

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2025, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra

Caracterización hidrogeológica de una porción del Valle de Mexicali, B.C, México.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

María Dolores Sánchez García

Ensenada, Baja California, México

2025

Tesis defendida por

María Dolores Sánchez García

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Codirector de tesis

Dr. Mario Alberto Fuentes Arreazola

Codirector de tesis

Dra. Ewa Glowacka

Dr. Pedro Gilberto López Mariscal



Dr. Diego Ruiz Aguilar

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo

Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta María Dolores Sánchez García como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra.

Caracterización hidrogeológica de una porción del Valle de Mexicali, B.C, México.

Resumen aprobado por:

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Codirector de tesis

Dr. Mario Alberto Fuentes Arreazola

Codirector de tesis

En el Valle de Mexicali, donde el último informe de CONAGUA reporta un porcentaje nulo de disponibilidad del recurso hídrico, se considera crucial la actualización continua de la información para mejorar el monitoreo y la gestión de los recursos. El monitoreo de los niveles piezométricos se ha convertido en una herramienta importante para la gestión sostenible de los recursos hídricos, visto que permite identificar las tendencias a largo plazo, permitiendo evaluar la respuesta de los acuíferos a fenómenos naturales o antropogénicos. De acuerdo con algunos autores, estos fenómenos son responsables de inducir esfuerzos de deformación a las estructuras que conforman el acuífero, que a menudo se refleja en las variaciones del nivel del agua en pozos de observación. En este sentido, el presente estudio implementó un análisis espectral de los registros de nivel del agua en pozos de observación en la zona y en conjunto con los métodos electromagnéticos, como el TEM, que se presentan como una opción adecuada para estudios hidrogeológicos, dado su potencial como herramientas en la exploración de recursos hídricos subterráneos debido a que son sensibles a los cambios de conductividad eléctrica de las rocas, propiedad que se puede asociar a la presencia de fluidos. La integración de ambas metodologías en un contexto hidrogeológico reveló una interacción compleja entre el acuífero y su entorno, influenciada por la heterogeneidad litológica, así como factores tectónicos y climáticos.

Palabras clave: Nivel piezométrico, análisis espectral, TEM, hidrogeológico

Abstract of the thesis presented by María Dolores Sánchez García as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Hydrogeological characterization of a portion of the Mexicali Valley, B.C, México.

Abstract approved by:

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Thesis Co-Director

Dr. Mario Alberto Fuentes Arreazola

Thesis Co-Director

In the Mexicali Valley, where the latest CONAGUA report indicates a zero percentage of water resource availability, the continuous update of information is considered crucial to improve monitoring and resource management. The monitoring of piezometric levels has become an important tool for the sustainable management of water resources, as it allows the identification of long-term trends, enabling the evaluation of aquifer responses to natural or anthropogenic phenomena. According to some authors, these phenomena are responsible for inducing deformation stresses in the structures that make up the aquifer, which is often reflected in the variations of water levels in observation wells. In this context, the present study implemented a spectral analysis of the water level records in observation wells in the area, in conjunction with electromagnetic methods such as TEM, which are presented as a suitable option for hydrogeological studies due to their potential as tools in the exploration of groundwater resources, as they are sensitive to changes in the electrical conductivity of rocks, a property that can be associated with the presence of fluids. The integration of both methodologies in a hydrogeological context revealed a complex interaction between the aquifer and its environment, influenced by lithological heterogeneity, as well as tectonic and climatic factors.

Keywords: Piezometric level, spectral analysis, TEM, hydrogeological

Dedicatoria

A mis padres, María Dolores García y Rufo Sánchez, por ser la fuente constante de amor, guía y apoyo en todas las etapas de mi vida. Su sabiduría y valores me han dado las herramientas para superar obstáculos y alcanzar mis sueños. A mis hermanas, Tania Carolina y Ana Lucía, a ustedes, mis cómplices, por su inquebrantable amor, su paciencia infinita y por estar siempre a mi lado, a donde sea que vaya, mis logros siempre serán también suyos.

Con amor, Loly

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado, en especial al Departamento de Ciencias de la Tierra, por el conocimiento adquirido y las facilidades otorgadas durante mi estancia.

Mi sincero agradecimiento a la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

A mis codirectores, el Dr. Diego Ruiz Aguilar y el Dr. Mario Alberto Fuentes Arreazola, por darme la oportunidad de ser su estudiante, así como por el tiempo dedicado y las enseñanzas compartidas a lo largo de la elaboración de esta tesis.

A los miembros de mi comité de tesis, la Dra. Ewa Glowacka y el Dr. Pedro Gilberto López Mariscal, por sus valiosas aportaciones durante mis avances de investigación y por sus observaciones en este documento, las cuales contribuyeron significativamente a su mejora.

Al técnico titular del Departamento de Geofísica Aplicada, Mastache Román Edgar Agustín, así como a mis compañeros de posgrado, Julia y Ernesto, por el apoyo en la adquisición de datos en campo, así como por el aprendizaje y las experiencias compartidas.

Al Sistema de Información para el Manejo de Agua de Riego de Baja California (SIMARBC) por su disposición para proporcionar información sobre la instrumentación de sus estaciones agrometeorológicas, lo que permitió el ajuste de una de las bases de datos en este trabajo.

A mis compañeros de Ciencias de la Tierra por su compañerismo y los momentos compartidos, especialmente a las "Hijas de la tía Cony", por su sincera y valiosa amistad.

A mis padres y hermanas, quienes, a pesar de la distancia, nunca dejan de acompañarme con su amor incondicional. Su fortaleza, sacrificios, consejos y palabras de aliento fueron mi refugio en los momentos difíciles y mi mayor inspiración para seguir adelante. Les agradezco de todo corazón por ser mi pilar y mi mayor motivación.

A la familia Siordia Garnica, por acogerme como parte de ella desde mi llegada a Ensenada, brindándome su calidez y apoyo. Mención especial a la Sra. Consuelo Garnica, por su amistad sincera, su cariño inagotable y por cuidar de mí como si fuera parte de su propia familia. Su deliciosa comida no solo me mantuvo sana, sino que también fue un consuelo en esta etapa como foránea novata. Gracias por cada gesto y por hacer de su hogar un refugio para mí.

Finalmente, agradezco a todas las personas que he tenido la dicha de conocer y de que me conocieran, con quienes he compartido momentos memorables durante mi estancia en Ensenada. Su compañía, consejos y cariño han sido un regalo invaluable en este camino.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xii
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Justificación	2
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
Capítulo 2. Fundamentos teóricos	
2.1. Teoría electromagnética	4
2.2. Método Transitorio Electromagnético TEM	5
2.2.1. Resistividad aparente tardía	6
2.2.2. Profundidad de difusión	7
2.2.3. Teoría de inversión	7
2.2.3.1. Método Occam	8
2.2.3.2. Método Marquardt	8
2.3. Presión barométrica y Marea de la Tierra sólida	9
2.3.1. Dependencia en el dominio de la frecuencia	12
2.3.2. Independencia en el dominio de la frecuencia	14
2.4. Estimación de parámetros hidrogeológicos	15
Capítulo 3. Zona de estudio	
3.1. Localización	18
3.2. Contexto geotectónico	19
3.3. Contexto geológico	21
3.4. Contexto hidrogeológico	22
3.5. Climatología	24
3.6. Estudios previos	25
3.7. Adquisición de datos	27
3.7.1. Datos geohidrológicos	28
Capítulo 4. Procesamiento e Interpretación	
4.1. Datos TEM	31
4.1.1. Inversión 1D	31
4.1.2. Resultados e interpretación de la inversión Occam y Marquardt	32
4.2. Niveles piezométricos	39

4.2.1. Análisis de registros	39
4.2.2. Resultados e interpretación del análisis espectral	41
4.3. Resultados del análisis de la variación piezométrica y actividad sísmica de la zona .	51

Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones

Literatura citada	55
Anexos	60

Lista de figuras

Figura	Página
1. Localización general de la zona de estudio, Ejido Saltillo. Se incluye la Ubicación y distribución de los nueve sitios TEM, piezómetros, pozo de referencia y la falla Saltillo. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).	19
2. Esquema tectónico de la zona de estudio. F1 marca zona de estudio en Ejido Saltillo. Las líneas rojas indican las fallas presentes en el área. Los cuadros marrones son sitios de evidencia superficial de los límites de la subsidencia y el polígono gris indica el área de aprovechamiento geotérmico. Modificado de (Glowacka et al., 2010).	20
3. Tipos de materiales geológicos presentes en la zona de estudio, las fallas geológicas principales incluyen la Falla Laguna Salada (FLS), Falla Cuapá (FC), Falla Morelia (FM), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Saltillo (FS), Falla Imperial (FI), Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP), fuente: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI,2024). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).	22
4. Tipos de unidades geohidrológicas presentes en la zona de estudio, las fallas geológicas principales incluyen la Falla Laguna Salada (FLS), Falla Cuapá (FC), Falla Morelia (FM), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Saltillo (FS) y Falla Imperial (FI), Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP), fuente: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI,2024). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).	24
5. Mapa de conductividades hidráulicas resultante de la modelización de flujo para el acuífero del Valle de Mexicali. Modificado de (Díaz Cabrera, 2001)	26
6. Esquema de un arreglo de bobina central, con espira de 75 m x 75 m.	28
7. (a) Datos originales del sondeo EJS05. (b) Datos filtrados del sondeo EJS05. Los puntos en color azul, rojo y verde representan las mediciones de frecuencias alta, media y baja, respectivamente. Las líneas continuas en los mismos colores indican las mediciones del ruido.	31
8. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondeos EJS01, EJS04 y EJS06. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondeos. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.	33
9. Resultado de los modelos inversos en los nueve sitios a lo largo del perfil, los marcadores en la parte superior representan la ubicación de cada sitio, además la línea punteada representa la ubicación de la falla Saltillo en superficie. Se incluye la columna litológica del pozo con clave PZ 7, la cual define tres unidades de material geológico, utilizada como referencia para los primeros 160m de los modelos. Se incluyen el RMS para cada esquema de inversión.	36
10. Perfil 2D de los modelos inversos de los 9 sitios de sondeo, la línea discontinua representa la ubicación de la falla Saltillo, los marcadores en la parte superior representan la ubicación de cada sitio a lo largo del perfil.	38
11. Diagrama de flujo del análisis de registros de variación del nivel del agua y presión barométrica. Modificado de Arreazola,2018.	40

12.	a) Registro de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea (línea negra) y presión barométrica (línea azul) recolectado en el pozo C-04 en unidades de metros de columna de agua equivalente [m-ca]. b) Deformación horizontal (Areal Strain) para el pozo C-04 (línea gris) como resultado de marea de la Tierra Sólida de acuerdo con el potencial gravitacional teórico calculado en unidades de nano-strain [nstr]. c) Señal estacionaria, de la serie de tiempo del pozo C-04 corregida por compensación barométrica y sin tendencia lineal.	42
13.	Registros de la variación temporal del nivel del agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación superficial “x-y” (c) y sus respectivas funciones de densidad espectral de potencia en función de la frecuencia expresada en ciclos por día (CPD).	43
14.	Determinación de las Funciones de Coherencia para segmento de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) (c) derivado de la marea de la Tierra Sólida.	44
15.	Determinación de las Función de Transferencia (Modelo Compuesto) para segmento de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain)(c) derivado de la marea de la Tierra Sólida.	45
16.	Nivel del agua observado y modelado con su espectro de amplitudes (a-b). Residuales del modelo y su espectro (c-d). Deformación horizontal (Areal Strain) y su espectro (e-f). Los gráficos de la izquierda muestran las series temporales, mientras que los de la derecha presentan sus respectivas transformadas de Fourier, destacando las frecuencias dominantes.	47
17.	El intervalo de variación de la estimación de almacenamiento específico determinado para cada uno de los escenarios de análisis y los sedimentos asociados teóricamente. El Escenario 3, es el que corresponde a pozos superficiales, comparables con C04 y C05 (rojo). Modificado de (Fuentes Arreazola, 2018).	48
18.	Rango de variación de la porosidad estimada en los distintos escenarios de estudio con respecto a los valores teóricos asociados a los tipos de sedimentos. El Escenario 3, es el que corresponde a pozos superficiales, comparables con los resultados de los datos 2022 (rojo). Modificado de (Fuentes Arreazola, 2018).	49
19.	Mapa de localización de eventos sísmicos en la región de estudio durante el periodo de julio - noviembre del 2022, además de fallas principales y pozos analizados.	52
20.	Gráfico de tendencias temporales del nivel de agua piezométrico de los pozos C-04 y C-05 y actividad sísmica (RESNOM) durante el periodo julio-noviembre 2022 analizado.	53
21.	(a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondeos EJS01, EJS02 y EJS03. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondeos. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.	60
22.	(a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondeos EJS04, EJS05 y EJS06. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondeos. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.	61

Figura	Página
23. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondeos EJS07, EJS08 y EJS09. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondeos. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.	62
24. Registros de la variación temporal en el pozo C-05 del nivel del agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación superficial “x-y” (c) y sus respectivas funciones de densidad espectral de potencia en función de la frecuencia expresada en ciclos por día (CPD).	63
25. Determinación de las Funciones de Coherencia para segmento de registro en el pozo C-05 de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) derivado de la marea de la Tierra Sólida.	63
26. Determinación de la Función de Transferencia (Modelo Compuesto) para segmento en el pozo C-05 de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) derivado de la marea de la Tierra Sólida.	64
27. Nivel del agua observado y modelado con su espectro de amplitudes en el pozo C-05 (a-b). Residuales del modelo y su espectro (c-d). Deformación horizontal (Areal Strain) y su espectro (e-f). Los gráficos de la izquierda muestran las series temporales, mientras que los de la derecha presentan sus respectivas transformadas de Fourier, destacando las frecuencias dominantes.	64

Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. Modificada de Merrit (2004).	11
2.	Características básicas de los pozos de observación considerados para el análisis. Coordenadas con Datum WGS-84.	29
3.	Descripción litológica del material cortado según profundidad del piezómetro PZ-7.	30
4.	Valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida (MTS) para cada componente armónica en los pozos C-04 y C-05.	48
5.	Valores estimados para los parámetros hidrogeológicos con respecto a las componentes armónicas O1 y M2 asociadas a la Marea de la Tierra Sólida.	49
6.	Relación entre propiedades geohidrológicas y los materiales asociados.	51

Capítulo 1. Introducción

El noroeste de México enfrenta una crisis hídrica agravada por la sobreexplotación de acuíferos y una sequía prolongada. En esta región árida y semiárida, los recursos subterráneos son esenciales, pero muchos acuíferos presentan déficit hídrico (Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2024b). Factores climáticos, como La Niña, han intensificado la sequía, afectando estados como Sonora, Sinaloa y Baja California. El gobierno mexicano ha respondido con el Plan Nacional Hídrico, enfocado en regular concesiones, evitar el acaparamiento de agua y desarrollar infraestructura para garantizar un uso sostenible. La gestión adecuada de los acuíferos es clave para enfrentar esta crisis y proteger a las comunidades dependientes (GOBMEX, 2024). En particular, el Valle de Mexicali es una extensa llanura desértica en la cual 70 % de la superficie está dedicada a la agricultura que se ha desarrollado y sostenido durante décadas, como resultado principalmente de la asignación anual de 1 850 millones de metros cúbicos de agua del Río Colorado, y que son canalizados a todo el valle a partir de la Presa Morelos (CILA, 1944). Sin embargo, otra componente crucial para el desarrollo agrícola y abastecimiento de la población corresponde a la extracción de aguas subterráneas del acuífero del Valle de Mexicali (clave 0210). El cual de acuerdo con Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2024a) presenta valores de 520.50 hm³/año de recarga media anual, 2.50 hm³/año descarga natural comprometida, y extracción de aguas subterráneas de 950.04 hm³/año; lo anterior conlleva a una situación de sobreexplotación con un déficit de -432.04 hm³/año y por ende, disponibilidad media anual de 0 hm³/año. Para mejorar la gestión de los recursos hídricos subterráneos una tarea clave es reducir la incertidumbre con respecto a los procesos dinámicos que acontecen en los acuíferos, y para esto se requiere de realizar estudios interdisciplinarios que combinen distintas técnicas para caracterizar una formación acuífera. El monitoreo de la variación de la elevación del nivel del agua subterránea en pozos es fundamental para analizar la evolución del almacenamiento en la formación acuífera, estimar el gradiente hidráulico y determinar la dirección del flujo subterráneo. No obstante, se ha identificado que dichas variaciones responden a una combinación de factores naturales y antropogénicos, cuya intensidad está principalmente modulada por las propiedades físicas de los materiales que componen el acuífero. El nivel del agua en un pozo de monitoreo refleja la influencia directa de diversos procesos que actúan sobre el acuífero, como la precipitación, evapotranspiración, recarga, flujo regional, bombeo, variaciones de presión barométrica, mareas terrestres (oceánicas y de la Tierra sólida), y actividad sísmica, entre otros. Algunos de estos fenómenos inducen esfuerzos que pueden deformar la estructura de los materiales del acuífero, afectando la presión de poro y generando fluctuaciones en el nivel del agua observado. Los avances tecnológicos han permitido el desarrollo de instrumentos capaces de medir con alta precisión, de forma autónoma y casi continua, el nivel del agua subterránea en pozos de observación. Esto ha facilitado las tareas de monitoreo y registro, reduciendo la incertidumbre en

las mediciones y generando series de tiempo robustas que reflejan la dinámica del acuífero. Desde el punto de vista hidrogeológico, el análisis autocorrelatorio y espectral proporciona información clave sobre el comportamiento del sistema acuífero. En particular, permite la estimación de algunas propiedades hidráulicas de los materiales que lo conforman a partir del análisis de la respuesta del nivel del agua ante componentes armónicas dominantes, como la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida. Estos fenómenos, al ser de acción continua y permanente en la superficie terrestre, influyen en la variabilidad del nivel del agua subterránea (Fuentes Arreazola & Vázquez-González, 2016; Fuentes Arreazola et al., 2018). En complemento, los estudios electromagnéticos en su variante de Transitorio Electromagnético (TEM) han demostrado ser fundamentales para la caracterización de acuíferos, ya que permiten identificar las propiedades eléctricas del subsuelo, asociadas a la presencia y calidad del agua subterránea. Esta técnica es particularmente útil para delinear zonas de recarga, identificar niveles de saturación, y determinar la profundidad del lecho rocoso o de estratos impermeables, con alta resolución espacial y sin necesidad de perforaciones invasivas (Arango Galván et al., 2016; Ruiz Aguilar et al., 2018). En este sentido, la presente investigación tuvo como propósito determinar las propiedades geohidrológicas y geofísicas del acuífero superficial del Valle de Mexicali en las inmediaciones del Ejido Saltillo, como resultado de la realización de sondeos electromagnéticos y análisis de los registros de las variaciones del nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo. Además, se exploró la posible respuesta del nivel del agua en los pozos a la actividad sísmica de la región. Los resultados obtenidos de este estudio validaron el uso de métodos geofísicos para la exploración hidrogeológica, así como la estimación de parámetros geohidrológicos a partir del análisis de las variaciones naturales del nivel del agua, proporcionando una base para futuras investigaciones y la formulación de modelos integrados de gestión hídrica. Se destaca que la importancia de este estudio consistió en su capacidad para abordar desde múltiples enfoques el problema hidrogeológico del Valle de Mexicali, incorporando en adición aspectos tectónicos, litológicos y climáticos en un marco de análisis integrado. Además, esta investigación establece un precedente para el uso de metodologías similares en otras regiones, promoviendo el uso de técnicas innovadoras para la evaluación y manejo de los recursos hídricos.

1.1. Justificación

La realización de un estudio integral que combine la prospección geofísica mediante el método de Transitorio Electromagnético (TEM) con el análisis de las variaciones naturales del nivel del agua en pozos de monitoreo es esencial para caracterizar las propiedades geohidrológicas de una porción del acuífero

sobreexplotado en el Valle de Mexicali. La información obtenida permitirá niveles de saturación, distribución espacial de materiales acuíferos y posibles zonas de recarga, además de evaluar la dinámica del flujo subterráneo. Este conocimiento es crucial para diseñar estrategias de manejo sostenible, contribuyendo así a la preservación de los recursos hídricos subterráneos y al desarrollo sostenible de la región.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Determinar las condiciones hidrogeológicas actuales del acuífero de Valle de Mexicali mediante la adquisición, análisis e interpretación de datos geofísicos y de sensores de pozos.

1.2.2. Objetivos específicos

- Analizar las variaciones en los niveles piezométricos registrados en pozos de monitoreo referente a los fenómenos naturales y/o antropogénicos, mediante un análisis espectral.
- Obtener un modelo geoeléctrico en correlación con las unidades hidrogeológicas, mediante el método electromagnético TEM para actualizar la información del acuífero.
- Establecer la posible relación en las variaciones de los niveles piezométricos con respecto a la actividad sísmica reciente de la zona.

Capítulo 2. Fundamentos teóricos

2.1. Teoría electromagnética

Las ecuaciones de Maxwell son la base de la teoría electromagnética ya que describen la variación en tiempo de los campos eléctricos y magnéticos. Estas ecuaciones lineales de primer orden desacopladas pueden ser acopladas mediante relaciones empíricas, que reducen el número de funciones básicas del campo vectorial. Las ecuaciones empíricas de Maxwell son expresadas como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{j} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \mathbf{q} \quad (4)$$

donde \mathbf{E} es la intensidad de campo eléctrico en V/m, \mathbf{B} es la densidad de flujo magnético en Vs/m², \mathbf{H} es la intensidad del campo magnético en A/m, \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico en As/m², \mathbf{j} es la densidad de corriente eléctrica en A/m² y \mathbf{q} es la densidad de carga eléctrica en As/m³.

La ecuación (1) corresponde a la Ley de Faraday, que explica que un campo eléctrico se genera debido a un cambio en el flujo magnético, y la intensidad de este campo depende de la rapidez con que varía dicho flujo. La ecuación (2) representa la Ley de Ampère, la cual describe que el campo magnético inducido es la combinación de la densidad de corriente y la variación en el tiempo del desplazamiento eléctrico. La ecuación (3) corresponde a la Ley de Gauss para el magnetismo, que afirma la no existencia de monopolos magnéticos. Finalmente, la ecuación (4) describe la Ley de Gauss para la electricidad, que relaciona el campo eléctrico con la distribución de las cargas eléctricas.

Las ecuaciones de Maxwell se acoplan mediante relaciones constitutivas que consideran las propiedades de los materiales que constituyen la Tierra:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (5)$$

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

$$\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E} \quad (7)$$

En la ecuación (5), μ es la permeabilidad magnética, una propiedad que relaciona la densidad de flujo magnético con el campo magnético. La permitividad eléctrica ε en la ecuación (6) asocia el campo eléctrico con el desplazamiento eléctrico. Finalmente, la conductividad eléctrica σ en la ecuación (7) también conocida como Ley de Ohm relaciona la densidad de corriente con el campo eléctrico.

Se asume un medio lineal, homogéneo e isotrópico, que permite tratar las propiedades tensoriales ε , μ y σ como escalares. Además, se considera que la permeabilidad magnética de los materiales es constante y equivalente a la del vacío, es decir, $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Vs/Am}$, y que la permitividad eléctrica del vacío es $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ Am/Vs}$.

2.2. Método Transitorio Electromagnético TEM

Dentro de los métodos de exploración geofísica se encuentran las técnicas electromagnéticas que se utilizan cada vez más para estimar la resistividad del subsuelo, como alternativa a los de corriente directa. Las técnicas electromagnéticas se dividen en dos grupos: en el dominio de la frecuencia y en el dominio del tiempo, siendo el método del sondeo electromagnético transitorio (TEM), parte del último grupo.

El objetivo principal del método electromagnético TEM es mostrar la distribución de la resistividad del subsuelo; siendo que es una técnica con resolución vertical, es posible obtener una imagen lo más real posible de las condiciones del subsuelo. En general, la técnica del TEM consiste en construir una espira

con un cable en forma de cuadrado, por la que se hace circular una corriente continua de gran intensidad que crea un campo magnético primario; después de cierto tiempo se interrumpe abruptamente el flujo de corriente y el campo magnético primario colapsa. Así, corrientes de Eddy son inducidas en el subsuelo, las cuales originan un campo magnético secundario. La tasa de cambio de este campo magnético secundario es medida como voltaje inducido en una bobina receptora. La forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la distribución de la resistividad del terreno debido a que la magnitud y la distribución de la corriente inducida dependen de las condiciones del subsuelo.

2.2.1. Resistividad aparente tardía

En los sondeos TEM, la resistividad aparente en tiempos tardíos se emplea para estimar la resistividad real de la capa inferior, siguiendo la definición de la etapa tardía. A partir de la respuesta del campo magnético se puede aproximar la resistividad verdadera de las capas. Es posible obtener la respuesta asintótica tanto para tiempos tempranos (8) como para tiempos tardíos (9), que se expresan de la siguiente manera (Spies & Eggers, 1986):

$$H_{z,et} = \frac{3I}{\mu_0 \sigma a^3} \quad (8)$$

$$H_{z,lt} = \frac{I\sigma^2}{20\sqrt{\pi}} (\mu_0)^{\frac{3}{2}} t^{-\frac{5}{2}} \quad (9)$$

donde I representa la corriente inyectada por el transmisor (A), a corresponde al radio de la espira (m), y t es el tiempo transcurrido después del apagado de la corriente (s). De esta forma, se obtienen las resistividades aparentes aproximadas para cada etapa. Las resistividades para tiempos tempranos y tardíos se calculan de la siguiente manera:

$$\rho_{a,et} = -\frac{\mu_0 a^3}{3I} H_{z,et} \quad (10)$$

$$\rho_{a,lt} = -\left[\frac{Ia^3}{20\sqrt{\pi}} \right]^{\frac{2}{3}} t^{-\frac{2}{3}} \mu_0 H_{z,lt}^{-\frac{2}{3}} \quad (11)$$

La aproximación de tiempos tardíos es válida para sondeos de zona lejana.

2.2.2. Profundidad de difusión

La profundidad de difusión se refiere a la distancia máxima que las corrientes de Foucault (también llamadas anillos de Eddy) pueden alcanzar en un momento determinado, y se puede calcular con la siguiente fórmula (Spies, 1989):

$$\delta = \sqrt{\frac{2t\rho}{\mu_0}} \quad (12)$$

Aquí, t representa el tiempo, μ_0 es la permeabilidad magnética y ρ es la resistividad del material geológico que se está investigando. En un sondeo TEM, la profundidad de difusión depende principalmente del tiempo y de la estructura eléctrica-geológica del subsuelo, y no está relacionada con la distancia entre el transmisor y el receptor (Guoqiang et al., 2018).

2.2.3. Teoría de inversión

La teoría de inversión se presenta en más de un área científica; en el caso de la geofísica, se ha utilizado para obtener información sobre el interior de la Tierra a partir de mediciones realizadas en superficie, donde los parámetros que se buscan determinar, en el caso de los métodos electromagnéticos, son las resistividades y los espesores de las capas del subsuelo, obteniendo así los parámetros de un modelo que reproduce satisfactoriamente las mediciones observadas.

El problema inverso relacionado con la inversión TEM (Transitorio Electromagnético) se describe en la ecuación 13, donde F es el operador directo, que se basa en las leyes físicas y matemáticas que rigen cómo los campos electromagnéticos se difunden en el subsuelo.

$$d = F(m) \quad (13)$$

La ecuación 13 expresa que, si se conocen los parámetros del modelo (m) y el operador directo (F),

calcular la respuesta electromagnética transitoria es un problema directo. Esto significa que, dado el modelo del subsuelo y las leyes físicas, se puede predecir fácilmente cómo se comportarán los datos electromagnéticos.

Por otro lado, si se tiene acceso a los datos medidos (\mathbf{d}) y al operador directo (\mathbf{F}), y se intenta deducir las propiedades del subsuelo (parámetros del modelo, \mathbf{m}), se está resolviendo un problema inverso. Este tipo de problema busca reconstruir las estructuras geológicas del subsuelo a partir de las observaciones electromagnéticas.

2.2.3.1. Método Occam

El método de inversión de Occam propone obtener el modelo más simple y suave que ajuste los datos dentro de una tolerancia razonable. El modelo desarrollado por Constable et al. (1987) está dado por:

$$\Delta m_k = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 \mathbf{J} + \lambda \mathbf{R}_{1,2}^T \mathbf{R}_{1,2})^{-1} [\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 (\mathbf{d} - \mathbf{F}(m_k)) - \lambda \mathbf{R}_{1,2}^T \mathbf{R}_{1,2} m_k] \quad (14)$$

donde \mathbf{W}_d es una matriz de peso que contiene los errores de los datos medidos, $\mathbf{F}(m_k)$ es el operador del modelado directo, λ es un parámetro de regularización, \mathbf{R}_1 y \mathbf{R}_2 son restricciones en forma de rugosidad definidas por la primera y segunda derivada de resistividad con respecto a la profundidad.

2.2.3.2. Método Marquardt

El método de inversión Marquardt depende de la elección del modelo inicial, conocido también como método de mínimos cuadrados amortiguados, que utiliza precisamente una cantidad mínima de parámetros del modelo. Está definido por la ecuación (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963):

$$\Delta m_k = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^2 \mathbf{J} + \beta^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}_d^T (\mathbf{d} - \mathbf{F}(m_k)), \quad (15)$$

donde \mathbf{I} es la matriz identidad, β es el multiplicador de Lagrange, \mathbf{W}_d es una matriz de peso que contiene

los errores de los datos medidos, $\mathbf{F}(m_k)$ es el operador de modelado directo, \mathbf{J} es la matriz del Jacobiano que describe la sensibilidad de los datos con respecto a una pequeña perturbación en los parámetros del modelo.

Para la inversión de Marquardt se invierte la matriz de sensibilidad mediante la descomposición de valores singulares, en la que se ordenan por su importancia, es decir, se realiza la normalización de acuerdo al más grande, de manera que quedan entre el rango de 1 y 0. Cada parámetro obtenido a partir de la inversión de los datos corresponde a un valor singular y se puede determinar su importancia en la descomposición. Los parámetros importantes de la inversión se asocian con valores singulares mayores.

2.3. Presión barométrica y Marea de la Tierra sólida

La variación en la presión barométrica ocurre debido a los cambios en el volumen de la columna de atmósfera que la superficie terrestre sostiene. Estos cambios están asociados a componentes periódicas y no periódicas; las componentes periódicas están vinculadas al calentamiento, enfriamiento, expansión y contracción, así como al ascenso y descenso de masas de aire cercanas a la superficie terrestre. Mientras que las componentes aperiódicas son consecuencia de la interacción de procesos atmosféricos de baja frecuencia y fenómenos climatológicos actuando a escala regional (Merritt, 2004).

Las fluctuaciones de la presión atmosférica presentan dos mínimos y dos máximos durante un día solar. De acuerdo con Clark (1967) los mínimos ocurren a las 4:00 y 16:00 horas, mientras que los máximos a las 10:00 y 22:00 horas. Estos máximos y mínimos varían diariamente; por lo que es difícil definir una hora exacta para estos eventos (Merritt, 2004).

La relación inversamente proporcional que existe entre el nivel del agua y la variación de la presión atmosférica, se conoce como eficiencia barométrica (BE) y está definida como (Rasmussen & Crawford, 1997):

$$BE = -\frac{WL}{BP} \quad (16)$$

donde la eficiencia barométrica (BE) es la razón de cambio del nivel del agua (WL) con respecto a la magnitud de la fluctuación de la presión barométrica (BP).

La amplitud del cambio del nivel del agua se asume igual al cambio en la presión del poro dentro del acuífero cuando se asume una condición no-drenada en el flujo subterráneo lateral (Cutillo & Bredehoeft, 2011). Asimismo, cuando los materiales que conforman el acuífero poseen una alta transmisividad, se favorece una condición drenada. Como resultado, es posible que no se observe una variación en el nivel del agua en respuesta a los cambios en la presión barométrica (Weeks, 1979). En el caso de pozos abiertos a la atmósfera, la presión barométrica actúa al mismo tiempo sobre la superficie del terreno y en la superficie libre del agua dentro del pozo, provocando diferencias de presión entre el pozo y el acuífero debido al flujo de aire a través de la zona vadosa (Rahi & Halihan, 2013). En consecuencia, la razón de cambio del nivel del agua es menor en un sistema pozo-acuífero en comunicación directa con la atmósfera.

La disminución en la amplitud depende del factor de amplitud de la formación, conocido como eficiencia de carga (γ_e). Este factor, similar a la eficiencia de marea definida por Jacob (1940), representa la relación de cambio entre la presión de poro (p) y la variación de esfuerzo (σ_3) cuando la deformación lateral es insignificante. En este caso, la expansión de la formación se considera positiva. La eficiencia de carga se determina según Van Der Kamp & Gale (1983) mediante la relación:

$$\gamma_e = -\frac{p}{\sigma_3} \quad (17)$$

De acuerdo con Todd (1959), la eficiencia barométrica puede ser indicador de la capacidad de una capa confinante para resistir un cambio de presión. A su vez, la eficiencia a la carga puede ser indicador de la incapacidad de una capa confinante para resistir un cambio de presión. Entonces, se asocian altos valores de eficiencia barométrica con capas confinantes gruesas, mientras que valores bajos, cercanos a cero, suelen relacionarse con estratos delgados que no favorecen el confinamiento.

No obstante, el sistema pozo-acuífero no se ve influenciado únicamente por la presión barométrica; también, la interacción constante de la Tierra con los cuerpos celestes produce cambios en la fuerza de atracción gravitacional, lo que da lugar a alteraciones periódicas en la forma de la Tierra, conocidas como mareas terrestres. En primer lugar, el nivel del océano varía de manera periódica debido al aumento o disminución de la fuerza de atracción gravitacional que ejercen principalmente la Luna y el Sol sobre la masa de agua del océano, fenómeno conocido como marea oceánica. Este fenómeno influye particularmente en los acuíferos cercanos a la costa, ya que provoca cambios en la presión ejercida por la columna de agua oceánica sobre los materiales del subsuelo, lo que a menudo induce variaciones en la presión de poro. En complemento, la marea de la Tierra sólida se refiere a pequeñas variaciones periódicas en

la forma del planeta, causadas por la contracción y expansión de su estructura debido a los cambios en las fuerzas de atracción gravitacional resultantes de la interacción entre la Tierra, la Luna y el Sol. La longitud de onda de este fenómeno es lo suficientemente amplia como para que la deformación esté determinada por las propiedades de las rocas en el interior de la Tierra, especialmente en el manto (Cuttillo & Bredehoeft, 2011). Las fluctuaciones en el nivel del agua subterránea asociadas a las variaciones en la presión de poro, producto de la deformación de la corteza terrestre en áreas distantes de la influencia de la marea oceánica, han sido ampliamente estudiadas y documentadas por Robinson (1939), Richardson (1956), Melchior (1960), Bredehoeft (1967) y Merritt (2004).

Melchior (1960) concluyó que el fenómeno de atracción gravitacional es complejo; el análisis armónico del potencial gravitacional mostró que este se compone de una gran cantidad de componentes armónicas, con aproximadamente 350 en total. Sin embargo, solo cinco de estas componentes se relacionan con las fluctuaciones en el nivel del agua subterránea, denominadas como M_2 , S_2 , K_1 , O_1 y N_2 . Estas cinco componentes son responsables del 95 % de la variación en el potencial gravitacional (Melchior & Georis, 1968). La frecuencia, el período y la causa de estas componentes armónicas son conocidas con gran precisión gracias a las observaciones astronómicas, y los detalles de las cinco componentes principales del fenómeno de la marea sólida de la Tierra se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. Modificada de Merritt (2004).

Símbolo	Descripción	Periodo [horas]	Frecuencia [ciclos/día]
O1	Diurna principal lunar	25.8193	0.9295
K1	Diurna solar-lunar	23.9344	1.0027
M2	Semidiurna principal lunar	12.4206	1.9322
S2	Semidiurna principal solar	12.0000	2.0000
N2	Elíptica lunar	12.6583	1.8950

La tasa de cambio en el nivel del agua subterránea (WL) con respecto a la amplitud de deformación (ϵ_a), generada por el campo de esfuerzo bidimensional, se conoce como sensibilidad a la marea (A_s). Según Rojstaczer & Agnew (1989), esta se calcula como:

$$A_s = -\frac{WL}{\epsilon_a} \quad (18)$$

El estado de deformación bidimensional puede estimarse fácilmente en cualquier ubicación geográfica empleando el potencial gravitacional teórico (Harrison, 1971). Este campo de deformación teórico puede diferir del campo real, principalmente debido a los efectos locales de las fallas geológicas y la topografía

(Berger & Beaumont, 1976; Harrison, 1976). La influencia de estas discontinuidades es difícil de estimar y corregir anticipadamente; por esta razón, en ausencia de mediciones directas de la deformación volumétrica, se recurre al valor teórico de la deformación bidimensional (Galloway & Rojstaczer, 1988).

2.3.1. Dependencia en el dominio de la frecuencia

En las latitudes medias, las variaciones diurnas y semidiurnas en el nivel del agua subterránea, que están relacionadas con la presión barométrica, se alinean e interactúan con las fluctuaciones del nivel del agua producidas por la marea de la Tierra sólida, en ciclos de doce y veinticuatro horas, principalmente (Galloway & Rojstaczer, 1988). Para detectar la presencia de estos componentes de variación diaria y semidiaria en el nivel del agua, se utiliza el análisis clásico de estimación del espectro discreto de amplitudes en el dominio de la frecuencia. Esto se logra aplicando la Transformada Discreta de Fourier a las series de tiempo observadas (nivel del agua y presión barométrica) y las series calculadas de la marea teórica de la Tierra sólida.

Un espectro discreto de amplitudes muestra y mide la influencia de las componentes armónicas principales de la marea de la Tierra sólida (como M2, S2, K1, O1 y N2). Según Rahi & Halihan (2013), en acuíferos confinados, la marea de la Tierra sólida afecta significativamente el agua dentro de la formación, y la señal dominante en el espectro es la componente M2. En contraste, en un acuífero libre, la marea de la Tierra sólida no influye directamente en el nivel del agua; sin embargo, las variaciones diurnas y semidiurnas de la presión barométrica pueden retrasarse al pasar el aire por la zona vadosa, generando las componentes S2 y K1 en el espectro de variación del nivel del agua. Los autores también sugieren que la aparición de S2, K1 y M2 en el espectro puede estar relacionada con propiedades físicas de la zona vadosa que inducen un semi-confinamiento en la formación acuífera.

Para ampliar el análisis cualitativo y cuantitativo de la respuesta del nivel del agua frente a la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida, se utilizó la función de coherencia de magnitud cuadrática en el dominio de la frecuencia (Γ_{xy}^2), definida por Rojstaczer & Agnew (1989), Rojstaczer & Riley (1990) y Lai et al. (2013) como:

$$\Gamma_{xy}^2 = \frac{|G_{xy}(\omega)|^2}{G_{xx}(\omega)G_{yy}(\omega)} \quad (19)$$

donde $G_{xy}(\omega)$ es la densidad espectral de potencia cruzada entre dos señales, y $G_{xx}(\omega)$ y $G_{yy}(\omega)$ son las densidades espectrales de potencia de cada señal. En un sistema lineal ideal, $\Gamma_{xy}^2 = 1$.

Para el sistema pozo-acuífero, que no es lineal, se requiere estimar las funciones de transferencia W_B y W_A para modelar la influencia de la presión barométrica y la marea sólida, respectivamente:

$$\begin{pmatrix} B_B & B_A \\ A_B & A_A \end{pmatrix} \begin{pmatrix} W_B \\ W_A \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} B_W \\ A_W \end{pmatrix} \quad (20)$$

donde:

- B_B y A_A representan respectivamente las funciones de densidad espectral de potencia de la presión barométrica (BP) y de la deformación bidimensional (ε_a).
- B_A es la función de densidad espectral de potencia cruzada entre BP y ε_a .
- B_W y A_W corresponden a las funciones de densidad espectral de potencia cruzada.

Las magnitudes de W_B y W_A corresponden a la eficiencia barométrica (BE) y a la sensibilidad a la marea (A_s).

Si no se observa la influencia de la marea de la Tierra sólida, como en el caso de un acuífero libre, se puede usar una función de transferencia desacoplada (W_{BD}) para calcular solo la eficiencia barométrica (Rojstaczer & Riley (1990):

$$W_{BD} = \frac{B_W}{B_B} \quad (21)$$

Además, el efecto de almacenamiento en pozo o "wellbore storage," que ocurre a frecuencias altas, puede estudiarse para estimar la transmisividad del sistema pozo-acuífero, aunque su efecto es despreciable en el análisis de la marea de la Tierra sólida (Bredehoeft, 1967; Cuttillo & Bredehoeft, 2011).

2.3.2. Independencia en el dominio de la frecuencia

Las fluctuaciones de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida incluyen componentes diurnas y semidiurnas con períodos bien definidos, aunque algunos cambios en la presión barométrica también ocurren de forma aperiódica y a baja frecuencia, influenciados por fenómenos meteorológicos a nivel regional. Diversos estudios (Clark, 1967; Rahi & Halihan, 2013) han desarrollado métodos para calcular la eficiencia barométrica aplicando regresión lineal directamente sobre las series de tiempo de las variaciones en el nivel del agua y la presión atmosférica registradas en pozos de monitoreo.

Galloway & Rojstaczer (1988) demostraron que la amplitud A_k y el ángulo de fase Φ_k de las variaciones en el nivel del agua subterránea en las frecuencias de las componentes de la marea de la Tierra sólida pueden calcularse ajustando la serie temporal de nivel de agua mediante una suma de funciones seno y coseno. Este ajuste se realiza con técnicas de regresión y mínimos cuadrados, siguiendo el modelo de Hsieh et al. (1987). La suma de los cuadrados de los residuales (scr) se define como:

$$\text{scr} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(x_i - \frac{a_0}{2} - \sum_{k=1}^N (a_k \cos(\omega_k t_i) + b_k \sin(\omega_k t_i)) \right)^2 \quad (22)$$

donde n es el número total de observaciones, N es el número de componentes armónicas, ω_k es la frecuencia angular de la componente k -ésima, y a_0 , a_k y b_k son coeficientes determinados mediante mínimos cuadrados. Las amplitudes y ángulos de fase en radianes se calculan como:

$$A_k = A_w = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad ; \quad \Phi_k = \tan^{-1} \left(-\frac{b_k}{a_k} \right) \quad (23)$$

La sensibilidad a la marea para una componente armónica específica se obtiene a través de la relación:

$$A_s = -\frac{WL}{\epsilon_a} = \frac{A_w}{A_t} \quad (24)$$

donde A_w y A_t son las amplitudes en una frecuencia específica del nivel del agua y del estado de deformación bidimensional, respectivamente, expresándose A_w en longitud de columna de agua equivalente y A_t en unidades de nano-deformación [nstr].

Dado que el nivel del agua responde a la presión barométrica (donde dominan componentes diurnas y

semidiurnas), las amplitudes de las componentes armónicas K1 y S2 de la marea sólida, identificadas en el espectro del nivel del agua, también son afectadas por estas fluctuaciones atmosféricas. Por ello, el análisis de sensibilidad a la marea suele limitarse a las componentes armónicas O1 y M2, mientras que la componente N2, con una amplitud mucho menor, suele ignorarse (Galloway & Rojstaczer, 1988; Rojstaczer & Agnew, 1989; Cutillo & Bredehoeft, 2011).

2.4. Estimación de parámetros hidrogeológicos

La variación del nivel del agua producida por la dilatación del acuífero debido a la marea de la Tierra sólida es una función del almacenamiento específico del acuífero y puede calcularse midiendo las fluctuaciones del nivel del agua ($d\bar{h}$), y asumiendo la relación de Poisson drenada (Bredehoeft, 1967). El almacenamiento específico se puede obtener a partir de la siguiente ecuación (Van Der Kamp & Gale, 1983):

$$S_s = - \left[\left(1 - \frac{K_k}{K_u} \right) \left(\frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \right) \left(\frac{2\bar{h} - 6\bar{l}}{ag} \right) \right] \frac{dW_2}{dh} \quad (25)$$

donde $\bar{h} = 0.6032$ y $l = 0.0839$ son los números de Love (Agnew, 2010); y a es el radio de la Tierra (L).

La relación entre el potencial gravitacional teórico dW_2 y la variación del nivel del agua dh , es proporcional a la relación entre la amplitud de la componente armónica del potencial gravitacional teórico $A_2(\tau, \theta)$ y la amplitud de la variación del nivel del agua $A_w(\tau)$ en el mismo período (τ). Considerando que la derivada se puede aproximar por un diferencial finito, el cambio finito pequeño ΔW_2 y Δh en un corto período de tiempo Δt , el almacenamiento específico se puede expresar como (Merritt, 2004):

$$S_s = - \left[\left(1 - \frac{K_k}{K_u} \right) \left(\frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \right) \left(\frac{2\bar{h} - 6\bar{l}}{ag} \right) \right] \frac{A_2(\tau, \theta)}{A_h(\tau)} \quad (26)$$

donde $A_2(\tau, \theta)$ está dado por:

$$A_2(\tau, \theta) = gK_m b f(\theta) \quad (27)$$

Los correspondientes valores del coeficiente lunar general K_m , el factor de amplitud b para cada com-

ponente armónico con un período τ , y la función de latitud $f(\theta)$, fueron obtenidos de (Merritt, 2004). El método clásico para representar el potencial gravitacional teórico es representarlo como un conjunto finito de funciones armónicas (Doodson & Warburg, 1941). Cada componente armónico k tiene una amplitud distinta A_k , frecuencia f_k y fase Φ_k , tal como se indicó en la Tabla 1. Mientras que sus correspondientes amplitudes y ángulos de fase de las componentes armónicas de las variaciones del nivel del agua a las frecuencias exactas de las componentes del potencial gravitacional teórico se determinan con las ecuaciones 23a y 23b.

Por lo tanto, la sensibilidad a la deformación areal para un componente particular A_{sk} se da por:

$$A_{sk} = \frac{A_{wk}}{A_{tk}} = -\frac{WL}{\varepsilon_a} = \frac{A_{2k}(\tau_k, \theta)}{A_{hk}(\tau_k)} \quad (28)$$

Para materiales rocosos de acuífero incomprensibles, el cambio en el volumen del acuífero en respuesta a una variación de la deformación podría aproximarse como un cambio en la porosidad (Jacob, 1940). Esta suposición es adecuada para muchos de los tipos de acuíferos estudiados en hidrogeología, excepto aquellos acuíferos presentes en rocas de baja porosidad (Bredehoeft, 1967). Así, la porosidad se puede obtener como:

$$\varphi = \frac{BE \cdot S_s}{\beta_f \cdot g \cdot \rho} \quad (29)$$

donde: β_f es la compresibilidad del agua, g es la aceleración de la gravedad y ρ es la densidad del fluido.

Los análisis de las fluctuaciones del nivel del agua se han centrado generalmente en la respuesta de amplitud. Cooper Jr. et al. (1965) demostraron que la respuesta de amplitud armónica depende de: la transmisividad (T), el coeficiente de almacenamiento (S_C), el radio del revestimiento del pozo (r_c), el radio de la porción ranurada o abierta del pozo (r_w), el período de la perturbación de la presión de la columna de agua (τ), y los efectos inerciales del agua en el pozo. A partir de estas relaciones, Hsieh et al. (1987) derivaron un conjunto de parámetros adimensionales, de la siguiente manera:

$$\frac{T\tau}{r_c^2} \quad (30)$$

$$\frac{Sr_w^2}{r_c^2} \quad (31)$$

Sin embargo, la amplitud de la respuesta generalmente es diferente de la de la perturbación, y también existe un cambio de fase. Hsieh et al. (1987) derivaron expresiones para estimar T con base en el desfase de tiempo entre la dilatación de un acuífero por la marea terrestre y la respuesta del nivel del agua en un pozo. El desfase en el tiempo, denominado desplazamiento de fase (η_k) de la k -ésima componente de marea, está determinado por (Hsieh et al., 1987):

$$\eta_k = \Phi_{w_k} - \Phi_{t_k} \quad (32)$$

El procedimiento de ajuste por mínimos cuadrados para estimar los coeficientes de regresión, ecuaciones 23, fue aplicado para determinar Φ_{t_k} para los componentes lunares O_1 y M_2 en la marea de deformación areal calculada. Los gráficos de la relación de amplitud y el desplazamiento de fase en función de la ecuación 30 para los valores seleccionados del parámetro en la ecuación 31 fueron obtenidos por Hsieh et al. (1987). Los valores de la transmisividad adimensional pueden ser estimados y convertidos a unidades estándar (L^2/T) si el desplazamiento de fase y una estimación de orden de magnitud de S_C son calculados.

Capítulo 3. Zona de estudio

La aplicación de las metodologías geofísicas en este trabajo de investigación, Método Transitorio Electromagnético (TEM) y el Análisis en la variación de los Niveles Piezométricos en respuesta a la Presión Barométrica y a la Marea de Tierra Sólida, ambas, requieren una base sólida de información previa sobre la zona de estudio. Esta información es crucial para garantizar una interpretación precisa de los datos y para mejorar el análisis de los resultados obtenidos. Por tanto, en esta sección se plantearán los aspectos tectónicos, geológicos, geohidrológicos, hidrogeológicos, geofísicos, sismológicos y climatológicos de mayor relevancia en la zona de estudio y de influencia en los métodos geofísicos aplicados; finalmente, se indicarán los estudios previos realizados dentro del área de estudio.

3.1. Localización

El Valle de Mexicali, ubicado en el noreste del estado de Baja California, México; limita al norte con el Valle Imperial, en California, EE. UU.; al este, con el Valle de San Luis Río Colorado; al sur, con el Golfo de California; y al oeste, con las Sierras Cucapá y El Mayor. En particular, el presente estudio fue realizado en las inmediaciones del Ejido Saltillo (32.556°N , 115.350°W) ubicado 36 km al sureste de la ciudad de Mexicali, y a 10 km al Este del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Las poblaciones vecinas son: Ejido Nuevo León (5 km) al Oeste, Ejido Tlaxcala (2 km) al Norte, Ejido Veracruz (2 km) al Este y Ejido Vicente Guerrero (2 km) al Sur. En la porción Norte del Ejido Saltillo, se realizaron nueve sondeos TEM, con espaciamiento de entre 250 a 300 metros a través de parcelas agrícolas, y definiendo un perfil con longitud de 2.5 km con dirección Oeste suroeste a Este noreste (Figura1). Además, se recopilaron datos sobre las variaciones del nivel piezométrico en dos pozos de monitoreo, C4 y C5, ubicados aproximadamente a 900 y 100 metros al sur del perfil TEM, respectivamente.



Figura 1. Localización general de la zona de estudio, Ejido Saltillo. Se incluye la Ubicación y distribución de los nueve sitios TEM, piezómetros, pozo de referencia y la falla Saltillo. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

3.2. Contexto geotectónico

El Valle de Mexicali se encuentra dentro de una zona tectónica activa conocida como la provincia tectónica de Salton, una región que forma parte del límite transforme entre la placa del Pacífico y la placa de América del Norte. Este límite tectónico es crucial, ya que controla gran parte de la actividad sísmica y tectónica de la región. La Fosa de Salton (Salton Trough), es una cuenca activa caracterizada por hundimiento que se extiende desde el Paso de San Gorgonio, en California, hasta el Golfo de California, cubriendo unos 185 kilómetros. Esta región incluye el Valle de Coachella, el Mar de Salton y el Valle Imperial en Estados Unidos, además de la parte occidental del Valle de Mexicali y el Delta del Río Colorado en México. Dentro de la porción mexicana, se encuentran las fallas de movimiento lateral derecho de Cerro Prieto e Imperial, definiendo el centro de dispersión de Cerro Prieto, responsable en gran medida de

la actividad tectónica y sísmica de la región (Gastil et al., 1975; Stock et al., 1991). Munguía et al. (2009) señalaron que históricamente la sismicidad ocurrida en el Valle de Mexicali es de magnitud intermedia (M_w 5.5 a 6.5), destacando actividad sísmica con magnitud de hasta 7.2 (González-Ortega et al., 2014). En este sentido, el Valle de Mexicali presenta un fenómeno de deformación complejo, lo que significa que el terreno está en constante movimiento debido a las fuerzas tectónicas subyacentes, y una notable actividad geotérmica, resultado de su complejo contexto tectónico (Suárez-Vidal et al., 2008; Glowacka et al., 2010).

Glowacka et al. (2010) señalaron que en particular la Falla Saltillo (Figura 2) es una ramificación al Sur de la Falla Imperial y es responsable de procesos de subsidencia en forma de deslizamientos verticales (creep) en la superficie de la falla, causando daños en la infraestructura de la región (carreteras y canales de riego, principalmente). Presentando tasas de deslizamiento de 5.3 cm/año hasta 7.3 cm/año, posiblemente asociadas a cambios de presión de poro en el subsuelo como resultado de la extracción de fluidos en el Campo Geotérmico Cerro Prieto.

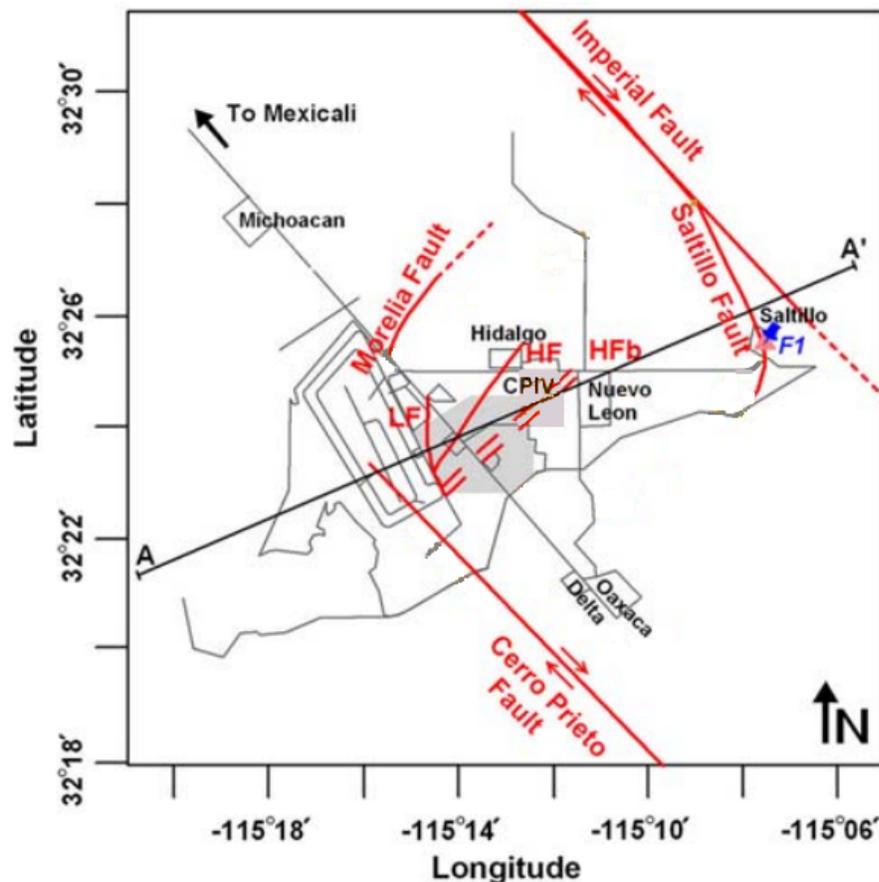


Figura 2. Esquema tectónico de la zona de estudio. F1 marca zona de estudio en Ejido Saltillo. Las líneas rojas indican las fallas presentes en el área. Los cuadros marrones son sitios de evidencia superficial de los límites de la subsidencia y el polígono gris indica el área de aprovechamiento geotérmico. Modificado de (Glowacka et al., 2010).

3.3. Contexto geológico

En términos de la evolución geológica, se identifican dos eventos importantes: el primero involucra la deposición de estratos volcánicos de tipo arco de isla y el emplazamiento de rocas graníticas a nivel regional (Gastil et al., 1975); el segundo comprende la acumulación de roca volcánica, el metamorfismo de rocas graníticas y la apertura del Golfo de California, cuya evolución continúa. Con base en su historia de deformación y actividad tectónica, la región se divide en tres provincias estructurales: la provincia extensional del Golfo, el bloque peninsular estable y la zona de deformación activa (Stock et al., 1991). La cuenca estructural del Valle de Mexicali, presenta topografía característica de un sistema de cuencas y sierras, y está rellena principalmente por sedimentos continentales y marinos, aportados durante el Terciario y el Cuaternario (Aguilar Dumas, 2008). La cuenca presenta una profundidad máxima de aproximadamente 5000 metros, generada por el sistema de fallas activas de La Salada, Cucapá, Cerro Prieto e Imperial. La unidad sedimentaria está constituida por dos subunidades: sedimentos consolidados y no consolidados, los cuales están separados por una zona de muy baja permeabilidad como resultado de alteración hidrotermal (Elders et al., 1979; Lira-Herrera, 2005). La unidad consolidada se caracteriza por ser profunda y confinada, constituida por rocas tipo areniscas y lutitas que contienen el reservorio geotérmico; mientras que la unidad no consolidada somera, está caracterizada por arenas finas-gruesas, intercalaciones de grava, arcilla y limo. El espesor varía de 400 a 2,500 metros para la unidad no consolidada, y contiene el acuífero superficial del Valle de Mexicali.

En el área de estudio, los materiales geológicos predominantes son de tipo aluvial y eólico, con una menor presencia de depósitos lacustres hacia el sur del Valle Fig. 3; distribuidos en la provincia geológica denominada Delta del río Colorado, que a su vez se conforma por cuatro unidades fisiográficas: 1) Planicie de inundación, 2) Mecetas, 3) Abanicos aluviales y 4) Macizos montañosos. El ejido Saltillo se encuentra en la unidad de planicie de inundación que está constituida principalmente por limos, arenas y arcillas, en menor proporción gravas de diferentes tamaños (Ariel, 1968).

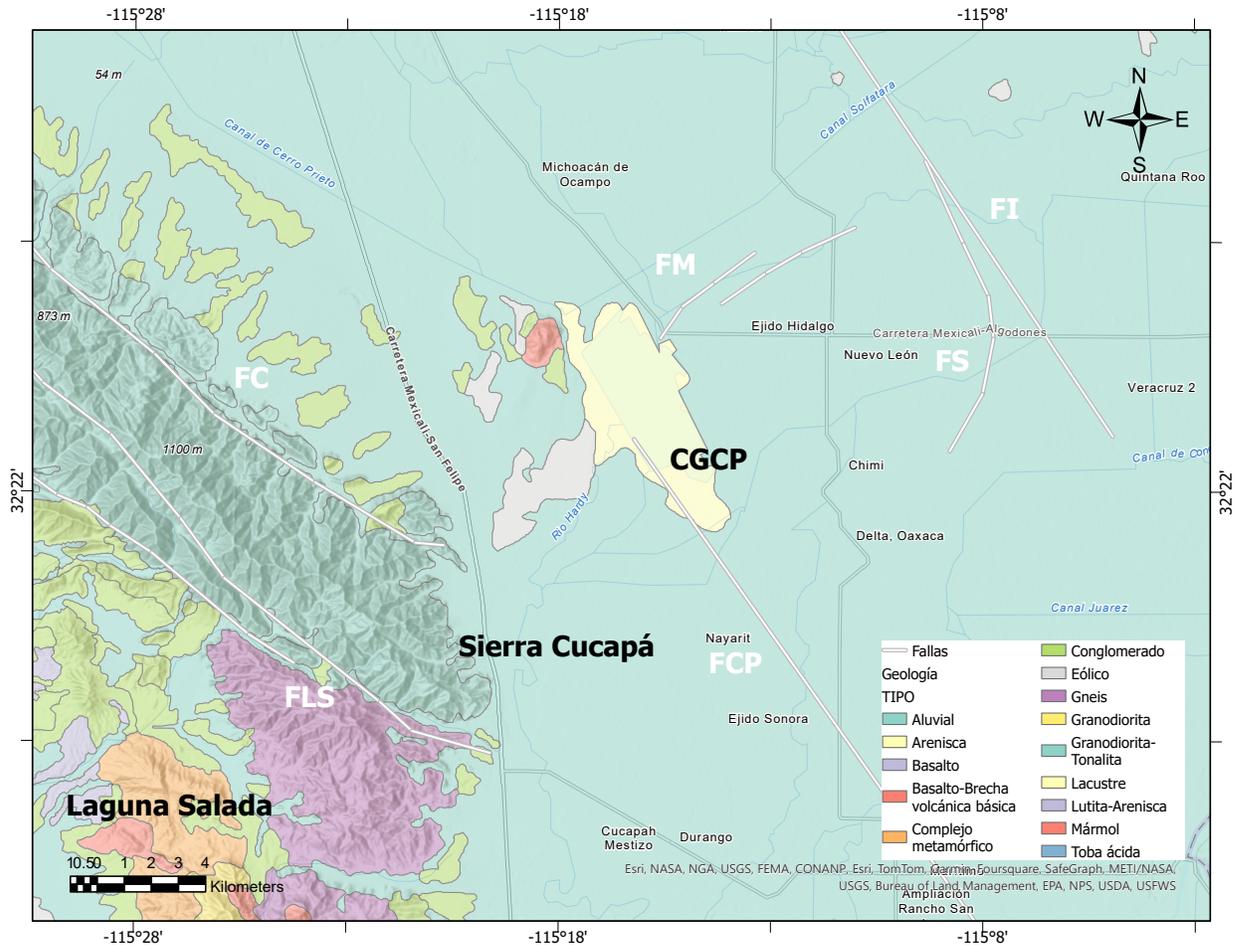


Figura 3. Tipos de materiales geológicos presentes en la zona de estudio, las fallas geológicas principales incluyen la Falla Laguna Salada (FLS), Falla Cucapá (FC), Falla Morelia (FM), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Sáltillo (FS), Falla Imperial (FI), Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP), fuente: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI,2024). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

3.4. Contexto hidrogeológico

La extensa llanura construida por el Delta del río Colorado sirve como un indicador importante del comportamiento del agua subterránea en la región, sugiriendo un predominante flujo horizontal que sigue la dirección del cauce actual del río Colorado (R.C.). Sin embargo, se distingue otra componente que canaliza el agua subterránea de forma perpendicular a la Sierra Cucapá, y gira hacia el noroeste en las inmediaciones del campo geotérmico para dirigirse hacia el Mar de Salton (Díaz Cabrera, 2001). Esta morfología deltaica no solo define el relieve superficial, sino que también influye significativamente en la dirección del movimiento subterráneo de las aguas.

En el Valle de Mexicali, no se distingue claramente las zonas de recarga localizadas en las áreas más

elevadas. En cambio, la recarga de agua subterránea proviene principalmente de diferentes fuentes. La infiltración directa del río Colorado, los aportes de los canales de distribución de riego, así como el flujo subterráneo que sigue una dirección NE-SW, son los principales mecanismos que contribuyen al reabastecimiento del acuífero. Estos aportes combinados generan un sistema complejo donde la interacción entre aguas superficiales y subterráneas determina las características hidrogeológicas del Valle (DOF-CNA, 2024).

El Delta del río Colorado presenta condiciones óptimas para una alta transmisividad, debido a sus depósitos aluviales profundos y pendientes suaves, así como una buena capacidad de almacenamiento en sus formaciones. Sin embargo, a nivel local, la infiltración es limitada, ya que la evaporación potencial supera las precipitaciones a lo largo de todo el año. El sistema fluvio-deltáico del río Colorado ha dado lugar a depósitos sedimentarios significativos, cuyos espesores oscilan entre 600 y 4000 metros, formando el medio granular del acuífero. Estos sedimentos presentan una variedad de granulometría, que abarca desde arena, grava, limo y hasta arcilla, con una distribución errática y estratificación que a veces es oblicua. Estas características sedimentológicas, junto con la alta permeabilidad de los materiales, crean una fuente anisotrópica, y una dirección de flujo preferentemente horizontal (DOF-CNA, 2024).

De acuerdo con la carta hidrológica I1112 de aguas subterráneas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía Fig. 4, las unidades geohidrológicas de material consolidado y no consolidado se clasifican según sus posibilidades de almacenar y transmitir agua subterránea en bajas, medias y altas. Los materiales consolidados, como rocas compactas, presentan una capacidad limitada de almacenamiento, mientras que los materiales no consolidados, como arenas y gravas, poseen mayor porosidad y, por ende, mejores características de almacenamiento. Esta clasificación proporciona una referencia sobre la productividad potencial de los acuíferos, indicando para la zona de estudio material no consolidado con posibilidades altas de almacenamiento.

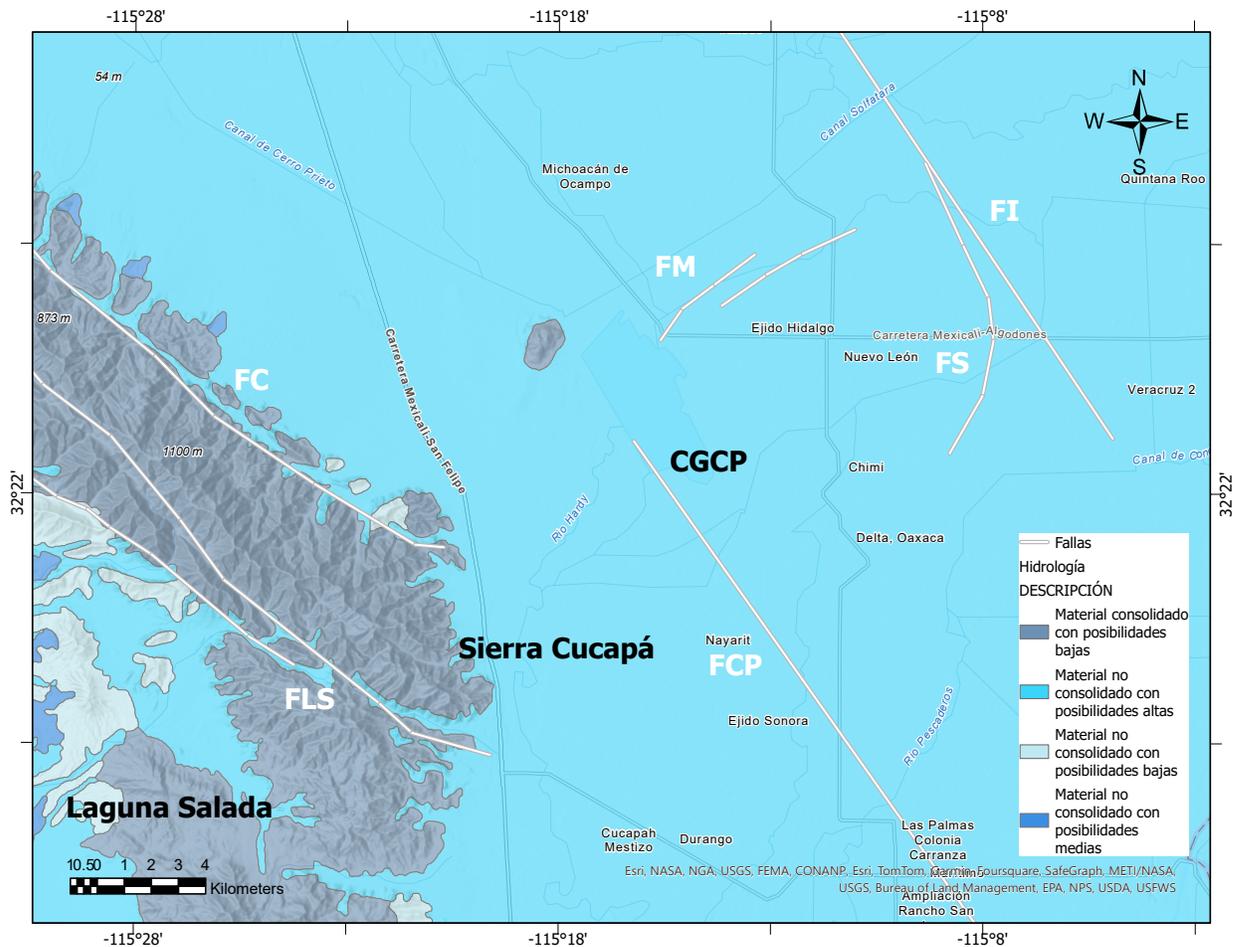


Figura 4. Tipos de unidades geohidrológicas presentes en la zona de estudio, las fallas geológicas principales incluyen la Falla Laguna Salada (FLS), Falla Cucupá (FC), Falla Morelia (FM), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Saltillo (FS) y Falla Imperial (FI), Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP), fuente: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI,2024). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

3.5. Climatología

El Valle de Mexicali se caracteriza por un clima cálido y extremadamente árido, con precipitaciones predominantemente en invierno y una marcada oscilación anual en las temperaturas medias mensuales (García et al., 1996).

La temperatura media anual en el Valle de Mexicali es de 22.5 °C. Durante el periodo más cálido, de junio a septiembre, las temperaturas medias superan los 30 °C, alcanzando su punto máximo en julio, con una temperatura media de 32.3 °C y una máxima promedio de 41.8 °C. En contraste, el mes más frío es enero, con una temperatura media mensual de 12 °C (Rodney, 1964).

La precipitación en Mexicali es escasa, con un total anual promedio de 62.9 mm. Los meses más lluviosos son diciembre y enero, con registros de 9.6 mm y 8.9 mm, respectivamente, mientras que los meses más secos son julio (0.2 mm) y mayo (0.4 mm). Durante el verano, una segunda temporada de lluvias ocurre debido al monzón de Norteamérica y a surgencias de humedad y perturbaciones tropicales debilitadas (Miranda Reyes et al., 1990; Adams & Comrie, 1997). Se ha documentado la influencia de depresiones y tormentas tropicales debilitadas que provocaron lluvias intensas en cortos períodos en el norte de Baja California, como el Huracán Kay en septiembre de 2022 y el Huracán Hilary en agosto de 2023 (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), 2023).

Finalmente, la evaporación potencial máxima y mínima ha sido 2,832 mm/año y 2,000 mm/año, respectivamente. Correspondiendo a los meses con mayor tasa de evaporación a junio y agosto (360 mm/mes) y la menor durante enero (65 mm/mes) Hernández Blanket (2001).

3.6. Estudios previos

Díaz Cabrera (2001) desarrolló un modelo conceptual del acuífero en el Valle de Mexicali, enfocándose en los primeros 120 metros de profundidad. Para definir los parámetros geohidrológicos, se basó en la interpretación de 218 columnas litológicas y niveles piezométricos de 206 pozos ubicados dentro de la zona de estudio. Utilizando el software Modflow (McDonald & Harbaugh, 1988), simuló el comportamiento hidráulico del acuífero, resolviendo primero la condición estacionaria, que se ajustaba a los niveles piezométricos medidos en campo en 1972. A partir de esta solución inicial, continuó con una simulación en estado transitorio durante 23 años, logrando obtener una buena concordancia entre los niveles piezométricos simulados y los medidos en campo, así como en el balance de masa del sistema, estimado para el año 1994. Se destaca el isocontorno del nivel piezométrico de 10 metros para dicho año en las inmediaciones del Ejido Saltillo, donde además se observó una tendencia de mayor abatimiento del nivel estático.

En función de la litología, en el modelo se definieron tres ambientes sedimentarios, con distintos valores de propiedades geohidrológicas. Abanicos aluviales localizados a piedemonte de la Sierra Cucapá y constituidos por arenas y gravas con valores altos de conductividad hidráulica (200 a 1,000 m/día) y coeficiente de almacenamiento (0.2 a 0.3). El ambiente lagunar-deltáico localizado en la parte central del valle en las inmediaciones del Campo Geotérmico, estuvo caracterizado por depósitos de limos y arcillas, con lentes de arena intercalados, y valores de conductividad hidráulica (0.8 a 0.08 m/día) y

coeficientes de almacenamiento (0.01 a 0.0001) bajos. La planicie fluvio-deltáica se extiende hasta el límite Noreste del valle, y puede ser subdividida en tres litofacies en dicha dirección: facie arena-limo, con valores de conductividad hidráulica (8 a 86 m/día) y coeficiente de almacenamiento (0.1) relativamente altos. La facie grava arcilla presentó valores intermedios de conductividad hidráulica (86 a 8640 m/día) y coeficiente de almacenamiento (0.05 a 0.2). Finalmente, la facie grava-arena mostró valores altos de conductividad hidráulica (864 a 8640 m/día) y coeficiente de almacenamiento (0.1 a 0.2). Resulta pertinente destacar que, la región correspondiente al Ejido Saltillo estaría ubicada en una zona de transición entre el ambiente lagunar-deltáico y la planicie fluvio-deltáica. Sin embargo, como resultado del proceso de modelación numérica se obtuvieron 10 zonas con diferentes valores de conductividad hidráulica (Figura 5). En este sentido, en el Ejido Saltillo se determinaron valores de conductividad hidráulica de 115 m/día; sin embargo, en sus inmediaciones se obtuvieron valores variando de 105 m/día a 1300 m/día, lo cual ejemplifica la variación de las propiedades geohidrológicas en la zona de estudio.

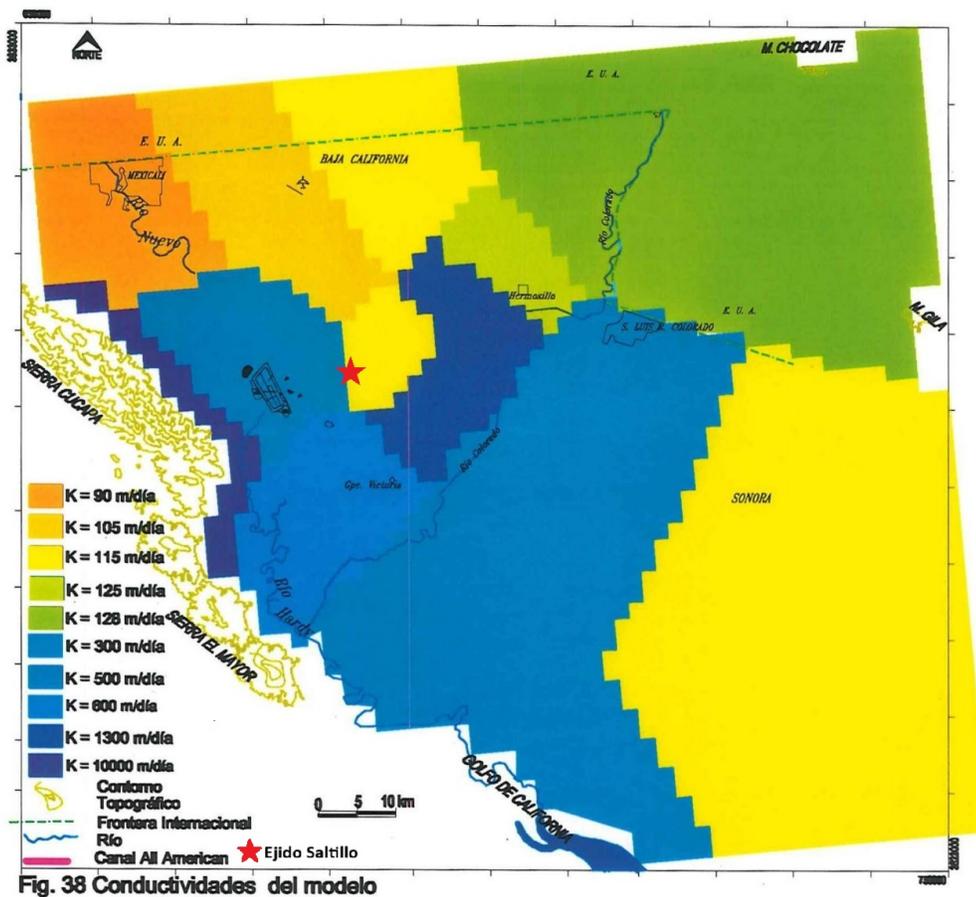


Figura 5. Mapa de conductividades hidráulicas resultante de la modelización de flujo para el acuífero del Valle de Mexicali. Modificado de (Díaz Cabrera, 2001)

Sarychikhina et al. (2018) mostraron los cambios anómalos en el nivel del agua subterránea y la temperatura en comparación con la deformación del suelo, registrada antes y después de un sismo de magnitud MW 5.4 y sus réplicas, ocurridas entre el 22 y el 28 de mayo de 2006 en el Valle de Mexicali. Se identificaron variaciones en el nivel del agua subterránea, desde algunos centímetros hasta decenas de centímetros, con cambios abruptos de hasta 6.7 metros. En particular, al oeste de la Falla Saltillo se registraron ligeras disminuciones ($PZ-7 = -3$ cm), mientras que al este se observaron incrementos relativos ($G-1-17 = 10$ cm). Los cambios cosísmicos observados en el nivel del agua subterránea se atribuyeron, en su mayoría, a variaciones en la deformación volumétrica estática provocada por el evento principal. Sin embargo, en un pozo particular, el cambio en el nivel del agua subterránea también pudo haber sido influenciado por un deslizamiento en una falla cercana, inducido por el sismo. Mediante la modelación de los registros de nivel de agua, fue posible estimar la difusividad promedio ($10 \text{ m}^2/\text{s}$) hidráulica del subsuelo. Las anomalías observadas en la inclinación del suelo y en el nivel del agua antes y después del sismo principal, así como antes de las réplicas, pueden explicarse mediante la teoría de dilatación-difusión o, posiblemente, por la ocurrencia de deslizamientos lentos o cambios en la permeabilidad de la falla.

En el trabajo de (Fuentes Arreazola et al., 2018) se presentaron los resultados de análisis en el dominio del tiempo y la frecuencia para estimar las propiedades geohidrológicas en un conjunto de tres pozos ubicados en el Valle de Mexicali. Los autores observaron que la función de transferencia, que relaciona la respuesta del nivel del agua subterránea con la marea terrestre, está fuertemente influenciada por la presión barométrica. El análisis armónico de las series temporales permitió obtener estimaciones razonables de porosidad con valores entre 14% – 20%, almacenamiento específico de 1.74 a $6.23 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, y transmisividad hidráulica entre 8.57×10^{-7} y $8.66 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$. Estos valores son consistentes con los tipos de sedimentos identificados en la proximidad de los pozos analizados, respaldando su validez para caracterizar el acuífero del Valle de Mexicali.

3.7. Adquisición de datos

La adquisición de los datos del método de Electromagnetismo Transitorio (TEM) se llevó a cabo en marzo de 2024, durante la cual se recolectaron un total de 9 sondeos, con el transmisor TEM57, receptor y una bobina receptora fabricados por la marca *Geonics*®. En cada sondeo la corriente inyectada mediante un generador de gasolina fabricado por la empresa *Honda*®, se moduló a frecuencias de repetición específicas de 30, 7.5 y 3 Hz, las cuales se clasifican como alta (H), media (M) y baja (L),

respectivamente. Esto permite analizar la respuesta del subsuelo en función de diferentes profundidades de investigación. Para esta campaña, se empleó un arreglo de bobina central o in-loop, donde el receptor es colocado en el centro del arreglo y consta de una bobina horizontal receptora capaz de detectar cómo cambia en el tiempo la componente vertical del campo magnético (Figura 6).

Las espiras utilizadas tenían dimensiones de 75 metros por 75 metros, con un espaciado entre los sondeos de aproximadamente 250 metros a lo largo del perfil presentado previamente (Figura 1). Sin embargo, este espaciado también dependía de la accesibilidad al terreno, por lo que en algunas zonas hubo variaciones. Además, en cada sondeo se realizó la medición del ruido electromagnético ambiental, con el propósito de eliminar los datos que presentaban niveles de ruido que pudieran afectar la interpretación. Este procedimiento fue similar al de un sondeo TEM convencional, pero sin la inyección de corriente eléctrica, lo que permitió aislar el ruido ambiental del entorno.

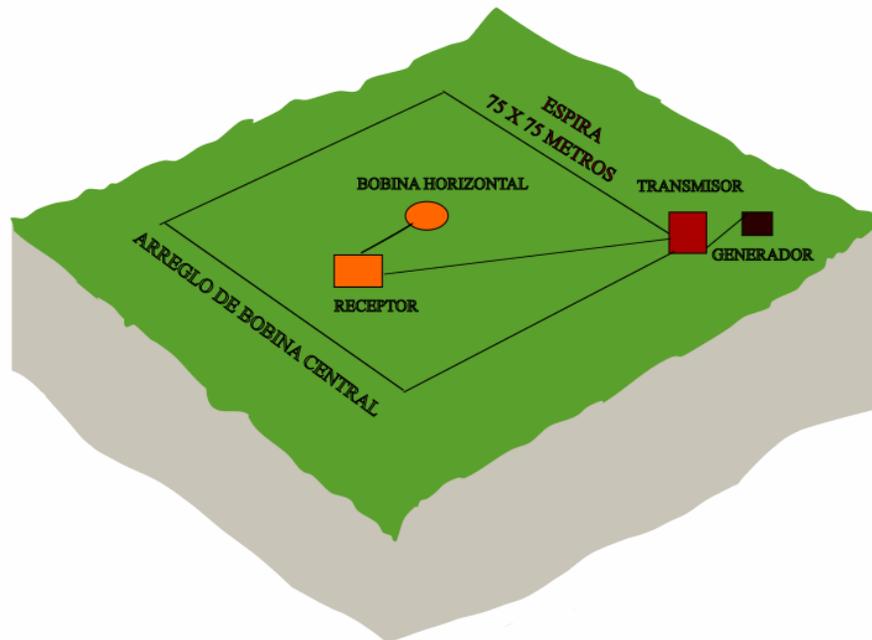


Figura 6. Esquema de un arreglo de bobina central, con espira de 75 m x 75 m.

3.7.1. Datos geohidrológicos

Para el análisis de las respuestas del nivel del agua subterránea a diversos fenómenos que inciden en el acuífero del Valle de Mexicali, en particular en las inmediaciones del Ejido Saltillo, se integró una base de datos constituida por el registro de las variaciones de presión y temperatura de la columna de agua,

y presión barométrica y temperatura ambiental en dos pozos de monitoreo.

El intervalo de observación fue del 8 de julio al 7 de noviembre del 2022, correspondiendo a 122 días naturales de registro semicontinuo, equivalente a 35,137 datos de cada una de las variables medidas en cada uno de los pozos. Se utilizaron transductores de presión de registro continuo de la marca *Solinst Levelogger* para medir la presión del agua, mientras que la presión atmosférica se registró con transductores de la marca *Solinst Barologger*.

En la Tabla 2 se enlistan algunas de las características relevantes de los pozos de monitoreo. Mientras que la distribución espacial se ilustra en la Figura 1 (Capítulo 3, Zona de estudio).

Tabla 2. Características básicas de los pozos de observación considerados para el análisis. Coordenadas con Datum WGS-84.

Clave del Pozo	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad de Perforación (m)	Período de muestreo (s)	Radio de la toma (pulg)
C-04	32.421	-115.129	9.70	300	2
C-05	32.427	-115.127	9.90	300	2

La base de datos fue complementada con las variables meteorológicas de precipitación, temperatura del aire y temperatura del suelo registradas en la estación meteorológica Nuevo León, que forma parte de la red de estaciones agroclimatológicas del Sistema de Información para el Manejo de Agua de Riego (SIMARBC, 2024).

Finalmente, se recopiló información concerniente a los materiales recolectados de la perforación de un piezómetro relativamente profundo en las inmediaciones de la zona de interés, para correlacionarlo con los resultados del modelado de los datos geofísicos y la estimación de los parámetros geohidrológicos. En la Tabla 3 se indican los rangos de profundidades y materiales cortados durante la perforación del piezómetro PZ 7; adicionalmente, se indican las características cualitativas de permeabilidad en función de los resultados del registro geofísico realizado en dicho pozo (Comisión Federal de Electricidad (CFE), 1998). Mientras que su ubicación con respecto a los pozos de monitoreo y el Ejido Saltillo se muestra en la Figura 1 (Capítulo 3, Zona de Estudio).

Tabla 3. Descripción litológica del material cortado según profundidad del piezómetro PZ-7.

Profundidad (m)		Descripción
De	A	
0.00	18.00	Arcillas color gris claro
18.00	28.40	Arcillas color gris claro con intercalaciones de lentes de arena de grano muy fino
28.40	43.70	Arcillas color gris claro
43.70	55.90	Arcillas color gris claro con intercalaciones de lentes de arena de grano muy fino
55.90	86.40	Arcillas color gris claro
86.40	107.70	Arcillas color gris claro con intercalaciones de lentes de arena de grano muy fino
107.70	129.10	Arcillas color gris claro
129.10	153.60	Arcillas color gris claro con intercalaciones de lentes de arena de grano muy fino
153.60	159.60	Arenas de grano fino color gris claro con algo de materia orgánica dispersa

Capítulo 4. Procesamiento e Interpretación

4.1. Datos TEM

Como parte del procesamiento de los datos TEM, se realizó previo a la inversión, una limpieza de los datos en los nueve sondeos del perfil, que consistió en eliminar aquellos datos que alcanzaban el nivel de ruido ambiental que se muestran en la Figura (7). Una vez depurados los valores atípicos en los datos, se realizó la inversión.

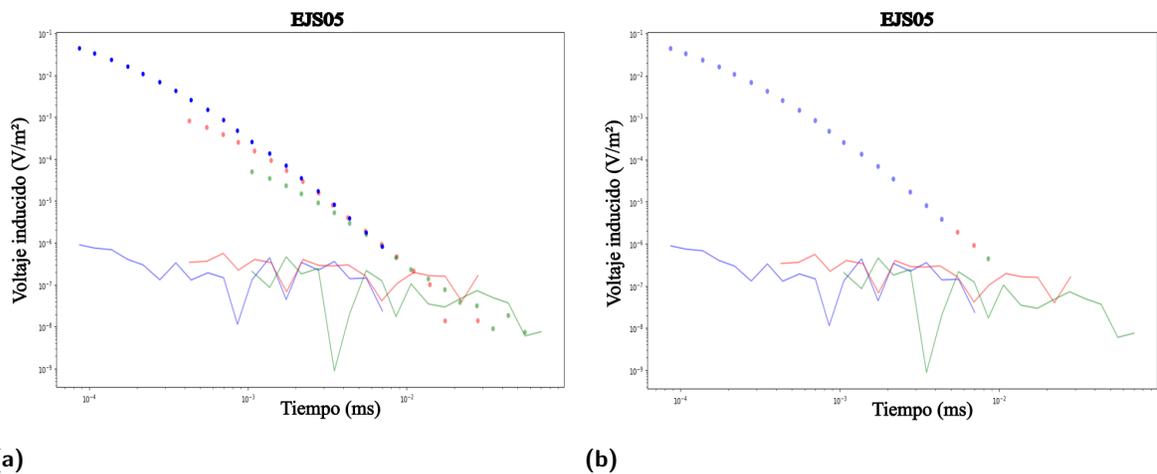


Figura 7. (a) Datos originales del sondeo EJS05. (b) Datos filtrados del sondeo EJS05. Los puntos en color azul, rojo y verde representan las mediciones de frecuencias alta, media y baja, respectivamente. Las líneas continuas en los mismos colores indican las mediciones del ruido.

4.1.1. Inversión 1D

Se llevó a cabo la inversión 1D de los datos adquiridos utilizando dos métodos distintos de inversión: el esquema de inversión tipo Occam y el esquema de inversión tipo Marquardt.

En primer lugar, se aplicó el esquema de inversión tipo Occam. Los resultados obtenidos de esta inversión proporcionaron un modelo de resistividad que sirvió como punto de partida o modelo inicial para la siguiente etapa del proceso.

Posteriormente, se empleó el esquema de inversión tipo Marquardt, que refina el modelo inicial obtenido de Occam, ajustando los parámetros para obtener un modelo final que proporciona una mejor concordancia

cia con los datos adquiridos. Este proceso secuencial de utilizar primero el método de Occam y luego el de Marquardt permite beneficiarse de las ventajas de ambos enfoques: un modelo inicial suave y realista seguido de un ajuste más preciso y detallado.

4.1.2. Resultados e interpretación de la inversión Occam y Marquardt

Los modelos iniciales se generaron mediante la inversión tipo Occam, consistieron en un número variable de capas, que oscilaba entre 3 y 5 en diferentes sondeos. Este enfoque fue elegido debido a la naturaleza adaptativa del método de Occam, que permitió construir modelos con un número de capas N cuyos espesores quedan fijos y solamente varía la resistividad, consiguiendo así modelos en los que la resistividad varía suavemente con la profundidad.

Una vez que se obtuvieron los modelos de inversión utilizando el método tipo Occam, se definió un modelo inicial para la siguiente etapa de inversión, que empleó el método de Marquardt. En algunos sondeos, se observó que tres capas eran suficientes para capturar las principales variaciones en las propiedades del subsuelo, lo que proporcionó un modelo simple y eficaz. En otros casos, fue necesario aumentar el número de capas a cuatro o incluso cinco para representar adecuadamente las transiciones en las propiedades del subsuelo, como cambios en la resistividad.

A manera de ejemplo, los resultados de estos modelos inversos se representan en la Figura 8 (a-c). En estas figuras, se pueden observar varias líneas que representan diferentes aspectos de los modelos y sus características. Las líneas de color verde y negra en las figuras indican la primera y segunda derivada de la resistividad con respecto a la profundidad, respectivamente. Estas son útiles para identificar capas o transiciones significativas en el subsuelo. Además de los modelos de inversión, en la Figura 8 (d-f) se muestra el ajuste de los datos calculados con los datos observados. Se observa que los datos calculados presentan un buen ajuste sobre los datos observados, lo que indica que los modelos obtenidos son aceptables.

Por otro lado, en la Figura 8(g-i) se presentan las curvas de las transformaciones de resistividad aparente en tiempo tardío, las cuales son útiles para la elección de un modelo inicial adecuado en la inversión de Marquardt. Lo anterior se ejemplifica en la Figura 8(c) con el sitio EJS01, donde la curva de resistividad sugiere un modelo de tres capas: una primera capa resistiva, una segunda capa conductora y una tercera capa resistiva, como se muestra en la Figura 8(a).

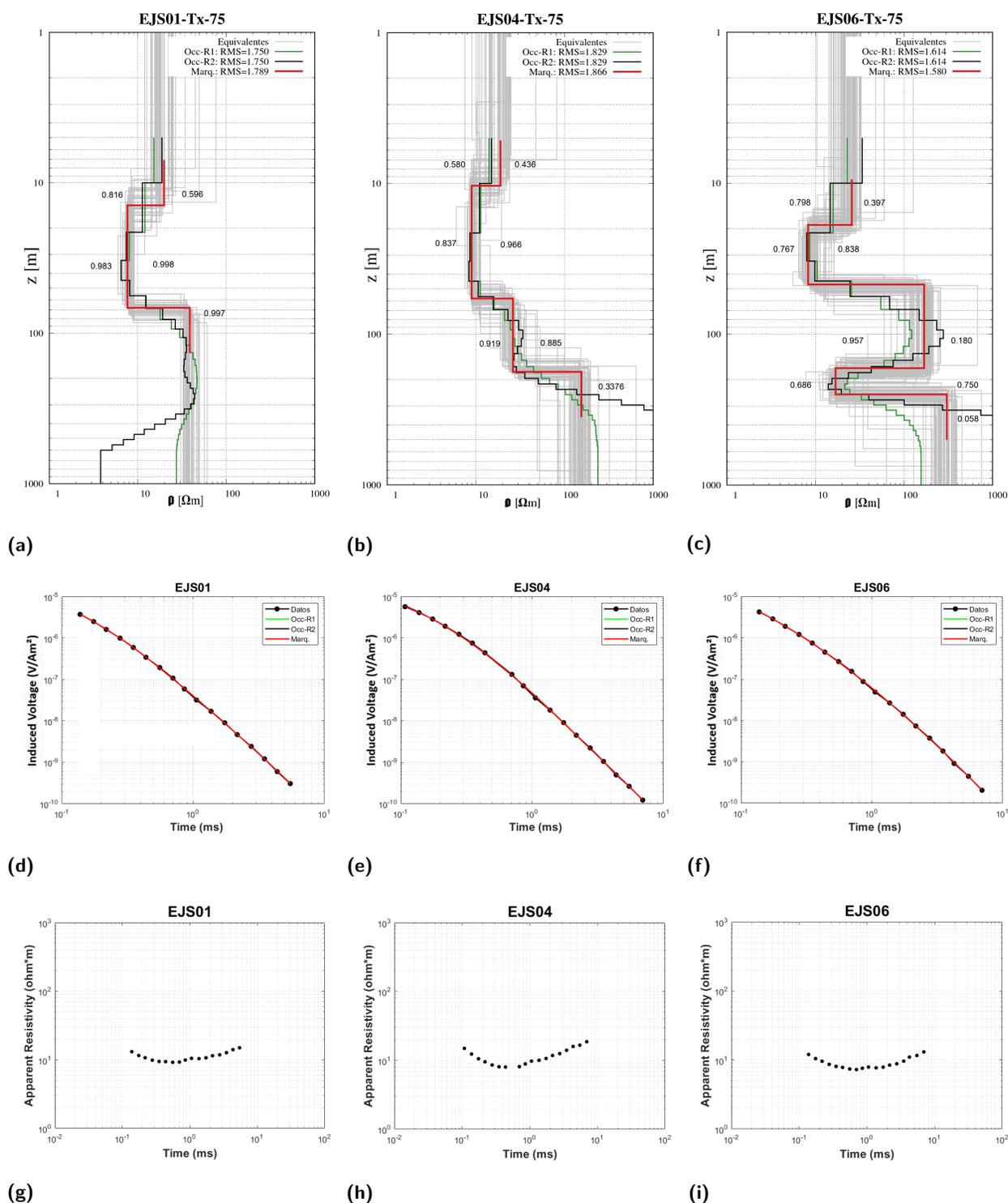


Figura 8. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondes EJS01, EJS04 y EJS06. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondes. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.

La línea roja en las figuras muestra el resultado final de la inversión utilizando el método de Marquardt.

Este resultado representa el modelo refinado después de aplicar el ajuste con Marquardt, que mejora la precisión del modelo inicial derivado de Occam.

Además, las líneas grises en las figuras representan los "modelos equivalentes". Estos modelos equivalentes son variaciones del modelo final que también son consistentes con los datos observados. La comparación de estos modelos equivalentes con el modelo final permitió evaluar la incertidumbre en la solución obtenida. Si las variaciones entre los modelos equivalentes son pequeñas, se puede concluir que el modelo es robusto y los parámetros están bien determinados.

Para evaluar la calidad de los parámetros del modelo, también se utilizaron los valores de importancia, que se muestran en las figuras como números del lado derecho (para la resistividad) y números del lado izquierdo (para la profundidad). Estos valores indicaron qué tan bien resueltos están los parámetros del modelo: si estos valores están cercanos a 1, significa que los parámetros, tanto de resistividad como de profundidad, están bien determinados y que el modelo es confiable. (Ruiz Aguilar et al., 2018)

El modelo inverso de ajuste a los datos recolectados en el sitio EJS01 (Fig. 8a) consistió en dos capas de 20 Ohm-m y 8 Ohm-m, con espesores de 15 y 55 metros, respectivamente. Finalmente, el modelo sugirió la presencia de un semiespacio relativamente resistivo (40 Ohm-m).

Sin embargo, los valores de importancia para la resistividad de la primera capa son bajos, lo que sugirió que esta capa no está claramente definida. Esto se confirma por la variabilidad en los modelos equivalentes, que son versiones alternativas del modelo final. En cambio, para la segunda y tercera capa, los valores de importancia para la resistividad estuvieron cerca de 1 y los modelos equivalentes fueron bastante consistentes, lo que indica que estas capas están bien identificadas. Los valores de importancia para la profundidad de ambas capas se consideraron bien resueltos. El problema con la primera capa pudo ser debido a las limitaciones en la profundidad de investigación y al tamaño de las espiras utilizadas en el estudio, lo que dificulta la detección precisa de esta capa.

En el sondeo EJS04 (Fig. 8b), se identificaron cuatro capas. La primera capa tuvo una resistividad de aproximadamente 20 Ω m y un grosor de 10 metros. La segunda capa mostró una resistividad menor, de 9 Ω m, y llegó a una profundidad de unos 60 metros. En la tercera capa se identificó una resistividad aún más alta, de 30 Ω m, y se extendió hasta 180 metros de profundidad. Finalmente, la cuarta capa mostró un aumento en la resistividad, superior a 100 Ω m.

En este caso, la primera capa también presentó problemas en la resolución del modelo. Los valores de importancia para la resistividad de esta capa fueron menores a 1, y los modelos equivalentes mostraron

variaciones significativas, lo que indica que esta capa no está claramente definida.

En contraste, los valores de importancia y los modelos equivalentes para la segunda y tercera capa fueron consistentes y cercanos a 1, lo que sugiere que estos parámetros están bien resueltos y que la identificación de estas capas es precisa. Para la cuarta capa, los valores de importancia para la resistividad fueron bajos y los modelos equivalentes mostraron variaciones, lo que indica que esta capa también presenta problemas en su resolución.

Se definieron 5 capas para el sondeo EJS06 (Fig. 8c), presentando la primera capa una resistividad de 30 Ωm con un espesor de 10 m, disminuyendo la resistividad en la segunda capa a 9 Ωm y alcanzando una profundidad de 50 m, mientras que para la tercera capa su resistividad se incrementa a más de 100 Ωm y se extiende hasta 180 m de profundidad. En la cuarta capa, la resistividad disminuye significativamente a 20 Ωm . La última capa presenta un aumento de la resistividad superior a 100 Ωm . Como en el sondeo anterior, de acuerdo con los valores de importancia y los modelos equivalentes de este sondeo, se observa que tanto la primera, cuarta como la última capa no se encuentran bien resueltas, debido a las limitaciones de la profundidad de investigación y sensibilidad del método a variaciones en la resistividad en capas más profundas; además, es de esperar que las capas ubicadas debajo de materiales conductores no se definan con precisión, ya que estas capas conductoras dificultan el paso de las corrientes inducidas, reduciendo la capacidad del método para detectar adecuadamente capas más resistivas en profundidad. Los modelos de inversión, los ajustes de los datos calculados con los datos observados y las curvas de resistividad aparente de todos los sondeos se muestran en el Anexo A.

El resultado de los nueve sondeos a lo largo del perfil se muestra en la Figura (9), además se incluye la columna litológica del pozo PZ 7 seleccionada por ser el pozo con la información más cercana disponible y la ubicación de la falla Saltillo para una visualización completa y realizar un análisis general de los resultados.

Los esquemas utilizados para los datos de los primeros dos sondeos (EJS01-EJS02) sugieren la presencia de tres capas subterráneas, lo que indica una estructura relativamente simple del subsuelo (Fig. 9). En los siguientes dos sitios (EJS03-EJS04), los modelos propuestos indican cuatro capas, reflejando una mayor complejidad a medida que los sitios se acercan a la falla Saltillo, donde las condiciones geológicas son más variadas.

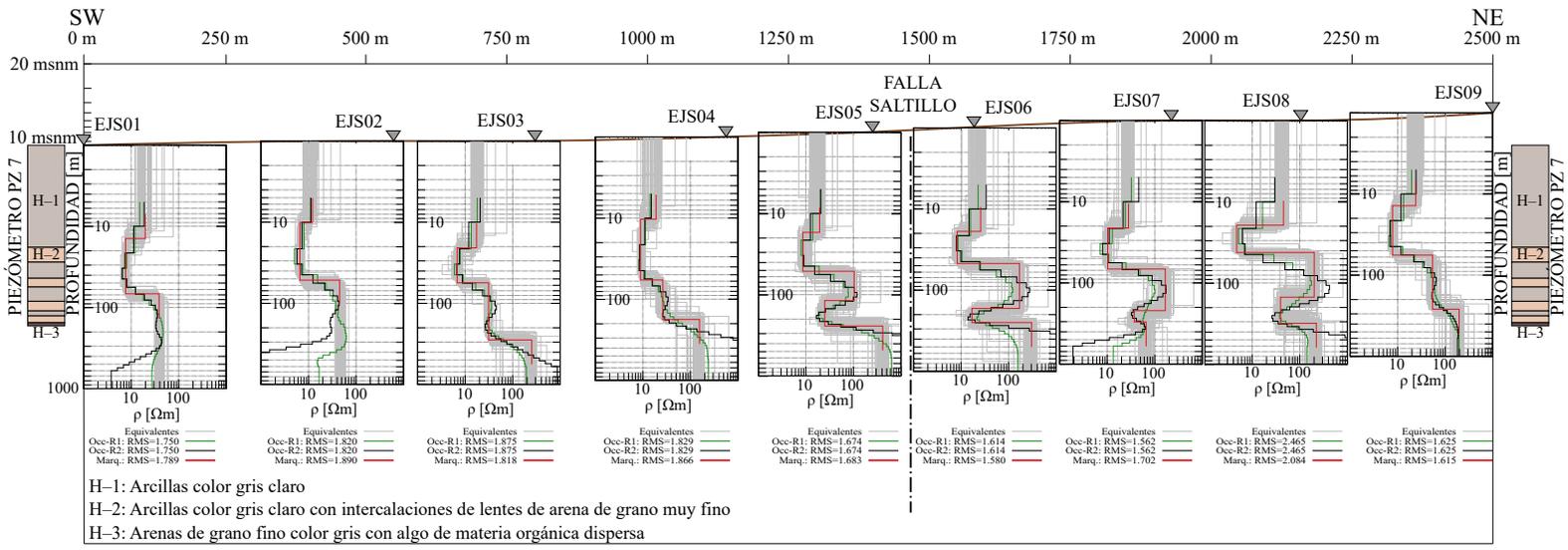


Figura 9. Resultado de los modelos inversos en los nueve sitios a lo largo del perfil, los marcadores en la parte superior representan la ubicación de cada sitio, además la línea punteada representa la ubicación de la falla Saltillo en superficie. Se incluye la columna litológica del pozo con clave PZ 7, la cual define tres unidades de material geológico, utilizada como referencia para los primeros 160m de los modelos. Se incluyen el RMS para cada esquema de inversión.

A medida que los sondeos se realizan aún más cerca de la falla Saltillo, los modelos (EJS05- EJS08) sugieren la existencia de cinco capas, destacando una capa conductora a 100 metros de profundidad. Esta capa conductora es seguida por una capa resistiva que, debido a la naturaleza del método TEM, no se resuelve bien (Fig. 9). El último sitio del perfil (EJS09) alejado a una mayor distancia de la falla, sugiere un modelo de 4 capas, que no muestra la capa conductora como en los sitios anteriores.

El método TEM tiene dificultad para distinguir una capa resistiva después de una capa conductora, ya que la fuerte respuesta de la capa conductora enmascara las respuestas más débiles provenientes de las capas resistivas subyacentes. Eso explicaría la incertidumbre de las últimas capas.

La columna litológica del pozo PZ 7 ha sido fundamental como referencia para la información preliminar sobre el material geológico de la zona. Esta columna proporciona un perfil detallado hasta una profundidad de 160 metros, lo que permite identificar y caracterizar las unidades geológicas presentes en el área (Fig. 9). Según esta columna, se distinguen tres unidades principales: la primera unidad se compone de arcilla de color gris claro (H-1), la segunda unidad consiste en arcillas también de color gris claro, con intercalaciones de lentes de arena de grano muy fino (H-2), y la tercera unidad está constituida por arenas de grano fino de color gris claro, que contienen algo de materia orgánica dispersa (H-3). Conocer la composición y disposición de estas unidades ayudó a refinar los modelos geofísicos y a mejorar la precisión de las predicciones sobre la estructura y las propiedades del subsuelo en la región estudiada.

Por otra parte, en la Figura (10) se presentan secciones de resistividad hasta una profundidad de 600 metros, obtenidas para todos los sondeos realizados en el área de estudio. Estos cortes se generaron mediante la técnica de interpolación Kriging, que permite generar una imagen de la distribución espacial y ofrece una estimación precisa al considerar tanto la distancia entre puntos como la variabilidad espacial de los datos. En este caso, los valores de resistividad fueron interpolados a partir de los modelos de inversión de Occam.

En la Figura (10) se observa un modelo de resistividades que varía entre 8 y 100 Ωm . Los valores más bajos de resistividad, entre 8 y 20 Ωm , están representados por colores cálidos. Estas zonas de baja resistividad se concentran principalmente en las partes superiores del perfil y hacia los extremos, lo cual podría indicar la presencia de materiales saturados en agua o minerales arcillosos.

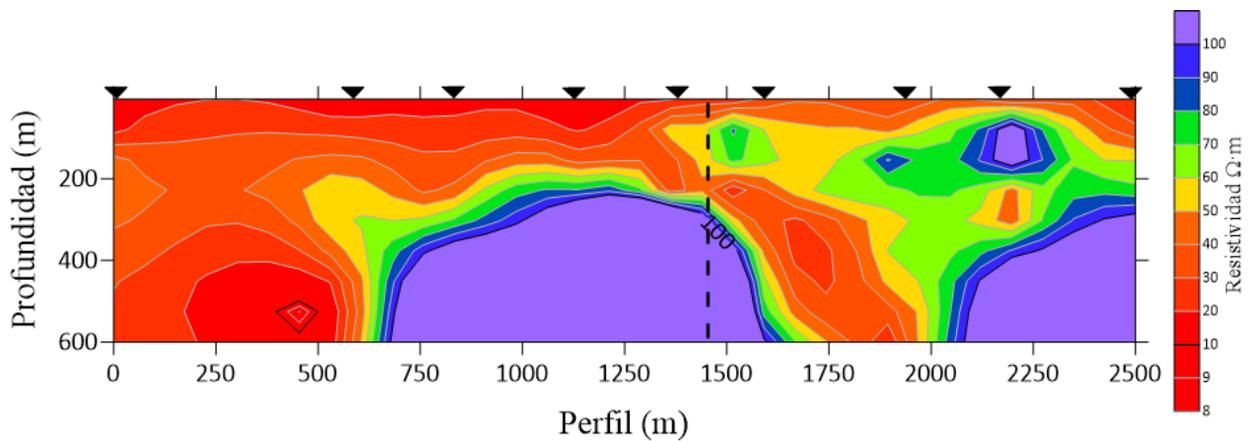


Figura 10. Perfil 2D de los modelos inversos de los 9 sitios de sondeo, la línea discontinua representa la ubicación de la falla Saltillo, los marcadores en la parte superior representan la ubicación de cada sitio a lo largo del perfil.

Las resistividades intermedias, entre 30 y 50 Ωm , se observan en colores naranjas y amarillos, representando una transición entre materiales conductores y más resistentes. Estas áreas podrían corresponder a zonas con una mezcla de litologías o materiales parcialmente saturados.

En contraste, los valores más altos de resistividad, entre 60 y 100 Ωm , están representados por colores fríos como el verde, azul y púrpura. Estas zonas de alta resistividad se encuentran en las partes más profundas del perfil y en áreas laterales, sugiriendo la presencia de formaciones geológicas más compactas por efectos de cementación local y secas, como arenas con bajo contenido de agua.

Además, la Figura (10) muestra una línea punteada que representa la falla Saltillo en superficie. La falla podría estar actuando como una zona de debilidad estructural, influyendo en la distribución de las resistividades y creando contrastes entre las unidades litológicas presentes en el subsuelo. La ruptura asociada a la falla podría atribuirse a la discontinuidad del material que se observa en la figura, lo cual se manifiesta en el corte entre las capas geológicas y la mezcla de materiales. Este fenómeno indica que la falla no solo ha desplazado los estratos, sino que también ha causado una heterogeneidad en las propiedades litológicas y geofísicas de la zona.

El análisis de resistividad indica que las zonas de baja resistividad son potencialmente acuíferos activos o áreas con alta saturación de agua, mientras que las zonas de alta resistividad podrían corresponder a formaciones más secas y menos permeables. Es posible que la falla Saltillo juega un papel crucial en la modificación de estas características, introduciendo variaciones en la litología y afectando la dinámica de los acuíferos. Esta información es esencial para comprender la estructura hidrogeológica del área.

4.2. Niveles piezométricos

4.2.1. Análisis de registros

Los pozos de monitoreo C4 y C5, ubicados en el acuífero superficial del Valle de Mexicali, cerca del Ejido Saltillo, fueron instrumentados con transductores de presión de registro continuo. Se instalaron dos sensores sumergidos en la columna de agua y uno adicional en la zona aérea por encima de esta. Estos dispositivos registraron las variaciones de presión generadas por las fluctuaciones en la columna del fluido (aire o agua) y también midieron su temperatura. Además, fueron configurados para convertir las mediciones de presión en altura equivalente de la columna de agua.

Con base en el marco teórico desarrollado para el estudio, se diseñó y aplicó una metodología específica basada en el análisis armónico de series de tiempo para estudiar los registros de presión obtenidos. A continuación, se detalla esta metodología, la cual se ilustra de manera general en la Figura (11).

Para obtener lecturas precisas del nivel del agua subterránea, es necesario ajustar los datos de presión por la influencia de la presión atmosférica. Esto se realiza mediante la compensación por la presión barométrica que se logra restando la presión atmosférica medida de cada lectura registrada. Así, se obtiene la medida exacta del nivel de agua subterránea sin el efecto de las variaciones en la presión atmosférica.

Como resultado de la compensación por efecto barométrico, se obtuvo el registro de la variación del nivel del agua en función de las fluctuaciones de la columna de agua sobre el transductor de presión. Para garantizar la estacionariedad de la serie temporal, se eliminó la tendencia lineal de los registros de nivel de agua y presión barométrica. Sin embargo, dado que esta corrección no fue suficiente en algunos casos, se aplicó el cálculo y la sustracción de un polinomio de segundo grado o mayor, según fuera necesario, permitiendo así representar las series de tiempo en su forma estacionaria.

Se calculó el potencial gravitacional teórico y las componentes ortogonales del tensor de deformación para cada pozo, basándose en su latitud geográfica. Para ello, se utilizó el algoritmo ERTID-1, que está incluido en el conjunto de programas Some Programs for Ocean-Tide Loading (SPOTL), desarrollado por Berger et al. (1987) y Agnew (2012). No se consideró la influencia de la marea oceánica debido a que los pozos están ubicados en una región alejada del océano, donde su impacto no se considera.

Se calcularon los espectros discretos de amplitud al aplicar la Transformada Discreta de Fourier a los

datos de nivel del agua, presión barométrica y deformación bidimensional asociada a la marea teórica de la Tierra sólida. Esto significa que se descompuso la información de estos registros en sus componentes armónicas en el dominio de la frecuencia.

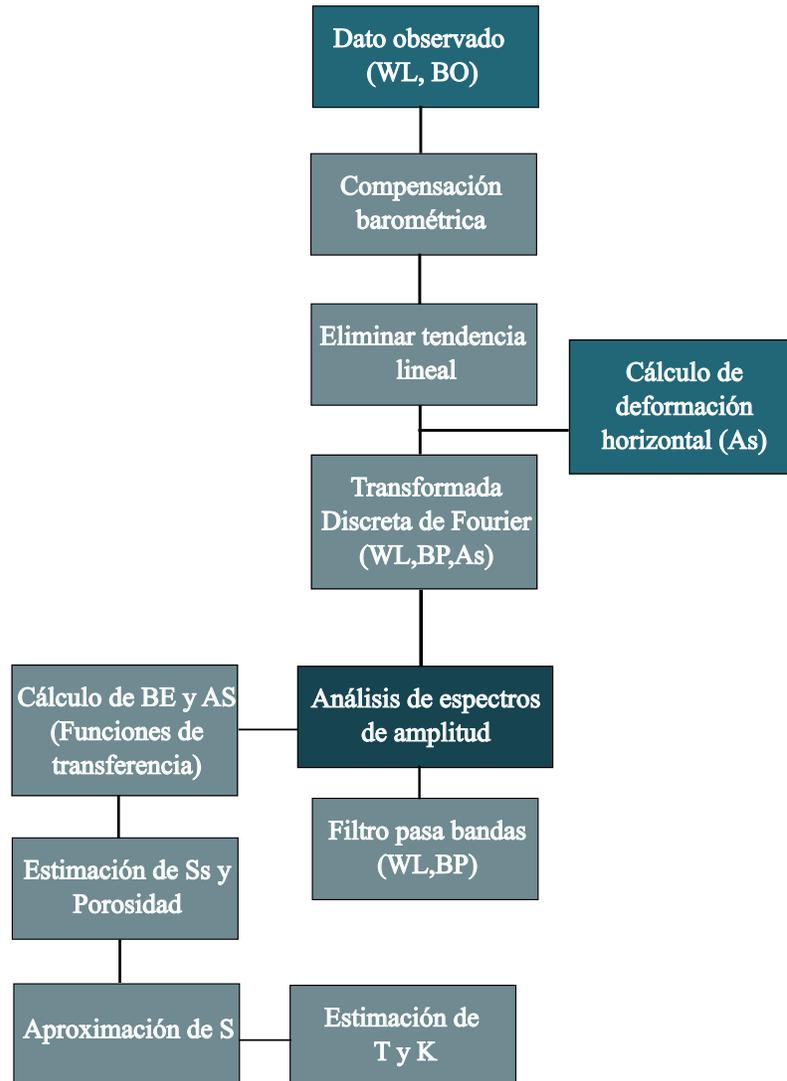


Figura 11. Diagrama de flujo del análisis de registros de variación del nivel del agua y presión barométrica. Modificado de Arreazola, 2018.

La clasificación del comportamiento hidrogeológico, basada en las componentes armónicas identificadas en el espectro de amplitudes de la variación del nivel de agua, fue validada mediante la comparación entre los espectros de amplitudes calculados y aquellos obtenidos tras aplicar un filtrado en el dominio

de la frecuencia. El filtrado se llevó a cabo mediante un filtro digital pasa-banda de respuesta infinita al impulso, con frecuencias de corte establecidas en 0.50 y 10.00 ciclos por día (cpd).

Se calculó la función de coherencia usando la ecuación 19, una vez que se identificó la influencia de la marea de la Tierra sólida en el espectro de amplitud del nivel del agua. Además, se calcularon las funciones de densidad espectral de potencia (PSD) y densidad espectral de potencia cruzada (CPSD) para estimar las Funciones de Transferencia entre el nivel del agua como señal de salida y la presión barométrica así como la marea de la Tierra sólida como señales de entrada en el sistema pozo-acuífero, utilizando la ecuación 20. Adicionalmente, se determinó la Función de Transferencia desacoplada entre la presión barométrica y el nivel del agua subterránea utilizando la ecuación 21. En función de los módulos de las Funciones de Transferencia calculadas, se evaluó la Eficiencia Barométrica y la Sensibilidad a la Marea.

Se estimaron los valores de almacenamiento específico, porosidad y coeficiente de compresibilidad utilizando la eficiencia barométrica y la sensibilidad a la marea que se habían determinado previamente. Esto se hizo bajo la suposición de que la deformación se debía únicamente a la presión atmosférica y a la marea de la Tierra sólida. Además, el orden de magnitud de la transmisividad y la conductividad hidráulica se estimó a partir del coeficiente de almacenamiento calculado.

4.2.2. Resultados e interpretación del análisis espectral

Para estimar las propiedades hidrogeológicas, se empleó la metodología considerando la respuesta únicamente al efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando sobre el sistema pozo-acuífero en los pozos C-04 y C-05. La deformación horizontal (Areal Strain) asociada a la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado para la latitud y el registro de la variación del nivel del agua subterránea recolectado correspondiente al pozo C-04 se muestra en la Figura (12a y 12b).

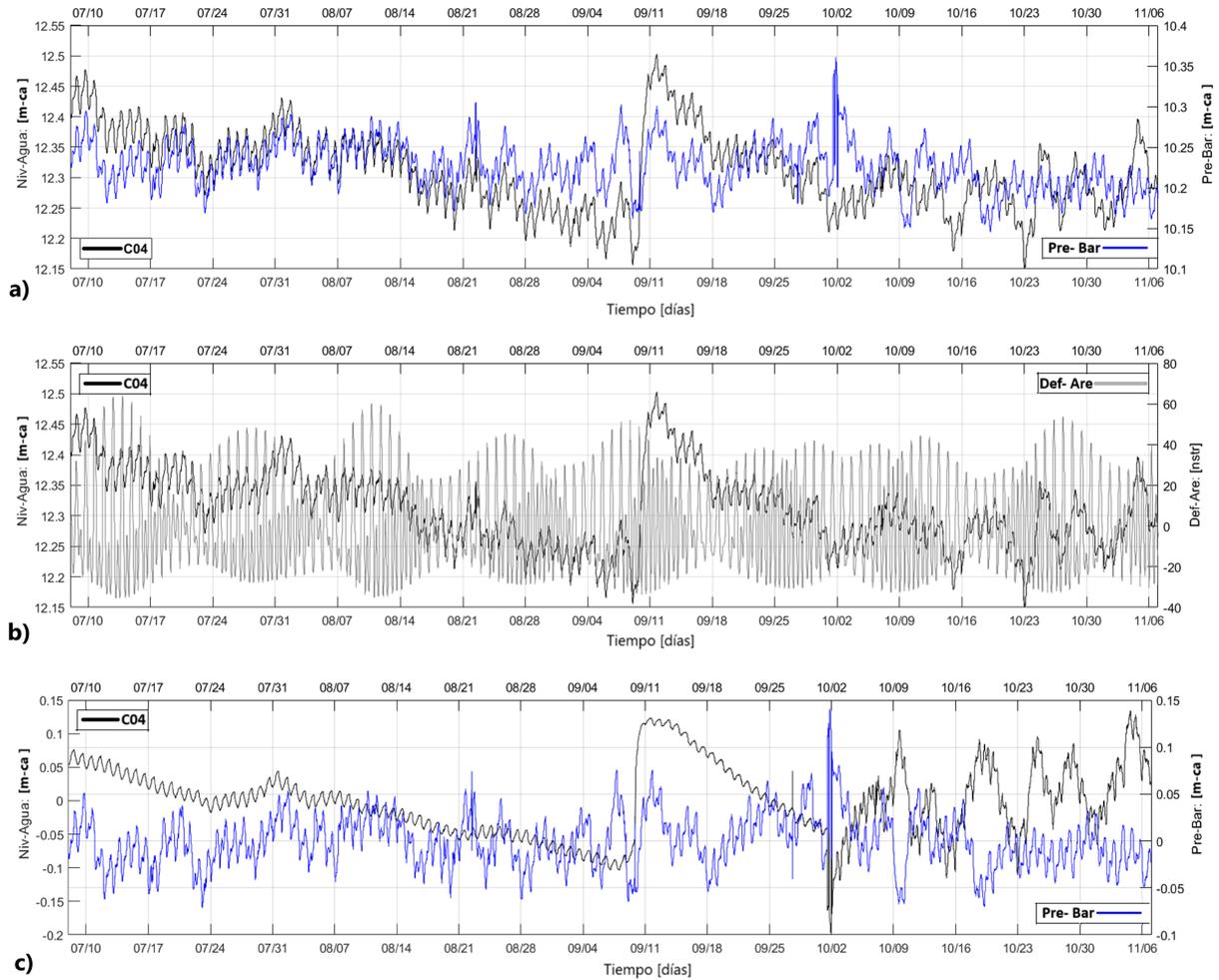


Figura 12. a) Registro de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea (línea negra) y presión barométrica (línea azul) recolectado en el pozo C-04 en unidades de metros de columna de agua equivalente [m-ca]. b) Deformación horizontal (Areal Strain) para el pozo C-04 (línea gris) como resultado de marea de la Tierra Sólida de acuerdo con el potencial gravitacional teórico calculado en unidades de nano-strain [nstr]. c) Señal estacionaria, de la serie de tiempo del pozo C-04 corregida por compensación barométrica y sin tendencia lineal.

De acuerdo con el diagrama planteado, para transformar los datos observados y calculados del dominio del tiempo al de la frecuencia mediante la Transformada Discreta de Fourier (TDF), la serie de tiempo tiene que ser una señal estacionaria, para ello se realizó la corrección barométrica y se eliminó la tendencia lineal de los registros, como se muestra en la Figura (12c) para la serie correspondiente al pozo C-04. Se destaca que después de la compensación barométrica y remoción de la tendencia lineal, se apreció un comportamiento periódico evidente en el registro del nivel del agua.

Las amplitudes y frecuencias de las componentes armónicas dominantes de las variaciones del nivel del agua, presión barométrica y la deformación horizontal, asociada a la marea de la Tierra sólida teórica, se muestran en la Figura (13).

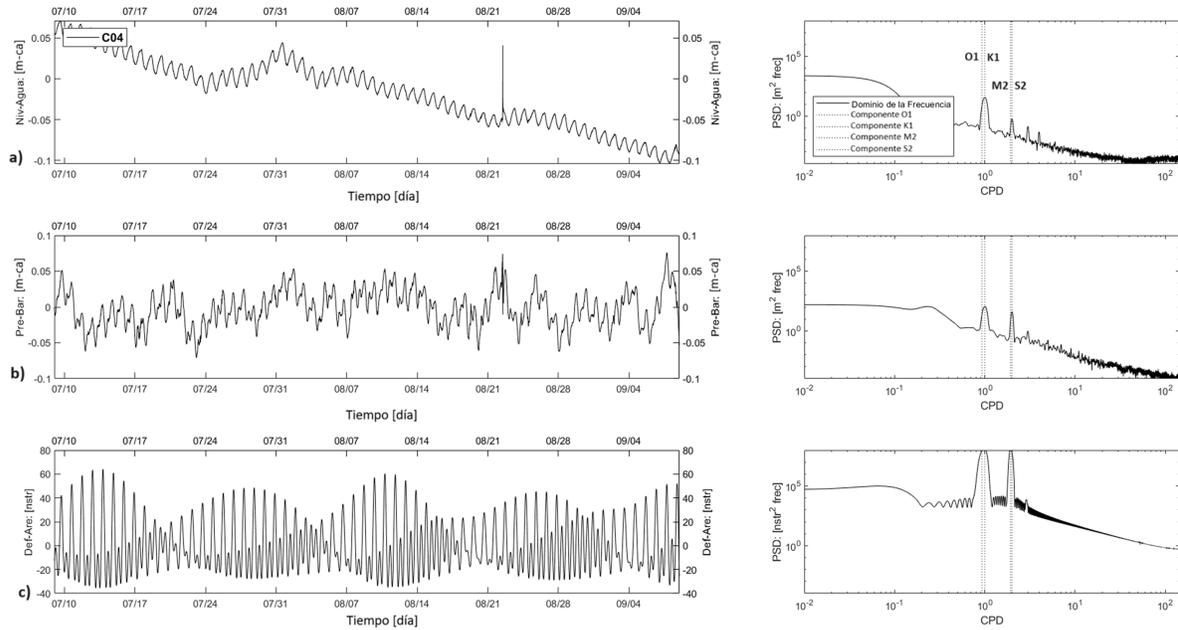


Figura 13. Registros de la variación temporal del nivel del agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación superficial “x-y” (c) y sus respectivas funciones de densidad espectral de potencia en función de la frecuencia expresada en ciclos por día (CPD).

El análisis de las funciones de densidad espectral de potencia reveló la presencia de componentes armónicas dominantes con frecuencia diurna y semidiurna en ambos pozos de monitoreo, lo que indica la influencia simultánea de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida como los principales factores responsables de las fluctuaciones del nivel del agua. Además, se identificaron componentes armónicas con frecuencias de 0.9295 cpd y 1.9324 cpd, asociadas a la marea de la Tierra sólida.

Cuando las fluctuaciones están dominadas únicamente por las componentes diurnas y semidiurnas, esto sugiere un comportamiento típico de un acuífero libre. En contraste, la presencia de las componentes O_1 (0.9295 cpd) y M_2 (1.9324 cpd) indica condiciones de semiconfinamiento en los materiales del acuífero (Rahi & Halihan, 2013). En este sentido, los resultados reflejan las condiciones geohidrológicas propias de la ubicación de los pozos de monitoreo, situados en una zona de transición entre ambiente deltaico y lagunar, caracterizada por materiales de tipo arcilla con intercalaciones de horizontes de arenas. Sin embargo, los resultados mostraron una amplitud relativamente baja para estas componentes, lo que sugiere que los materiales en las inmediaciones de los pozos tienen una baja sensibilidad a la deformación superficial. Como consecuencia, la estimación de las propiedades geohidrológicas en estas frecuencias podría estar sujeta a una mayor incertidumbre.

En la Figura 14 se ilustra el comportamiento, con respecto a la frecuencia, de las funciones de coherencia

de las relaciones presión barométrica–nivel del agua, deformación horizontal–nivel del agua y presión barométrica–deformación horizontal (Areal Strain), con el objetivo de evaluar la influencia simultánea de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida en el sistema pozo–acuífero.

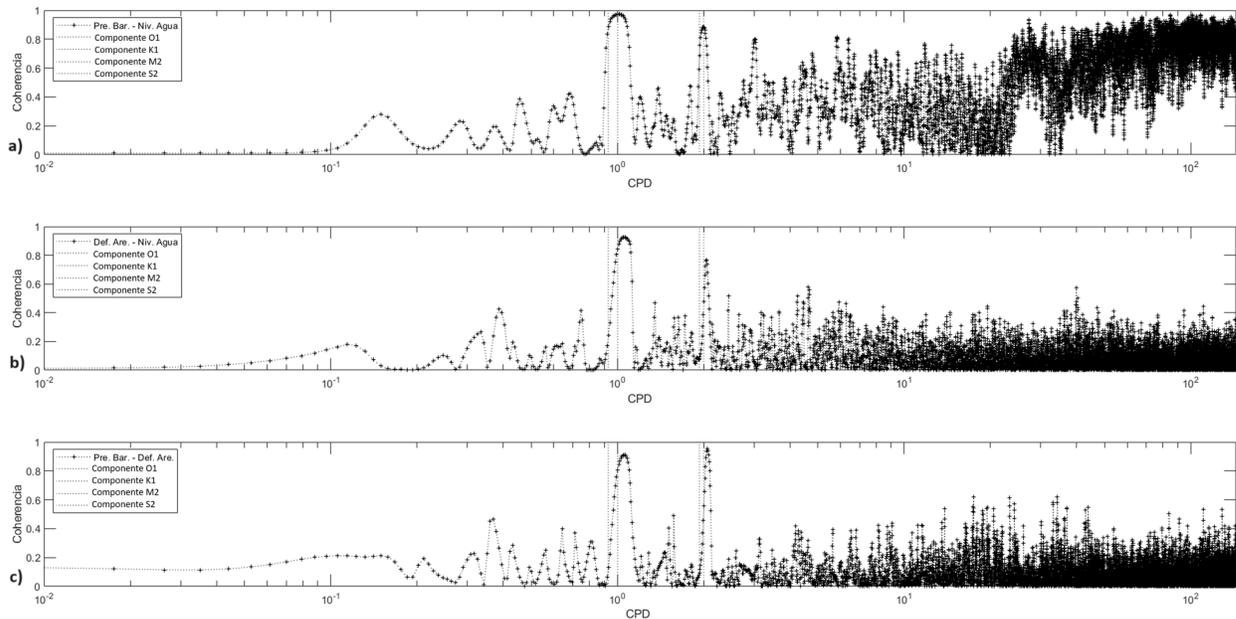


Figura 14. Determinación de las Funciones de Coherencia para segmento de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) (c) derivado de la marea de la Tierra Sólida.

Los resultados muestran una alta coherencia (>0.9) entre la presión barométrica y el nivel del agua en las componentes diurnas y semidiurnas, lo que indica una fuerte respuesta del acuífero a las variaciones de presión atmosférica. Asimismo, se observó una coherencia mayor a 0.8 entre la deformación horizontal y el nivel del agua para frecuencias diurnas, mientras que en las componentes semidiurnas la coherencia fue relativamente baja (0.7). Por otro lado, la relación entre presión barométrica y deformación horizontal presentó valores de coherencia superiores a 0.8 para las principales componentes armónicas.

Sin embargo, el relativamente bajo valor de coherencia entre la deformación horizontal y el nivel del agua sugiere que el acuífero presenta baja sensibilidad a la deformación superficial, lo que se atribuye a la naturaleza no consolidada de los sedimentos en los primeros metros del subsuelo. Como consecuencia, la deformación inducida por la marea de la Tierra sólida no ejerce un impacto significativo en esta parte del acuífero, lo que introduce mayor incertidumbre en la estimación de los parámetros geohidrológicos derivados de estas componentes.

Se calcularon las funciones de transferencia entre presión barométrica y nivel del agua, considerando tanto el modelo desacoplado (Ecuación 21) como el modelo acoplado nivel del agua–presión barométrica.

ca-deformación superficial (Ecuación 20). En la Figura 15 se muestra la variación de estas funciones a lo largo de todo el rango de frecuencias.

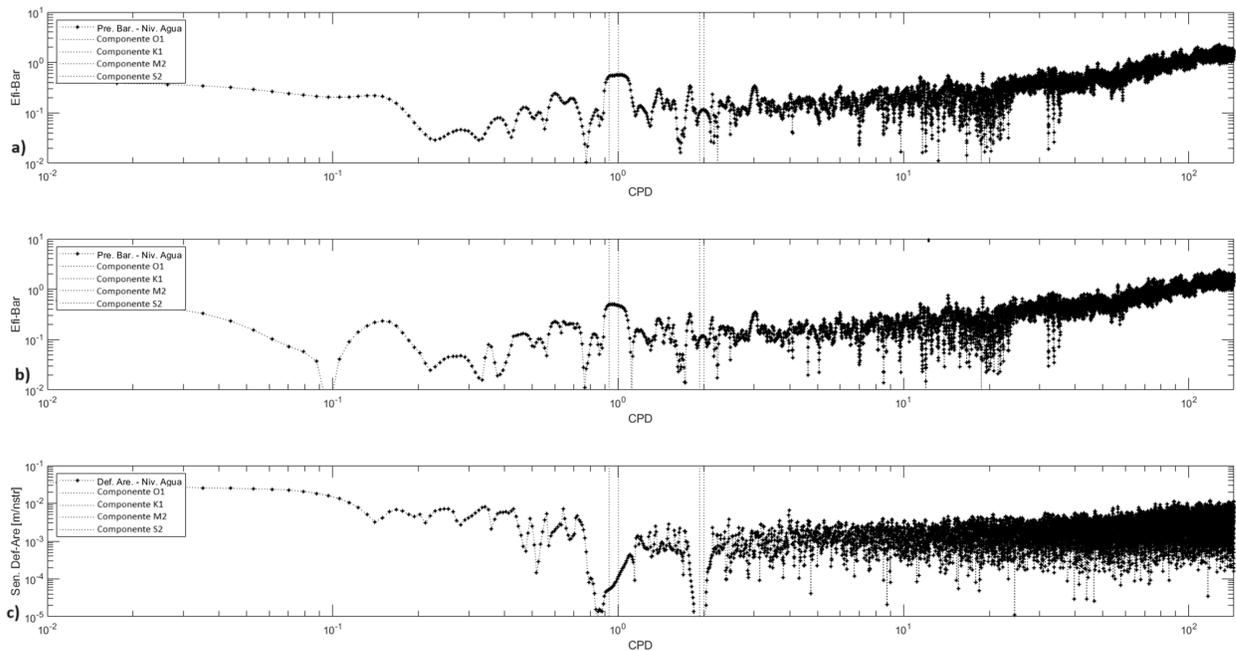


Figura 15. Determinación de las Función de Transferencia (Modelo Compuesto) para segmento de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain)(c) derivado de la marea de la Tierra Sólida.

El valor promedio de la eficiencia barométrica en el rango completo de frecuencias superó el 80 % en ambos modelos (Figura 15a y 15b). No obstante, se observó que este valor está fuertemente influenciado por el contenido de alta frecuencia, lo que genera una sobreestimación de la eficiencia barométrica. En este sentido, la sensibilidad a la marea de la Tierra sólida también mostró alta dependencia con el contenido de alta frecuencia, aunque su impacto fue mínimo en las frecuencias cercanas a las componentes armónicas dominantes de la marea de la Tierra sólida (Figura 15c).

En consecuencia, de lo anterior se realizó un análisis detallado del comportamiento hidrogeológico del acuífero mediante el estudio de las componentes armónicas en rangos de frecuencia específicos. Para ello, se aplicó un filtro digital pasa-banda con frecuencias de corte entre 0.50 y 10.00 ciclos por día, permitiendo la clasificación del espectro en baja, media y alta frecuencia.

A partir de los registros de nivel de agua filtrados, junto con los datos de presión barométrica y deformación horizontal (Areal Strain), se estimaron los valores de eficiencia barométrica y sensibilidad a la marea en la banda de frecuencia de 0.5 a 10 cpd, donde estos fenómenos inducen mayores fluctuaciones del nivel del agua.

Para el pozo C-04 se evaluó el comportamiento de la eficiencia barométrica en cada una de las bandas de frecuencia previamente definidas. Los valores promedio obtenidos fueron 14.17 % para la banda de frecuencia baja, 11.72 % para la banda de frecuencia media y 88.98 % para la banda de frecuencia alta. El pozo C-05 mostró valores promedio del 18.83 % para la banda de frecuencia baja, 7.44 % para la banda de frecuencia media y 76.66 % para la banda de frecuencia alta.

Los valores relativamente bajos de eficiencia barométrica en ambos pozos ($EB < 30\%$) sugieren que el acuífero en las inmediaciones se comporta como un acuífero libre. Esta interpretación es coherente, considerando que los pozos de monitoreo son superficiales y que los materiales cercanos presentan una estructura suelta con poca o nula consolidación.

En el caso de pozos abiertos a la atmósfera, la presión barométrica actúa simultáneamente sobre la superficie del terreno y la superficie libre del agua dentro del pozo, favoreciendo el drenaje de la columna de agua en la perforación. Esto genera diferencias de presión entre el pozo y el acuífero, debido al flujo de aire a través de la zona vadosa, un fenómeno previamente documentado por Rahi & Halihan (2013).

Los valores de eficiencia barométrica estimados en este estudio son inferiores a los previamente reportados para el Valle de Mexicali (Fuentes Arreazola et al., 2018). Esta diferencia puede explicarse por la mayor profundidad de los pozos analizados en dicho estudio. Sin embargo, las estimaciones de eficiencia barométrica obtenidas para los pozos C-04 y C-05 son consistentes con los valores determinados por Fuentes Arreazola (2018) en pozos superficiales (profundidad < 10 m) en las márgenes del Río Colorado, lo que respalda la validez de los resultados en el contexto geohidrológico local.

Como se discutió previamente, las funciones de transferencia acopladas sobreestimaron la eficiencia barométrica y enmascararon la sensibilidad a la deformación superficial. Para obtener resultados más representativos, en lugar de analizar todo el espectro de frecuencias, se centró el estudio en la banda específica donde actúan los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida (0.5 a 10 cpd), lo que permitió obtener valores de eficiencia barométrica más congruentes.

Siguiendo este enfoque, se empleó un modelo simplificado basado en cinco componentes armónicas para evaluar la sensibilidad del acuífero a la marea de la Tierra sólida, de acuerdo con las Ecuaciones 22 a 24. Esto permitió determinar con mayor precisión la respuesta del nivel del agua subterránea a las frecuencias exactas de las componentes dominantes de la deformación superficial.

Las Figuras 16a y 16b presentan el modelo de ajuste junto con los datos observados de variaciones del nivel del agua, así como su correspondiente espectro discreto de amplitudes. Los valores residuales y su

espectro discreto de amplitudes se muestran en las Figuras 16c y 16d, mientras que la serie de tiempo de la deformación superficial y su espectro discreto de amplitudes se ilustran en las Figuras 16e y 16f.

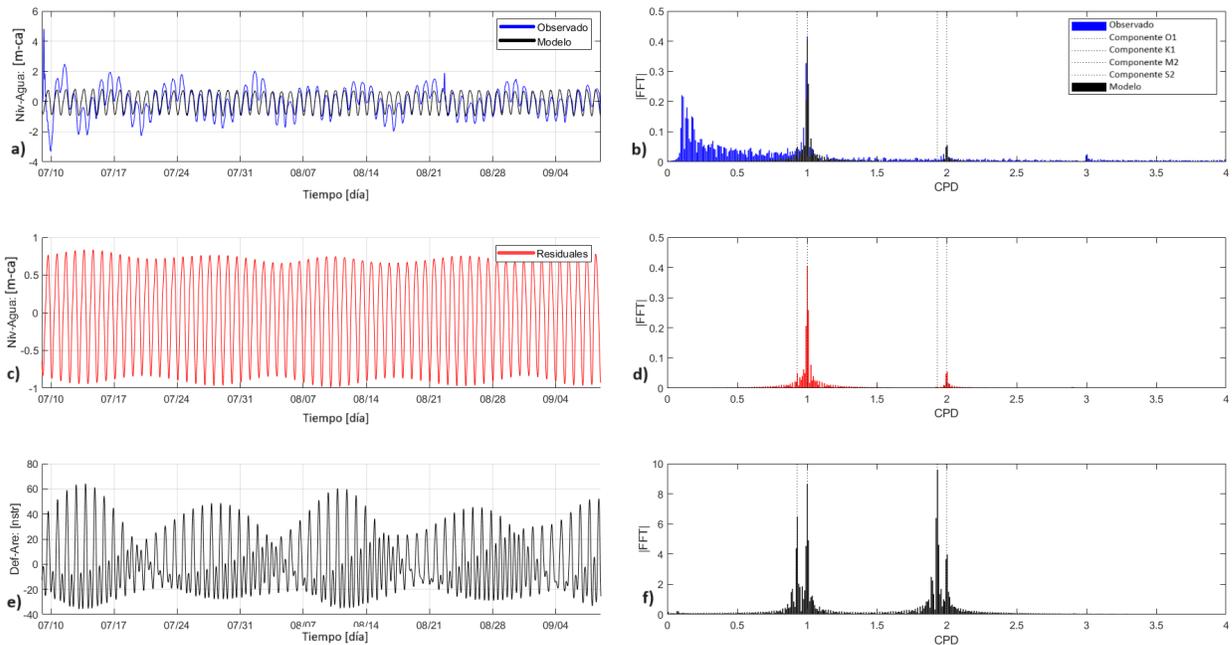


Figura 16. Nivel del agua observado y modelado con su espectro de amplitudes (a-b). Residuales del modelo y su espectro (c-d). Deformación horizontal (Areal Strain) y su espectro (e-f). Los gráficos de la izquierda muestran las series temporales, mientras que los de la derecha presentan sus respectivas transformadas de Fourier, destacando las frecuencias dominantes.

El modelo simplificado de cinco componentes reproduce de manera satisfactoria las variaciones del nivel del agua subterránea en las componentes asociadas exclusivamente a la marea de la Tierra sólida, particularmente O_1 (0.9295 cpd) y M_2 (1.9322 cpd), ya que los valores residuales son mínimos. En contraste, las componentes K_1 (1.0027 cpd) y S_2 (2 cpd) presentan residuales relativamente altos. Esta discrepancia se explica porque las frecuencias diurnas y semidiurnas de la marea de la Tierra sólida coinciden con las de la presión barométrica, lo que dificulta la separación de sus efectos. Por lo tanto, los valores residuales no pueden atribuirse únicamente a la deformación superficial, sino que requieren considerar también la influencia de las fluctuaciones de presión barométrica.

Los valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida determinados mediante el modelo simple de cinco componentes armónicas se presentan en la Tabla (4). Se destaca que, en ambos pozos, la sensibilidad a la marea de la Tierra sólida fue menor para la componente armónica M_2 en comparación con O_1 . Este comportamiento sugiere que las estimaciones de parámetros geohidrológicos basadas en la componente O_1 presentan una menor incertidumbre, lo que la convierte en una referencia más confiable para la caracterización del acuífero. En este sentido, es pertinente indicar que la componente N_2 (1.8959 cpd)

es comúnmente despreciada en estudios de caracterización geohidrológica (Fuentes Arreazola, 2018).

Tabla 4. Valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida (MTS) para cada componente armónica en los pozos C-04 y C-05.

Componente	Sensibilidad a la MTS (cm/nstr)	
	Pozo C-04	Pozo C-05
O1	0.0081	0.0104
K1	0.0934	0.0096
M2	0.0010	0.0021
S2	0.0295	0.0149

Con base en los valores de sensibilidad a la deformación superficial, se estimaron valores del coeficiente de almacenamiento específico (Ecuación 26) para los materiales del acuífero en las inmediaciones de los pozos C-04 (1.34×10^{-4} a $1.13 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$) y C-05 (1.05×10^{-5} a $4.92 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$), siendo el valor promedio de $5.125 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. Es importante señalar que la estimación obtenida con la componente M_2 para el pozo C-04 fue un orden de magnitud inferior en comparación con las demás estimaciones. Como resultado, tanto este valor como los parámetros hidrogeológicos derivados a partir de él son menos confiables. No obstante, la metodología empleada permite evaluar la sensibilidad de los resultados y su coherencia con valores esperados, proporcionando un marco sólido para interpretar la fiabilidad de las estimaciones. En términos generales, este valor promedio es comparable con el valor promedio ($1.57 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$) estimado por Fuentes Arreazola et al. (2018) para los pozos ubicados en las inmediaciones del río Colorado (Figura 17).

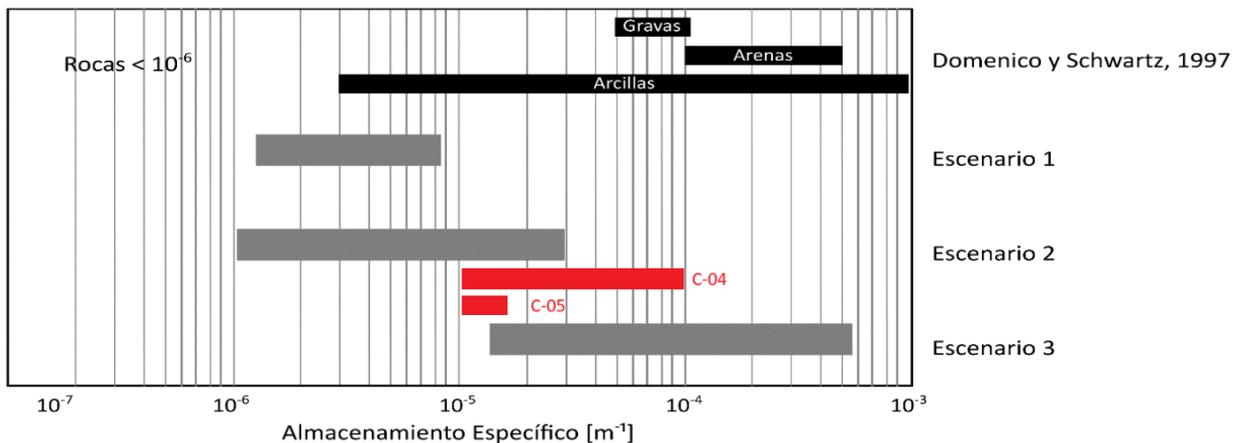


Figura 17. El intervalo de variación de la estimación de almacenamiento específico determinado para cada uno de los escenarios de análisis y los sedimentos asociados teóricamente. El Escenario 3, es el que corresponde a pozos superficiales, comparables con C04 y C05 (rojo). Modificado de (Fuentes Arreazola, 2018).

Los valores estimados para los parámetros hidrogeológicos se muestran en la Tabla (5).

Tabla 5. Valores estimados para los parámetros hidrogeológicos con respecto a las componentes armónicas O1 y M2 asociadas a la Marea de la Tierra Sólida.

Propiedad	Componente O1		Componente M2	
	C-04	C-05	C-04	C-05
Almacenamiento Específico [m^{-1}]	1.13×10^{-5}	1.05×10^{-5}	1.34×10^{-4}	4.92×10^{-5}
Porosidad [%]	45.19	17.27	532.24	81.98
Coefficiente de Almacenamiento [-]	1.13×10^{-5}	1.05×10^{-5}	1.34×10^{-4}	4.92×10^{-5}
Transmisividad [$m^2 s^{-1}$]	8.06×10^{-6}	2.68×10^{-6}	1.01×10^{-5}	1.11×10^{-7}
Conductividad [$m día^{-1}$]	6.97×10^{-1}	2.32×10^{-1}	8.69×10^{-1}	9.66×10^{-3}

La porosidad calculada a partir de la Ecuación 29 depende tanto de la eficiencia barométrica como del almacenamiento específico. Los valores más elevados fueron obtenidos con la componente armónica M_2 , algunos incluso superiores a los límites físicamente posibles para un suelo, lo que sugiere que estas estimaciones son menos confiables. En contraste, los valores de porosidad obtenidos a partir de la componente O_1 son más consistentes y, por lo tanto, más confiables. El valor promedio de porosidad estimado fue 31.23%, cifra comparable con las determinadas en pozos superficiales cercanos al Río Colorado (Fuentes Arreazola, 2018). Además, estas estimaciones son coherentes con los valores teóricos reportados en la bibliografía especializada (Figura 18), respaldando la validez de los resultados obtenidos.

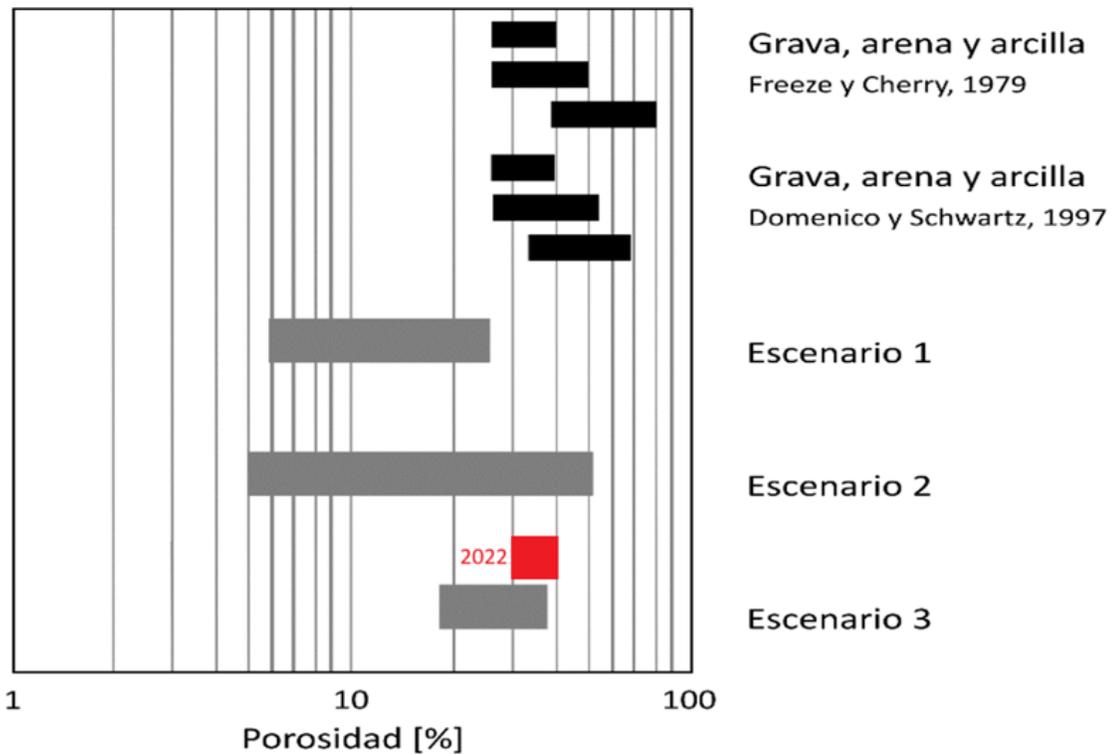


Figura 18. Rango de variación de la porosidad estimada en los distintos escenarios de estudio con respecto a los valores teóricos asociados a los tipos de sedimentos. El Escenario 3, es el que corresponde a pozos superficiales, comparables con los resultados de los datos 2022 (rojo). Modificado de (Fuentes Arreazola, 2018).

Dado que las estimaciones de parámetros geohidrológicos basadas en la sensibilidad a la marea de la Tierra sólida para la componente M_2 presentan una mayor incertidumbre, como se ha discutido previamente, este estudio se centra exclusivamente en el análisis y reporte de los resultados obtenidos a partir de la componente armónica O_1 , la cual proporciona estimaciones más confiables.

Los valores del coeficiente de almacenamiento estimados para los pozos C-04 y C-05 fueron comparables entre sí y aproximadamente un orden de magnitud menores en relación con los valores reportados por Vázquez-González (1999) para el ambiente lagunar y por Fuentes Arreazola (2018). Esta discrepancia se debe a que, en el presente estudio, el espesor saturado se consideró igual a 1 metro, correspondiente a la longitud ranurada de los pozos analizados, lo que influyó en la estimación del parámetro.

Las simplificaciones adoptadas en la estimación del coeficiente de almacenamiento afectan directamente la determinación de los parámetros de transmisividad y conductividad hidráulica. En este estudio, la transmisividad de los materiales en las inmediaciones de los pozos de monitoreo se calculó a partir del coeficiente de almacenamiento y la diferencia en los ángulos de fase entre las componentes armónicas de la variación del nivel del agua y la marea de la Tierra sólida, utilizando la solución analítica propuesta por Hsieh et al. (1987).

Los valores promedio de transmisividad hidráulica ($8.06 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) y de conductividad hidráulica ($5.37 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) para este sector del acuífero del Valle de Mexicali son comparables con las determinaciones reportadas por Vázquez-González (1999); Fuentes Arreazola (2018), y con los valores esperados para el tipo de materiales presentes en las inmediaciones de los pozos analizados.

A continuación se presenta el material estimado para la zona con base al análisis realizado, a partir de tablas de valores típicos establecidos para materiales geológicos. Para este caso de estudio, con un enfoque del material sedimentario presente en la zona, es preciso señalar que se tomó en cuenta los valores de ambos pozos en la componente O_1 , que presentó un rango de valores más confiable.

De acuerdo con lo reportado en la Tabla (6), ambos pozos en la componente O_1 , y los valores de cada propiedad, el material geológico es congruente con la columna litológica de referencia del pozo PZ 7, es decir, presencia de arcillas, arenas medianas y finas, además de gravas de acuerdo con el almacenamiento específico.

Tabla 6. Relación entre propiedades geohidrológicas y los materiales asociados.

Propiedad	Material
Almacenamiento Específico [1/m]	Arenas, gravas y arcillas
Porosidad [%]	Arcillas
Transmisividad [m^2/s]	Arcillas
Conductividad [m/día]	Arenas medianas y finas

El análisis de la variación de la eficiencia barométrica en los pozos proporciona información sobre el grado de confinamiento de las formaciones acuíferas en el área de estudio. Aunque se observan diferencias entre los pozos, ambos muestran un comportamiento más cercano al de un acuífero libre, sin evidencias claras de semiconfinamiento.

El pozo C-04 presenta una respuesta barométrica ligeramente mayor, pero sin una diferencia significativa respecto al pozo C-05, que indica una mayor conexión con la atmósfera en ambos casos. Dado que los registros corresponden a profundidades de solo 10 metros, las variaciones observadas podrían deberse a efectos locales más que a cambios en el grado de confinamiento. Los resultados del pozo C-05 se presentan en el Anexo B. Estos hallazgos contribuyen a la caracterización hidrogeológica del sistema acuífero, resaltando la heterogeneidad espacial en la respuesta de los pozos a la presión barométrica.

4.3. Resultados del análisis de la variación piezométrica y actividad sísmica de la zona

Para determinar la posible relación entre la variación del nivel del agua y la actividad sísmica en la zona, se realizó un análisis cualitativo que integró información de la variación piezométrica, precipitación y sismicidad. En la Figura 19 se presenta la distribución espacial de las fallas principales, los pozos piezométricos analizados y los eventos sísmicos, obtenidos del catálogo de RESNOM, clasificados en rangos de magnitud. El análisis muestra que el tiempo analizado, entre el 8 de julio al 7 de noviembre del 2022, el Campo Geotérmico de Cerro Prieto destaca como el área de mayor densidad sísmica dentro del Valle de Mexicali, lo que puede estar asociado a la actividad tectónica del centro de dispersión o a la actividad antropogénica; respuesta de la corteza a trabajos de extracción de fluido en el campo, el fenómeno sugerido por Fabriol & Munguía (1997), Glowacka & Nava (1996) y Urban & Lermo (2012).

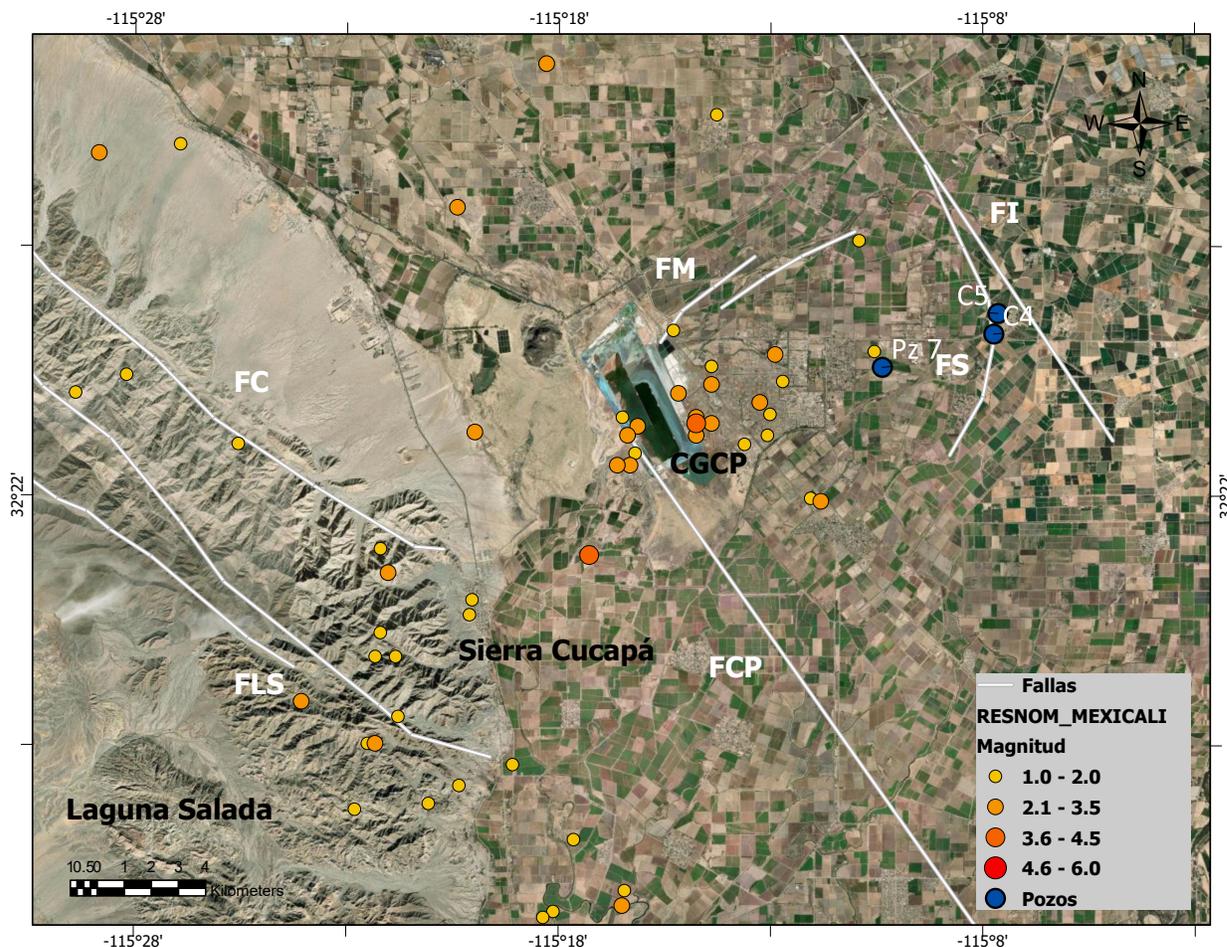


Figura 19. Mapa de localización de eventos sísmicos en la región de estudio durante el periodo de julio - noviembre del 2022, además de fallas principales y pozos analizados.

En las áreas circundantes en proximidad al Ejido Saltillo, se observó una distribución predominante de eventos sísmicos de baja magnitud, lo que sugiere un nivel de actividad sísmica moderado en el período analizado, de julio a noviembre de 2022. Los dos eventos sísmicos de magnitud ≤ 2.0 se localizan aproximadamente a mitad de camino entre el Campo Geotérmico Cerro Prieto y la falla (Figura 19), con uno de ellos posiblemente asociado a la falla Morelia.

El gráfico de tendencias (Figura 20) mostró la evolución temporal del nivel de agua piezométrico, la precipitación y la actividad sísmica, medida en magnitud local (MI), durante el periodo de estudio. Se observan las fluctuaciones en el nivel piezométrico; pero no hay evidencia de una correlación entre las variaciones del nivel piezométrico y los eventos sísmicos registrados.

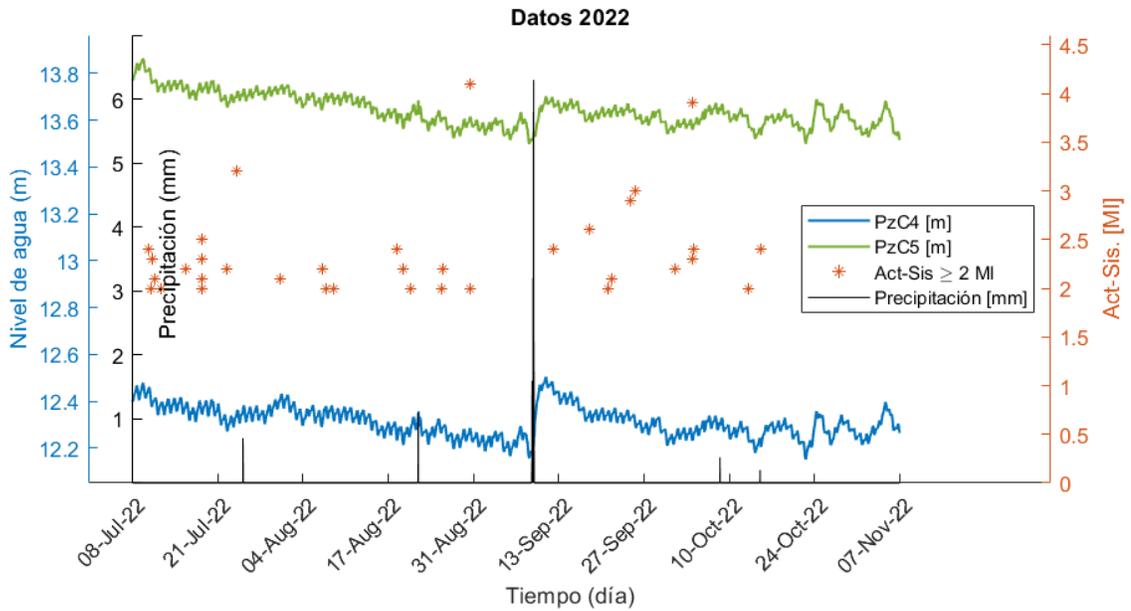


Figura 20. Gráfico de tendencias temporales del nivel de agua piezométrico de los pozos C-04 y C-05 y actividad sísmica (RESNOM) durante el periodo julio-noviembre 2022 analizado.

Al analizar de manera particular el periodo en el que se observa un desnivel significativo en los pozos de agua, se destaca un caso relevante asociado al huracán Kay, que impactó la península de Baja California entre el 4 y el 9 de septiembre de 2022. Este evento generó un notable incremento en la precipitación acumulada, lo que tuvo una influencia directa en los máximos del nivel piezométrico observados en ese periodo. Este comportamiento refleja la rápida respuesta del sistema acuífero a condiciones ambientales extraordinarias, debido a la profundidad somera del acuífero.

Sin embargo, debido al corto periodo de observación y la baja magnitud sísmica en la zona, no se pudo establecer una relación clara entre la actividad sísmica y las fluctuaciones en el nivel del agua. Los resultados sugieren que los eventos hidrometeorológicos, como la precipitación extrema, son los principales factores que modulan las variaciones piezométricas en este corto periodo.

Aunque los pozos C-04 y C-05 fueron instalados para observar si pozos superficiales pueden registrar cambios de nivel de agua relacionados con sismos y eventos de deslizamiento en la falla Saltillo, los resultados en la temporada analizada no mostraron tal efecto. Esto podría deberse a la baja magnitud de los sismos observados, y sería necesario un análisis más profundo de los parámetros hidráulicos si no se observan cambios tras un período de observación más largo con sismos de mayor magnitud.

Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones

El modelo geoelectrico desarrollado ha demostrado ser una herramienta clave para la caracterización hidrogeológica, permitiendo delinear con precisión las distintas unidades geológicas y acuíferas presentes en la zona de estudio. Las variaciones en resistividad detectadas han facilitado la identificación de zonas de alta y baja resistividad, asociadas tanto a diferencias en los materiales litológicos como a los niveles de saturación de agua. Este enfoque destaca el potencial de los métodos electromagnéticos como el TEM para la exploración hidrogeológica en regiones con condiciones complejas.

El análisis espectral de los niveles piezométricos y su interacción con factores externos ha permitido obtener estimaciones de las propiedades hidrogeológicas. Sin embargo, algunas de las estimaciones presentaron discrepancias, las cuales se atribuyen a que, en este estudio, el período de observación fue muy corto y el espesor saturado se consideró igual a 1 metro, correspondiente a la longitud ranurada de los pozos analizados, lo que influyó en la estimación de estos parámetros. Estas discrepancias sugieren que es necesario realizar un análisis más profundo para obtener estimaciones más precisas. Además, se ha identificado la influencia de fenómenos naturales, como la precipitación, como un factor determinante en la recarga y disponibilidad hídrica, lo cual queda evidenciado en los gráficos de tendencia. Esto resalta la importancia de integrar estos aspectos en los modelos de gestión sostenible del recurso hídrico en zonas de baja disponibilidad.

Por otra parte, la metodología aplicada en este estudio es un éxito en sí misma, ya que representa una alternativa viable como técnica para estudios regionales, especialmente en áreas con recursos y datos limitados.

De acuerdo con el objetivo general de esta investigación, los resultados obtenidos revelan una interacción compleja entre el acuífero y su entorno, influenciada por la heterogeneidad litológica y sedimentaria, así como por factores tectónicos y climáticos. Esta caracterización representa un avance hacia una mejor comprensión de las condiciones hidrogeológicas del Valle de Mexicali y ofrece una base sólida para futuras investigaciones orientadas a la conservación y manejo sostenible de los recursos hídricos en la región.

Es recomendable que futuros estudios amplíen el alcance espacial de la caracterización hidrogeológica para cubrir otras regiones del Valle de Mexicali, lo que permitiría obtener una visión más integral de las condiciones del acuífero y priorizar zonas vulnerables. Asimismo, el monitoreo integral de los pozos con sensores continuos a largo plazo para niveles piezométricos.

Literatura citada

- Adams, D. K. & Comrie, A. C. (1997). The north american monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197 – 2214. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2197:TNAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2197:TNAM>2.0.CO;2).
- Agnew, D. (2010). Earth tides. *Treatise on Geophysics*, 3, 163–195. <https://booksite.elsevier.com/brochures/geophysics/PDFs/00056.pdf>.
- Agnew, D. C. (2012). Spotl: Some programs for ocean-tide loading. Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego. <https://escholarship.org/uc/item/954322pg>.
- Aguilar Dumas, (2008). Análisis geológico-productivo enfocado a la exploración de la parte oriental del campo geotérmico de cerro prieto, bc. *Geotermia*, 21(1), 2–15. <https://www.geotermia.org.mx/app/assets/media/2017/11/Geotermia-Vol21-1.pdf>.
- Arango Galván, C., Flores-Márquez, E., Arias-Paz, A., & Sagahón-López, E. (2016). Shallow geoelectrical characterization of a small portion of the basin of mexico aquifer: Towards a better resource management. *Geofísica Internacional*, 55(3), 215–225. <https://doi.org/https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2016.55.3.1723>.
- Ariel, C. S. A. (1968). (Estudio hidrogeológico completo de los acuíferos del Valle de Mexicali, B.C y Mesa de San Luis, Son. No.), Secretaría de Recursos Hidráulicos. Archivo PDF.
- Berger, J. & Beaumont, C. (1976). An analysis of tidal strain observations from the united states of america ii. the inhomogeneous tide. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(6), 1821–1846. <https://doi.org/10.1785/BSSA0660061821>.
- Berger, J., Farrell, W., Harrison, J., Levine, J., & Agnew, D. (1987). Ertid 1: A program for calculation of solid earth tides. *Publication of the Scripps Institution of Oceanography*. Archivo PDF.
- Bredehoeft, J. D. (1967). Response of well-aquifer systems to earth tides. *J. Geophys. Res.*, 72(12), 3075–3087. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03075>.
- Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) (2023). Reporte de Marea de Tormenta, Proyecto Multimodal Punta Colonet, en la Bahía de Colonet, Ensenada, Baja California. Grupo: Hidrodinámica Marina. 23 pp. Archivo PDF.
- CILA (1944). Comisión internacional de límites y aguas entre méxico y estados unidos, distribución de las aguas del río colorado, tratado de aguas de 1944. Consultado el día 18 de marzo del 2024, de <https://cila.sre.gob.mx/cilanorte/index.php/condiciones-cuenca>.
- Clark, W. E. (1967). Computing the barometric efficiency of a well. *Journal of the Hydraulics Division*, 93(4), 93–98. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0001669>.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE) (1998). Resultados de la perforación de piezómetros en el área de cerro prieto, b.c. Reporte técnico inédito, 46 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2024a). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), estado de Baja California. Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. Consultado el día 10 de febrero del 2024, de https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/BajaCalifornia/DR_0210.pdf.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2024b). Sistema nacional de información del agua: Situación de los recursos hídricos. Consultado el día 10 de febrero del 2024, de <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=acuiferos>.

- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *GEOPHYSICS*, 52(3), 289–300. <https://doi.org/10.1190/1.1442303>.
- Cooper Jr., H. H., Bredehoeft, J. D., Papadopoulos, I. S., & Bennett, R. R. (1965). The response of well-aquifer systems to seismic waves. *J. Geophys. Res.*, 70(16), 3915–3926. <https://doi.org/10.1029/JZ070i016p03915>.
- Cuttillo, P. A. & Bredehoeft, J. D. (2011). Estimating aquifer properties from the water level response to earth tides. *Groundwater*, 49(4), 600–610. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00778.x>.
- DOF-CNA (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero valle de Mexicali (0210), estado de baja california. *Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas*.
- Doodson, A. T. & Warburg, H. D. (1941). *Admiralty manual of tides*. H. M. Stationery Off. <https://archive.org/details/admiraltymanualoftidesimages/page/n5/mode/2up>.
- Díaz Cabrera, P. (2001). *Simulación numérica del acuífero superior del Valle de Mexicali, Baja California, México*. [Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California].
- Elders, W., Hoagland, J., McDowell, S., & Cobo, J. (1979). Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of cerro prieto. *Geothermics*, 8(3), 201–209. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505\(79\)90042-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505(79)90042-7).
- Fabriol, H. & Munguía, L. (1997). Seismic activity at the cerro prieto geothermal area (mexico) from august 1994 to december 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophysical Research Letters*, 24(14), 1807–1810. <https://doi.org/10.1029/97GL01669>.
- Fuentes Arreazola, M. A. (2018). *Estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos con base en el análisis de las variaciones del nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali*. [Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California].
- Fuentes Arreazola, M. A., Ramírez-Hernández, J., & Vázquez-González, R. (2018). Hydrogeological properties estimation from groundwater level natural fluctuations analysis as a low-cost tool for the mexicali valley aquifer. *Water*, 10(5). <https://doi.org/10.3390/w10050586>.
- Fuentes Arreazola, M. A. & Vázquez-González, R. (2016). Estimación de algunas propiedades geohidrológicas en un conjunto de pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali, B.C., México. *Ingeniería del Agua*, 20(2), 87–101. <https://doi.org/10.4995/ia.2016.4389>.
- Galloway, D. & Rojstaczer, S. (1988). Analysis of the frequency response of water levels in wells to earth tides and atmospheric loading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11), 13469–13476.
- García, R., Martínez, C., & Martínez, A. (1996). Evaluación del bioclima humano en Mexicali y su comparación con otras ciudades cálidas de la República Mexicana. *Reporte Técnico, Instituto de Ingeniería, UABC*, 94. Archivo PDF.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., & Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of baja california. *Geological Society of America, Memoirs. Boulder, Colorado*, 170 pp. <https://doi.org/doi:10.1130/MEM140-p1>.

- Glowacka, E. & Nava, F. A. (1996). Major earthquakes in Mexicali valley, Mexico, and fluid extraction at Cerro Prieto geothermal field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A), 93–105. <https://doi.org/10.1785/BSSA08601A0093>.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Suárez, F., Nava, F. A., & Mellors, R. (2010). Anthropogenic subsidence in the Mexicali valley, Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. *Environmental Earth Sciences*, 59, 1515–1524. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0137-y>.
- GOBMEX (2024). Gobierno de México, plan nacional hídrico 2024–2030. Consultado el día 6 de diciembre del 2024, de <https://www.gob.mx/conagua/articulos/consulta-para-el-del-programa-nacional-hidrico-2019-2024-190499>.
- González-Ortega, A., Yuri, F., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., González-García, J., Lipovsky, M., Floyd, M., & Funning, G. (2014). El mayor-cucapah (mw 7.2) earthquake: Early near-field postseismic deformation from InSAR and GPS observation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1482–1497. <https://doi.org/10.1002/2013JB010193>.
- Guoqiang, X., Weiyang, C., & Shu, Y. (2018). Research study on the short offset time-domain electromagnetic method for deep exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 155, 131–137. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.05.019>.
- Harrison, J. C. (1971). *New computer programs for the calculation of earth tides*. Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, Boulder, Colorado.
- Harrison, J. C. (1976). Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement. *J. Geophys. Res.*, 81(2), 319–328. <https://doi.org/10.1029/JB081i002p00319>.
- Hernández Blanket, J. (2001). Curvas isovapotranspiración para el Valle de Mexicali, Baja California. [Tesis de Maestría, Instituto Tecnológico Superior Politécnico José Antonio Echeverría]. 85 pp. Archivo PDF.
- Hsieh, P. A., Bredehoeft, J. D., & Farr, J. M. (1987). Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis. *Water Resources Research*, 23(10), 1824–1832. <https://doi.org/10.1029/WR023i010p01824>.
- Jacob, C. E. (1940). On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 21(2), 574–586. <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00574>.
- Lai, G., Ge, H., & Wang, W. (2013). Transfer functions of the well-aquifer systems response to atmospheric loading and earth tide from low to high-frequency band. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1904–1924. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50165>.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of Applied Mathematics*, 2(2), 164–168. <https://www.ams.org/journals/qam/1944-02-02/S0033-569X-1944-10666-0/S0033-569X-1944-10666-0.pdf>.
- Lira-Herrera, H. (2005). Actualización del modelo geológico conceptual del reservorio geotérmico de Cerro Prieto. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 18(1), 37–46. <https://www.geotermia.org.mx/app/assets/media/2017/11/Geotermia-Vol18-1.pdf#page=39>.
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431–441. <https://doi.org/10.1137/0111030>.

- McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W. (1988). *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*. U.S. Geological Survey. https://books.google.com.mx/books?id=2N_Y5pU6rt4C.
- Melchior, P. (1960). Die gezeiten in unterirdischen flüssigkeiten. *Erdoel Kohle*, 13, 312–317.
- Melchior, P. & Georis, B. (1968). Earth tides, precession-nutation and the secular retardation of earth's rotation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1(4), 267–287. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(68\)90063-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(68)90063-0).
- Merritt, M. L. (2004). *Estimating Hydraulic Properties of the Floridan Aquifer System by Analysis of Earth-Tide, Ocean-Tide, and Barometric Effects, Collier and Hendry Counties, Florida*. Number 03-4267 in US Geological Survey Water-Resources Investigations Report. U.S. Geological Survey, U.S. Department of the Interior. <https://books.google.com.mx/books?id=PKeA10ni0RcC>.
- Miranda Reyes, F., Reyes-Coca, S., & García-López, J. (1990). Climatología de la región noroeste de México (Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa). Parte I. Precipitación: series de tiempo del valor total mensual y estadísticas del año climatológico. (Reporte Técnico No. CIOFIT9001), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).
- Munguía, L., Glowacka, E., Suárez-Vidal, F., Lira-Herrera, H., & Sarychikhina, O. (2009). Near-fault strong ground motions recorded during the morelia normal-fault earthquakes of may 2006 in mexicali valley, bc, mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1538–1551. <https://doi.org/10.1785/0120080256>.
- Rahi, K. A. & Halihan, T. (2013). Identifying aquifer type in fractured rock aquifers using harmonic analysis. *Groundwater*, 51, 76–82. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00925.x>.
- Rasmussen, T. C. & Crawford, L. A. (1997). Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers. *Groundwater*, 35(3), 502–511. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1997.tb00111.x>.
- Richardson, R. M. (1956). Tidal fluctuations of water level observed in wells in east tennessee. *Eos Transactions AGU*, 37(4), 461–462. <https://doi.org/10.1029/TR037i004p00461>.
- Robinson, T. W. (1939). Earth-tides shown by fluctuations of water-levels in wells in new mexico and iowa. *Eos Transactions AGU*, 20(4), 656–666. <https://doi.org/10.1029/TR020i004p00656>.
- Rodney, H. (1964). Climatological data for baja california. Institute of Atmospheric Physics, University of Arizona.
- Rojstaczer, S. & Agnew, D. C. (1989). The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to earth tides and atmospheric loading. *J. Geophys. Res.*, 94(B9), 12403–12411. <https://doi.org/10.1029/JB094iB09p12403>.
- Rojstaczer, S. & Riley, F. S. (1990). Response of the water level in a well to earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions. *Water Resources Research*, 26(8), 1803–1817. <https://doi.org/10.1029/WR026i008p01803>.
- Ruiz Aguilar, D., Tezkan, B., & Arango-Galván, C. (2018). Exploration of the aquifer of san felipe geothermal area (mexico) by spatially constrained inversion of transient electromagnetic data. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 23(2), 197–209. <https://doi.org/10.2113/JEEG23.2.197>.

- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Vázquez González, R., & Fuentes Arreazola, M. (2018). Analysis and interpretation of earthquake-related groundwater response and ground deformation: a case study of may 2006 seismic sequence in the mexicali valley, baja california, mexico. *Pure and Applied Geophysics*, *175*, 2485–2502. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1925-7>.
- SIMARBC (2024). Sistema de Información para el Manejo de Agua de Riego de Baja California. Consultado el día 25 de febrero del 2024, de <http://apps.sedagro.gob.mx/simarbc>.
- Spies, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *GEOPHYSICS*, *54*(7), 872–888. <https://doi.org/10.1190/1.1442716>.
- Spies, B. R. & Eggers, D. E. (1986). The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *GEOPHYSICS*, *51*(7), 1462–1471. <https://doi.org/10.1190/1.1442194>.
- Stock, J. M., Martín-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., Miller, M. M., Hanan, B., et al. (1991). Miocene to holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of ne baja california, mexico. In *Walawender, M. J., and Hanan, B. (Eds.). Geological Excursions in Southern California and Mexico. San Diego, California State University, Department of Geological Sciences*, 44–67.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramírez, J., & Glowacka, E. (2008). Shape and dimensions of the cerro prieto pull-apart basin, mexicali, baja california, mexico, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*, *50*(7), 636–649. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.7.636>.
- Todd, D. K. (1959). Ground water hydrology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *87*(371), 122. <https://doi.org/10.1002/qj.49708737126>.
- Urban, E. & Lermo, J. F. (2012). Relationship of local seismic activity, injection wells and active faults in the geothermal fields of mexico. In *Proceedings of Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, SGP-TR-194*. <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2012/Urban.pdf>.
- Van Der Kamp, G. & Gale, J. E. (1983). Theory of earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains. *Water Resources Research*, *19*(2), 538–544. <https://doi.org/10.1029/WR019i002p00538>.
- Vázquez-González, R. (1999). Condiciones geohidrológicas del acuífero somero en la zona del campo geotérmico de cerro prieto. *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, *15*(1), 11–18. <https://www.geotermia.org.mx/app/assets/media/2017/11/Geotermia-Vol129-1.pdf>.
- Weeks, E. P. (1979). Barometric fluctuations in wells tapping deep unconfined aquifers. *Water Resources Research*, *15*(5), 1167–1176. <https://doi.org/10.1029/WR015i005p01167>.

Anexos

Anexo A

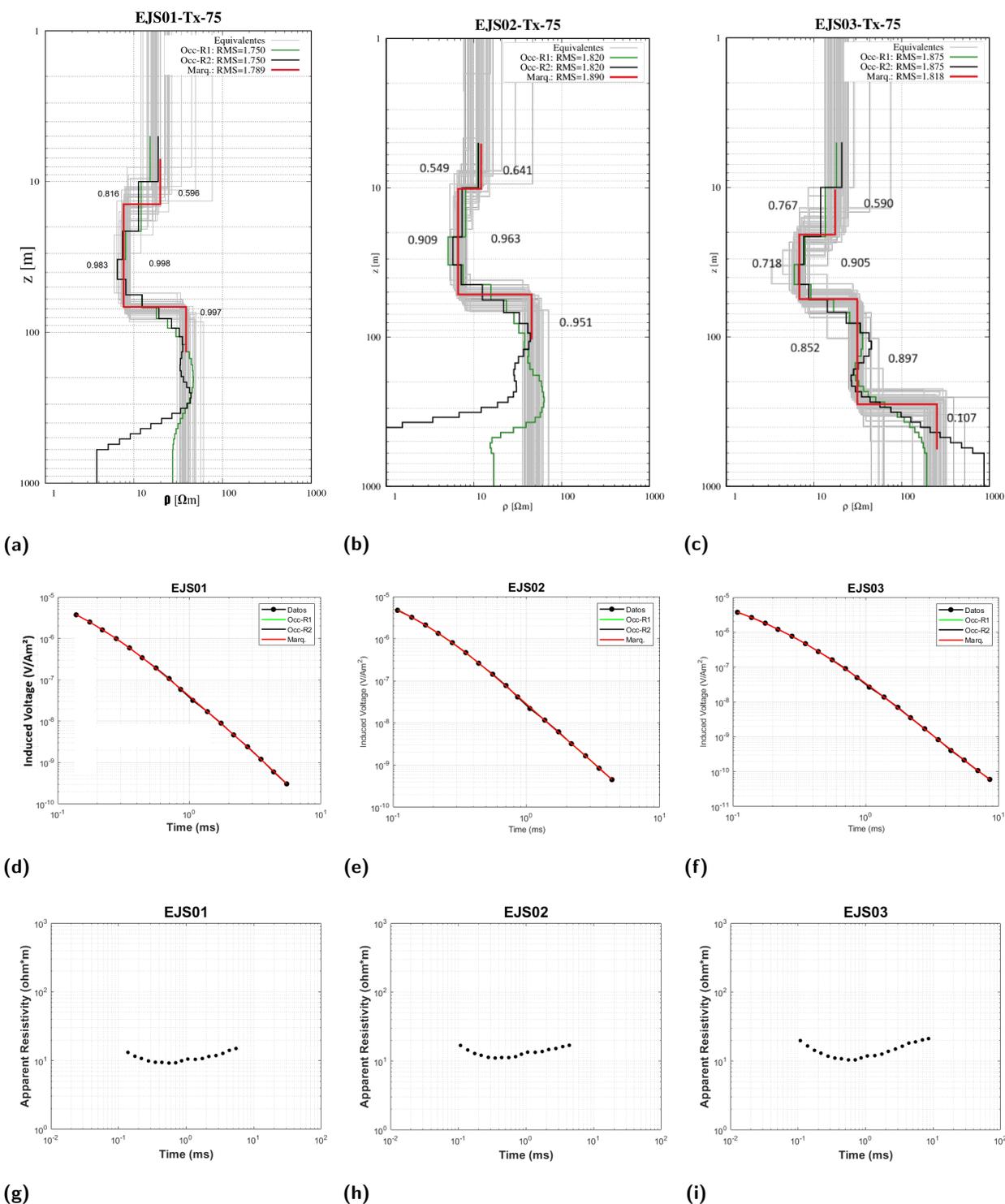


Figura 21. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondes EJS01, EJS02 y EJS03. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondes. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.

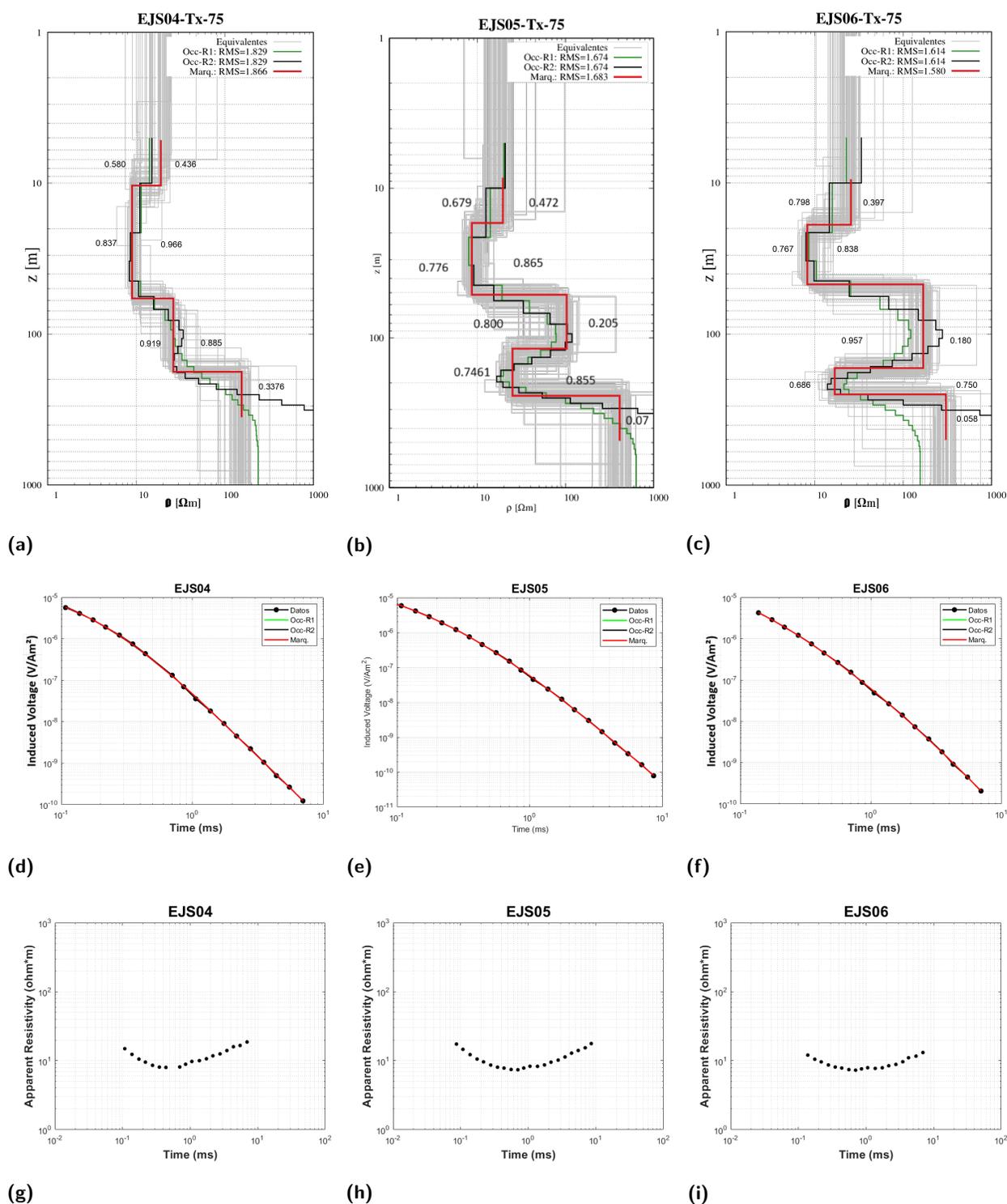


Figura 22. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondes EJS04, EJS05 y EJS06. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondes. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.

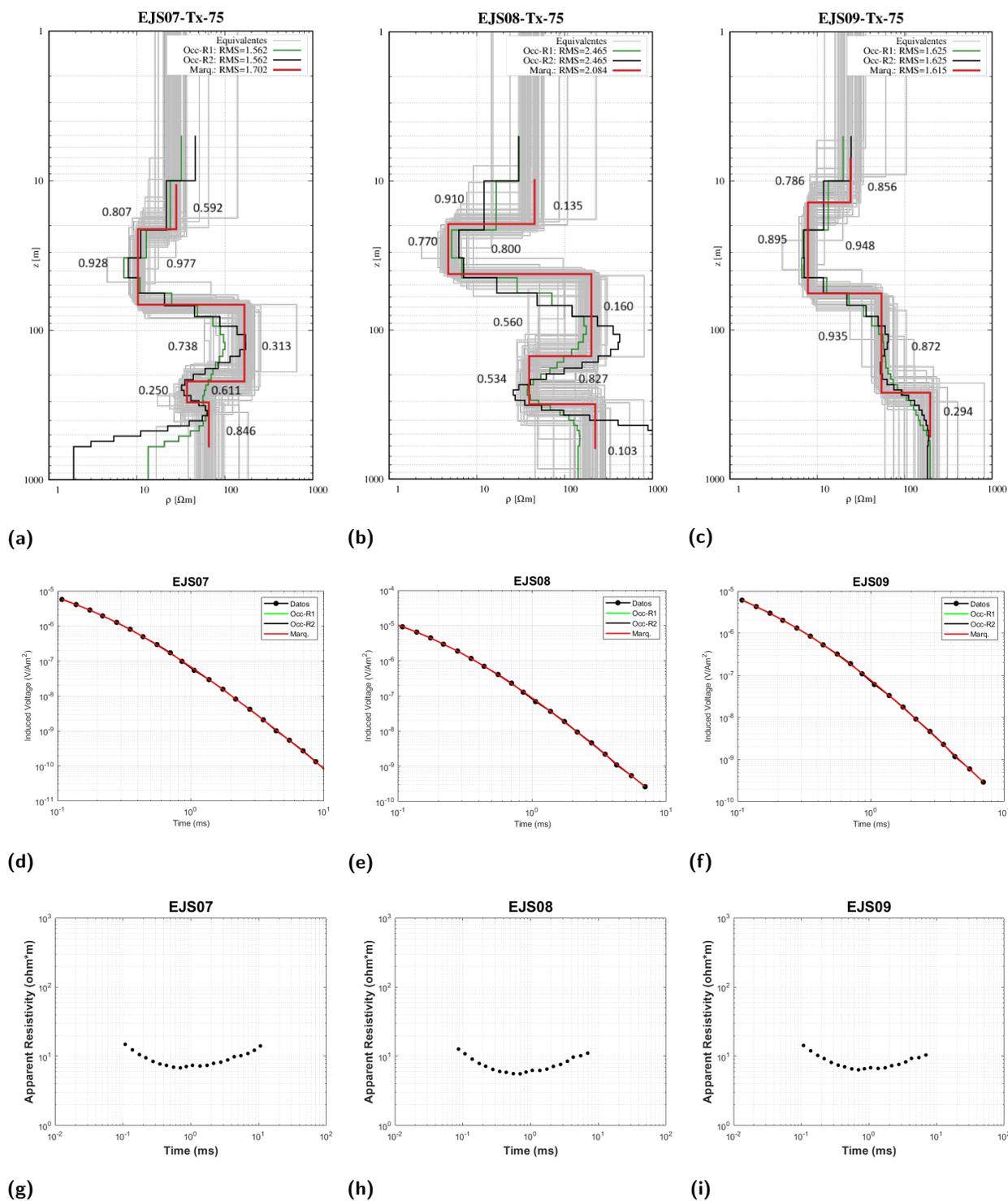


Figura 23. (a-c) Modelos inversos tipo Occam R1 y R2 (verde y negro), Marquardt (rojo), modelos equivalentes (gris) y parámetros de importancia (números en negro del lado derecho para las resistividades y del lado izquierdo para los espesores de las capas) de los sondes EJS07, EJS08 y EJS09. (d-f) Ajuste entre datos calculados y observados de los sondes. (g-i) Transformación de resistividad aparente en tiempo tardío.

Anexo B

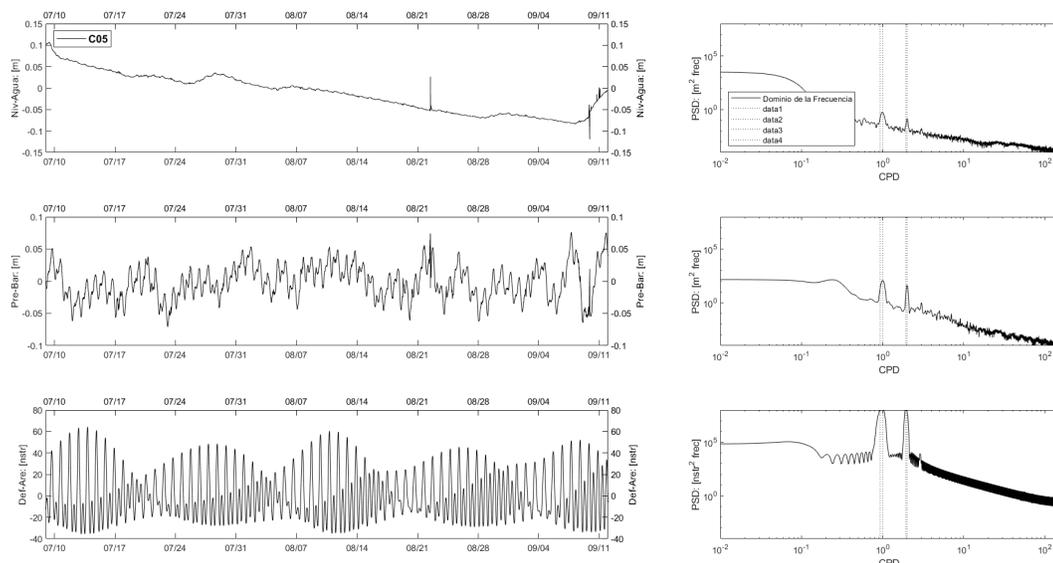


Figura 24. Registros de la variación temporal en el pozo C-05 del nivel del agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación superficial “x–y” (c) y sus respectivas funciones de densidad espectral de potencia en función de la frecuencia expresada en ciclos por día (CPD).

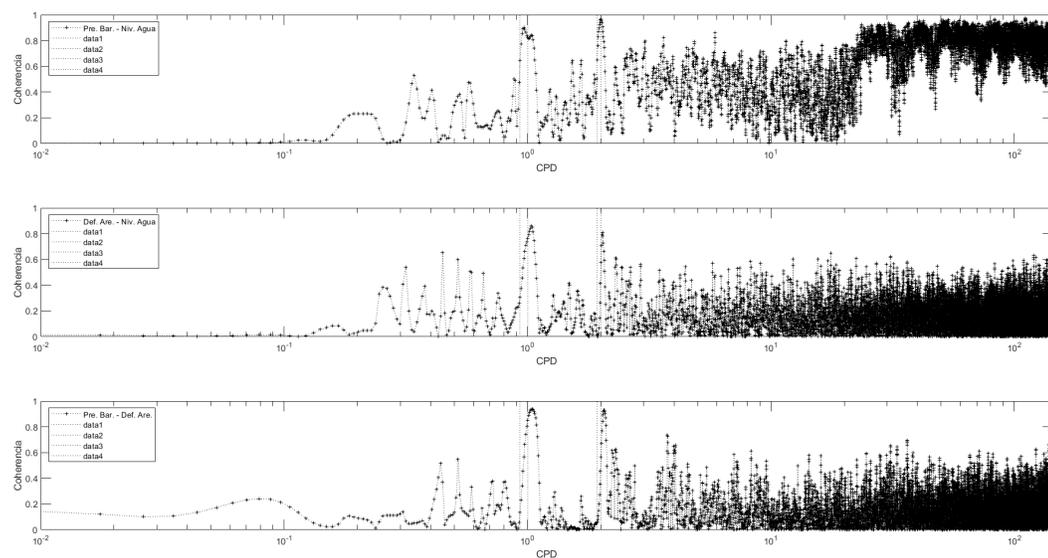


Figura 25. Determinación de las Funciones de Coherencia para segmento de registro en el pozo C-05 de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) derivado de la marea de la Tierra Sólida.

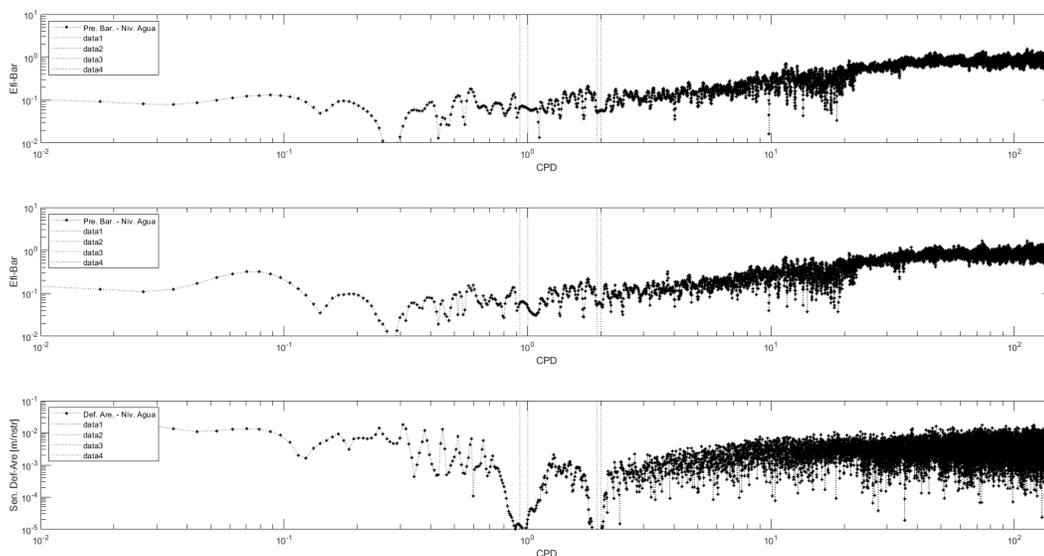


Figura 26. Determinación de la Función de Transferencia (Modelo Compuesto) para segmento en el pozo C-05 de registro de nivel de agua subterránea (a), presión barométrica (b) y deformación areal (Areal Strain) derivado de la marea de la Tierra Sólida.

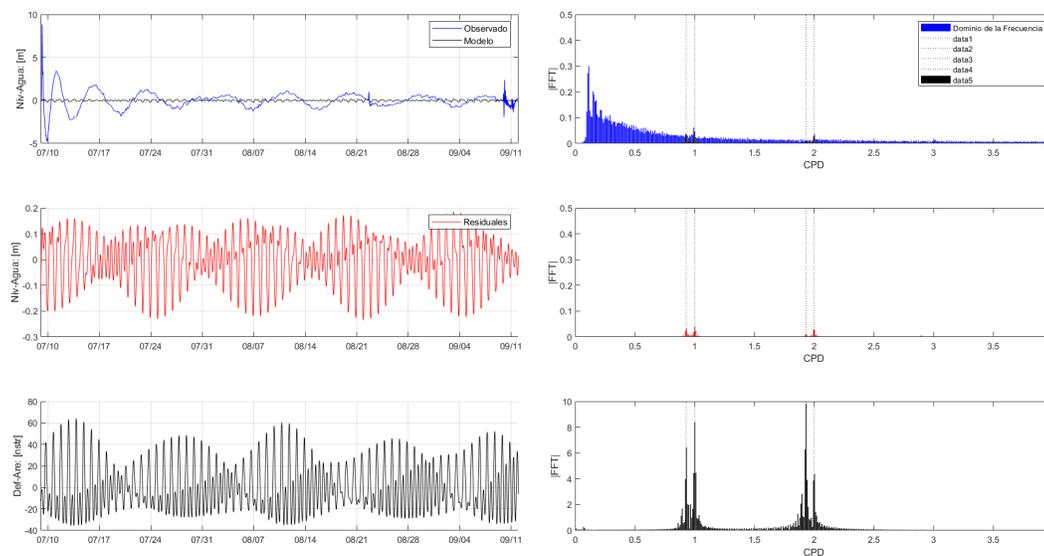


Figura 27. Nivel del agua observado y modelado con su espectro de amplitudes en el pozo C-05 (a-b). Residuales del modelo y su espectro (c-d). Deformación horizontal (Areal Strain) y su espectro (e-f). Los gráficos de la izquierda muestran las series temporales, mientras que los de la derecha presentan sus respectivas transformadas de Fourier, destacando las frecuencias dominantes.