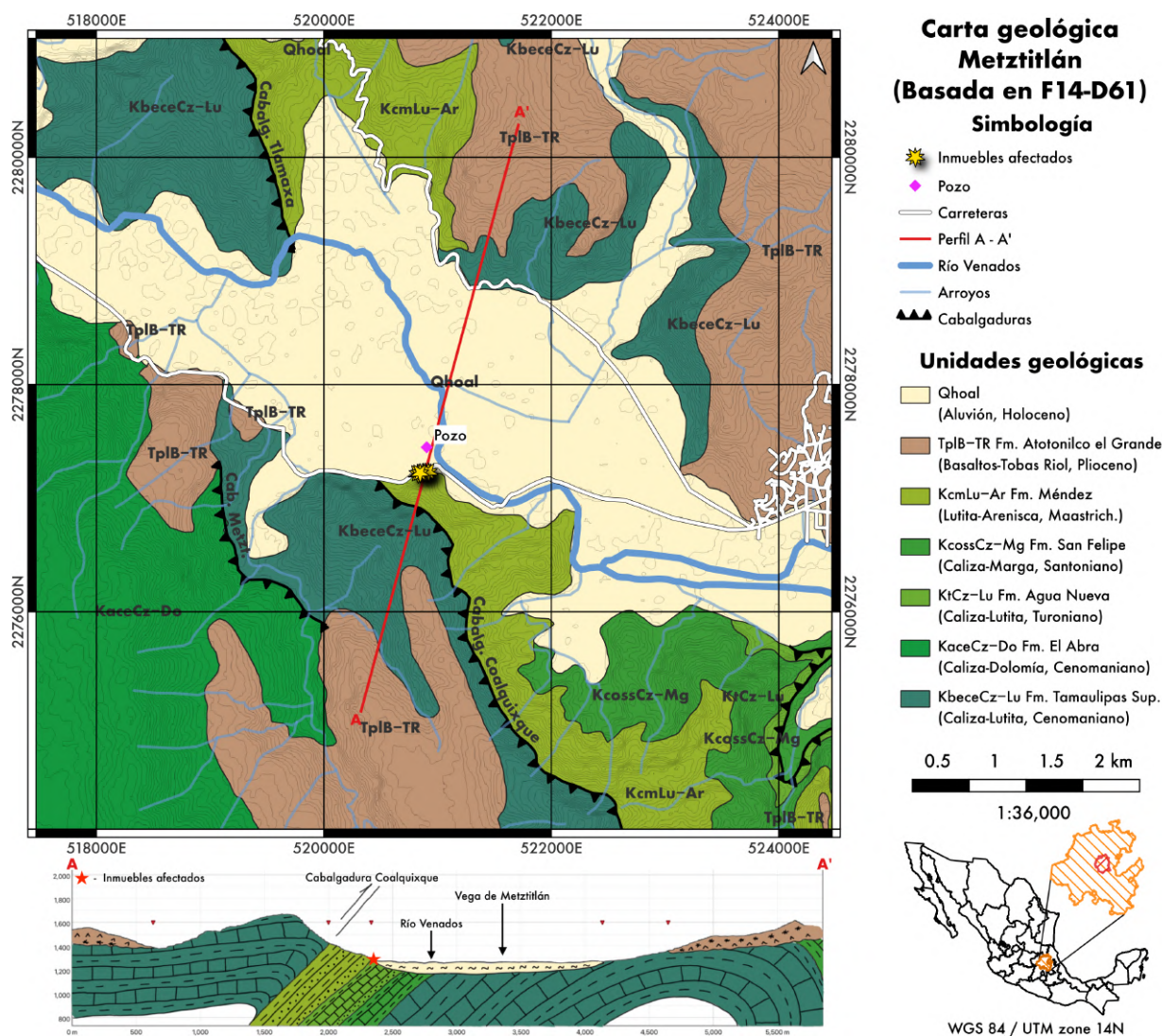


Figura 3: Carta geológica del área de estudio, basada en la carta geológico-minera F14-D61 del Servicio Geológico Mexicano.

3.3.2. Geología estructural

Como se describió anteriormente, la geología estructural de la zona está dominada por pliegues y cabalgaduras en las unidades del Jurásico y del Cretácico, así como fallamientos originados por distensión post-orogénicos. En la zona es posible observar pliegues de tipo *Chevrón* normales, recumbentes, simétricos, y asimétricos. La estructura cercana más representativa es el sinclinatorio Estocuapa, aproximadamente paralelo a la carretera que conduce a Metztlán, con una orientación NW 30° SE y longitud reconocible de 4.5 [km]. En su núcleo se encuentran aflorando rocas de la formación Tamaulipas, con inclinaciones en sus flancos de entre 28° y 40°. Dentro de dicho sinclinatorio se reconocen pliegues menores, de tipo chevrón, y normales simétricos, así como pliegues parásitos muy cerrados y en numerosas oca-

siones volcados con inclinaciones cuyos flancos ocasionalmente superan los 80° (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002).

Por otra parte, en las cercanías de la zona de estudio se localizan varias cabalgaduras de características similares, siendo la más importante la Cabalgadura Metztitlán; ésta tiene una orientación general de norte a sur y de $NW\ 20^\circ\ SE$ en su porción central. Dicha cabalgadura pone en contacto la Plataforma Valles-San Luis Potosí por encima de la Sierra Madre Oriental al sobreponer las calizas de la formación El Abra por encima de las calizas y lutitas de la formación Tamaulipas. Así mismo, representando a la misma estructura en diferentes porciones se tienen a las cabalgaduras Tlamaxa y Coalquixque con orientaciones de $NW\ 20^\circ\ SE$, $NW\ 25^\circ\ SE$, y longitudes reconocibles de 2.3 y 5.0 [km] respectivamente, las cuales ponen en contacto a la formación Tamaulipas Superior por encima de la formación Méndez (Ávila-Lugo & Zárate-López, 2002).

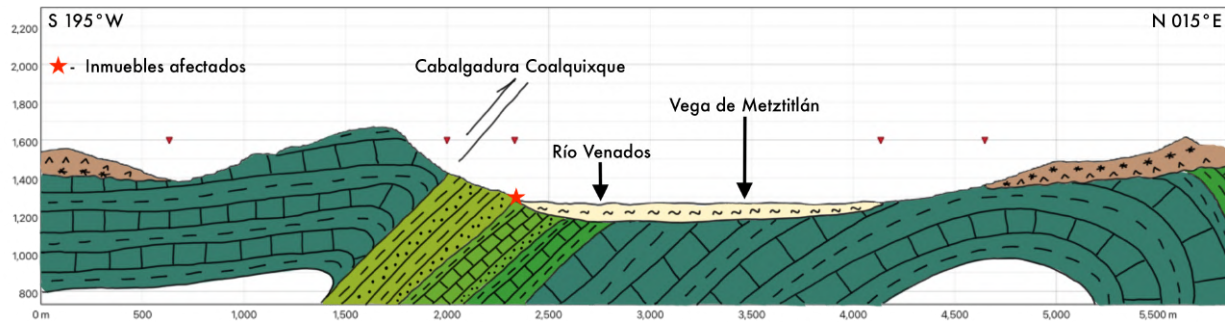


Figura 4: Sección transversal A-A' con el modelo geológico conceptual.

3.3.3. Hidrogeología

De acuerdo con información publicada por la CONAGUA (2015), el acuífero local denominado Metztitlán se encuentra contenido en las secuencias de depósitos sedimentarios continentales que rellenan el valle, con una superficie de extracción de aproximadamente 100 [km²] que abarca desde el poblado de Venados hasta la laguna de Metztitlán. Los valores de profundidad de los niveles de agua subterránea oscilan entre los 2 y 10 [m] controlados por la topografía, con los valores más bajos hacia el valle y los más altos hacia los piedemonte; se aprecian profundidades mínimas de 5 [m] al sur de la cabecera municipal, de 2 [m] hacia la comunidad de Tlamaxa, de 10 [m] en el municipio de Metztitlán, y de 9 a 10 [m] en la comunidad de Atzolcintlán. La elevación al nivel estático varía entre los 1,280 y 1,250 [m] sobre el nivel medio del mar, y asumiendo que las direcciones de flujo son normales a las curvas de igual elevación, se establece que la dirección de circulación del agua subsuperficial

es de SE a NE como se aprecia en la figura 5, con dirección hacia las planicies bajas en donde se encuentra contenida la laguna de Metztitlán (CONAGUA, 2015).

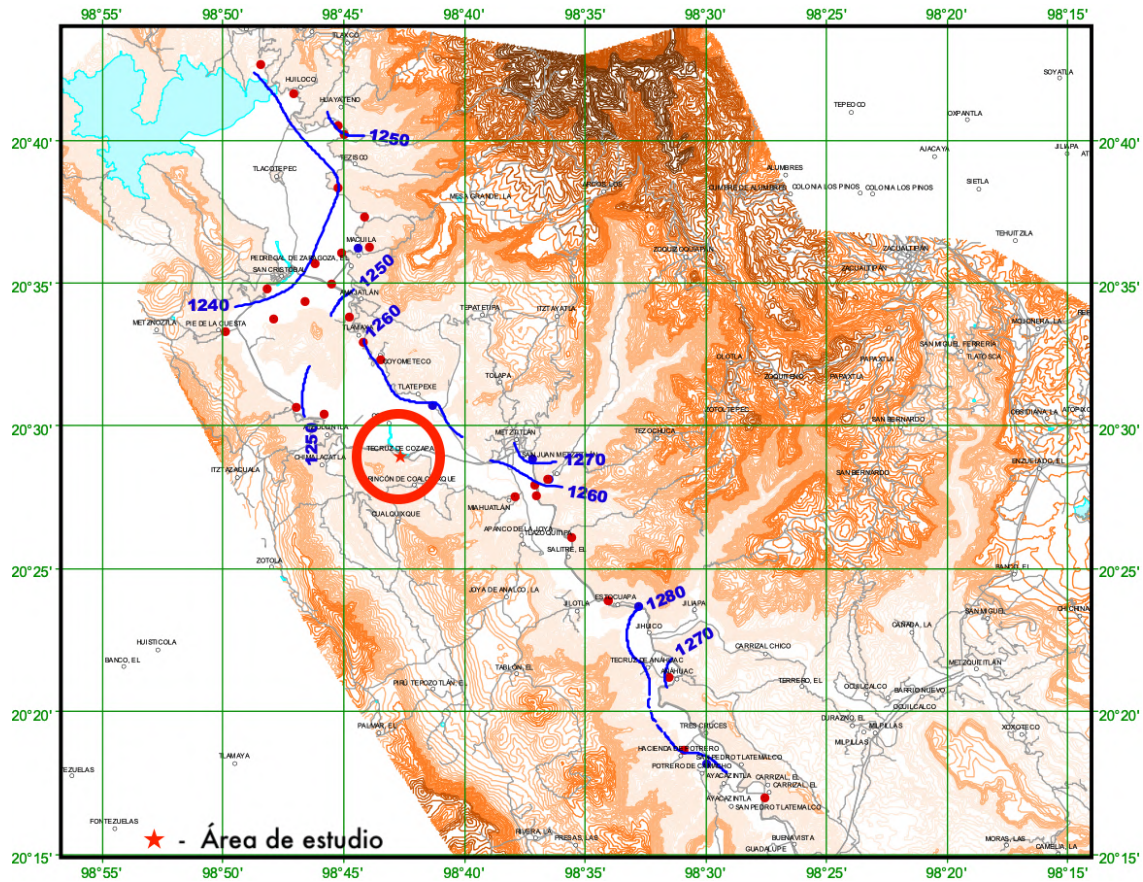


Figura 5: Profundidad del nivel estático del acuífero Metztitlán (CONAGUA, 2015).

Adicionalmente, los valores de transmisividad deducidos a partir de pruebas de bombeo de corta duración realizadas en el 2006 varían en el rango de 0.0003 a 0.00725 [m^2/s], los cuales decrecen hacia las zonas bajas del valle, mientras que los valores más altos se localizan en las inmediaciones del poblado de El Carrizal (CONAGUA, 2024). Así mismo, CONAGUA (2015) realizó una estimación del coeficiente de almacenamiento regional en función de la estratigrafía y la litología, arrojando valores de entre 0.05 y 0.10; y recopiló información de los pozos locales, los cuales se encuentran alojados en los primeros 60 [m] de los depósitos aluviales, mostrando caudales específicos en un amplio rango de valores que oscila entre 5 y 60 [lps/m].

4. Marco teórico

4.1. Prospección Eléctrica

Los métodos de prospección eléctrica empleados en este estudio permiten caracterizar la variación lateral y vertical de la *resistividad* del subsuelo a partir de la inyección controlada de corriente eléctrica. Las técnicas de Tomografía de Resistividad Eléctrica y Sondeo Eléctrico Vertical proporcionan información complementaria que permite identificar unidades geoelectricas correlacionables con la litología local, el nivel freático, zonas de fracturamiento, y posibles cavidades; elementos clave para evaluar las posibles causas del agrietamiento observado en las viviendas del poblado de Tecruz Cozapa. En este trabajo se realizaron líneas de TRE en los alrededores de la zona afectada con el propósito de delimitar zonas de baja resistividad asociadas a zonas saturadas o de infiltración, la distribución del acuífero y/o acuitardos locales, así como la identificación de fracturas, fallas, o discontinuidades locales. Adicionalmente se realizaron puntos de SEV para estimar el espesor de los materiales no consolidados y la profundidad del nivel freático.

Kearey et al. (2002) establecen que la resistividad de un material se define como la resistencia en *ohms* entre las caras opuestas de un cubo unitario de dicho material. Para un cilindro conductor de resistencia δR , longitud δL , y área de sección transversal δA , la resistividad ρ estará dada por:

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (1)$$

En el Sistema Internacional, las unidades de la resistividad se miden en ohm-metro, y el recíproco de la resistividad se conoce como *conductividad*, con unidades de Siemens por metro; $1 [\text{S m}^{-1}] = 1 [\Omega \cdot \text{m}]$. La resistividad es una de las propiedades físicas más variables. Ciertos minerales como los metales nativos y el grafito conducen electricidad mediante el paso de electrones. Sin embargo, la mayoría de los minerales formadores de roca se comportan de manera aislante y la corriente es transmitida a través de la roca, principalmente por el paso de iones disueltos en el agua contenida en los poros, por lo que se deduce que la porosidad es el mayor factor que controla la resistividad en las rocas, y que la resistividad generalmente aumenta si la porosidad disminuye (Kearey et al., 2002).

La ecuación tradicional que define los parámetros de caracterización del subsuelo (en este caso la resistividad aparente ρ_a) generalmente considera un arreglo de cuatro electrodos, dos

para la inyección de corriente y los dos restantes para la medición de diferencias de potencial, tal que

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

Donde I es la corriente en Amperios inyectada a la tierra y ΔV es la diferencia de potencial. K es el factor geométrico dado en términos de la separación electródica, definida para el semiespacio. Si A y B son los electrodos de corriente, M y N los electrodos de potencial, el factor geométrico puede ser expresado como

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-2} \quad (3)$$

Las ecuaciones 2 y 3 permiten cualquier distribución electródica, facilitando la creación de nuevos arreglos o la combinación de ellos con el fin de determinar características particulares del subsuelo (Tejero-Andrade et al., 2015).

De acuerdo con Edwards (1977), el procedimiento usual en campo consiste en realizar una serie de mediciones con un espaciamiento electródico fijo de longitud a , con los dipolos separados por un número variable de longitudes de dipolo na . Debido a que valores mayores de n se asocian a profundidades de investigación mayores, los datos pueden ser dispuestos en *pseudosecciones* en dos dimensiones que muestran las variaciones horizontales y verticales de resistividad aparente en las cuales cada valor medido se coloca en la intersección de dos líneas a 45° que parten de los centros de los dipolos. Sin embargo, el patrón de resistividades aparentes asociado a cualquier estructura subsuperficial es complejo, y en muchos casos no corresponde con la distribución real de la resistividad, por lo que no es posible realizar una estimación de la forma ni de la profundidad de las anomalías, lo que implica que la escala vertical de las pseudosecciones no tiene un significado preciso (Edwards, 1977). En cualquier estudio de resistividad se obtienen datos de resistividad aparente o de cargabilidad aparente (en el caso de polarización inducida) junto con una estimación del error asociado a dichos datos. Posteriormente se resuelve el problema inverso para obtener un modelo funcional capaz de reproducir dichas observaciones; aunque es necesario considerar que el problema inverso tiene múltiples soluciones debido al principio de la no-unicidad por lo cual es necesario implementar técnicas de optimización para mejorar el ajuste de los datos (Oldenburg & Li, 1999).

4.2. Prospección Sísmica

La sísmica de refracción (TRS), y el análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) son técnicas activas que permiten caracterizar la estructura física y mecánica del subsuelo mediante el estudio de la propagación de ondas sísmicas generadas artificialmente. Estos métodos son ampliamente utilizados en estudios geotécnicos, estabilidad de laderas y evaluación de zonas afectadas por grietas debido a su capacidad de estimar espesores de estratos, contrastes de rigidez y zonas de debilidad. Para el presente estudio se adquirieron perfiles bidimensionales de onda P (TRS), así como perfiles de velocidad de onda de corte (MASW), y cocientes espectrales (HVSr) en los alrededores de las viviendas afectadas con el propósito de identificar variaciones de velocidad, posibles discontinuidades, el espesor de los suelos blandos, y la respuesta sísmica; factores que podrían estar asociados a deslizamientos o procesos de deformación diferencial del terreno. Los datos obtenidos mediante los métodos sísmicos complementan a los métodos eléctricos, y en conjunto con la información geológica contribuyen a la interpretación del subsuelo.

La técnica básica de exploración mediante sísmica de refracción consiste en analizar los tiempos de arribos de ondas sísmicas generadas en superficie que son registradas por un arreglo de geófonos dispuestos en línea recta con la fuente; cuando al desplazarse dentro del terreno dichas ondas llegan a un contacto entre capas con diferente velocidad de transmisión, pueden refractarse y viajar horizontalmente a lo largo de este contacto y regresar a la superficie con tiempos de arribo que permiten inferir información estructural de las rocas como su geometría y su profundidad (Sheriff & Geldart, 1995).

La tomografía de refracción sísmica (TRS) es un método que utiliza un modelo compuesto por un número amplio de celdas o nodos de velocidad constante y no requiere que el modelo sea dividido en cierto número de capas continuas de velocidad constante. La inversión de dicho modelo se lleva a cabo por un procedimiento automatizado que involucra el trazado de rayos partiendo de un modelo inicial, comparando los tiempos de viaje con los datos de campo, y ajustando el modelo rejilla por rejilla con el propósito de ajustar los tiempos de viaje modelados a los datos obtenidos en campo. Debido a que no se asumen una serie de capas continuas de velocidad constante, la tomografía de refracción sísmica es capaz de modelar anomalías localizadas de velocidad constante (Sheehan et al., 2005).

El método de MASW consiste en registrar la energía de ondas Rayleigh, cuyo desplazamiento se concentra en los primeros metros del subsuelo. A diferencia del método de refracción, MASW aprovecha la dispersión de estas ondas, es decir, la variación de la velocidad de

fase con la frecuencia para obtener un perfil de velocidades de ondas de corte (V_S), parámetro directamente relacionado con la rigidez dinámica del terreno (Park et al., 1999).

El procedimiento general consiste en:

1. Registrar el tren de ondas generado por una fuente sísmica.
2. Transformar la señal al dominio de la frecuencia-velocidad de fase.
3. Identificar la curva fundamental de dispersión.
4. Invertir dicha curva para obtener un modelo 1D o 2D de velocidades V_S .

Por otra parte, el método de los cocientes espectrales H/V (también conocido como *Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*, HVSR, o método de Nakamura) es una técnica de sísmica pasiva que requiere de un único sismómetro triaxial de banda ancha para medir ruido sísmico en tres direcciones ortogonales, que posteriormente es transformado del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Las dos componentes horizontales se promedian y se combinan en un solo espectro de frecuencia, el cual es usado para calcular el cociente entre los espectros horizontal y vertical. Este cociente o proporción espectral permanece constante a través del tiempo para el mismo punto, por lo que puede ser utilizado para estimar la frecuencia de resonancia o frecuencia fundamental f_0 (EPA, 2025). Generalmente la frecuencia fundamental es el valor más bajo, que a su vez se identifica por el pico más grande de amplitud en los cocientes espectrales (Arwananda et al., 2017). De acuerdo con Johnson et al. (2016) la frecuencia de resonancia o fundamental f_0 está relacionada con el espesor del estrato h y la velocidad promedio de la onda de cizalla V_S tal que

$$h = \frac{V_S}{4f_0} \quad (4)$$

Adicionalmente, con el método de cocientes espectrales es posible obtener una estimación de la amplificación del movimiento del suelo influenciado por una capa superficial de sedimentos blandos; esto es posible gracias a que en roca dura, el nivel de amplitud es aproximadamente equivalente a 1 para un rango de frecuencias de 0.2 a 10 [Hz] (Nakamura, 2019).

4.3. Prospección Electromagnética

El radar de penetración terrestre (*ground-penetrating radar*, GPR) es una técnica no invasiva de obtención de imágenes del subsuelo a través de la emisión y posterior lectura de

las reflexiones de ráfagas cortas de ondas electromagnéticas (Milsom, 2003). Es similar en principio a los perfiles de reflexión sísmica y al sonar, con la diferencia de que un pulso corto de radar en la banda de frecuencias de 10 a 1000 [MHz] es dirigido hacia el suelo (Kearey et al., 2002). Las velocidades de onda electromagnética están controladas por la constante dieléctrica (permitividad relativa) y la conductividad del subsuelo, donde la velocidad de onda de radar está dada por:

$$V = \frac{c}{\sqrt{(\mu_r \varepsilon_r)}} \quad (5)$$

donde c es la velocidad de la luz en el vacío (2.998×10^8 [m/s]), μ_r es la permeabilidad magnética relativa la cual es cercana a la unidad para rocas no magnéticas, y ε_r la permitividad dieléctrica relativa. En rocas con una resistividad superior a los 100 [ohm/m] la velocidad de propagación del pulso está controlada primordialmente ε_r (Kearey et al., 2002). El agua tiene una constante dieléctrica de 80, mientras que en la mayoría de los materiales geológicos secos la constante dieléctrica tiene un rango de 4 a 8, lo que implica que el contenido de agua de los materiales tiene una fuerte influencia en la propagación de un pulso de radar (Kearey et al., 2002). Un contraste en las propiedades dieléctricas a lo largo de una interface provoca una reflexión de parte del pulso del radar con una disminución en la energía de acuerdo con el coeficiente de reflexión K , análogo al caso sísmico tal que

$$K = \frac{(\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}})}{(\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}})} = \frac{(V_2 - V_1)}{(V_2 + V_1)} \quad (6)$$

donde ε_{r1} y ε_{r2} son las permitividades de dos medios separados por una interface y V_1 y V_2 las velocidades de radar dentro de ellos, las cuales generalmente oscilan en el rango de 0.06-0.175 [m/ns]. La permitividad dieléctrica no varía usualmente por más allá de diez ordenes de magnitud en la mayoría de los materiales, por lo que la resistividad siendo la propiedad más variable, es la que controla la profundidad de penetración del pulso de radar (Kearey et al., 2002). La profundidad de penetración generalmente está en el orden de los 20 [m], aunque ésta puede incrementar a 50 [m] en condiciones de óptimas de baja conductividad; esto es que la profundidad de penetración incrementa si la resistividad del suelo es alta (Kearey et al., 2002). Al igual que con las ondas sísmicas, existe una relación inversa entre la profundidad de penetración y la resolución, con una mayor penetración alcanzada con las frecuencias más bajas, pero ofreciendo una menor resolución (Kearey et al., 2002).

5. Metodología

5.1. Eléctrica

La adquisición de datos para la elaboración de tomografías de resistividad eléctrica (TRE) se realizó en distintos sitios de interés a lo largo de varios días de trabajo, y se implementaron dos tipos de arreglos, tipo *Wenner-Schlumberger* (W-Sch) y tipo *Dipolo Doble* (DD), con el propósito de obtener una adecuada resolución lateral y adecuada profundidad de penetración. Para el arreglo W-Sch se utilizó un espaciamiento de 5 [m] entre electrodos. Para maximizar el aprovechamiento del área de estudio, se realizó un proceso de *roll-along* alcanzando un tendido superficial de 360 [m] de longitud con 72 electrodos. Durante este levantamiento no se presentaron dificultades técnicas, y las lecturas se realizaron de manera continua. En el caso del arreglo DD, se mantuvo el mismo espaciamiento y orientación, y los datos se adquirieron sobre el mismo perfil. Finalmente, los sondeos eléctricos verticales se adquirieron usando un arreglo de tipo W-Sch.

Para la toma de los datos se utilizó un resistivímetro Syscal Pro 1, proporcionado Terra-plus USA Inc., fabricado por IRIS Instruments, y adquirido por la Facultad de Ingeniería que se muestra en la figura 6. Este equipo incluye un transmisor y receptor multinodo que permite la medición de resistividad eléctrica y de polarización inducida, que dispone de diez canales para realizar lecturas simultáneas (IRIS, 2026).



Figura 6: Resistivímetro Syscal Pro utilizado para la toma de datos en el área de estudio.

Parámetros de adquisición

El levantamiento se llevó a cabo bajo un conjunto de parámetros de adquisición que fueron establecidos de acuerdo con los objetivos del estudio y las condiciones operativas del sitio. Los parámetros incluyeron

- Apilamiento mínimo: 2 ciclos de lectura
- Apilamiento máximo: 4 ciclos de lectura
- Tolerancia: 5 %
- Tiempo de ciclo: 1 segundo
- Voltaje de recepción y transmisión: máximo 400 [V]
- Arreglo electródico: W-Sch/DD
- Número de cuadripolos: 565

Equipo y material

Cuadro 1: Equipo utilizado para la toma de datos de resistividad.

Equipo	Cantidad
Electrodos de cobre	48
Carretes con cable cal. 14	4
Cinta métrica de 100 [m]	2
Sombrilla	1
Marros	4
Caimanes	48
Batería de 12 [V]	1
Estadal	1
Tripié	1
Nivel óptico	1

Especificaciones técnicas:

- Transmisor
 - Máximo voltaje: 800 [V] (switch) - 1,000 [V] manual.
 - Máxima corriente: 2.5 [A], exactitud 0.2 %.
 - Máxima potencia: 250 [W] con convertidor interno y batería externa de 12 [V], 1,200 [W] con generador externo.
 - Duración del pulso: 0.2, 0.5, 1, 2, 4, 8 [s].
 - Batería interna 12 [V], 7 [Ah] (Puede colocarse batería externa).
- Receptor

- Máximo voltaje de entrada: 15 [V].
- Protección: hasta 1000 [V].
- Exactitud: 0.2 %.
- Resolución: 1 [μ V].
- Memoria: 44,800 lecturas.
- Temperatura de operación: -20° a +70° [C]
- Pantalla LCD, botones físicos.
- Entrada de GPS para coordenadas.
- Lectura de corriente, voltaje, desviación estándar. IP en 20 ventanas, QC general
- Carcasa de fibra vidrio.
- Dimensiones: 31 x 23 x 36 [cm].
- Peso: 13 [kg]

Metodología general del procesamiento

Para procesar los datos de TRE y SEV obtenidos en campo se empleó la metodología general que se muestra en las figuras 7 y 8 con ayuda del software *EarthImager 1D y 2D*. Adicionalmente, el plano indicando la posición de las líneas de TRE y los puntos de atribución de SEV se muestra en la figura 9.

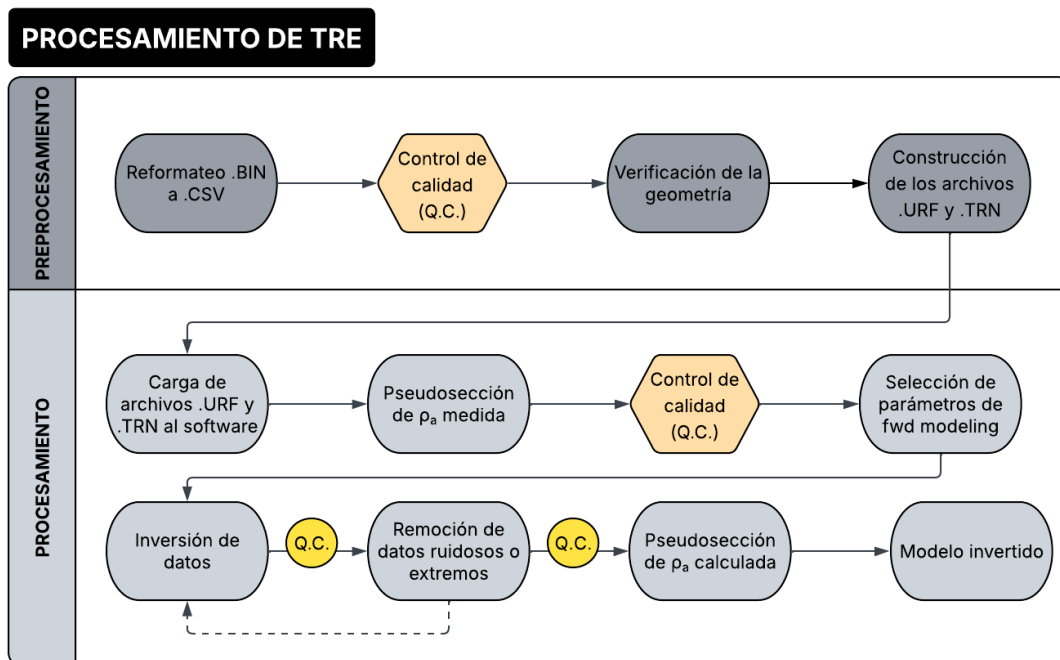


Figura 7: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de TRE.

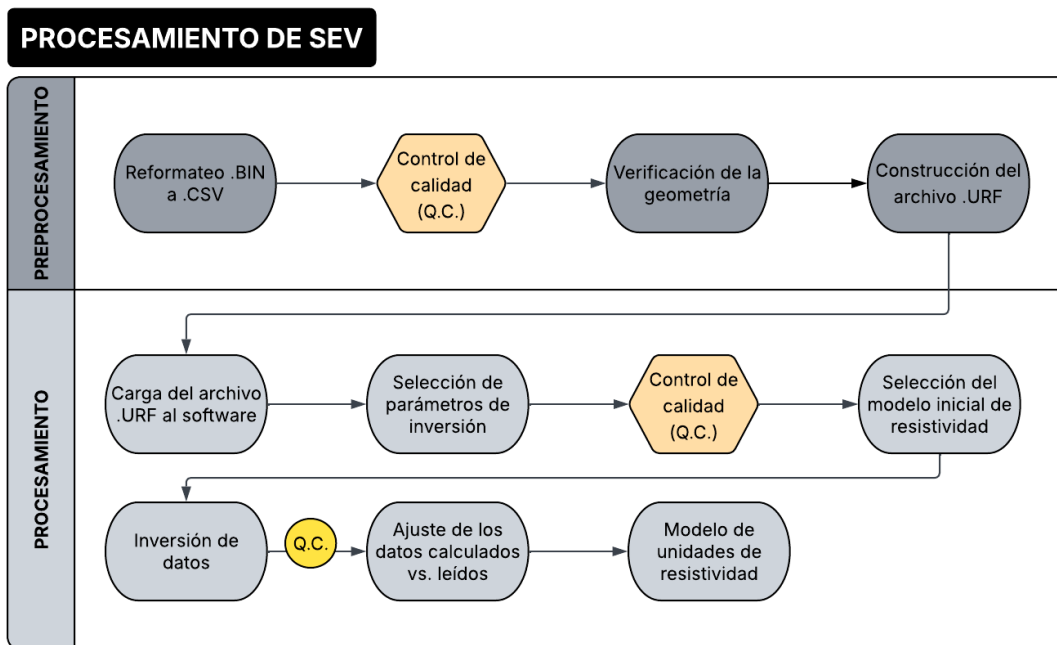


Figura 8: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de SEV.

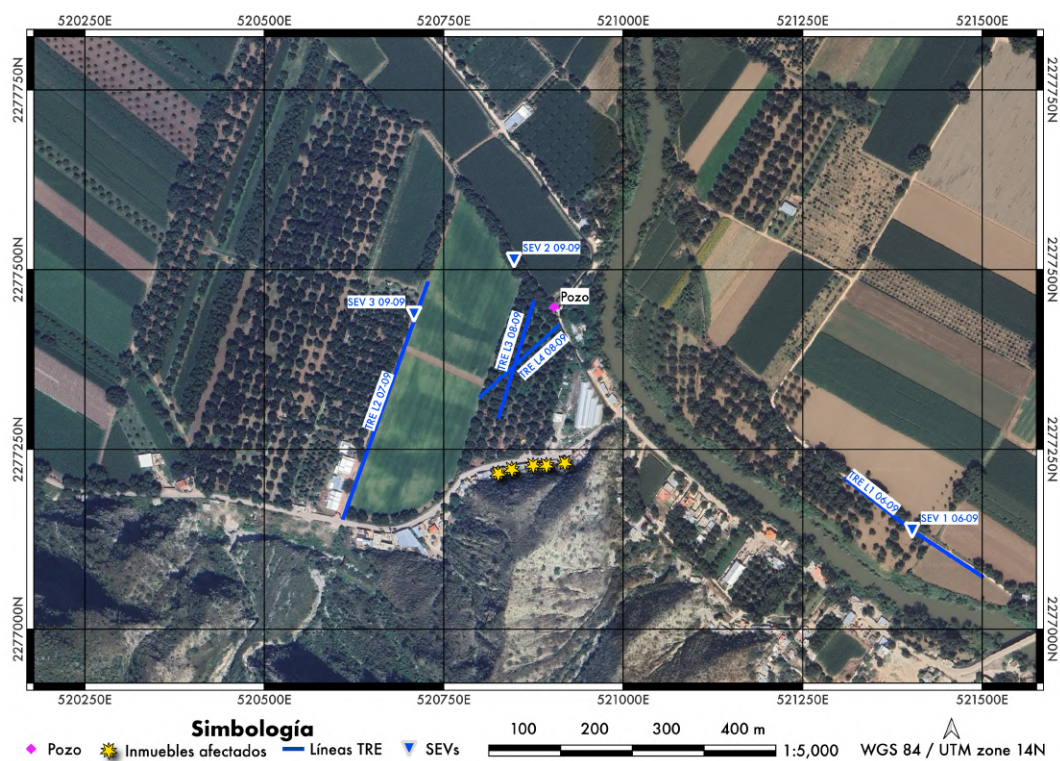


Figura 9: Líneas de adquisición de TRE y SEV.

5.2. Sísmica

Los levantamientos de TRS y MASW se realizaron colocando en línea recta los streamers multinodo y los geófonos utilizando la máxima apertura permitida por los cables con el propósito de alcanzar la mayor profundidad posible. Para cada línea se realizaron cinco tiros, con la fuente en las posiciones 1, 6, 12, 17, y 24; siendo el primero y el último los tiros directo e inverso con su respectivo offset. Adicionalmente, con un nivel óptico, tripié, y estadal, se niveló cada nodo para incorporar la corrección por topografía.

Por otra parte, la metodología del levantamiento de puntos de vibración ambiental consistió en colocar sismógrafos triaxiales en distintos puntos alrededor de la zona de estudio para determinar la frecuencia fundamental y la amplificación relativa ocasionada por la capa más superficial de sedimentos aluviales.

Para el levantamiento de TRS y MASW se utilizó un sismógrafo *Strataview* mostrado en la figura 10 fabricado por Geometrics y 24 geófonos de 4.5 [Hz] en disposición lineal conectados a un streamer multicanal; y para HVSR se emplearon sismógrafos triaxiales de banda ancha *Güralp* (figura 11a) y *DAQ* (figura 11b).



Figura 10: Sismógrafo Strataview empleado para la toma de datos.

Parámetros de adquisición

Los parámetros de adquisición empleados en campo para la toma de datos se muestran a continuación:

- TRS y MASW
 - Apilamiento: 5 tiros



(a) Sismógrafo Güralp y equipo de cómputo.



(b) Sismógrafo DAQ y su registrador.

Figura 11: Equipo utilizado para la medición de ruido ambiental.

- Longitud del arreglo: 115 [m]
 - Apertura (Δx): 5 [m]
 - Frecuencia de muestreo: 250 [ms]
 - Tiempo de lectura: 2048 [ms]
 - Geófonos: unicanal de 4.5 [Hz]
 - Fuente: mazo de 12 [lb]
 - Canales: 24
 - Offset: 5 [m]
 - Delay: 0
- HVSR
 - longitud del registro: 30 [min] y 24 [h]

Equipo y material

Especificaciones técnicas:

Las especificaciones técnicas de los equipos se muestran a continuación:

Cuadro 2: Equipo utilizado durante la toma de datos sísmicos.

Equipo	Cantidad
TRS y MASW	
Geófonos de 4.5 [Hz]	24
Carretes de cable multinodo	2
Placa metálica	1
Mazo	1
Trigger	1
Registrador	1
Batería de 12 [V]	1
Digitalizador	1
Estadal	1
Tripié	1
Nivel óptico	1
HVSR	
Sismógrafo Güralp	1
Equipo de cómputo	1
Antena GPS	1
Batería de 12 [V]	1
Sismógrafo DAQ	1
Registrador	1

Strataview

Canales	48
Conversión A/D	Proceso A/D de 24 bits con sobremuestreo de 32 [kHz], anti-aliasing digital
Rango dinámico	135 [dB] teóricos, 113 [dB] medidos a 2 [ms], 3 [ms] a 150 [Hz]
Distorsión	0.005 % a 2 [ms], 3 [ms] a 150 [Hz]
Ancho de banda	3 [Hz] - 14 [kHz]
Common mode rej.	Mayor a -90 [dB] 0.2 [Hz] (5 segundos)
Crosstalk	-85 [dB] a 24 [Hz].
Umbral de ruido	0.25 [μ V], RFI a 2 [ms], 3 [ms] a 150 [Hz]
Precisión del trigger	1 [μ s]
Señal máxima de entrada	300 [mV], P-P
Preamp. gains	36 [dB], seguido por ampl. de punto flotante de 24 [dB]
Filtros antialiasing	Digital, seleccionado automáticamente para la frecuencia de muestreo seleccionada

Güralp

Salida y respuesta	Sensibilidad	2,000 [V/ms]
	Sens. Nominal de salida	2×10^{-9} ms/cuenta
	Formato estándar de salida	24 bits
	Res. libre de ruido a 20 samp/s	>132 dB r.m.s. (>22 bits)
	Banda de frecuencias estándar	0.033 [Hz] (30s) - 100 [Hz]
	Procesador de señales digitales	TMS3200 a 144 MHz
	Resonancia espuria mínima	450 [Hz]
Físicos	Temperatura de operación	-10° a +75° [C]
	Cuerpo	Aluminio anodizado
	Resolución del termómetro interno	0.0625° [C]
	Diámetro de la base	145 [mm]
	Altura	242 [mm] (incluyendo mango)
	Peso	3.0 [kg]
	Voltaje requerido	10 a 24 [V] DC
	Corriente a 12 [V] DC con GPS	165 [mA]

Metodología general del procesamiento

El procesamiento de las líneas de sísmica se realizó con ayuda del software SeisImager. Para realizar las inversiones de las tomografías de refracción sísmica, la etapa de preprocesamiento consistió en el control de calidad de la señal y la verificación de la geometría de los arreglos. Posteriormente se seleccionaron los primeros arribos de onda P y se ajustaron las dromocrónicas, se establecieron los parámetros de velocidades máximas y mínimas, así como el factor de incremento en los nodos verticales y se procedió a realizar la inversión. Lo anterior se muestra esquematizado en la figura 12.

Para MASW se realizó un procedimiento similar de control de calidad y en el módulo correspondiente dentro del software ZondST2D, se delimitó el tren de ondas superficiales y la selección de puntos en la curva de dispersión generada para obtener un modelo de capas; proceso mostrado en la figura 13. Las ubicación de las líneas de TRS/MASW se muestran en el mapa de la fig: 15.

PROCESAMIENTO DE TRS

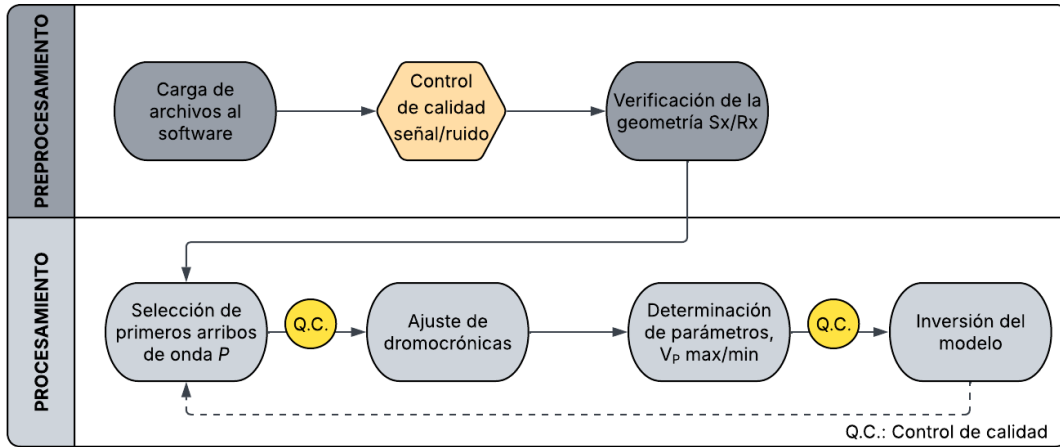


Figura 12: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de TRS.

PROCESAMIENTO DE MASW

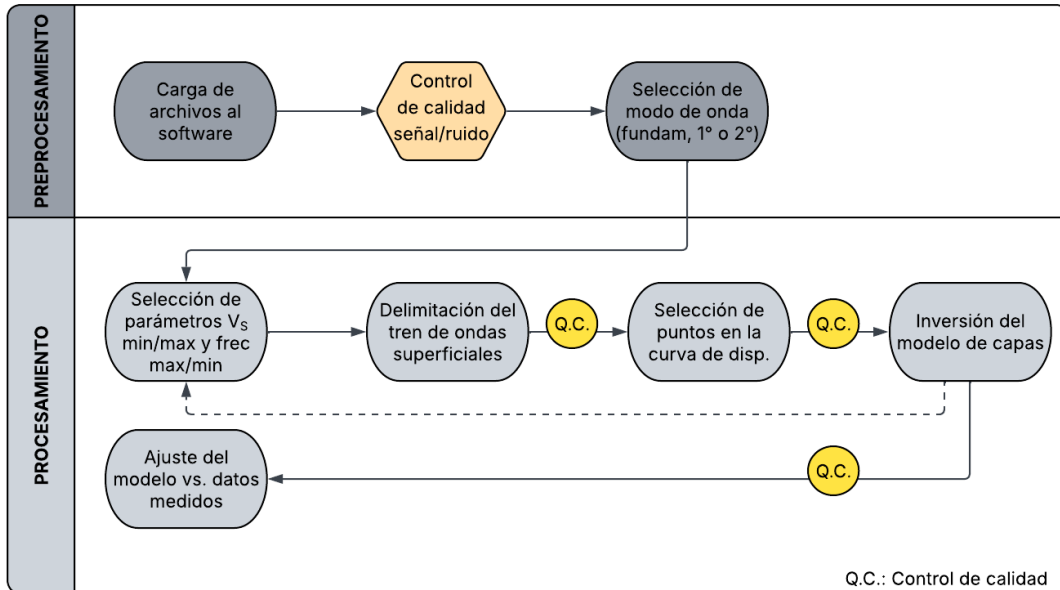


Figura 13: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de MASW.

Para procesar los registros de ruido medidos para HVSR se utilizó el software de código abierto *Geopsy* creado por Wathelet et al., (2020). Para comenzar a procesar las señales se eliminó la media para corregir variaciones asociadas a alguna de las masas del sensor, y posteriormente la tendencia para corregir las variaciones en las trazas asociadas a la deriva instrumental o a variaciones por gradiente de presión y temperatura. Posteriormente se seleccionaron los parámetros iniciales para el procesamiento. Para el cálculo de los cocientes espectrales se consideró la totalidad de tiempo de los registros y se utilizó un múltiplo de 2^n para designar la longitud de las ventanas, con un traslape de entre 5 y 10 % de la longitud de cada ventana para evitar la pérdida de información. Para el taper se empleó un ventaneo de tipo cosenoidal y Hamming, con suavizado de tipo Gaussiano y Konno-Ohmachi. Para combinar las dos componentes horizontales se empleó la media cuadrada de ambas. Adicionalmente se realizó una rotación de las señales para comprobar la existencia de una variación en la respuesta respecto a la dirección. Finalmente las ventanas que contenían amplitudes grandes correspondientes a eventos transitorios fueron eliminadas para analizar únicamente el ruido cuasi-estacionario. Lo anterior se encuentra esquematizado en la figura 14. La ubicación de cada punto de medición se muestra en el mapa de la figura 16.

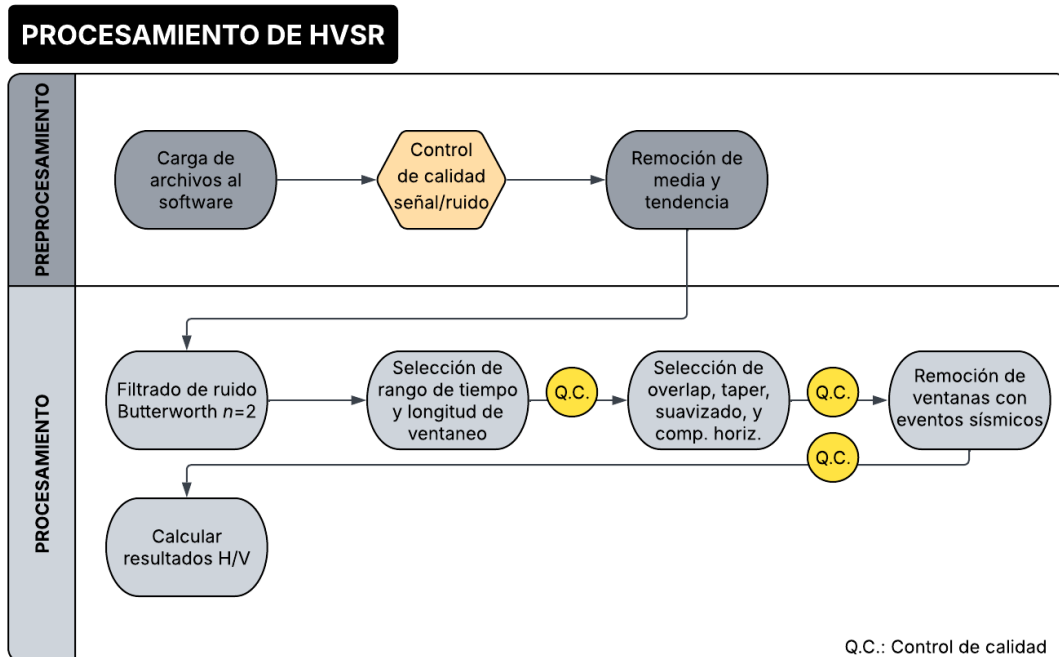


Figura 14: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de HVSR.

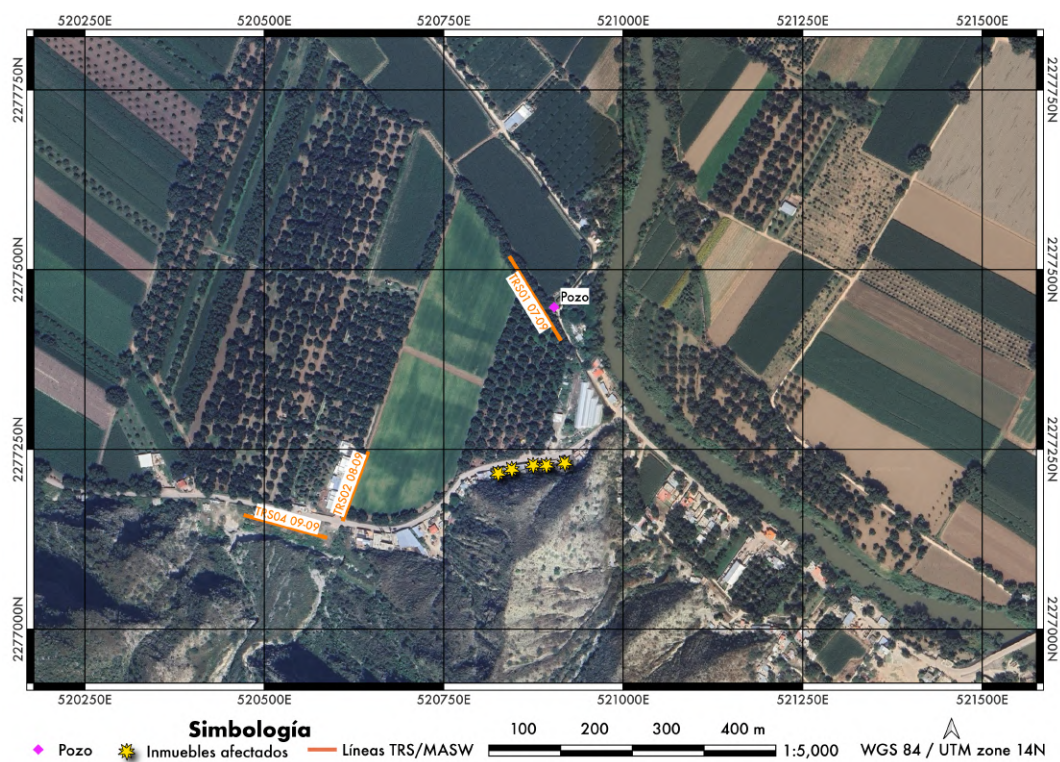


Figura 15: Líneas de adquisición de TRS y MASW.

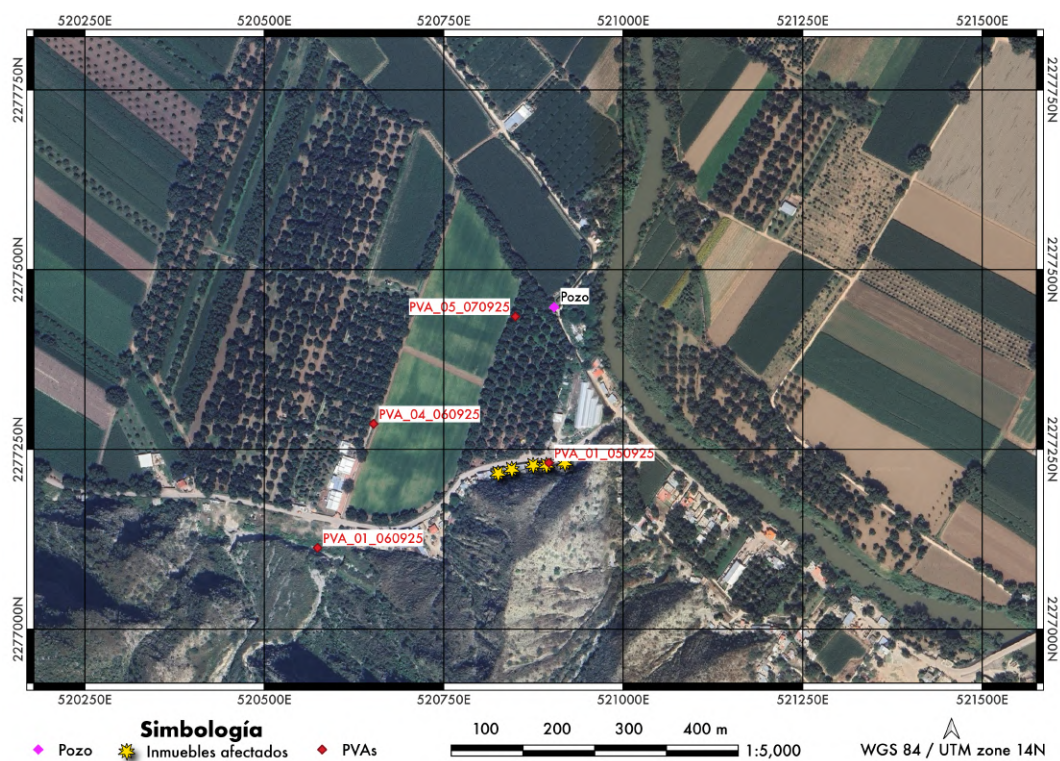


Figura 16: Ubicaciones de adquisición de PVA.

5.3. Electromagnética

Considerando las limitaciones de la técnica de GPR en términos de profundidad de penetración así como su naturaleza no invasiva, la adquisición se realizó lo más cerca posible al área afectada, por lo que los perfiles se tomaron sobre la carretera inmediatamente aledaña a los inmuebles afectados. Dado lo anterior, se adquirieron dos perfiles con longitud de 440 [m] en ambos extremos de la carretera siguiendo su trazo con una antena blindada de 250 [MHz].

Parámetros de adquisición

- Frecuencia de operación de la antena: 250 [MHz]
- Frecuencia de muestreo: 840 smp
- Tiempo de ventana: 250.1 [MHz]
- Longitud de recorrido: 440 [m]
- Tiempo de recorrido: ~ 20 [min]
- Tipo de adquisición: rueda (offset común)

Equipo y material

El equipo utilizado para la adquisición fue un radar de penetración terrestre mostrado en la figura 17, fabricado por MÁLA Geoscience, y propiedad de la Facultad de Ingeniería.



Figura 17: GPR y consola utilizados para la toma de datos en el área de estudio.

Cuadro 3: Equipo utilizado para la toma de datos de radar.

Equipo	Cantidad
Antena blindada	1
Bandeja para antena	1
Consola registradora	1
Baterías de 12 [V]	3
Odómetro	1
Arnés para consola	1

Especificaciones técnicas

Antena	Frecuencia	250 [MHz]
	Res. Rad. aprox.	@,c=100 [m/ μ s], $\lambda_c/4$ [cm] = 10
	Prof. invest. max.	8 [m]
	Dimensiones	0.78 x 0.44 x 0.20 [m]
	Peso	8 [kg]

Metodología general del procesamiento

Para el procesamiento de las líneas de GPR se empleó el software *MATGPR* creado por Tzanis et al., (2004). La metodología consistió en dos etapas: el preprocesamiento, seguido de procesamiento y migración. La etapa inicial incluye la carga de los datos crudos, seguido de un ajuste en la posición de la señal para eliminar la separación existente entre la antena y el suelo; posteriormente se realizó el ajuste de los ejes de tiempo y distancia horizontal recorrida, y se eliminaron las trazas no deseables. La etapa de procesamiento consistió en remover la media aritmética de cada traza, así como el ruido de baja frecuencia conocido como *de-wow* y la ecualización de las trazas; posteriormente se aplicó una función de ganancia seguida de la remoción del *background* global, la aplicación de un filtro pasabandas alrededor de la frecuencia de operación de la antena utilizada, y la deconvolución de las trazas para resaltar las reflexiones presentes en el radargrama.

Finalmente, para realizar la migración del radargrama del dominio del tiempo al de profundidad es necesario ajustar una hipérbola sintética a cualquier hipérbola de difracción visible en el radargrama. Sin embargo en el caso específico de la zona analizada dentro del poblado de Tecruz Cozapa esto no fue posible debido a que no se detectaron tuberías, cavidades o cuerpos altamente reflectores impidiendo identificar hipérbolas de difracción adecuadas para realizar dicho ajuste y obtener un valor de profundidad específico, y fue necesario determinar

un valor arbitrario según las características del suelo. El diagrama de flujo del procedimiento generalizado se muestra en la figura 18, y el mapa con la ubicación de los recorridos de GPR se muestra en la figura 19.

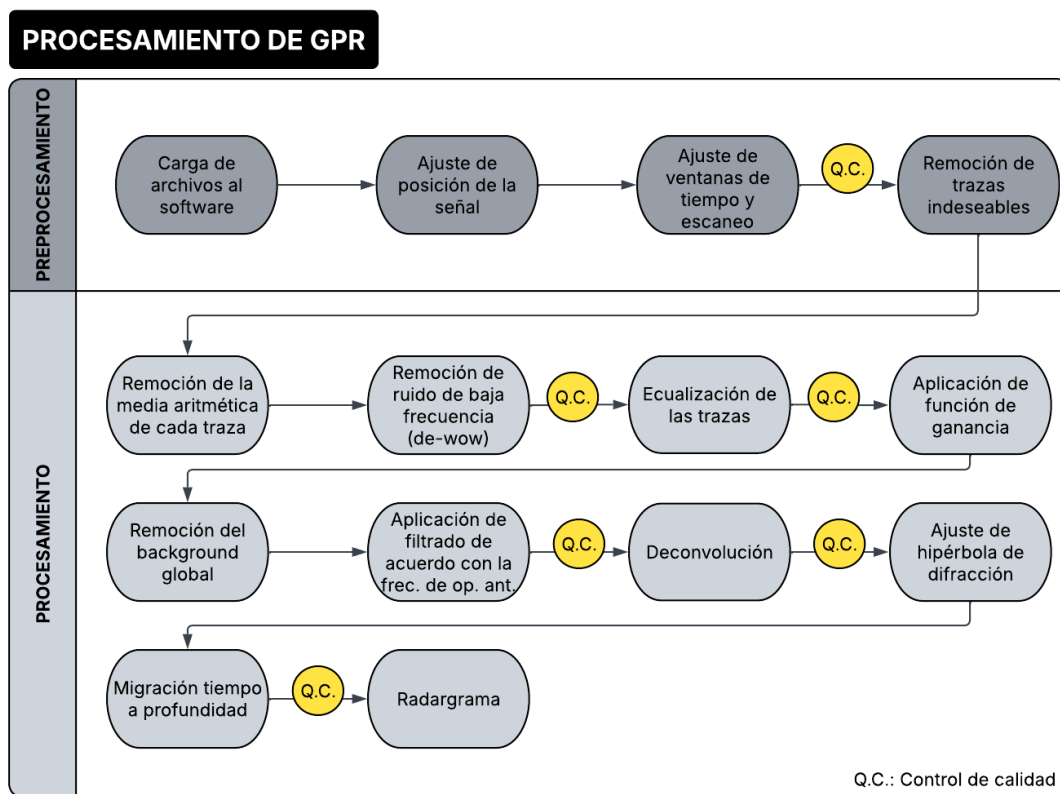


Figura 18: Flujo de trabajo para el procesamiento de datos de GPR.

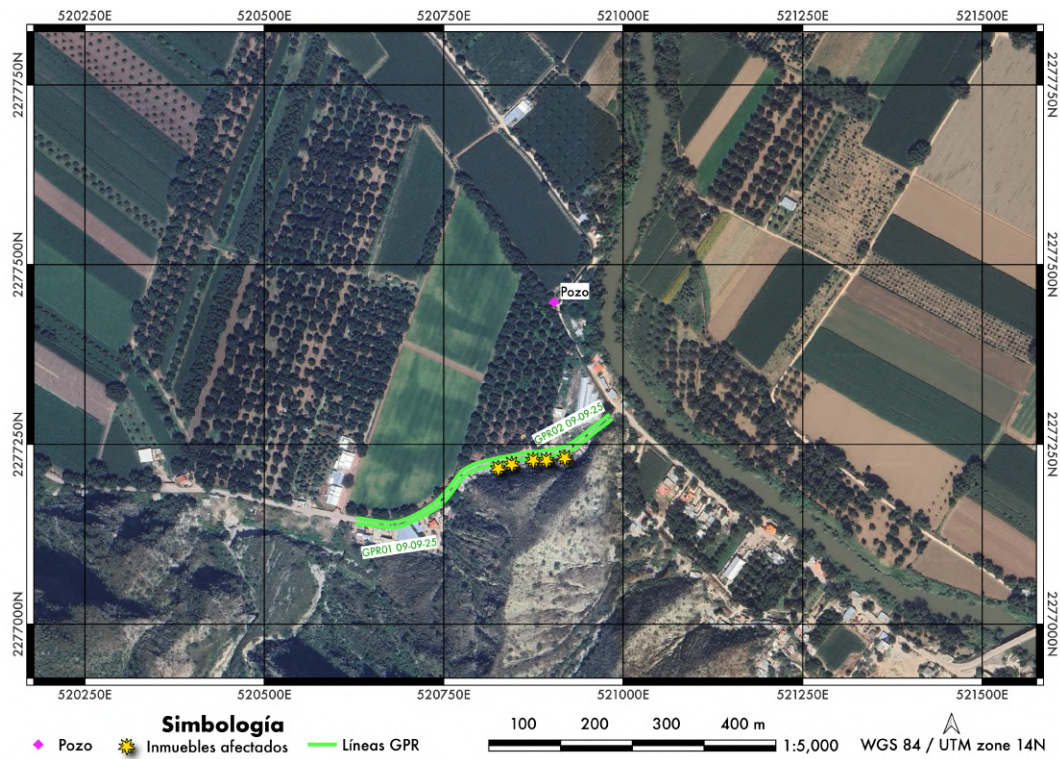


Figura 19: Líneas de adquisición de GPR.

6. Resultados

A continuación, de la figura 20 a la 32 se pueden observar los resultados de todos los levantamientos en el área de investigación.

6.1. Tomografías de Resistividad Eléctrica

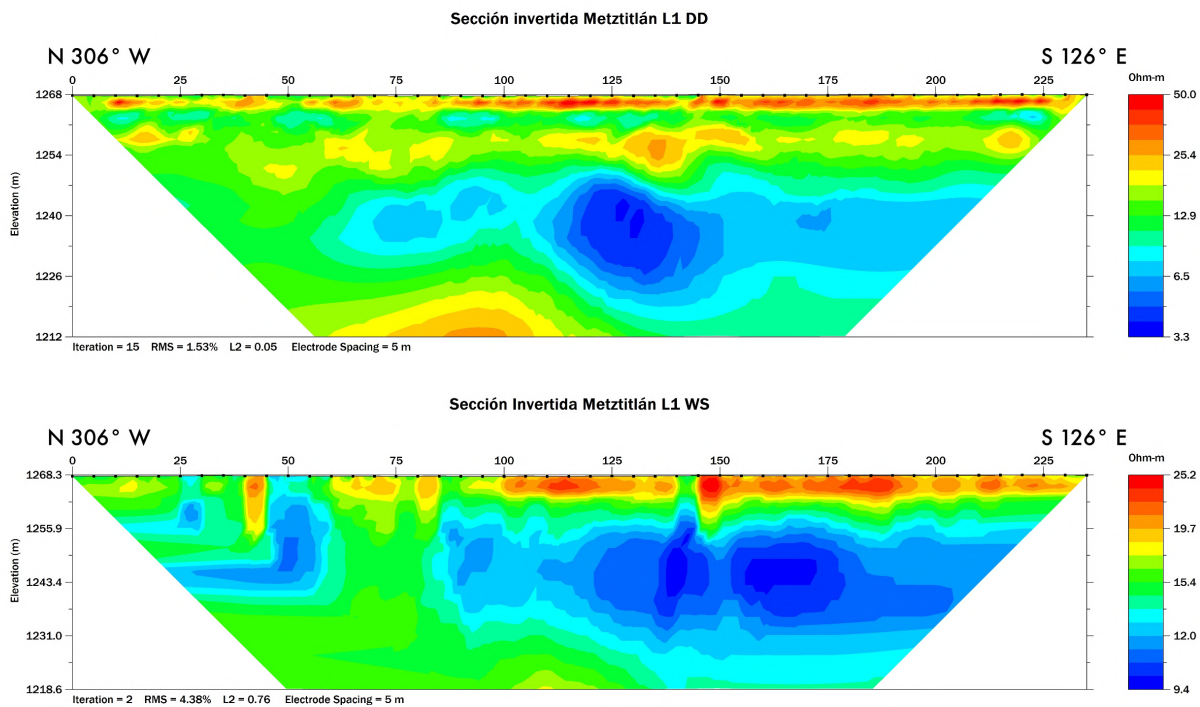
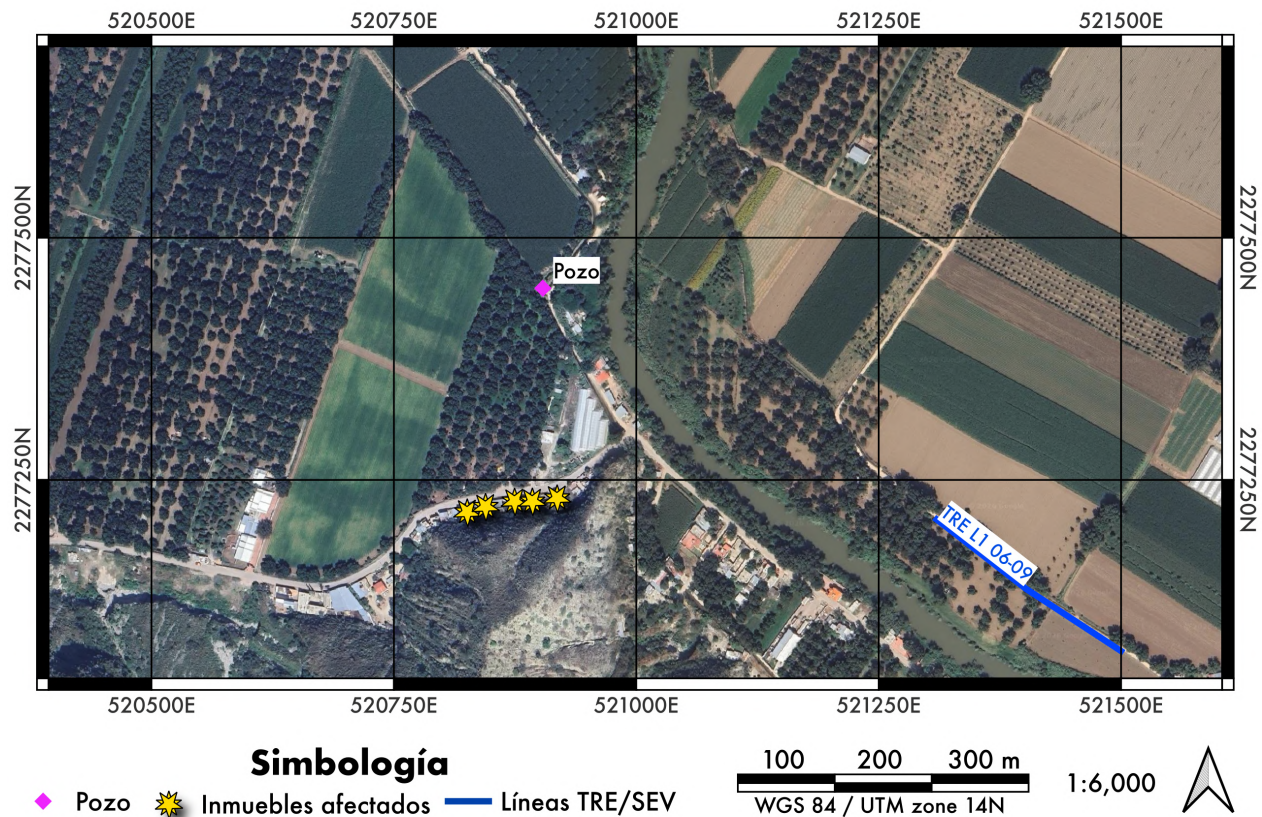


Figura 20: Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 1.

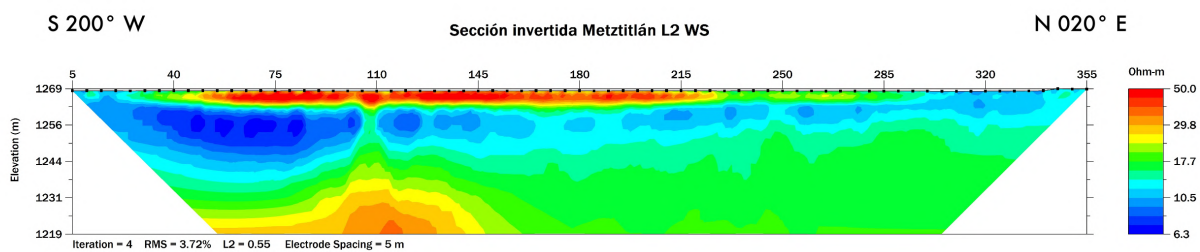
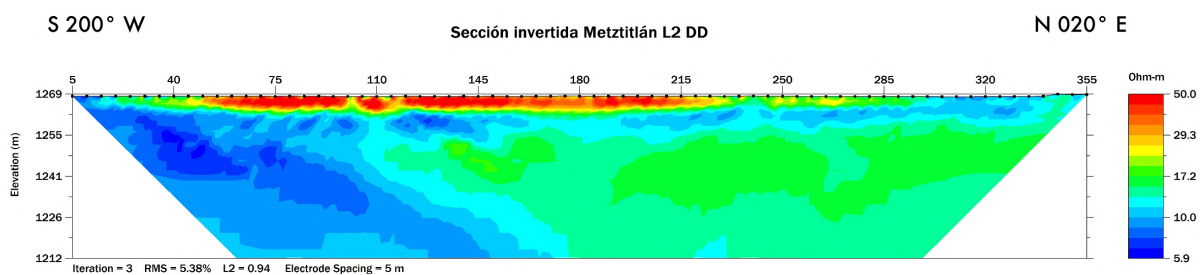
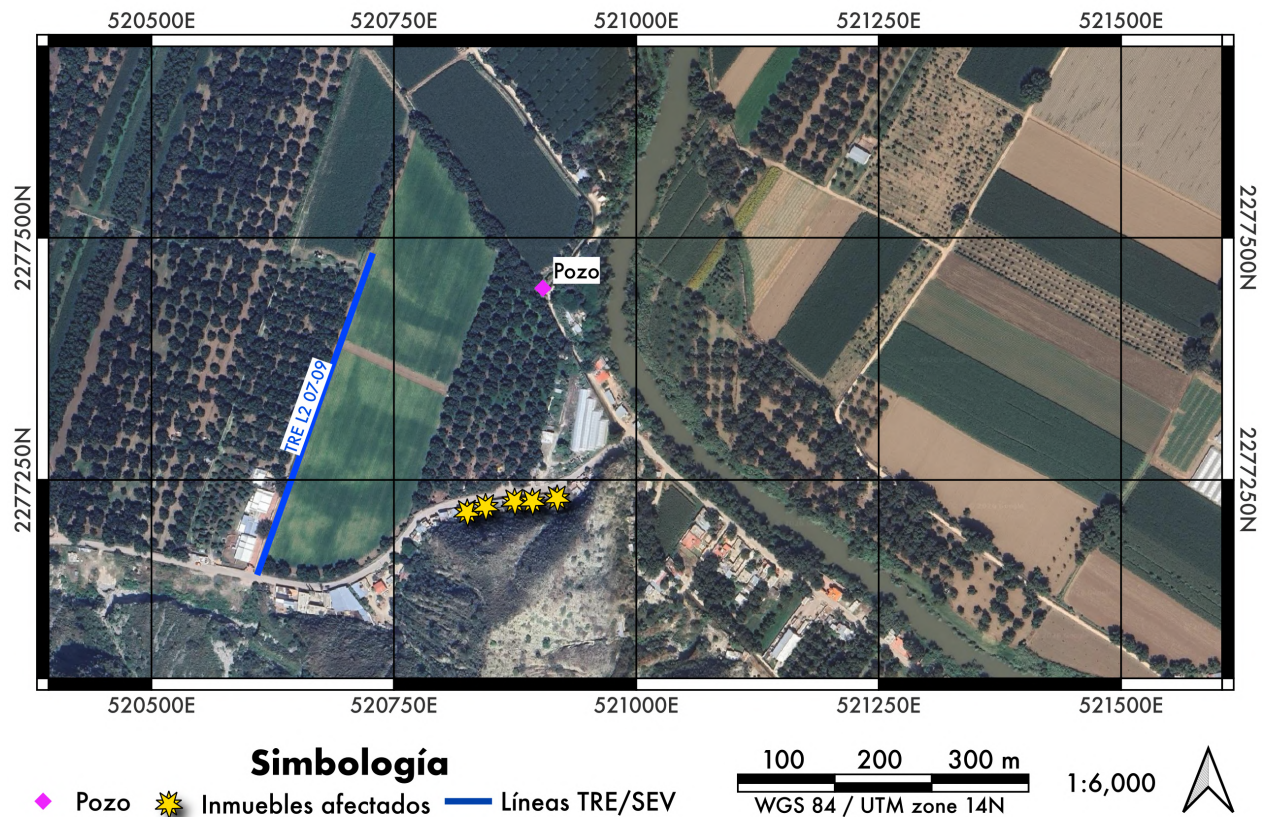


Figura 21: Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 2.

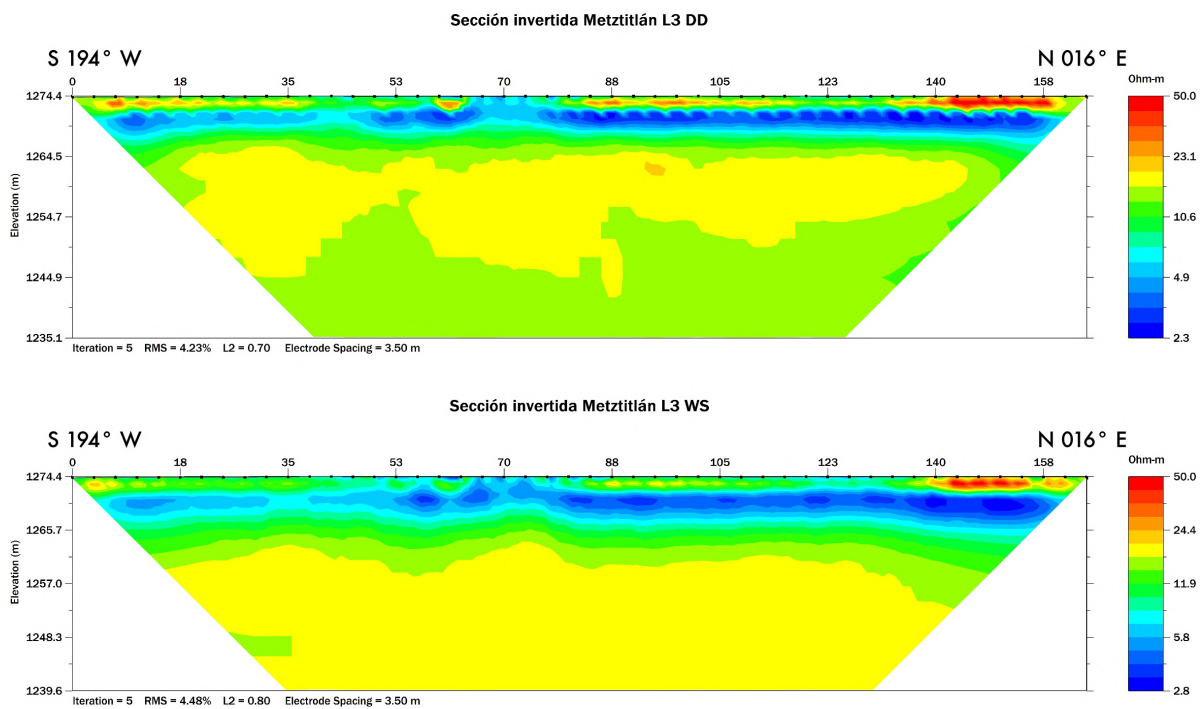
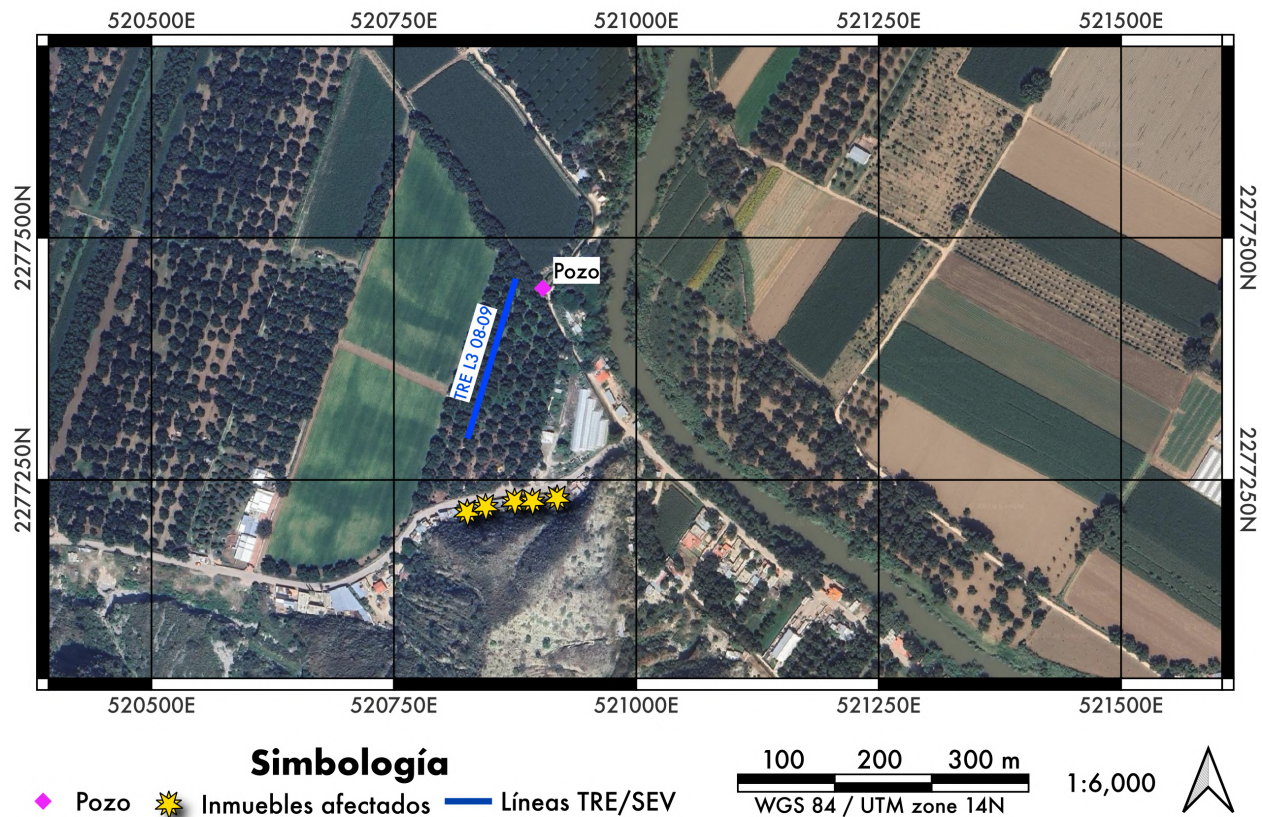


Figura 22: Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 3.

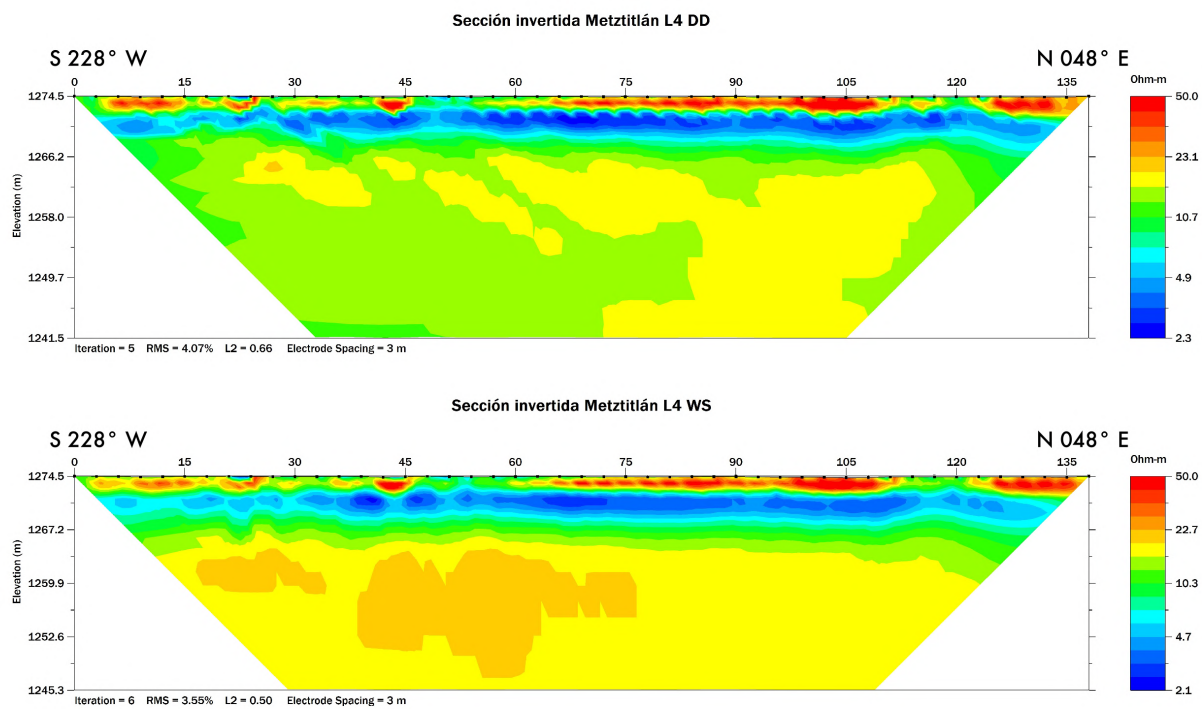
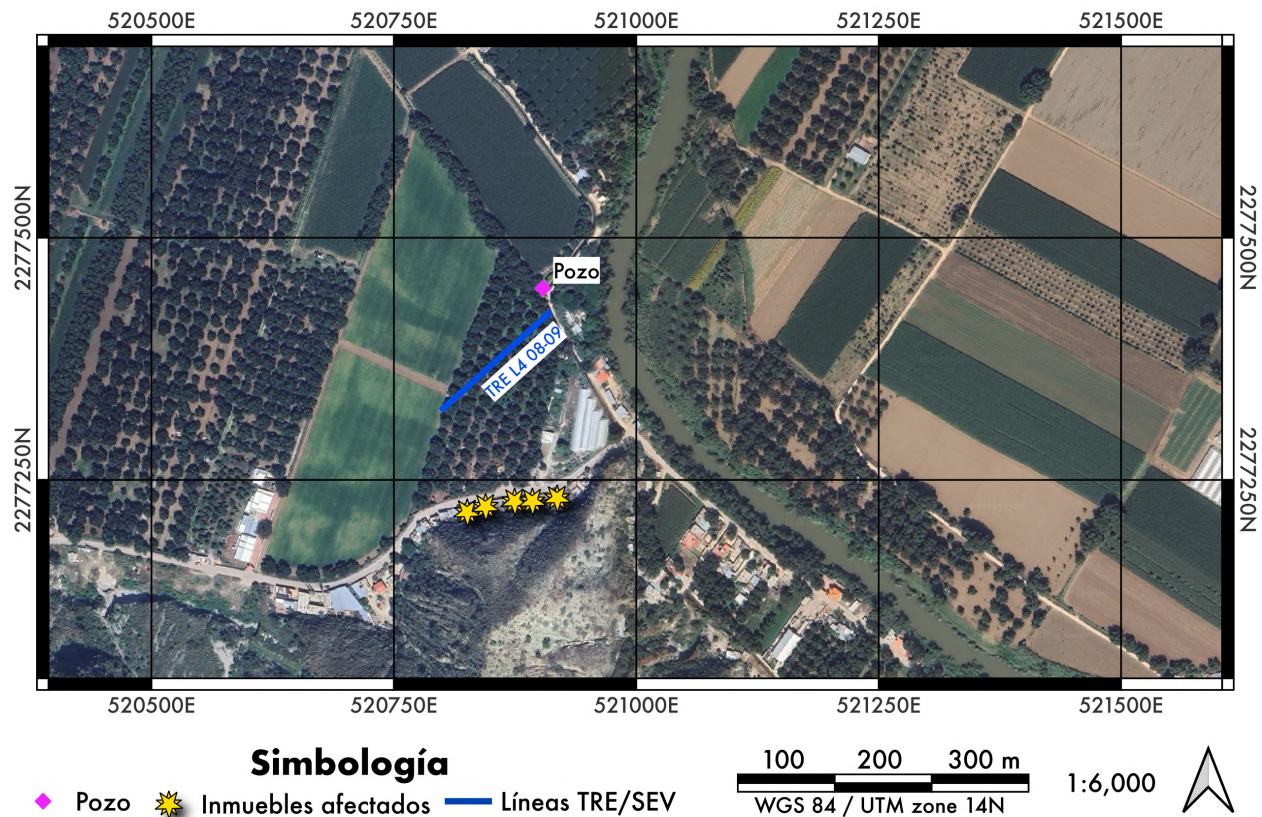


Figura 23: Tomografías de Resistividad Eléctrica línea 4.

6.2. Sondeos Eléctricos Verticales

En el mapa de la figura 24 es posible observar las ubicaciones de los puntos de atribución de los tres sondeos eléctricos verticales realizados, y en las figuras 25a, 25b, y 25c se muestran los cortes geoelectricos invertidos.

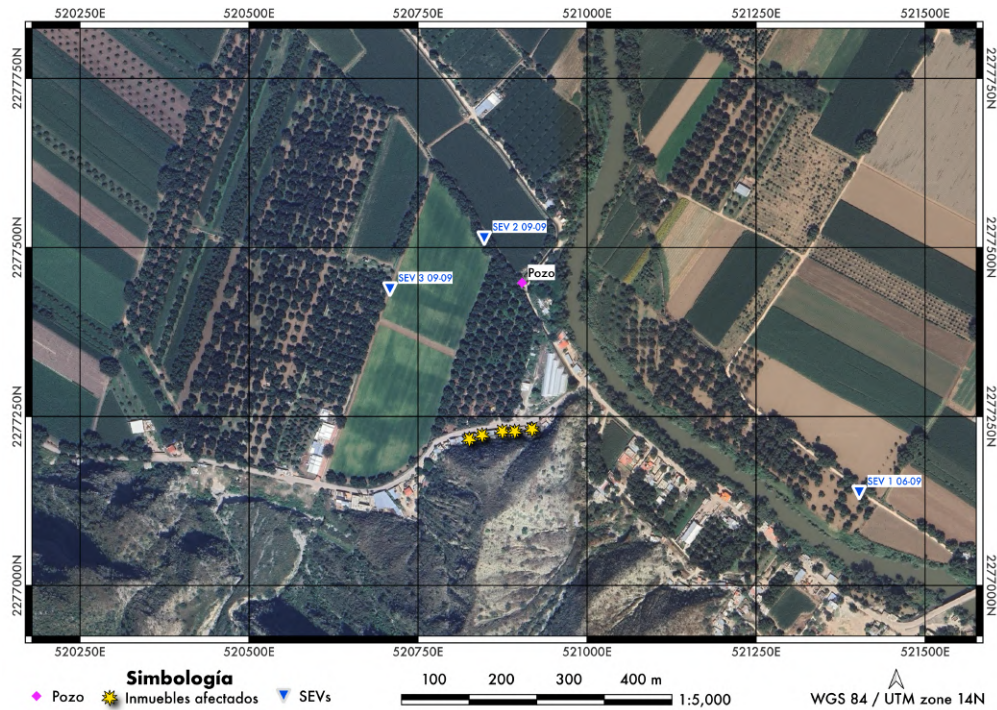
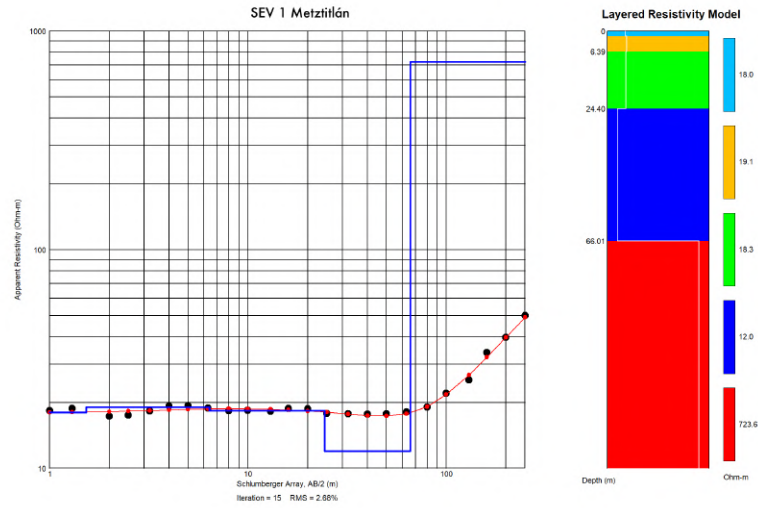
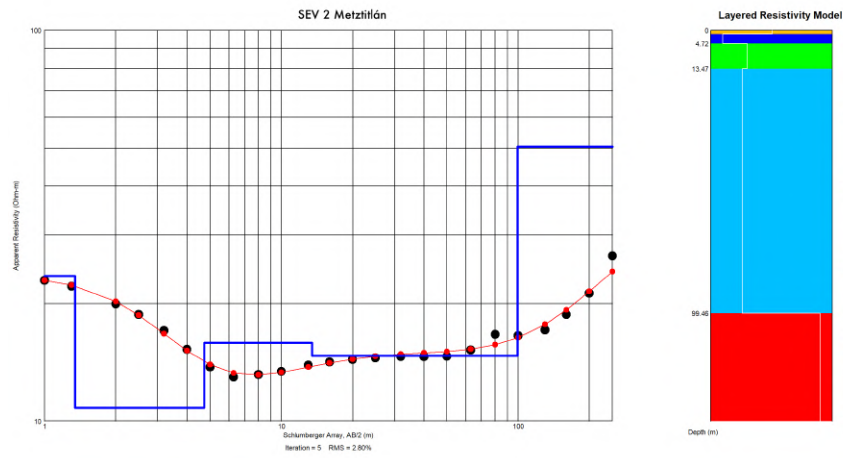


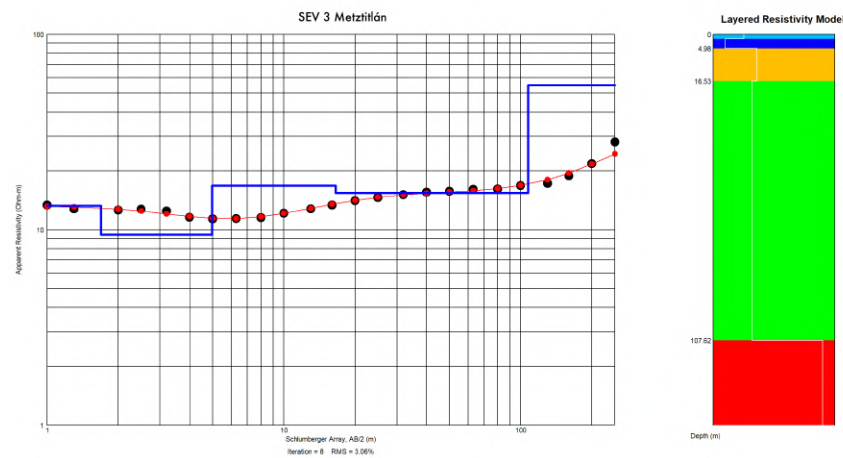
Figura 24: Ubicación de los puntos de atribución de los sondeos eléctricos verticales.



(a) SEV 1 06-09



(b) SEV 2 09-09

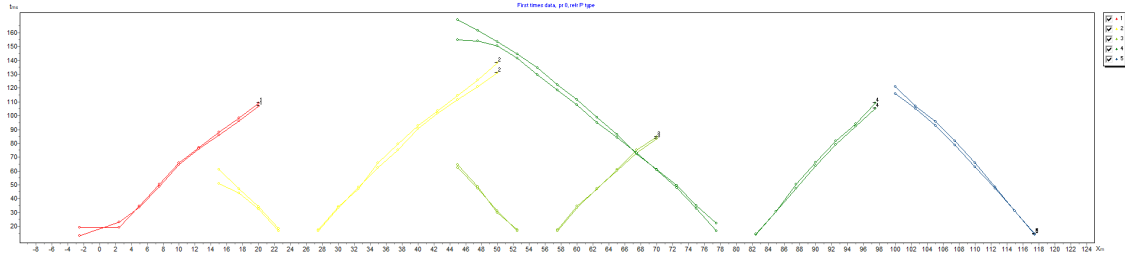


(c) SEV 3 09-09

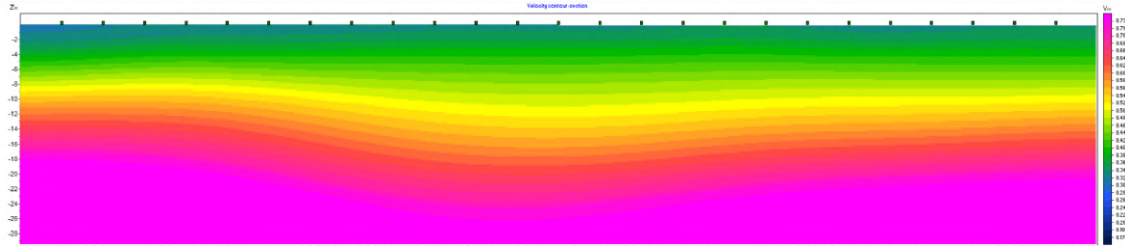
Figura 25: Curvas de resistividad medidas (puntos) e invertidas (líneas rojas) obtenidas para cada sondeo eléctrico vertical.

6.3. Tomografías de Refracción Sísmica

Las tomografías de refracción sísmica invertidas a partir de los datos adquiridos en la zona de estudio, así como sus dromocrónicas correspondientes se muestran en las figuras 26 a la 28.

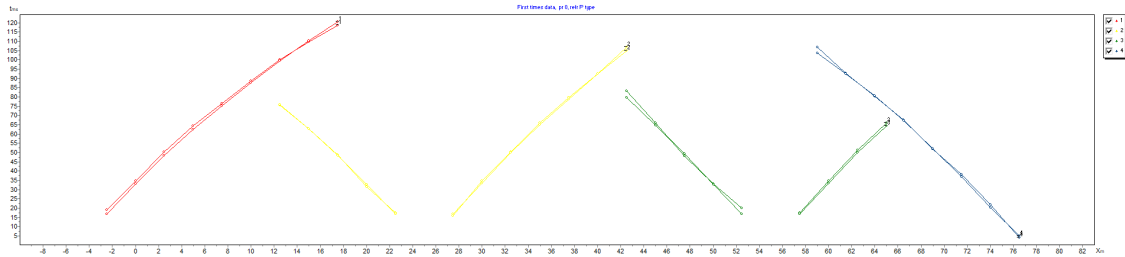


(a) Ajuste datos calculados vs. datos leídos.

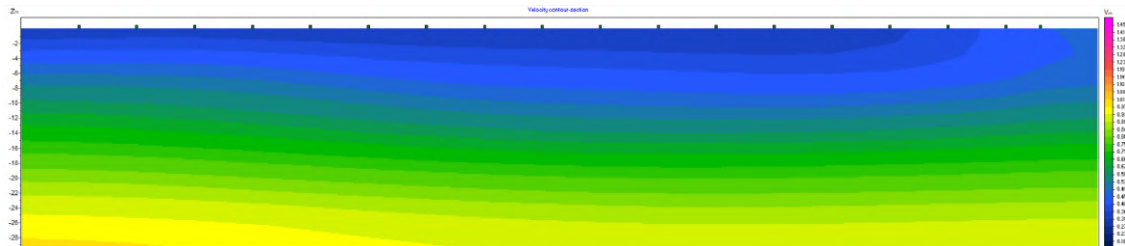


(b) Sección de contornos de velocidad de onda P .

Figura 26: TRS Línea 1 07-09-25

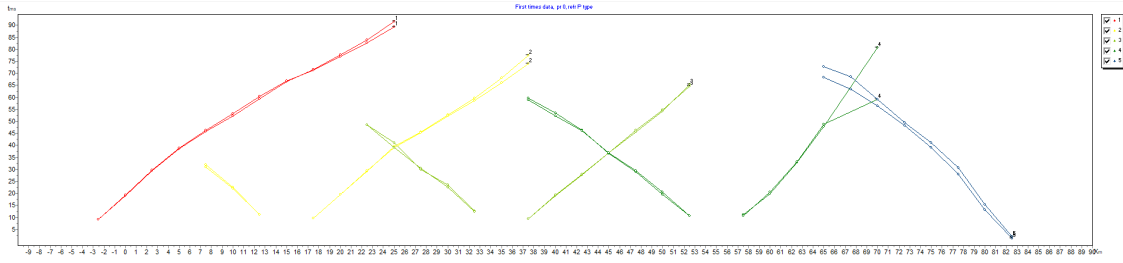


(a) Ajuste datos calculados vs. datos leídos.

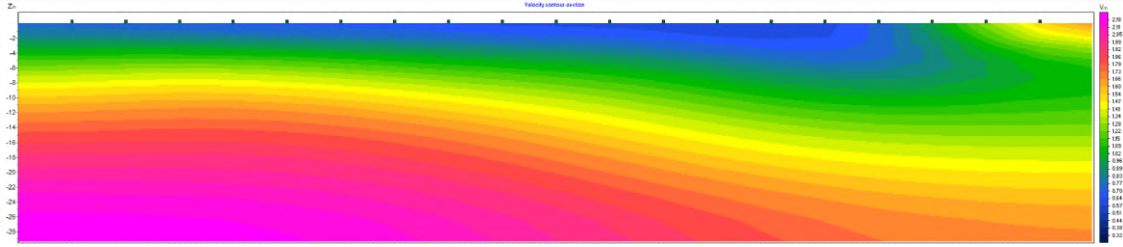


(b) Sección de contornos de velocidad de onda P .

Figura 27: TRS Línea 2 08-09-25



(a) Ajuste datos calculados vs. datos leídos.

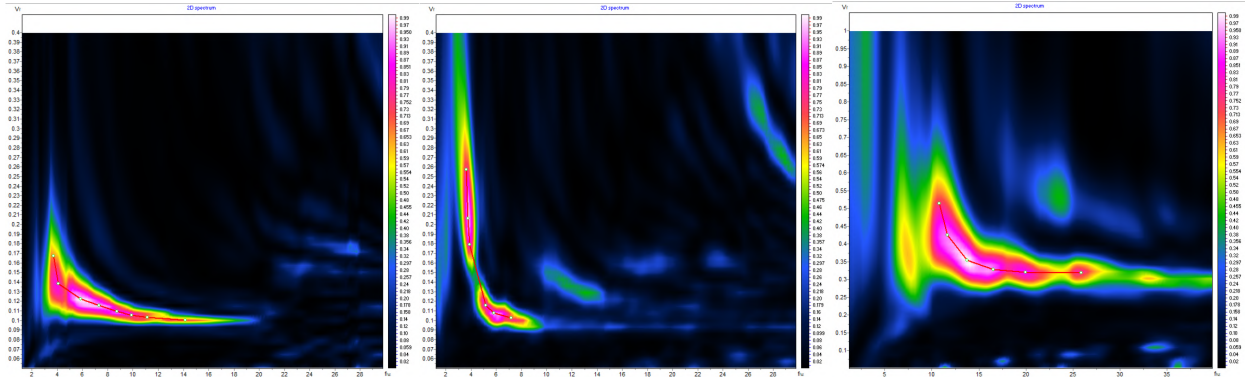


(b) Sección de contornos de velocidad de onda P .

Figura 28: TRS Línea 4 09-09-25

El mapa con las ubicaciones de las líneas de TRS/MASW se encuentra en la figura 15.

6.4. Análisis Multicanal de Ondas Superficiales

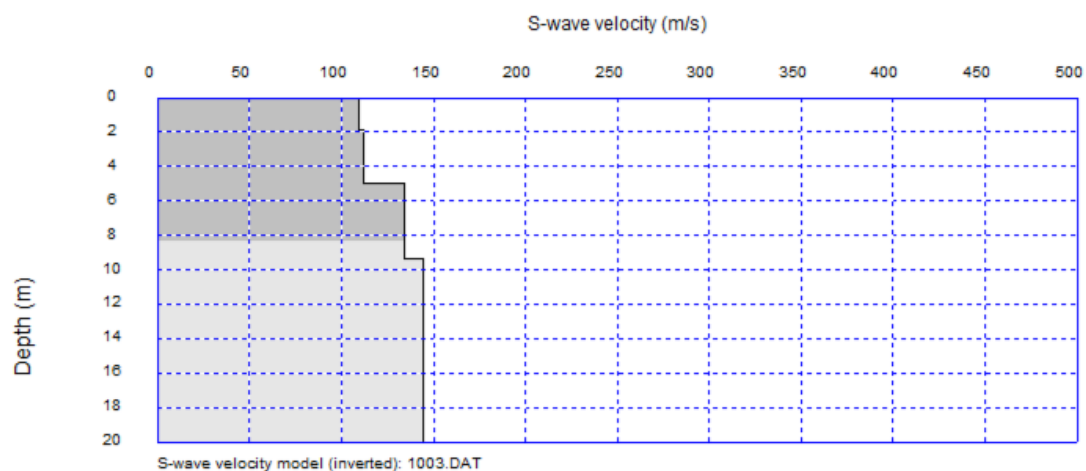


(a) Línea TRS01 07-09.

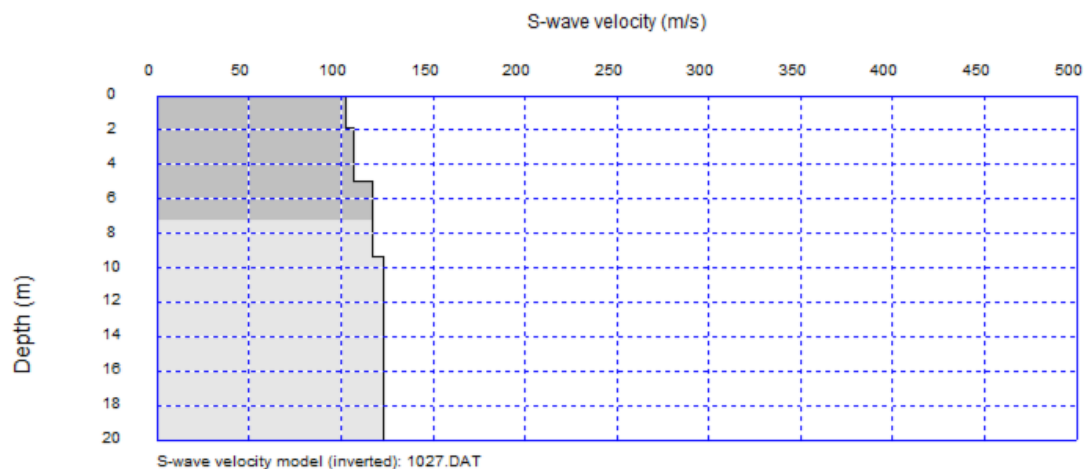
(b) Línea TRS02 08-09.

(c) Línea TRS04 09-09.

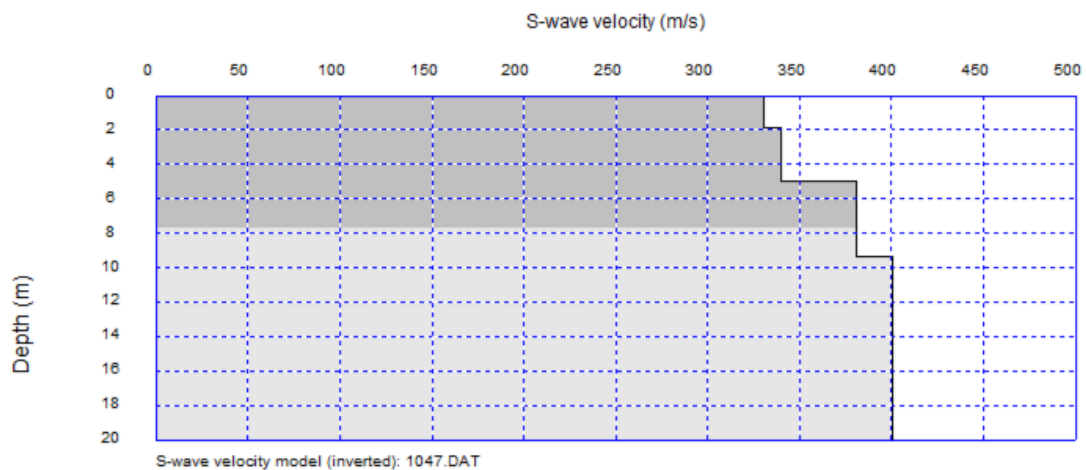
Figura 29: Curvas de dispersión de ondas superficiales.



(a) Línea TRS01 07-09.



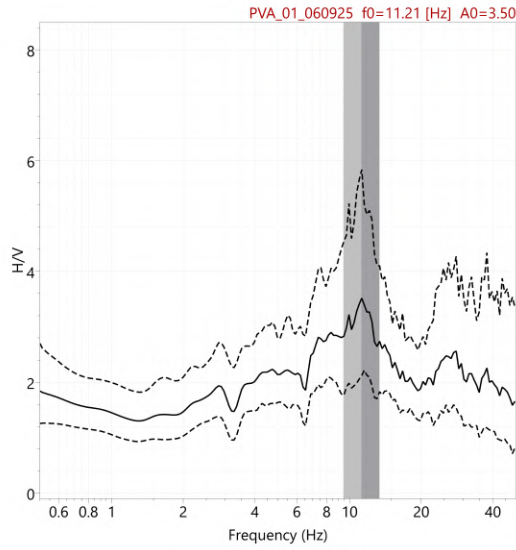
(b) Línea TRS02 08-09.



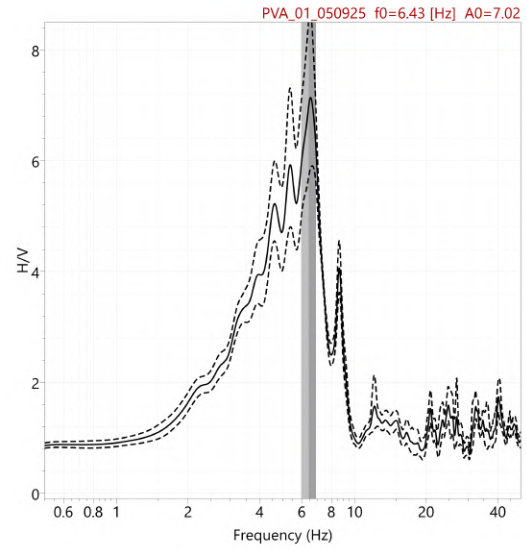
(c) Línea TRS04 09-09.

Figura 30: Curvas de MASW calculadas para la zona de estudio.

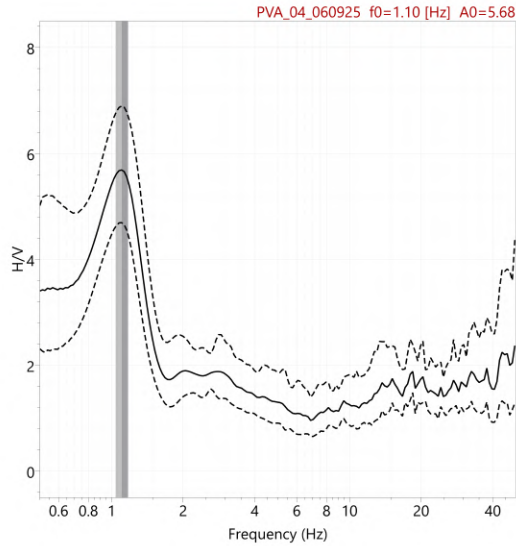
6.5. Cociente Espectral Horizontal a Vertical



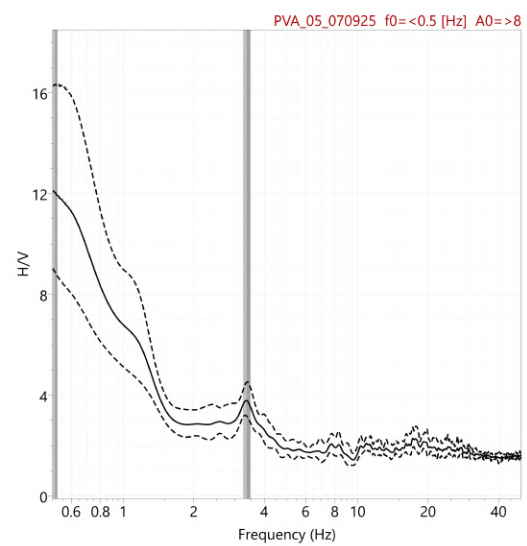
(a) Punto PVA_01_060925.



(b) Punto PVA_01_050925.



(c) Punto PVA_04_060925.



(d) Punto PVA_05_070925.

Figura 31: Diagramas de H/V para los cuatro puntos de vibración ambiental medidos en la zona de estudio.

6.6. Radargramas

En la figura 32 se observa el mapa con la ubicación de las líneas de adquisición, así como los radargramas obtenidos para los dos recorridos realizados a lo largo de la carretera San Cristóbal - Tecruz Cozapa.

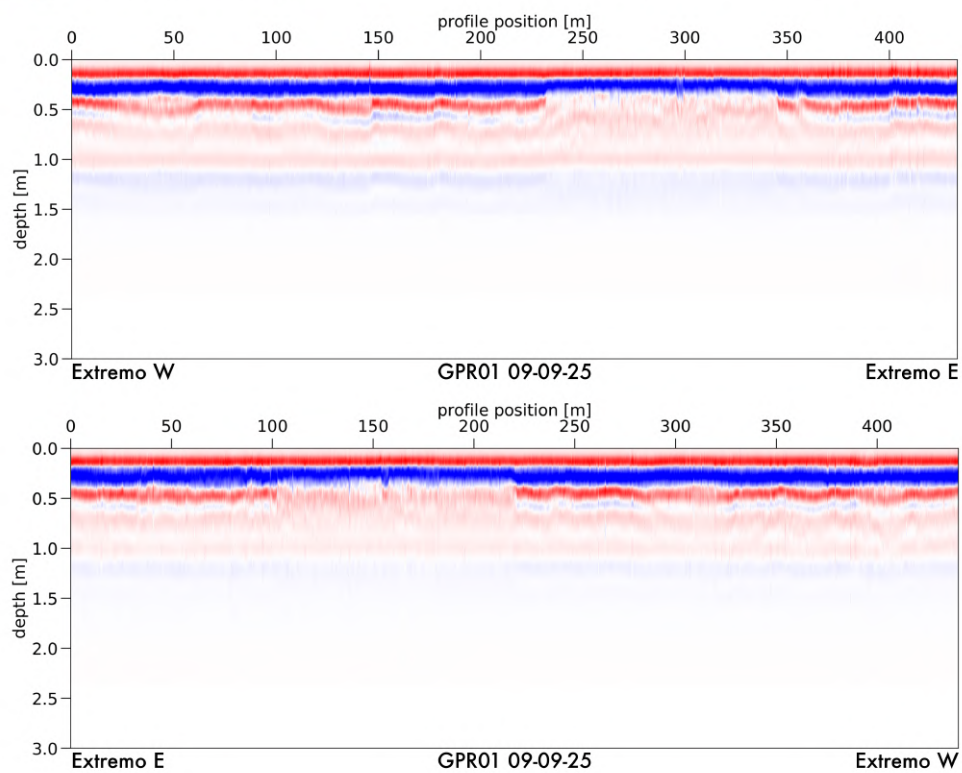
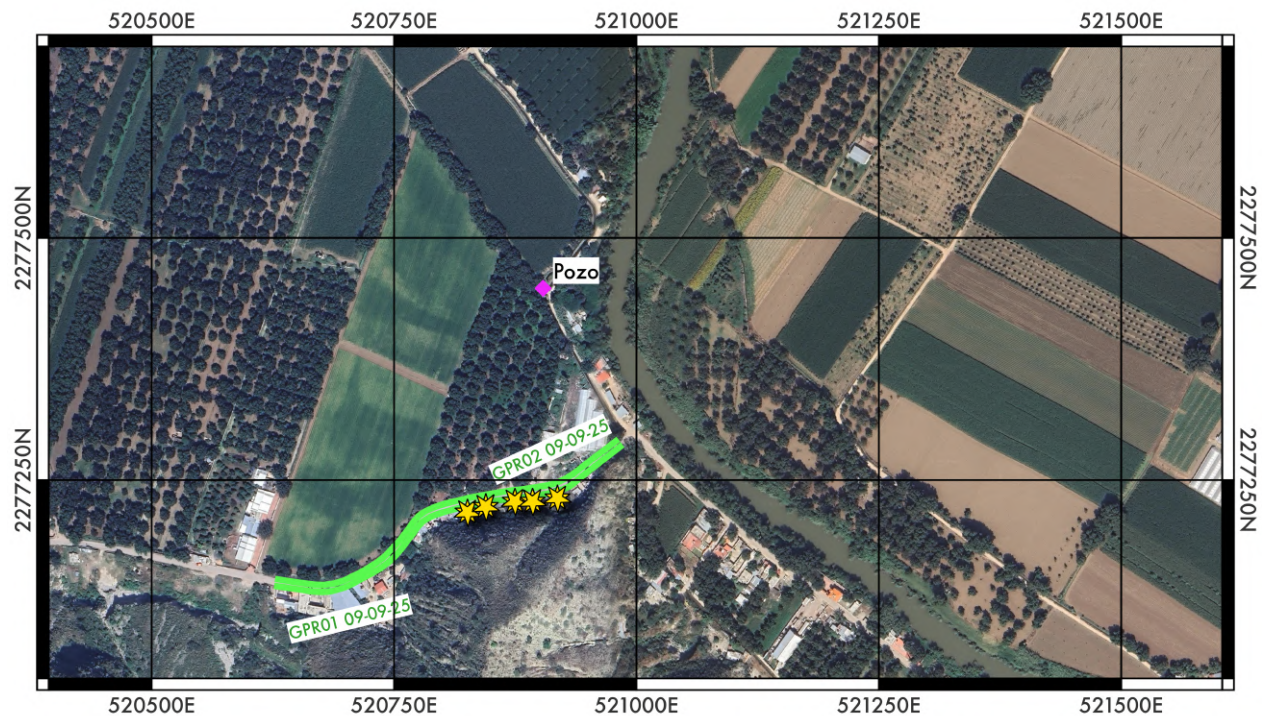


Figura 32: Radargramas de la zona afectada.

7. Interpretación

Debido a la relativamente amplia cobertura espacial de los datos levantados, se decidió dividir el área de estudio en cuatro zonas de interpretación como se muestra en la figura 33.

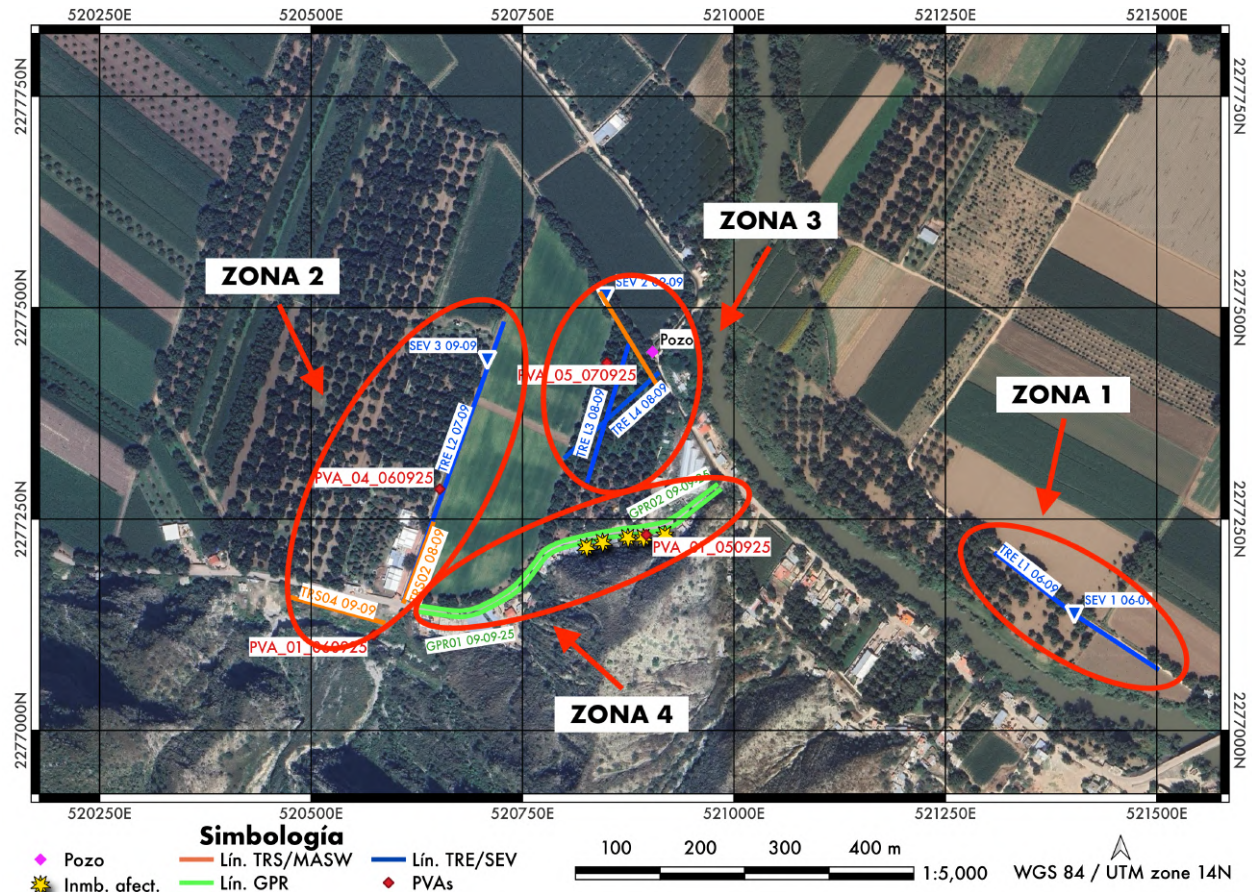


Figura 33: División del área de estudio en zonas de interpretación.

Zona de interpretación 1

En la zona 1 se realizaron dos tomografías de resistividad eléctrica y un sondeo eléctrico vertical. Las interpretaciones de los valores de resistividad se obtuvieron empleando los rangos propuestos por Lucius et al. (2007) y Palacky (1988).

En ambas tomografías de resistividad eléctrica se observan dos unidades geoelectricas distintas:

- Unidad A: con un rango de resistividades de 35 a 50 [ohm/m]) ubicada en la superficie y correspondiente a terreno seco y compacto con vegetación.

- Unidad B: con un rango de resistividades de 4 a 10 [ohm/m] que se puede asociar a depósitos clásticos de origen continental poco consolidados y posiblemente saturados de agua, originados por la proximidad del cauce del río Venados. Las subunidades B 1, 2, y 3 se interpretan como variaciones en la saturación de agua dentro de los depósitos clásticos descritos en el punto anterior.

En el sondeo eléctrico vertical se alcanzó una profundidad de penetración de ≈ 66 [m] y se modeló un corte geoelectrico con un rango de resistividades de 18.0 a 723.6 [ohm/m] dividido en cinco capas. Las primeras tres capas se interpretan como suelo y depósitos de arenas, arcillas, y conglomerados con matriz arcillosa a arenosa. Entre los 24 y los 66 [m] de profundidad se localiza una capa de menor resistividad relativa a las capas adyacentes que se interpreta como el conjunto de estratos que contiene al acuífero local. La última capa considerada como semiespacio cuyo techo se ubica a una profundidad superior a los 66 [m].

Zona de interpretación 2

La Zona de interpretación 2 abarca dos tomografías de resistividad eléctrica, un sondeo eléctrico vertical, dos tomografías de refracción sísmica con sus respectivos análisis de ondas superficiales, y dos puntos de vibración ambiental.

En las tomografías de resistividad eléctrica es posible observar las siguientes unidades geoelectricas:

- Unidad A: con resistividades superiores a los 50 [ohm/m] localizada en la superficie correspondiente a terreno seco y compacto, con vegetación.
- Unidad B1: representada por una capa con continuidad horizontal y baja resistividad (de 6 a 10 [ohm/m]) con una profundidad de entre 5 y 10 [m] que se observa también en las líneas 3 y 4, y que se interpreta como acuitardo por almacenar agua y transmitirla lentamente (Fetter & Kreamer, 2022).
- Unidad B2: corresponde a una zona de baja resistividad (de 6 a 10 [ohm/m]) con forma de cuña e inclinada en profundidad, visible en la porción SW de los perfiles Wenner-Sch. y Dipolo doble, que se interpreta como el escurrimiento provocado por el flujo preferencial de agua proveniente de los altos topográficos localizados a pocos metros de distancia (figura 34).
- Unidad B3: con valores de resistividad entre 15 y 19 [ohm/m], al igual que las subunidades 1 y 2, representa a los depósitos sedimentarios aluviales de origen continental, pero con menor saturación de agua.

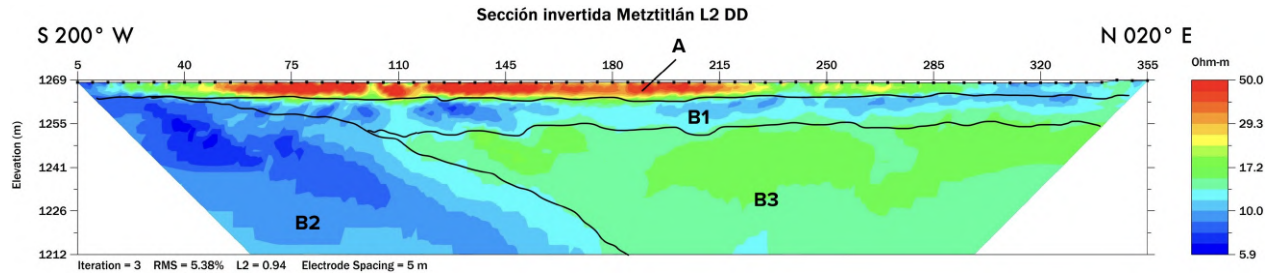


Figura 34: Línea 2 con arreglo dipolar doble.

En el caso particular de la línea 2 de TRE, la fuerte diferencia entre el perfil obtenido con el arreglo dipolar doble y el obtenido con el arreglo Wenner-Schlumberger se debe a la distribución de la sensibilidad entre cada arreglo. En el caso del arreglo dipolar doble, los valores de sensibilidad más altos se localizan por debajo de los pares dipolares C2-C1 y P2-P1, y conforme aumenta el factor de separación n entre cada par dipolar el área de sensibilidad se vuelve casi vertical, lo cual implica que el arreglo DD es altamente sensible a la variación lateral en la resistividad pero relativamente insensible a las variaciones verticales (Loke, 2022). Por otra parte, la configuración Wenner-Schlumberger es un híbrido de los arreglos Wenner y Schlumberger que posee una relativamente moderada resolución lateral para valores de n bajos y moderada resolución vertical para valores de n altos (Loke, 2022).

En el sondeo eléctrico vertical (SEV 2 09-09) se alcanzó una profundidad máxima de aproximadamente 100 [m], y el corte geoelectrico modelado se realizó considerando cuatro capas y el semiespacio, con un rango de resistividades de 13.2 a 54.9 [ohm/m]. La primera capa con una resistividad de 13.2 [ohm/m] se interpreta como suelo. Le sigue una capa de menor resistividad (9.4 [ohm/m]) localizada entre los 2 y 5 [m] de profundidad que se interpreta como el estrato de materiales sedimentarios que contiene al acuitardo visible en las TRE y el SEV 2. Entre los 13.4 y 99.4 metros de profundidad se localiza la secuencia de materiales sedimentarios que contiene al acuífero no confinado local y en el cual se encuentra alojado el pozo de agua cercano. La última capa se considera como semiespacio cuyo techo se localiza a una profundidad superior a los 100 [m].

En la Zona de Interpretación 2 se encuentran dos líneas de Tomografía de Refracción Sísmica junto a sus respectivos modelos de capas calculados mediante análisis multicanal de ondas superficiales (MASW). Sin embargo, debido a que los tendidos de TRS se posicionaron por encima de la capa de aluvión (Qhoal) en su mayoría compuesta por sedimentos poco consolidados y cubierta por tierra removida y mezclada con materia orgánica para cultivos, y a que la apertura entre geófonos fue de 5 [m] con un mazo ligero como fuente manualmente

propulsada, fue posible comprobar empíricamente que la energía propia de las ondas P se atenuó por completo dentro de los primeros 15 a 25 [m], por lo que en todos los perfiles la confiabilidad de la profundidad de penetración no excedió los 10 [m] (ASTM International, 2018). El número de unidades sísmicas se definió a partir del número de pendientes en las domocrónicas.

Establecido lo anterior, en la tomografía *TRS02 08-09* (fig. 35) se observan tres unidades sísmicas con las siguientes velocidades de onda P :

- Unidad A: velocidad $V_P \approx 0.30$ [km/s] con espesor de entre 4 y 6 [m].
- Unidad B 1 y 2: con velocidad V_P de 0.5 a 0.7 [km/s] y 0.7 a 0.9 [km/s] respectivamente.

Dada la poca variación entre las velocidades y los amplios rangos para diversos materiales geológicos se interpretan únicamente como arenas y aluvión, con las variaciones ocasionadas por la cantidad de saturación de agua y el aumento en la profundidad.

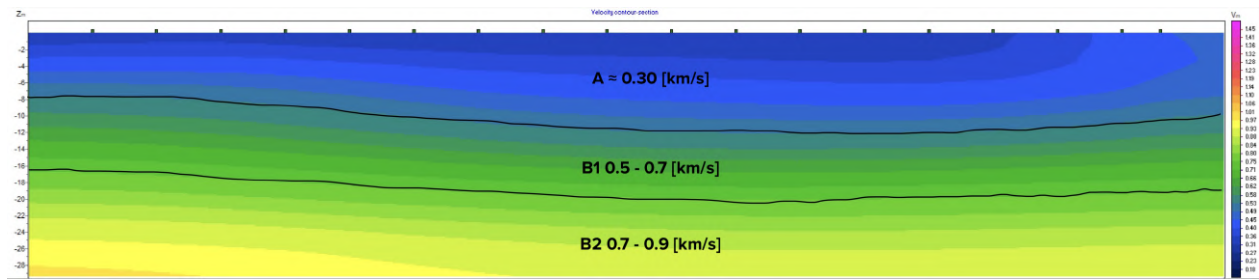


Figura 35: Unidades sísmicas de la línea TRS02 08-09.

En la tomografía **TRS04 09-09** (fig. 36) se observan tres unidades sísmicas con las siguientes velocidades de onda P :

- Unidad A: con velocidad $V_P \approx 0.50$ [km/s] con espesor de entre 2 y 4 [m].
- Unidad B 1 y 2: con velocidad V_P de 0.8 a 1.0 [km/s] y 1.0 a 1.5 [km/s] respectivamente, siendo esta última interpretada como el contacto entre el lente de aluvión y la formación Méndez.
- Unidad C: con velocidad $V_P \approx 2.0$ que se interpreta como las lutitas de la Fm. Méndez

En conjunto se interpreta como la zona de contacto o transición entre los sedimentos clásticos poco consolidados y las lutitas calcáreas de la Fm. Méndez.

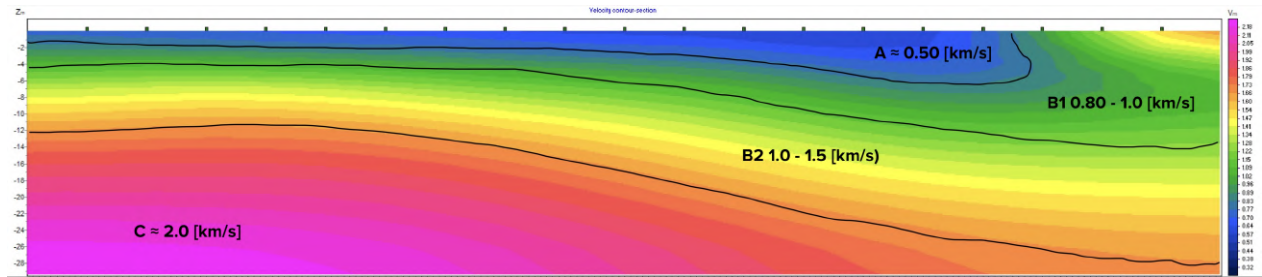


Figura 36: Unidades sísmicas de la línea TRS04 09-09.

Los modelos de capas calculados mediante MASW muestran valores de velocidad de onda S para la línea *TRS02 08-09* se encuentran por debajo de los 150 [m/s], y para la línea *TRS04 09-09* los valores de V_S se encuentran por debajo de los 400 [m/s] tal como se muestra en las tablas 4 y 5 respectivamente. Adicionalmente se realizó el cálculo de los valores de velocidad promedio de onda de cizalla para los primeros 30 [m] del subsuelo (V_{S30}) utilizando la expresión 7 descrita por Park (2026).

$$V_{S30} = \frac{\sum d_i}{\sum \left(\frac{d_i}{V_{S_i}} \right)} \quad (7)$$

Cuadro 4: Velocidades V_S para la línea TRS02 08-09.

Capa	Profundidad	V_S [m/s]	V_{S30} [m/s]
1	0.0	103	
2	2.0	107	
3	5.0	120	
4	9.3	126	119.17

Cuadro 5: Velocidades V_S para la línea TRS04 09-09.

Capa	Profundidad	V_S [m/s]	V_{S30} [m/s]
1	0.0	330	
2	1.9	340	
3	5.0	370	
4	9.7	400	377.08

En función de lo anterior, de acuerdo a la clasificación geotécnica de sitio del Programa de Reducción de Riesgos Sísmicos (*National Earthquake Hazards Reduction Program*, NEHRP) el suelo en el punto donde fue tomada la línea TRS02 08-09 recibe la clasificación de sitio tipo **E** de suelos muy blandos o arcilla suave; y el suelo en el punto donde fue tomada la línea TRS04 09-09 recibe la clasificación de sitio tipo **CD** correspondiente a arenas muy densas o

arcillas duras (Building Seismic Safety Council, 2020).

Adicionalmente se tomaron dos puntos de vibración ambiental (PVA) a cuyos registros se les realizó un análisis de cocientes espectrales. En el punto PVA_04_060925 se observa que la frecuencia fundamental f_0 tiene un valor de 1.10 [Hz] con una amplitud relativa A_0 de 5.68. Lo anterior sugiere la existencia de un fuerte contraste de impedancias en profundidad y que el medio es altamente propenso a amplificar el movimiento del terreno (SESAME European Research Project, 2004). En el punto PVA_01_060925 se observó que $f_0 = 11.21$ [Hz] y $A_0 = 3.50$; dada su cercanía al afloramiento de la Fm. Méndez, la variación en los valores se atribuye a la transición de los materiales sedimentarios poco consolidados a las lutitas calcáreas de la Fm. Méndez. Finalmente, utilizando la expresión 4 y un valor aproximado estándar de 400 [m/s] de velocidad de onda de corte tomado de Jia (2018) se estimó que en para el punto PVA_04_060925 el espesor del paquete de sedimentos poco consolidados es de aproximadamente 90 [m], y en el punto PVA_01_060925 el espesor es de 9 [m] aproximadamente.

Zona de interpretación 3

En esta zona se realizaron dos líneas de TRE, cada una con el arreglo dipolar doble y Wenner-Schlumberger, un sondeo eléctrico vertical, una línea de refracción sísmica con MASW, y un punto de vibración ambiental.

En ambas líneas de TRE es posible observar un cuerpo con continuidad horizontal y baja resistividad interpretado como acuitardo localizado a 5 [m] de profundidad. En las líneas **TRE L3 08-09** y **TRE L4 08-09** se observan las siguientes unidades geoeléctricas:

- Unidad A: localizada en la superficie con resistividades superiores a los 50 [ohm/m] que corresponde a terreno y compacto con presencia de materia orgánica.
- Unidad B1: cuerpo de baja resistividad (de 2 a 3 [ohm/m]) y continuidad lateral a una profundidad de entre 4 y 6 [m] que se interpreta como acuitardo.
- Unidad B 2 y 3: con valores de resistividad de 14 a 20 [ohm/m] y 8 a 10 [ohm/m]. Al igual que la subunidad 1 constituidas por materiales sedimentarios de origen aluvial, con diferentes valores de saturación de agua.

En el sondeo eléctrico vertical identificado como *SEV 3 09-09* se alcanzó una profundidad de penetración de ≈ 107 [m] y se modeló un corte geoeléctrico con un rango de resistividades de 13.2 a 54.9 [ohm/m] dividido en cinco capas. Las primeras tres capas se interpretan como suelo y depósitos de arenas, arcillas, y conglomerados con matriz arcillosa a arenosa. Entre 2

y 5 [m] de profundidad se localiza una capa de baja resistividad (9.4 [ohm/m]) que se interpreta como la capa de materiales sedimentarios que contiene al acuitardo visible a la misma profundidad en los perfiles de resistividad. Entre los 16.5 y los 107.6 [m] de profundidad se localiza una capa de menor resistividad relativa a las capas adyacentes (15.4 [ohm/m]) con un espesor aproximado de 91 [m] que se interpreta como el conjunto de estratos que contiene al acuífero no confinado. La última capa considerada como semiespacio cuyo techo se ubica a una profundidad superior a los 108 [m].

En la línea de refracción **TRS01 07-09** (37) es posible observar cuatro unidades sísmicas con las siguientes velocidades de onda P :

- Unidad A: la capa más superficial con velocidad $V_P \approx 0.31$ [km/s] compuesta por materiales sedimentarios finos y materia orgánica.
- Unidad B 1, 2, y 3: con velocidades V_P de 0.35 a 0.45 [km/s], 0.45 a 0.55 [km/s], y 0.55 a 0.70 [km/s] respectivamente que representan a las capas más superficiales de aluvión con diferentes niveles de saturación de agua que rellenan el valle de Metztlán.

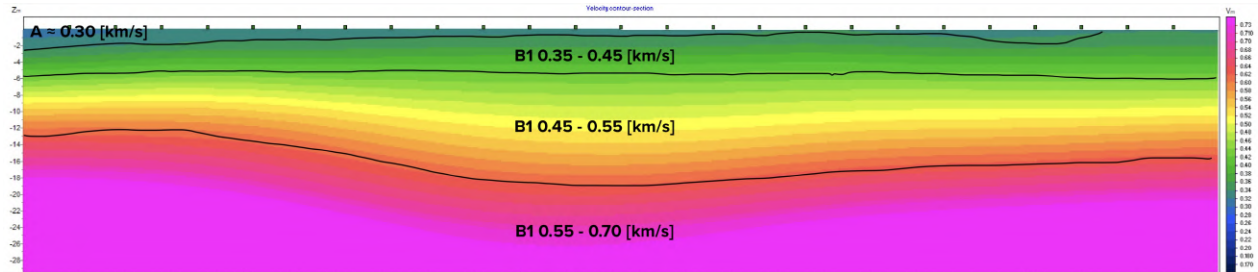


Figura 37: Unidades sísmicas de la línea TRS01 07-09.

El modelo de capas calculado mediante MASW muestran que para la línea *TRS01 07-09* los valores de V_S se encuentran por debajo de los 150 [m/s] tal como se muestra en el cuadro 6.

Cuadro 6: Velocidades V_S para la línea TRS01 07-09.

Capa	Profundidad	V_S [m/s]	V_{S30} [m/s]
1	0.0	110	
2	2.0	113	
3	5.0	133	
4	9.5	145	132.45

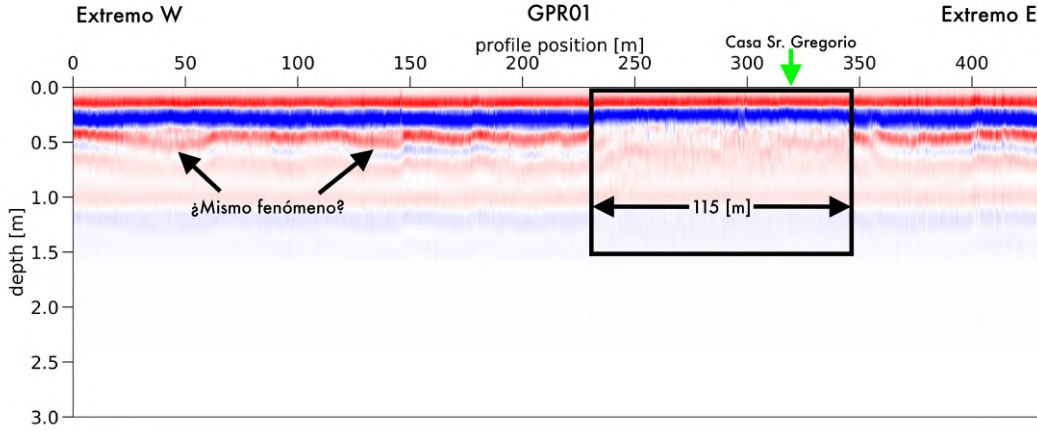
En función de lo anterior, el suelo en el punto donde fue tomada la línea TRS01 07-09 al igual que la línea TRS02 08-09 recibe la clasificación de sitio tipo **E** de suelos muy blandos o arcilla suave según la clasificación geotécnica NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2020).

El análisis de cocientes espectrales horizontal a vertical realizado para el punto de vibración ambiental **PVA_05_070925** medido en la zona de interpretación 3 mostró una frecuencia fundamental f_0 menor a 0.5 [Hz] y una amplificación relativa A_0 superior a 8, sugiriendo que la capa donde ocurre el fuerte contraste de impedancias se encuentra a gran profundidad, y que el suelo en ese punto está sujeto a un fuerte efecto de sitio causado por la amplificación de las ondas sísmicas (SESAME European Research Project, 2004). Para este punto el espesor de la capa de aluvión se estimó en aproximadamente 200 [m], utilizando el valor de 400 [m/s] de velocidad de onda S dentro del rango propuesto para aluvión y arenas saturadas dado por Burger et al. (2006).

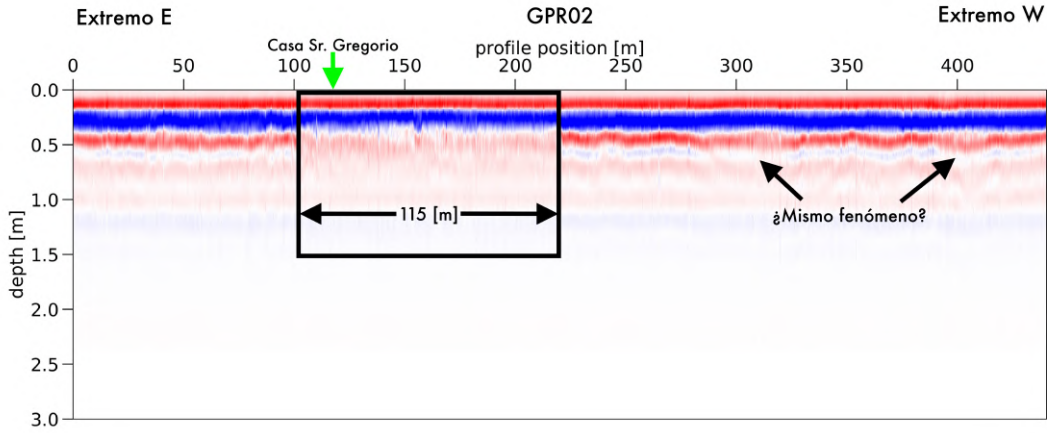
Zona de interpretación 4

En la zona de interpretación 4 solo se cuenta con dos líneas de radar de penetración terrestre (GPR) realizadas sobre la cinta asfáltica y un punto de vibración ambiental tomado dentro de uno de los inmuebles afectados.

En los radargramas resultantes de los recorridos con GPR realizados sobre la carretera Tecruz Cozapa - San Cristóbal es posible observar que alrededor de los 230 [m] de distancia horizontal en el trayecto de oeste a este y alrededor de los 105 [m] de distancia horizontal en el trayecto inverso, existe una zona donde el reflector más profundo pierde significativamente su intensidad y reaparece en ambos casos 115 [m] más adelante; siendo este ‘desvanecimiento’ coincidente en posición y longitud con la línea de inmuebles afectados, y más intenso en el trayecto inmediatamente aledaño a ellos (figuras 38a y 38b). Lo anterior se puede interpretar como una erosión del suelo debido al arrastre de materiales, o bien, un hundimiento localizado. Así mismo, es importante mencionar que en ambos radargramas no fue posible localizar reflectores puntuales asociados a tuberías enterradas o registros, por lo cual se infiere que no existe infraestructura de drenaje público en esa zona particular.



(a) Radargrama del recorrido oeste-este con la anomalía principal señalada.



(b) Radargrama del recorrido de retorno este-oeste con la anomalía principal señalada.

El análisis de cocientes espectrales horizontal a vertical realizado para el punto de vibración ambiental **PVA_01_050925** medido en la zona de interpretación 3 mostró una frecuencia fundamental f_0 de 6.45 [Hz] y una amplificación relativa A_0 de 7. Lo anterior es evidencia de que el contraste de impedancias se encuentra a una profundidad significativamente menor respecto a los puntos de vibración ambiental medidos más cerca del centro del valle; aunque aún existe una amplificación perceptible de las ondas sísmicas. Para este punto el grosor de la capa de aluvión se estimó en aproximadamente 15 [m].

8. Discusión

Tal como se indicó al inicio del presente documento, cuatro hipótesis distintas fueron planteadas para establecer las causas de las afectaciones visibles a los inmuebles en una zona localizada del poblado de Tecruz Cozapa.

La primer hipótesis en ser analizada fue la de subsidencia del terreno por extracción intensiva de agua del pozo cercano. De acuerdo con Burbey (2002) la formación de grietas asociadas a la extracción de agua subterránea es favorecida por las siguientes condiciones:

1. Clima seco a semiseco.
2. Extracción continua de agua del acuífero principal.
3. Depósitos poco consolidados de materiales sedimentarios altamente compresibles.
4. Existencia de zonas de debilidad o discontinuidad estructural.
5. Variabilidad en el espesor de los estratos compresibles.

Dado lo anterior, la zona de Metztitlán y Tecruz Cozapa cumple con dichas condiciones, puesto que: (1) en el Estado de Hidalgo predomina el clima seco a semiseco, (2) la región del valle de Metztitlán es una zona cuya principal actividad económica es esencialmente agrícola, por lo que existe una alta demanda de agua para riego de cultivos y plantaciones durante los periodos de estiaje, (3) el valle de Metztitlán es una cuenca rellenada por depósitos aluviales en su mayoría de granulometría fina como limos, arcillas, y arenas altamente saturados que son fácilmente compresibles, (4) una compleja configuración estructural dominada por intensos plegamientos y cabalgaduras, (5) la estimación del espesor de los depósitos aluviales mediante la técnica de cocientes espectrales sugiere una disminución progresiva del grosor en dirección del piedemonte. Además, la alta dependencia en el abastecimiento de agua subterránea provoca que la extracción induzca flujos de acuitardos, despresurizándolos y generando la compactación de los terrenos (fig. 39) (Rodríguez-Castillo & Rodríguez-Velázquez, 2006). Considerando todo lo anterior, así como las características del subsuelo obtenidas a partir de la interpretación de los perfiles de prospección eléctrica (TRE, y SEV), y sísmica (TRS, MASW, y PVA), es posible reconocer que efectivamente existen condiciones que podrían favorecer la aparición de los procesos de subsidencia. Adicionalmente a partir de la prospección electromagnética (GPR) se reconoce la existencia de una zona anómala coincidente espacialmente con las viviendas afectadas que posiblemente represente una zona de erosión por arrastre de materiales provocada por abatimiento del nivel freático del acuífero; también la inspección in-situ de los inmuebles afectados reveló dos características notables: que las orientaciones de los agrietamientos en el suelo corren de forma perpendicular al esfuerzo que se provocaría por un hundimiento en dirección al centro del valle, es decir, en dirección del flujo de agua; y que el pozo arroja grandes cantidades de sedimentos con granulometría de arenas finas. Dado lo anterior, es posible sugerir la existencia de una relación causal entre la

extracción de agua del pozo y el acarreo de material granular fino hacia el mismo, proceso que podría estar asociado con las afectaciones observadas en la zona. Esta hipótesis es consistente con la cercanía del pozo respecto a la zona afectada, y con los testimonios de los pobladores quienes señalan la operación del pozo como un factor relacionado con la problemática. Sin embargo, no se rechaza que el hundimiento podría ser un síntoma de un problema más generalizado de extracción desmedida de la red de pozos que abastecen a todos los campos de cultivo del valle de Metztitlán.

La segunda hipótesis en ser analizada fue la que apunta a la actividad sísmica local, en la cual se establece que los daños son ocasionados por la actividad de los sistemas de fallas asociados a las cabalgaduras Coalquixque y Metztitlán, cuyos trazos pasan a 300 [m] y 1,500 [m] del área afectada respectivamente. Dichos rasgos estructurales se originaron durante el emplazamiento del orógeno Mexicano durante el Cretácico y el Paleogeno (Fitz-Díaz et al., 2018), por lo que no se encuentran activos en la actualidad. Lo anterior fue comprobado en campo al no encontrar evidencias de desplazamiento reciente a lo largo del trazo de la cabalgadura Coalquixque. Adicionalmente, se realizó un análisis histórico de sismicidad en la región que no reveló ningún sismo localizado por el Servicio Sismológico Nacional (2026) en un periodo comprendido entre el año 2000 y julio del 2026 tal como se muestra en la figura 40 donde se observa que la gran mayoría de los eventos se localiza en la región comprendida entre Ixmiquilpan, Tula, y Pachuca; y solamente se registró un evento de magnitud 4.0 dentro de los límites del municipio de Metztitlán ocurrido en el 2017. Sin embargo, lo anterior no necesariamente implica que no exista sismicidad local, puesto que el alcance del catálogo de sismos del SSN se ve limitado por la cobertura instrumental en áreas de baja sismicidad en el país.

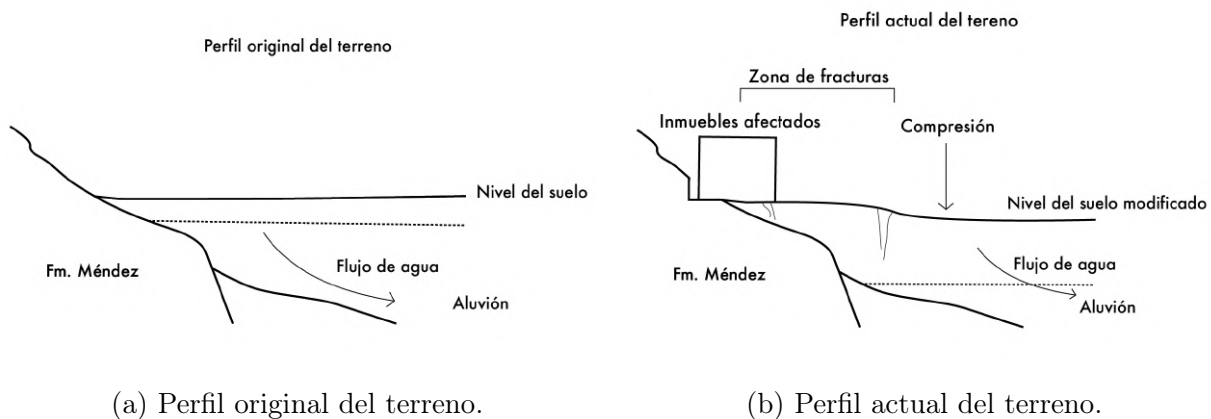


Figura 39: Diagrama conceptual de la evolución del terreno en Tecruz Cozapa.

Por tal razón, para tener un registro provisional de la sismicidad local se colocó un sismógrafo triaxial de banda ancha durante un periodo de 25 horas. En el registro obtenido fue posible observar al menos cuatro eventos transitorios de magnitud baja como se observa en la figura 41. Debido a que para el registro se empleó una sola estación con un registro de muy corta duración (25 horas), el alcance de los resultados obtenidos fue menor, y se limita a estimar la distancia (radio) probable en superficie a la cual ocurrieron los microsismos respecto a la ubicación del sismógrafo; así como confirmar la necesidad de instalar al menos dos sismógrafos adicionales para determinar las características de dichos microsismos como su ubicación, profundidad, magnitud, y mecanismo focal. La estimación de la distancia a la cual se localizaron los eventos se obtuvo a partir de las velocidades de propagación de las ondas P y S , definidas como

$$v_P = \frac{d_P}{t_P} \qquad v_S = \frac{d_S}{t_S} \qquad (8)$$

Dado que ambas ondas se originan en el mismo evento y recorren la misma distancia d hasta la estación (es decir, $d_P = d_S = d$), al despejar el tiempo de (8) se obtiene

$$t_P = \frac{d}{v_P} \qquad t_S = \frac{d}{v_S} \qquad (9)$$

Restando ambas expresiones en (9) se tiene que

$$(t_S - t_P) = \frac{d}{v_S} - \frac{d}{v_P} \qquad (10)$$

Agrupando en una sola fracción se tiene que

$$(t_S - t_P) = \frac{d v_P - d v_S}{v_S v_P} \qquad (11)$$

Y factorizando la distancia en el numerador obtenemos

$$(t_S - t_P) = d \left(\frac{v_S - v_P}{v_S v_P} \right) \qquad (12)$$

Finalmente, despejando d se obtiene la distancia en función de la diferencia de tiempos de arribo ($t_S - t_P$) y de las velocidades v_P y v_S :

$$d = \frac{(t_S - t_P)}{\left(\frac{v_P - v_S}{v_S v_P}\right)} \quad (13)$$

En la expresión (13) se utilizaron los valores estándar para calizas de $v_P = 3,000$ [m/s] y $v_S = 1500$ [m/s] definidos por Reynolds (1997). Para el tiempo se estimó directamente el valor $P - S$ en los registros mostrados en la figura 41 en aproximadamente 2 [s], por lo que sustituyendo los valores en (13) la distancia a la cual se localizaron los sismos fue aproximadamente de 8 a 10 [km] respecto a la estación.

Lo anterior permite plantear, mas no comprobar, la posible ocurrencia de sismicidad local de baja magnitud, que podría constituir otro factor agravante de las condiciones geotécnicas existentes y contribuir a la aparición o evolución de las fisuras observadas en los inmuebles afectados.

La tercer hipótesis en ser analizada plantea que los agrietamientos se deben a un fenómeno de inestabilidad de laderas, también conocidos como procesos de remoción en masa. Un deslizamiento de tierra es un evento que involucra el transporte gravitacional ladera abajo de un cuerpo de suelos o rocas a una velocidad de moderadamente rápida a rápida y que no siempre ocurre sobre una superficie de deslizamiento (Gary et al., 1972). Los movimientos de masas de suelos, detritos, y rocas que ocurren en una ladera cuando esta ya no es capaz de soportar su propio peso, y pueden ser desencadenados por factores externos o internos. Los factores externos pueden ser los cambios geométricos o de peso, o a cambios en el régimen de esfuerzos por causas naturales o antropogénicas, o también por cambios en el régimen hidrológico; y los factores internos se relacionan con cambios en las condiciones de la ladera por movimientos progresivos como expansiones laterales, fisuras, procesos de intemperismo y erosión (Alcántara-Ayala, 2000).

De acuerdo con Alcántara (2000), Cruden y Varnes (1996), los tipos de movimiento pueden ser

- Desprendimientos o caídas: movimientos en caída libre de suelo o rocas originados por desprendimiento en una ladera fuertemente inclinada tanto de tipo natural como artificial, a velocidad rápida a extremadamente rápida.
- Vuelcos o desplomes: rotación de una masa de suelo o rocas hacia adelante o hacia la parte externa en torno a un eje determinado por su centro de gravedad, a velocidades

de extremadamente lenta a extremadamente rápida, y que ocurre en materiales que poseen discontinuidades preferenciales, fracturas, o superficies columnares.

- Deslizamientos: Consiste en un desplazamiento pendiente abajo de una masa de roca, suelo, o ambos a lo largo de una superficie de ruptura o plano de deslizamiento. Puede ser *rotacional*, en la cual la superficie de falla es cóncava hacia arriba y el movimiento es respecto al eje paralelo a la superficie, y transversal al deslizamiento; o *traslacional* donde la masa se desliza hacia afuera o hacia abajo a lo largo de una superficie y que está controlado en gran medida por superficies de debilidad de los materiales formadores.
- Flujos: Son movimientos espacialmente continuos con abundante presencia de agua, que se comportan como un fluido viscoso formando lóbulos ladera abajo. Su velocidad de desplazamiento puede ser rápida a extremadamente rápida.
- Expansiones laterales: son movimientos resultado del fracturamiento y expansión de suelos o masas de roca compactos, debido a la licuefacción o fluidización del material subyacente.
- Avalanchas o aludes: Son desprendimientos de rocas o detritos, resultado del colapso repentino y de gran extensión de una masa de material granular sin cohesión. Pueden ser de velocidades rápidas a extremadamente rápidas.

De acuerdo con información del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, 2020) el valle de Metztitlán se encuentra rodeado de zonas de alta susceptibilidad a la inestabilidad de laderas como se observa en la figura 42.

Adicionalmente se cuenta con antecedentes confirmados de procesos de remoción en masa en la zona, como la avalancha prehistórica de rocas que formó la laguna de Metztitlán desplazando alrededor de $0.6 \text{ [km}^3\text{]}$ de material y cubriendo un área de aproximadamente $2.5 \text{ [km}^2\text{]}$ (Suter, 2004) y que convirtió el valle en una planicie de relleno aluvial y lacustre; o más recientes como el deslizamiento de tipo rotacional que afectó a la cabecera municipal de Metztitlán en 1992, originado por el deslizamiento de una capa de margas sobre otra de lutitas, ambas inclinadas en dirección de la pendiente del terreno, en las cuales el movimiento fue favorecido por la filtración de agua de lluvias producidas en la localidad y en las zonas elevadas cercanas, y por consecuencia arrastrando consigo los materiales no consolidados por encima, dañando más de 30 inmuebles (Lugo-Hubp et al., 1993). Sin embargo la inspección en campo reveló cuatro consideraciones importantes: (1) los inmuebles afectados se encuentran sobre el límite de una terraza excavada artificialmente por los locales directamente en la formación Méndez, y los depósitos aluviales recientes, con la parte trasera de los inmuebles colindando directamente con el escarpe resultante del aprovechamiento de material pétreo

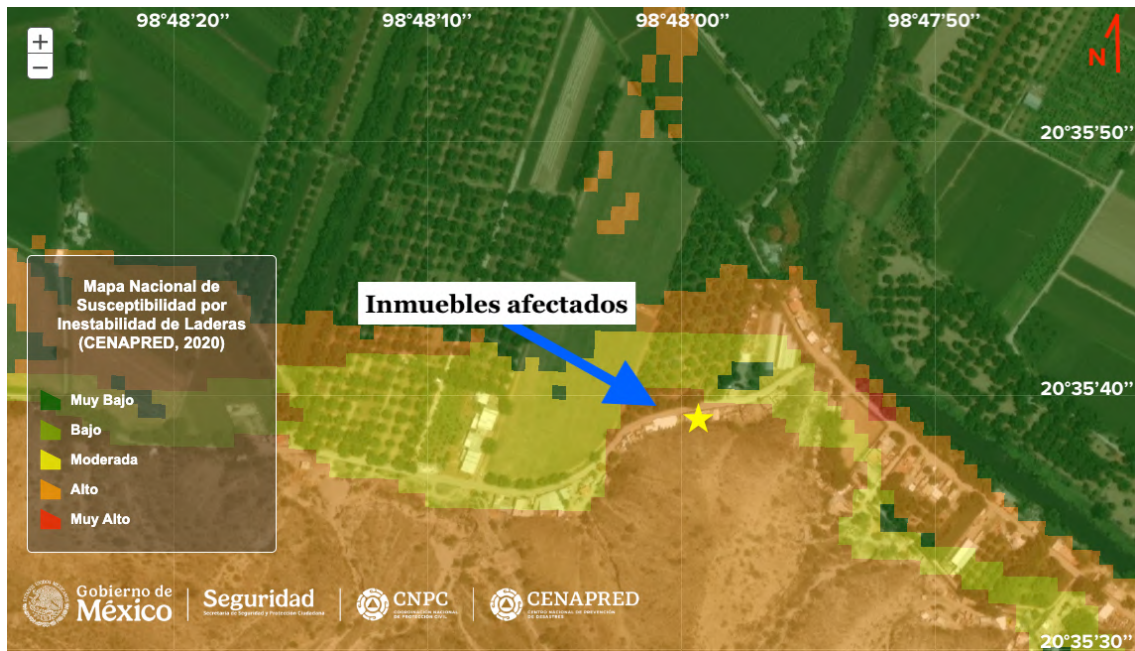


Figura 42: Fragmento del Mapa Nacional de Susceptibilidad a la Inestabilidad de Laderas (CENAPRED, 2020).

(figs. 43a y 43b); (2) en la zona afectada no se identificaron indicadores claros de un proceso de remoción en masa afectando la terraza sobre la cual se encuentran los inmuebles, pero sí se detectó el riesgo de caída de material pétreo desprendido por los procesos erosivos del intemperismo sobre los altos topográficos; (3) de acuerdo con los reportes de los pobladores, el movimiento de abertura de las grietas ocurrió durante el periodo de estiaje y cesó una vez que se dejó de extraer agua del pozo cercano para riego de los cultivos; y (4) se detectaron importantes acumulaciones de sedimentos con granulometría de arenas finas (fig. 43d) que de acuerdo con reportes de los pobladores, se debe remover periódicamente.

La última hipótesis en ser analizada es la de erosión o deterioro de las cimentaciones por ausencia de drenaje de agua residual. Esta hipótesis surge como deducción a partir de observar la ausencia total de reflectores asociados a tuberías en ambos recorridos con el radar de penetración terrestre; lo que implica el uso de fosas sépticas para la disposición de las aguas negras, y que abre la posibilidad de que la existencia de filtraciones de aguas residuales sean causantes de la anomalía visible en los radargramas. Un punto a considerar es que Tecruz Cozapa no es el único asentamiento humano en los bordes del valle de Metztlán, pero sí es el único que ha reportado daños y en un número muy pequeño de inmuebles; lo que sugiere un fenómeno causante mucho más localizado. Esto no implica necesariamente que otros inmuebles dañados no existan, sino que no han sido reportados o que no han sido

tomados en cuenta por la autoridad competente; por lo que es necesario realizar un inventario mayor de los inmuebles localizados en los bordes de la cuenca y que puedan presentar daños para determinar si en realidad se trata de un fenómeno localizado o más regional.



(a) Inmueble directamente aledaño al escarpe.



(b) Inmueble directamente aledaño al escarpe.



(c) Lutitas calcáreas de la fm. Méndez.



(d) Sedimentos arrojados por el pozo.

Figura 43: Inmuebles construidos directamente sobre el afloramiento de la fm. Méndez.

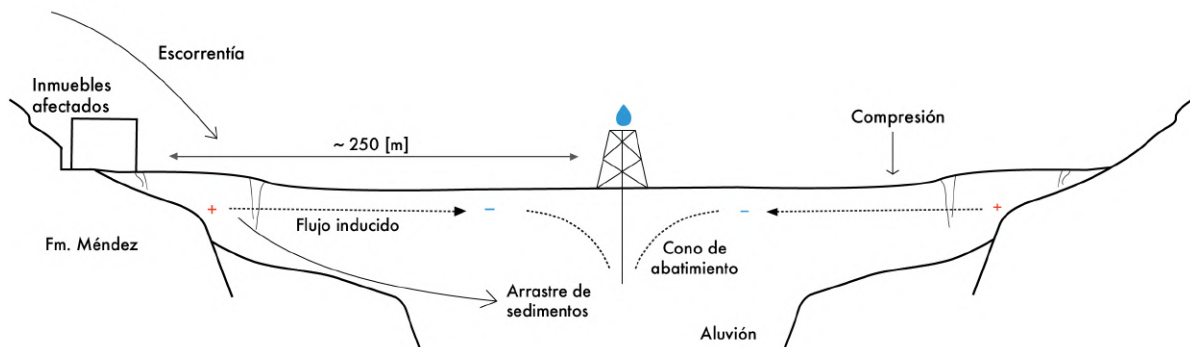


Figura 44: Esquema del arrastre de sedimentos por flujo inducido.

9. Conclusiones y recomendaciones

Los resultados obtenidos mediante las técnicas geofísicas utilizadas permitieron caracterizar las condiciones del subsuelo en el área de estudio y establecer una relación entre sus características geológicas, hidrogeológicas, y los agrietamientos observados en las viviendas. La interpretación conjunta de los resultados indica que los procesos de subsidencia del terreno por compactación de la capa de sedimentos aluviales, y propiciado por la extracción no controlada del pozo señalado constituye una de las hipótesis más probables para explicar el origen de los agrietamientos documentados; sin embargo, se reconoce que se trata de una problemática multifactorial en la que intervienen diversas condiciones del subsuelo y factores ambientales.

El valle de Metztitlán es una cuenca endorreica cubierta por sedimentos poco consolidados como gravas, arenas, arcillas, y limos, que tienden a almacenar agua en distintas capas formando acuíferos libres, confinados, y acuitardos que se mantienen a un nivel estable a lo largo de las temporadas tanto de lluvia como de estiaje. Cuando dichos acuíferos comienzan a explotarse a un ritmo superior al de recarga natural, el nivel comienza a descender más de lo normal, y al perder agua contenida entre los poros, los sedimentos comienzan a reacomodarse y compactarse produciendo hundimientos generalizados que pueden convertirse en diferenciales en zonas donde existen cargas estáticas y dinámicas no naturales como las ejercidas por construcciones y asentamientos humanos. Si junto a lo anterior se consideran los testimonios de los locales afectados indicando que existió un fuerte régimen de extracción de agua del pozo indicado en los mapas por causa de una intensa sequía y que además arrojó inmensas cantidades de arena fina, podría resultar en un proceso acelerado de subsidencia, capaz de ocasionar daños como los que son visibles en la localidad de Tecruz Cozapa. Adicionalmente, existe la posibilidad de que el proceso anterior se vea exacerbado no sólo por la proximidad de las viviendas al cerro compuesto de calizas y lutitas de la formación Méndez ya que al ser roca impermeable, favorece el desplazamiento preferencial del agua en dirección del valle como se muestra en el diagrama conceptual de la figura 44, creando a su vez un patrón de flujo que arrastre sedimentos hacia las zonas más bajas, sino también por el probable desplazamiento interno causado por las filtraciones de las fosas sépticas.

De acuerdo con el proyecto Elaboración de Guías de Prevención y Mitigación del Riesgo en Zonas Propensas a Hundimiento y Agrietamiento del Terreno elaborado por CENAPRED (2022) el hundimiento es un proceso difícil de revertir; sin embargo, algunos de los daños que se generan en las construcciones pueden sobrellevarse aplicando técnicas de reparación

y reforzamiento estructural. Por lo anterior, es necesario que la población y las autoridades consideren medidas de adaptación orientadas a reducir los efectos de esta problemática, mediante sistemas constructivos flexibles y estrategias adecuadas de drenaje y abastecimiento de agua potable, con el propósito de disminuir las afectaciones y pérdidas en las viviendas. Mientras no se establezcan medidas efectivas para regular y controlar la extracción de agua subterránea, persistirá el riesgo de subsidencia y de que continúen presentándose daños en la infraestructura.

Se recomienda como medida de mitigación la rehabilitación del pozo para equiparlo con filtros de arena, además de efectuar un monitoreo constante del ritmo de hundimiento, así como un monitoreo continuo de las grietas existentes, la implementación de una red de piezometría para conocer las variaciones del nivel freático y finalmente, conformar un inventario regional de inmuebles afectados.

Referencias

- Akinlalu, A. A., Futai, M. M., Afolabi, D. O., & Abraham-A, R. M. (2026). A review on the application of geophysical methods in civil engineering studies. *Geosystems and Geoenvironment*, 5(1), 100-453. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2025.100453>
- Alcántara-Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones, y terminología. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (41).
- Arwananda, A. P., Aryaseta, B., Dezulfakar, H., Fatahillah, Y., & Rochman, J. P. G. N. (2017). Horizontal Vertical Spectral Ratio Method in Microtremor to Estimate Engineering Bedrock Thickness at Sedati Mud Volcano. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 62. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/62/1/012010>
- ASTM International. (2018). *Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation*. West Conshohocken, PA. <https://doi.org/10.1520/D5777-18>
- Ávila-Lugo, F., & Zárate-López, J. (2002). *Informe de la Carta Geológico-Minera Metztitlán F14-D61 escala 1:50,000 Estado de Hidalgo* (inf. téc.). Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Economía.
- Bowers, R. J., & Bidwell, B. A. (1999). Geophysics and UXO detection. *The Leading Edge*, 18(12), 1389-1391. <https://doi.org/10.1190/1.1438224>
- Building Seismic Safety Council. (2020). *NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures*. Washington, D.C., Federal Emergency Management Agency. Consultado el 12 de julio de 2026, desde <https://www.fema.gov/node/nehrrp-recommended-seismic-provisions-new-buildings-and-other-structures>
- Burbey, T. J. (2002). The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada USA. *Hydrogeology Journal*, 10, 525-538. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0215-7>
- Burger, H. R., Sheehan, A. F., & Jones, C. H. (2006). *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*. W. W. Norton & Company.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., & Solé-Viñas, J. (2008). Estratigrafía de la Formación Metztitlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1).
- CENAPRED. (2020). *Atlas Nacional de Riesgos: mapa nacional de susceptibilidad por inestabilidad de laderas*. Consultado el 22 de julio de 2026, desde <http://www.atlasnacional%20deriesgos.gob.mx/archivo/visor-capas.html>
- CENAPRED. (2022). *Proyecto Elaboración de Guías de Prevención y Mitigación del Riesgo en Zonas Propensas a Hundimiento y Agrietamiento del Terreno: Fascículo de Hundimiento y Agrietamiento del Terreno*. Consultado el 22 de julio de 2026, desde

- https://www1.cenapred.unam.mx/DIR_INVESTIGACION/2022/XLI/DS/2021_Guia_de_Preencion_Hundimiento_y_Agrietamiento_Fasciculo.pdf
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Metztitlán (1314), Estado de Hidalgo* (inf. téc.). Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.
- CONAGUA. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Metztitlán (1314), Estado de Hidalgo* (inf. téc.). Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides Types and Processes. En A. K. Turner & R. L. Schuster (Eds.), *Landslides: Investigations and Mitigation* (pp. 36-75). National Academy Press.
- Edwards, L. S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42(5), 1020-1036. <https://doi.org/10.1190/1.1440762>
- Eguiluz, S., Aranda-García, M., & Marret, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- EPA. (2025). *Passive Seismic (HVSr)*. Consultado el 10 de mayo de 2026, desde <https://www.epa.gov/environmental-geophysics/passive-seismic-hvsr>
- 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*, 522-523, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fetter, C. W., & Kreamer, D. (2022). *Applied Hydrogeology* (5.^a ed.). Waveland Press, Inc.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, E. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Gary, M., McAfee, R., & Wolf, C. L. (Eds.). (1972). *Glossary of Geology*. American Geological Institute.
- Guerra-Roel, R., Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Dekkers, M. J., Patiño-Méndez, G., & Pastor-Galán, D. (2025). Bending the Sierra Madre Oriental: A Paleocene Orogen. *Tectonics*, 44(11), 1-22. <https://doi.org/10.1029/2025TC008856>
- INEGI. (2026). *Cuéntame de México: Sección educativa. Conoce tu estado: Hidalgo*. Consultado el 28 de abril de 2026, desde https://cuentame.inegi.org.mx/explora/conoce_tu_estado/tarjeta.html?estado=13#info_3_12
- IRIS. (2026). *Syscal Pro*. Consultado el 12 de mayo de 2026, desde <https://www.iris-instruments.com/syscal-pro.html>
- Jia, J. (2018). Dynamic and Cyclic Properties of Soils. En *Soil Dynamics and Foundation Modeling* (pp. 75-108). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-40358-8_2

- Johnson, C. D., & Lane, J. W. J. (2016). Statistical Comparison of Methods for Estimating Sediment Thickness from Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) Seismic Methods: An Example from Tylerville, Connecticut, USA. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, 317-323. <https://doi.org/10.4133/SAGEEP.29-057>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (3.^a ed.). Blackwell Science.
- Loke, M. H. (2022). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.
- López-González, A. E., & Tejero-Andrade, A. (2013). El método de Polarización Inducida aplicado en la contaminación de suelos por hidrocarburos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 1-8.
- Lucius, J. E., Langer, W. H., & Ellefsen, K. J. (2007). *An Introduction to Using Surface Geophysics to Characterize Sand and Gravel Deposits* (Circular N.º 1310). U.S. Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/circ/c1310/>
- Lugo-Hubp, J. I., Zamorano, J. J., & Gallegos, G. (1993). Deslizamiento de tierras activo en Metztitlán, Hgo. *Geofísica Internacional*, 32(1), 153-166.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics* (3.^a ed.). John Wiley & Sons Ltd.
- Nakamura, Y. (2019). What is the Nakamura Method? *Seismological Research Letters*, 90(4), 1437-1443. <https://doi.org/10.1785/0220180376>
- Oldenburg, W. D., & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64(2). <https://doi.org/10.1190/1.1444545>
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1).
- Palacky, G. J. (1988). Resistivity Characteristics of Geologic Targets. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (pp. 52-129). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch3>
- Parasnis, D. S. (1986). *Principles of Applied Geophysics* (4.^a ed.). Chapman; Hall Ltd.
- Park, C. B. (2026). *Calculating Vs30m*. Consultado el 17 de julio de 2026, desde <https://www.parkseismic.com/ssc-howtocalculatevs30m/>
- Park, C. B., Miller, D., Richard, & Jianghai, X. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd.
- Rodríguez-Castillo, R., & Rodríguez-Velázquez, I. (2006). Consecuencias sociales de un desastre inducido, subsidencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (2), 265-269.

- Roy, G. I. (2023). Hundred years of geophysics (1834-1933). *Indian Journal of History of Science*, 58, 64-73. <https://doi.org/10.1007/s43539-022-00069-7>
- Santos-Cerquera, C. (2016). Informalidad y expansión urbana en las zonas metropolitanas. En O. Moncada-Maya & Á. López-López (Eds.), *Geografía de México: Una reflexión espacial contemporánea* (pp. 505-515). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Segerstrom, K. (1964). Geology of south-central Hidalgo and northeastern México, México. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1104-C, 87-162.
- Servicio Sismológico Nacional. (2026). *Catálogo de sismo* (inf. téc.). Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. <https://doi.org/10.21766/SSNMX/EC/MX>
- SESAME European Research Project. (2004). *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations: Measurements, Processing and Interpretation* (inf. téc. N.º Deliverable D23.12). European Commission, Research General Directorate. https://sesame.geopsy.org/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Watson, D. B., & Mandell, W. A. (2005). Application of Seismic Refraction Tomography to Karst Cavities. *USGS Karst Interest Group Proceedings*, 29-38.
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology* (2.^a ed.). Cambridge University Press.
- Suter, M. (2004). A neotectonic-geomorphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztitlán (Hidalgo State, east-central Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 397-411.
- Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava, G., Chávez-Segura, R. E., López-González, A. E., & Delgado-Solórzano, C. (2015). L- and CORNER-arrays for 3D electric resistivity tomography: an alternative for geophysical surveys in urban zones. *Near Surface Geophysics*. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2015015>
- Tzanis, A., & Kafetsis, G. (2004). A freeware package for the analysis and interpretation of common-offset Ground Probing Radar data, based on general purpose computing engines. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(3), 1347-1354. <https://doi.org/10.12681/bgsg.16479>
- Wathelet, M., Jean-Luc, C., Cornou, C., Di Giulio, G., Guillier, B., Ohrnberger, M., & Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. *Seismology Research Letters*, 91(3), 1878-1889. <https://doi.org/10.1785/0220190360>