



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE
HIDALGO**

**Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales
Programa Institucional de Doctorado en Ciencias Biológicas**



**CARACTERIZACIÓN INTEGRAL DEL SISTEMA ACUÍFERO EN UNA CUENCA
VOLCÁNICO-TECTÓNICA: FLUJO, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS EN LA CUENCA
LAGO DE CUITZEO.**

TESIS

Para Obtener el Grado de
Doctor en Ciencias Biológicas
Opción: Recursos bióticos

PRESENTA

M.C. Leopoldo Gómez Sandoval

Director: Dr. Rafael Hernández Guzmán

Comité Tutorial

Isabel Israde Alcántara (Codirectora). INICIT-UMSNH

Ruth Esther Villanueva Estrada. IGUM-UNAM

Leonel López Toledo. INIRENA-UMSNH

Luis H. Escalera Vázquez. Facultad de biología-UMSNH

Morelia, Michoacán. Septiembre de 2025

AGRADECIMIENTOS

A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (**SECIHTI**) por la beca otorgada para llevar a cabo este proyecto de tesis por medio del programa de becas nacionales

A la **Coordinación de la Investigación Científica** de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, le agradezco por el respaldo institucional brindado durante mis estudios de doctorado, así como por el apoyo para el desarrollo de esta investigación.

Agradezco profundamente al Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales (**INIRENA**) por haber sido mi casa académica durante estos años de formación doctoral.

Agradezco sinceramente al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (**IGUM**) por su valioso apoyo en el análisis químico e isotópico de las muestras de agua. Su colaboración técnica y científica fue esencial para el desarrollo de este estudio.

Expreso mi más sincero agradecimiento al **Dr. Rafael Hernández Guzmán**, director de esta tesis, por su paciencia, orientación constante y genuina preocupación a lo largo de todo este proceso. Además de brindarme un acompañamiento, me impartió varias clases en las que adquirí herramientas fundamentales que apliqué directamente en este estudio. Su compromiso y generosidad académica fueron clave para la realización de este trabajo ¡Muchas gracias doctor!

A la **Dra. Isabel Israde**, codirectora de esta tesis, le agradezco profundamente por su constante positividad, por ser una guía generosa y una fuente de inspiración a lo largo de este camino. Su inteligencia, conocimiento y calidad humana despertaron en mí un verdadero espíritu científico. Siempre tuvo palabras de aliento, me impulsó a seguir adelante y a buscar saber más, con una sensibilidad excepcional y una sonrisa dispuesta en cada encuentro. Su presencia fue no solo académica, sino también profundamente humana y confiable, regalándome el tiempo y la confianza que tanto necesitaba en los momentos clave.

A la **Dra. Ruth Villanueva** le agradezco profundamente por haberme enseñado gran parte de lo que sé sobre hidrogeoquímica. Su generosidad, paciencia y constante disposición para ayudar, sin importar cuánto tiempo requiriera, fueron pilares en mi formación. Más allá del ámbito académico, me ha acompañado también en momentos personales, con una amabilidad y empatía que siempre

valoraré. Su afecto genuino y su compromiso con el bienestar y aprendizaje de sus estudiantes hacen de ella una persona excepcional, a la que estaré siempre agradecido

Al **Dr. Leonel López** le agradezco profundamente por su amabilidad, ecuanimidad y serenidad, cualidades que siempre representaron un verdadero alivio para mí durante este proceso. Su trato cálido y equilibrado aportó calma y confianza en momentos clave, y dejó en mí una huella que valoro sinceramente.

Al **Dr. Escalera** le agradezco sinceramente por sus constantes cuestionamientos y observaciones críticas, que contribuyeron significativamente a fortalecer este trabajo. Su enfoque analítico y su exigencia académica me impulsaron a profundizar en los temas y a mejorar la calidad de esta investigación.

Agradezco sinceramente al personal del **Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos**, en especial a la Q. F. B. Nora Elia Ceniceros Bombela, Biól. Luis Erick Arroyo Sesento y el señor Sergio Piñón, por su apoyo constante y su amabilidad en todo momento. Su disposición para colaborar, resolver dudas y facilitar el trabajo en el laboratorio hizo una gran diferencia en el desarrollo de esta investigación. Siempre encontré en ustedes un ambiente cordial y profesional, por lo cual les guardo un profundo aprecio.

A **Patricia Liliana Cerritos** le agradezco de corazón por su constante amabilidad y por facilitar siempre cada trámite y gestión con eficiencia y buena disposición. Su apoyo hizo mucho más llevadero el camino académico, y su trato cálido fue siempre un aliento en el día a día.

Agradezco profundamente a la **Mtra. María del Carmen Cano** Correa por su amabilidad y valioso apoyo, que hicieron posible el muestreo de los pozos de agua en Morelia durante dos años. Extiendo también mi agradecimiento al personal del OOAPAS (**Luis, César, Erick, Roberto y Alex**) por su profesionalismo, disposición y solidaridad en todo momento. Su colaboración fue esencial para llevar a cabo esta parte del trabajo de campo.

A **mis amigos** Arturo Tena, Gerardo Varela, Susana Navarrete y Sara Laurent quienes eran mi lugar seguro cuando el estrés y la preocupación me invadían, siempre me escucharon y me apoyaron. A **mis compañeros del posgrado** quienes nos encontramos juntos en este camino apoyándonos, entre los que se encuentran Yordanys, Rosa Elia, Juan, Edén y Eréndira.

Dedicatoria

A mi mamá

ÍNDICE

I.	Resumen general (Español).....	1
II.	Resumen General (Inglés).....	2
III.	Introducción general.....	3
	III.I Contextualización del trabajo.....	3
	III.II Justificación.....	4
	III.III Estado del Arte.....	4
IV.	Planteamiento de hipótesis explícitas.....	7
V.	Objetivos (General y particulares).....	9
VI.	Resultados.....	10
	VI. I Capítulo 1. Análisis de los patrones de flujo y las características hidrogeoquímicas del agua subterránea en una cuenca volcánica tectónica	11
	VI.II Capítulo 2. Distribución y fuentes geogénicas de bario en agua subterránea de una cuenca volcánica: Lago de Cuitzeo, México	62
	VI.III Capítulo 3. Identificación de áreas de recarga de agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo mediante isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)	100
VII.	Discusión general.....	124
VIII.	Perspectivas y recomendaciones.....	128
IX.	Bibliografía complementaria.....	133
	Anexo 1. Parámetros iónicos y fisicoquímicos de pozos y manantiales	140
	Anexo 2. Isotopía estable de pozos y manantiales.....	154
	Anexo 3. Artículo de divulgación científica.....	161

CARACTERIZACIÓN INTEGRAL DEL SISTEMA ACUÍFERO EN UNA CUENCA VOLCÁNICO-TECTÓNICA: FLUJO, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS EN EL LAGO DE CUITZEO.

I. Resumen

Esta tesis doctoral analiza el funcionamiento hidrogeológico de la cuenca del lago de Cuitzeo, en el centro-occidente de México, mediante un enfoque multidisciplinario que integra hidrogeoquímica, geoquímica de elementos traza e isótopos estables. Se desarrollaron tres estudios complementarios con base en 204 muestras de agua subterránea recolectadas entre 2022 y 2023. El primer capítulo caracterizó los sistemas de flujo subterráneo y los ambientes geoquímicos a través del análisis de parámetros fisicoquímicos, diagramas hidrogeoquímicos e índices de saturación mineral. Se identificaron tres tipos de flujo: infiltración reciente, flujo intermedio y circulación profunda, asociados a procesos de meteorización de silicatos, disolución de yeso, intercambio iónico y mezcla de aguas, controlados por la estructura geológica regional. Este trabajo fue aceptado para su publicación en la revista Geofísica Internacional, lo que refleja su aporte al conocimiento hidrogeoquímico regional. En el segundo capítulo se analizó la distribución espacial del bario (Ba^{2+}), un elemento traza de origen natural, cuyas concentraciones se relacionaron con el desequilibrio geoquímico respecto a la barita y el descenso piezométrico. Se sugiere un origen del bario ligado a la meteorización y al intercambio iónico, y una posible movilidad inducida por la sobreexplotación del acuífero. El tercer capítulo utilizó isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}O$) e hidrógeno (δ^2H) para identificar zonas de recarga y analizar variaciones espaciales y estacionales. Se observó un gradiente isotópico claro desde el suroeste hacia el noreste, asociado a diferencias altitudinales y climáticas. Las zonas de recarga se localizaron en áreas elevadas con señales isotópicas empobrecidas. En conjunto, los tres capítulos permitieron comprender de mejor manera el acuífero, útil para la gestión sustentable del recurso, la protección de zonas de recarga y la prevención de riesgos geoquímicos.

Palabras Clave: Hidrogeoquímica, hidrogeología, metales pesados, minerales, familias de agua.

II. Resumen General (Inglés)

*This doctoral dissertation analyzes the hydrogeological functioning of the Lake Cuitzeo basin, located in central-western Mexico, through a multidisciplinary approach that integrates hydrogeochemistry, trace element geochemistry, and stable isotopes. Three complementary studies were conducted based on 204 groundwater samples collected between 2022 and 2023. The first chapter characterized groundwater flow systems and geochemical environments through the analysis of physicochemical parameters, hydrogeochemical diagrams, and mineral saturation indices. Three flow systems were identified: recent infiltration, intermediate flow, and deep circulation, associated with silicate weathering, gypsum dissolution, ion exchange, and water mixing, controlled by regional geological structures. This work was accepted for publication in the journal *Geofísica Internacional*, reflecting its contribution to regional hydrogeochemical knowledge. The second chapter analyzed the spatial distribution of barium (Ba^{2+}), a naturally occurring trace element. Its concentrations were linked to geochemical disequilibrium with barite and to piezometric decline. Significant correlations were found between barium and major cations, suggesting a source related to silicate weathering and ion exchange, as well as potential mobility induced by overexploitation of the aquifer. The third chapter employed stable isotopes of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen ($\delta^2\text{H}$) to identify recharge zones and analyze spatial and seasonal variations. A clear isotopic gradient was observed from southwest to northeast, associated with altitudinal and climatic differences. Recharge zones were identified in elevated areas with isotopically depleted signals. Together, the three chapters helped to understand the aquifer, useful for sustainable water management, protection of recharge areas, and prevention of geochemical risks.*

Keywords: Hydrogeochemistry, hydrogeology, heavy metals, minerals, water families.

III. INTRODUCCIÓN GENERAL

III.I Contextualización del trabajo

El agua subterránea representa una fuente vital para el abastecimiento hídrico global. A nivel mundial, más del 50 % del agua potable y cerca del 40 % del agua utilizada para riego provienen de acuíferos subterráneos (FAO, 2018; ONU, 2022). En México, la situación es aún más crítica: muchas ciudades dependen casi en su totalidad del agua subterránea para cubrir sus necesidades domésticas, agrícolas e industriales (CONAGUA, 2021). La cuenca del lago de Cuitzeo, situada en el centro-occidente del país, abarca una extensión aproximada de 4000 km² y comprende 21 municipios, entre ellos Morelia, ciudad capital del estado de Michoacán con más de 849 000 habitantes (INEGI, 2024).

Esta cuenca posee una configuración geológica compleja, resultado de la interacción entre procesos volcánicos, tectónicos, sedimentarios y una diversidad litológica muy variada (Garduño-Monroy et al., 2014). Adicionalmente, la región presenta marcados contrastes altitudinales y climáticos, con zonas de alta precipitación al suroeste y condiciones más secas hacia el centro lacustre.

A pesar de su importancia para el abastecimiento de agua, el conocimiento integral del sistema acuífero de la cuenca sigue siendo limitado. La presión creciente sobre los recursos hídricos subterráneos provocada principalmente por la expansión urbana y la agricultura, ha generado un descenso sostenido del nivel piezométrico, subsidencia del terreno y deterioro de la calidad del agua en ciertas zonas de la cuenca (Figueroa-Miranda et al., 2020; Cigna y Tapete, 2022).

En este contexto, la presente tesis doctoral tiene como objetivo generar un entendimiento profundo del sistema hidrogeológico de la cuenca del lago de Cuitzeo a través de un enfoque multidisciplinario. Para ello, se estructura en tres capítulos: (1) análisis de patrones de flujo y características hidrogeoquímicas del agua subterránea; (2) estudio de la distribución espacial del bario y su relación con los procesos geoquímicos y estructurales; y (3) identificación de las zonas de recarga mediante el uso de isótopos estables de oxígeno y deuterio. Cada capítulo aporta un componente esencial para comprender la evolución química del agua subterránea y su interacción con el medio geológico.

III.II Justificación

La urgencia de comprender y gestionar adecuadamente los recursos hídricos subterráneos es cada vez mayor, especialmente en regiones como la cuenca del lago de Cuitzeo donde los impactos del aprovechamiento intensivo ya son visibles. El descenso de los niveles piezométricos, que en algunos puntos supera los 100 m, ha favorecido procesos de subsidencia que comprometen la estabilidad del terreno y la infraestructura urbana (Figueroa-Miranda et al., 2018; Garduño-Monroy et al., 2010). Estas deformaciones han sido particularmente documentadas en la ciudad de Morelia, donde se reportan tasas de hundimiento de hasta -9 cm/año (Cigna y Tapete, 2022).

Aunado a lo anterior se suma la preocupación por la calidad del agua subterránea. El uso intensivo de fertilizantes en zonas agrícolas, el retorno de agua de riego y la posible movilización de elementos traza por procesos geoquímicos naturales o inducidos por el abatimiento del acuífero representan amenazas al recurso hídrico (Burri et al., 2019; Charette et al., 2005). Entre estos elementos destaca el bario, el cual, aunque de origen natural, podría alcanzar concentraciones preocupantes bajo ciertas condiciones geoquímicas (WHO, 2011; Charette & Sholkovitz, 2006).

El uso de herramientas como los índices de saturación mineral y el análisis isotópico permite avanzar en la identificación de zonas vulnerables y en la comprensión de los procesos que regulan la química del agua subterránea (Appelo y Postma, 2005; Cano et al., 2018). Por otro lado, los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) son fundamentales para trazar la procedencia del agua, identificar áreas de recarga y diferenciar entre procesos de mezcla, evaporación o recarga meteórica directa (Clark y Fritz, 1997; Dansgaard, 1964).

La investigación presentada en esta tesis responde a una necesidad concreta de conocimiento, con aplicaciones directas en la planeación del uso del agua, la protección de zonas de recarga, la prevención de riesgos geológicos y la formulación de estrategias de manejo integral del recurso hídrico.

III.111 Estado del arte

Durante las últimas décadas, los estudios sobre agua subterránea en regiones volcánico-tectónicas han avanzado significativamente gracias al uso combinado de herramientas hidrogeoquímicas, estructurales e isotópicas. En estos entornos, la diversidad de litología, minerales en las zonas y fallas geológicas aportan información valiosa para la identificación de los patrones de flujo y la

distribución de la calidad del agua. Autores como Freeze y Cherry (1979) y Bense et al. (2013) han resaltado la importancia de considerar la influencia de fallas geológicas, domos, estratovolcanes y capas sedimentarias en el comportamiento de los acuíferos.

En la cuenca del lago de Cuitzeo, los sistemas de fallas geológicas con orientaciones predominantes NO-SE y E-O ha sido ampliamente documentada como un factor estructural que condiciona la dirección del flujo y los procesos de mezcla de agua subterránea (Garduño-Monroy et al., 1999; Garduño-Monroy et al., 2014; Pola et al., 2016). Estas estructuras, además de guiar el movimiento del agua, pueden actuar como zonas de recarga profunda o como barreras hidráulicas, dependiendo de su grado de apertura y relleno.

Desde el punto de vista geoquímico, múltiples estudios han establecido que la evolución del agua subterránea está fuertemente influenciada por procesos de disolución y precipitación de minerales, intercambio iónico y reacciones de meteorización de silicatos (Alfaro et al., 2002; Cardona-Melchor, 2015). El uso de diagramas como los de Piper (1954), Mifflin (1988) y D'Amore et al. (1983) ha permitido clasificar tipos de agua y distinguir entre ambientes hidrogeoquímicos con diferentes grados de evolución. Asimismo, los índices de saturación mineral han sido útiles para diagnosticar si el agua está en equilibrio, supersaturada o subsaturada frente a minerales como calcita, yeso, anhidrita o halita (Appelo y Postma, 2005; Hounslow, 1995).

El estudio de elementos traza en agua subterránea ha cobrado relevancia por su potencial implicación en la salud pública. Investigaciones como las de Charette et al. (2005) y Charette & Sholkovitz (2006) han demostrado que el bario puede liberarse al agua bajo condiciones específicas, como la disminución de la presión hidráulica por bombeo excesivo, o la disolución de minerales en zonas subsaturadas. En contextos sobreexplotados, como el centro de México, esta problemática cobra especial importancia.

La relación entre subsidencia del terreno y extracción de agua ha sido documentada en múltiples regiones del mundo. En México, Figueroa-Miranda et al. (2020) y Bagheri-Gavkosh et al. (2021) muestran que el abatimiento del acuífero puede generar hundimientos que afectan zonas urbanas y agrícolas, con consecuencias sociales, económicas y ambientales. En el caso de Morelia, la subsidencia ha sido relacionada con la explotación de sistemas de flujo que transitan por depósitos fluvio-lacustres, los cuales son altamente susceptibles a la compactación (Garduño-Monroy et al., 2010).

En cuanto a la aplicación de isótopos estables, estos han sido empleados globalmente para determinar áreas de recarga, identificar mezclas entre aguas superficiales y subterráneas, y evaluar la influencia de la evaporación en zonas áridas o semiáridas (Dansgaard, 1964; Kendall y McDonnell, 1998). En México, se han desarrollado líneas meteóricas locales que complementan la Línea Meteórica Global (Craig, 1961), permitiendo una mejor interpretación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en contextos regionales (Cano et al., 2018; CONAGUA, 2024a).

Por último, diversas instituciones nacionales e internacionales han señalado la importancia de integrar estos enfoques científicos en la planificación y gestión del recurso hídrico. Tanto la FAO (2018) como la ONU (2022) coinciden en que la sostenibilidad de los acuíferos depende de políticas basadas en evidencia científica, monitoreo continuo y el reconocimiento de la vulnerabilidad de los sistemas hídricos subterráneos. En consonancia con esta visión, y como parte de los requisitos del programa de posgrado, se elaboró un artículo de divulgación titulado “*Cómo cuidar los mantos acuíferos*” (Anexo 3), orientado a sensibilizar a la sociedad sobre la importancia de proteger estos sistemas y promover una gestión responsable del agua subterránea.

IV. PLANTEAMIENTO DE HIPÓTESIS

El presente trabajo de investigación se desarrolló a partir de una estrategia de campo y laboratorio orientada a caracterizar integralmente el sistema acuífero de la cuenca del lago de Cuitzeo. A partir de los objetivos específicos planteados en cada uno de los capítulos, se derivan las siguientes hipótesis que fueron evaluadas con base en los resultados obtenidos:

Hipótesis 1.

El agua subterránea de la cuenca del lago de Cuitzeo presenta una evolución geoquímica asociada al tiempo de residencia y a la interacción con las litologías predominantes de la zona, lo cual permite identificar distintos sistemas de flujo (infiltración reciente, flujo intermedio y circulación profunda) mediante el análisis de parámetros fisicoquímicos, diagramas geoquímicos e índices de saturación mineral.

Esta hipótesis parte del supuesto de que la evolución química del agua está controlada por procesos hidrogeoquímicos, entre los que se encuentran la disolución, precipitación, meteorización de silicatos e intercambio iónico, y que estos procesos pueden ser identificados mediante métodos hidrogeoquímicos clásicos y modelado. Su verificación implicó el análisis de 204 muestras de agua subterránea recolectadas durante cuatro campañas de muestreo.

Hipótesis 2.

Las concentraciones de bario (Ba^{2+}) en el agua subterránea están determinadas por las condiciones geoquímicas locales (pH, contenido de sulfato, saturación respecto a barita), y su aumento en ciertos sectores se asocia a procesos de disolución de barita así como de minerales con presencia de trazas de bario, cuya disolución es inducido por el descenso piezométrico.

Esta hipótesis plantea que las concentraciones de bario no son homogéneas en el sistema acuífero y que puede ser explicada a partir del desequilibrio termodinámico con la fase barita así como de la disolución de trazas de bario presentes en diferentes minerales locales. Además, se considera que el abatimiento del nivel freático favorece procesos de oxidación que provocan la liberación de elementos traza.

Hipótesis 3.

Las zonas de recarga del acuífero en la cuenca del lago de Cuitzeo pueden ser identificadas con base en la señal isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) del agua subterránea, siendo estas zonas coincidentes con áreas de mayor altitud, mayor precipitación y menor evolución hidrogeoquímica.

Esta hipótesis parte del principio de que las aguas con menor enriquecimiento isotópico están asociadas a recarga meteórica reciente y directa. Se espera que los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ estén localizados en el suroeste y noroeste de la cuenca, lo cual sería consistente con los gradientes altitudinales, climáticos y química del agua.

V. OBJETIVOS

Objetivo general

Caracterizar el sistema hidrogeológico de la cuenca del lago de Cuitzeo mediante el análisis de parámetros hidrogeoquímicos, distribución de elementos traza e isótopos estables, con el fin de identificar los sistemas de flujo subterráneo, zonas de recarga y condiciones geoquímicas que determinan la calidad del agua.

Objetivos particulares

1. Identificar los tipos de agua, los sistemas de flujo subterráneo y los procesos geoquímicos dominantes en la cuenca del lago de Cuitzeo a través del análisis fisicoquímico de 204 muestras de agua subterránea, diagramas hidrogeoquímicos e índices de saturación mineral.
2. Evaluar la distribución espacial del bario (Ba^{2+}) en el agua subterránea y su relación con los procesos de disolución, saturación mineral e intercambio iónico, así como con el descenso piezométrico registrado en distintos sectores de la cuenca.
3. Determinar las zonas de recarga del acuífero mediante el análisis de la composición isotópica del oxígeno-18 ($\delta^{18}O$) y del deuterio (δ^2H) en agua subterránea, evaluando sus variaciones espaciales.

VI. RESULTADOS

VI.I CAPÍTULO 1. Análisis de los patrones de flujo y las características hidrogeoquímicas del agua subterránea en una cuenca volcánica tectónica. (Se anexa carta de aceptación de artículo científico en la revista Geofísica Internacional al inicio del capítulo).

VI.II CAPÍTULO 2. Distribución y fuentes geogénicas de bario en agua subterránea de una cuenca volcánica: Lago de Cuitzeo, México

VI.III CAPÍTULO 3. Identificación de áreas de recarga de agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo mediante isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)

CAPÍTULO 1

ANALYSIS OF FLOW PATTERNS AND HYDROGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF GROUNDWATER IN A VOLCANIC TECTONIC BASIN

**Leopoldo Gómez-Sandoval^a, Ruth Esther Villanueva-Estrada^{b*}, Isabel Israde-Alcántara^c,
Rafael Hernández-Guzmán^d, Jorge Alejandro Ávila-Olivera^c, Nora Elia Ceniceros
Bombela^b, María del Carmen Cano Correa^e**

^a Programa Institucional de Doctorado en Ciencias Biológicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, C.P. 58330 Morelia, Michoacán, México. 0618418a@umich.mx

^b Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Km 8 Antigua carretera a Pátzcuaro 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta, Morelia, Michoacán, C.P. 58190, México. ruth@igeofisica.unam.mx (ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-2575-0556>)

^c Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Santiago Tapia 403, 58000, Morelia, Michoacán, México. isabel.israde@umich.mx (ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9373-5353>), alejandro.avila@umich.mx (ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4103-0524>)

^d CONAHCYT-Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, C.P. 58330 Morelia, Michoacán, México. rafael.hernandez@umich.mx (ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2711-9015>)

^e Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de Morelia, Av. Rey Tangaxuan II 695, Col. Vista Bella, 58090, Morelia, Michoacán. mccanocorrea@gmail.com

ABSTRACT

This study uses physicochemical data and the geochemistry of major and minor ions to identify and describe groundwater flow patterns and hydrogeochemical characteristics in the Lake Cuitzeo basin. Located in the central-western region of Mexico, the basin is bounded by active faulting, subsidence, and hydrothermal activity along its margins. The study describes groundwater flow patterns, water types, water-rock interaction processes, and their relationship with geological faults traversed by the groundwater. Between 2022 and 2023, water quality was analyzed at 44 deep wells and seven springs. In situ measurements of physicochemical parameters were taken, and the concentrations of major and minor ions were plotted on D'Amore, Mifflin, and Piper diagrams. Seven hydrogeological environments were identified through which groundwater flows, promoting the weathering of Ca-Na-Mg silicates. Geological faults are directly related to flow directions, predominantly southwest-northeast. The primary recharge areas are located in the southwestern sector, where basic silicate rocks are dominant, leading to elevated Mg^{2+} concentrations due to feldspar leaching. The predominant hydrogeochemical processes include silicate rock weathering, ion exchange, carbonation, water mixing, calcite precipitation, and gypsum dissolution. Three groundwater flow systems were identified: 82% of the flow is local, distributed throughout the basin; 16% is intermediate flow, concentrated in the central and northern areas; and 2% is deep circulation flow, found along the southern margin of the lake.

Keywords: Water families, Lake Cuitzeo, central Mexico, volcanic environment, silicate weathering.

RESUMEN

Este estudio tiene como objetivo utilizar datos fisicoquímicos y la geoquímica de iones mayores y menores para identificar y describir los patrones de flujo de agua subterránea y las características hidrogeoquímicas en la cuenca del Lago Cuitzeo. Ubicada en la región centro-occidental de México, la cuenca está delimitada por fallas activas, subsidencia y actividad hidrotermal a lo largo de sus márgenes. El estudio describe los patrones de flujo de agua subterránea, los tipos de agua, los procesos de interacción agua-roca y su relación con las fallas geológicas que atraviesa el agua subterránea. Entre 2022 y 2023, se analizó la calidad del agua en 44 pozos profundos y siete manantiales. Se realizaron mediciones in situ de los parámetros fisicoquímicos y se graficaron las concentraciones de iones mayores y menores en los diagramas de D'Amore, Mifflin y Piper. Se identificaron siete ambientes hidrogeológicos a través de los cuales fluye el agua subterránea, promoviendo la meteorización de silicatos Ca-Na-Mg. Las fallas geológicas están directamente relacionadas con las direcciones de flujo, predominantemente de suroeste a noreste. Las principales áreas de recarga se encuentran en el sector suroeste, donde predominan las rocas de silicato básicas, lo que lleva a concentraciones elevadas de Mg^{2+} debido al lixiviado de feldespatos. Los procesos hidrogeoquímicos predominantes incluyen la meteorización de roca silicatada, el intercambio iónico, la carbonatación, la mezcla de aguas, la precipitación de calcita y la disolución de yeso. Se identificaron tres sistemas de flujo de agua subterránea: el 82% del flujo es local, distribuido por toda la cuenca; el 16% es flujo intermedio, concentrado en las áreas central y norte; y el 2% es flujo de circulación profunda, encontrado a lo largo del margen sur del lago.

Palabras clave: Familias de agua, Lago de Cuitzeo, centro de México, ambiente volcánico, meteorización de silicatos.

I. INTRODUCTION

Groundwater extraction is globally significant, providing 50% of water for domestic use and 25% for agricultural irrigation, watering 38% of the world's crops ([UNESCO, 2022](#)). However, overexploitation can result in subsidence, declining piezometric levels, and water quality degradation ([Burri et al., 2019](#); [Bagheri-Gavkosh et al., 2021](#)). In Mexico, 41% of aquifers are overexploited or deficiency of water availability ([CONAGUA, 2021](#)). Understanding the origin, flow, and vulnerability of these resources under anthropogenic pressure is crucial for sustainable management ([Wang et al., 2021](#)).

Groundwater acquires its chemical composition through interactions with the rocks it traverses ([Freeze and Cherry, 1979](#)). Flow systems act as a transport mechanism, distributing these chemical interactions and forming spatial patterns within a basin ([Toth, 1999](#)). Chemical reactions such as dissolution/precipitation, oxidation/reduction, ion exchange, and mixing processes release specific elements into the water ([Glynn and Plummer, 2005](#)). These interactions, combined with groundwater movement driven by the subsurface configuration and geological structures, such as faults, define the hydrogeochemical characteristics of a region ([Toth, 1999](#)).

The integration of hydrogeochemistry with the groundwater flow system, initially introduced by ([Toth, 1963](#)), has become a fundamental tool in hydrogeology. This approach provides insights into hydrogeochemical processes, water families, and the hydrogeological environments shaping water composition.

The analysis of major ions has been proven effective in understanding hydrological dynamics in tectonic basins with high water demand, both in various regions of Mexico ([Roy et al., 2021](#); [Amézaga-Campos et al., 2022](#); [Ramos-Leal et al., 2018](#)), and globally ([Negrel et al., 2011](#); [Hartanto et al., 2022](#); [Gómez-Moncada et al., 2022](#)). Among the geological factors influencing groundwater geochemistry, fault systems play a key role due to their structural and hydraulic characteristics ([Chihhi et al., 2015](#)). Geologically, faults create discontinuities in flow patterns that promote water mixing and diverse water types due to the transport of dissolved species ([Das et al., 2020](#)). Hydraulically, faults enhance permeability facilitating the upflow of deep groundwater ([Yang, 2019](#)).

In the Lake Cuitzeo basin, previous studies have primarily examined the geochemistry of geothermal zones in the northern basin (Alfaro et al., 2002; Segovia et al., 2005; 2010; Gómez-Cruz, 2020; Pérez-Martínez et al., 2021) and groundwater flow patterns in the central-southwestern region (Garduño-Monroy et al., 2014; Pérez-Villareal, 2018). However, these studies have not addressed the interplay between flow dynamics and hydrogeochemical characteristics at a basin-wide scale. This study fills that gap by integrating a detailed analysis of groundwater flow patterns and hydrogeochemical properties within a volcanic-tectonic basin context. By utilizing data collected over two years across different seasons, this research captures spatial and temporal variations in groundwater movement and chemical composition, offering new insights into the hydrogeological behavior of the basin. The results enhance our understanding of recharge areas, flow paths, and water-rock interactions, providing essential information for the sustainable management of groundwater resources in the region.

These findings are especially significant in the context of the Lake Cuitzeo basin, where the high degree of fracturing and diverse lithologies (Gómez-Vasconcelos et al., 2021) create conditions for varied hydrogeochemical processes and flow patterns. These dynamics are particularly relevant given the subsidence issues (Figueroa-Miranda, 2018) and a groundwater deficit of -39,897,596 m³/year (CONAGUA, 2024b) in a region supporting over one million inhabitants. In this context, the present research aims to use physicochemical data and the geochemistry of major ions from wells and springs to identify and describe groundwater flow patterns, water types, water-rock interaction processes, and the hydrogeological environments influencing the volcanic Lake Cuitzeo basin in central Mexico.

By identifying vulnerable recharge zones and their relationship with geological structures and anthropogenic activity, this study offers relevant information for water resource planning and risk mitigation in the region. The proposed hydrogeochemical framework can support decision-making related to sustainable groundwater extraction and land use.

2. STUDY AREA

2.1 Climate and Geology

Lake Cuitzeo is located in an endorheic tectonic depression and covers approximately 4,025 km² (Hernández-Guzmán et al., 2021). Its altitudinal gradient ranges from 1,767 to 3,426 meters above sea level (Figure 2) shaping diverse climatic and ecological conditions. The mean annual temperature is 17.4°C, and the average annual precipitation varies geographically. In the northern basin, precipitation ranges from 601 to 800 mm/year, whereas in the southern sector, it increases to 801–1,000 mm/year (CONAGUA, 2024c). The region exhibits two climate types: Cwb (temperate with dry winters and warm summers), predominant across most of the basin, and Cwa (temperate with dry winters and hot summers), mainly in the northwest (Beck et al., 2018).

Geologically, the basin spans the states of Michoacán and Guanajuato in central Mexico, and began forming in the Middle Miocene, approximately 8 million years ago (Israde-Alcántara and Garduño-Monroy, 1999). It is part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a geologic province shaped by the subduction of the Cocos and Rivera plates beneath the North American plate along the Middle American Trench (Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

The Lake Cuitzeo basin hosts over 50 volcanic structures (Figure 1) displaying a wide range of geomorphic forms, including scoria cones, lava cones, semi-shield volcanoes, and fissure-fed lava flows (Gómez-Vasconcelos et al., 2021). These volcanic features are integral to the basin's geology, influencing aquifer configuration, groundwater flow, and water-rock interactions.

In addition to their morphological diversity, these structures are composed of volcanic rocks with varying chemical compositions that shape hydrogeological processes throughout the basin. In the southwestern sector of the Lake Cuitzeo basin, basalts and basaltic andesites are found, representative of mafic rocks (Cardona-Melchor, 2015).

In the Sierra de Mil Cumbres, located in the southeastern part of the basin, intermediate rocks predominate, with andesites being the most abundant in the sequence; however, felsic rocks such as rhyolites are also present (Gómez-Vasconcelos, 2015). To the west lies the Quinceo volcano, composed of andesite of clearly intermediate composition, and the Tetillas volcano, whose lavas range from basaltic andesite to andesite, reflecting a transition from mafic to intermediate

composition (Avellán et al., 2020). Finally, in the southwestern portion of the lake (central portion of the basin), rock units of intermediate to mafic composition have been identified, consisting of ignimbrites associated with lava flows (Trujillo-Hernández et al., 2022).

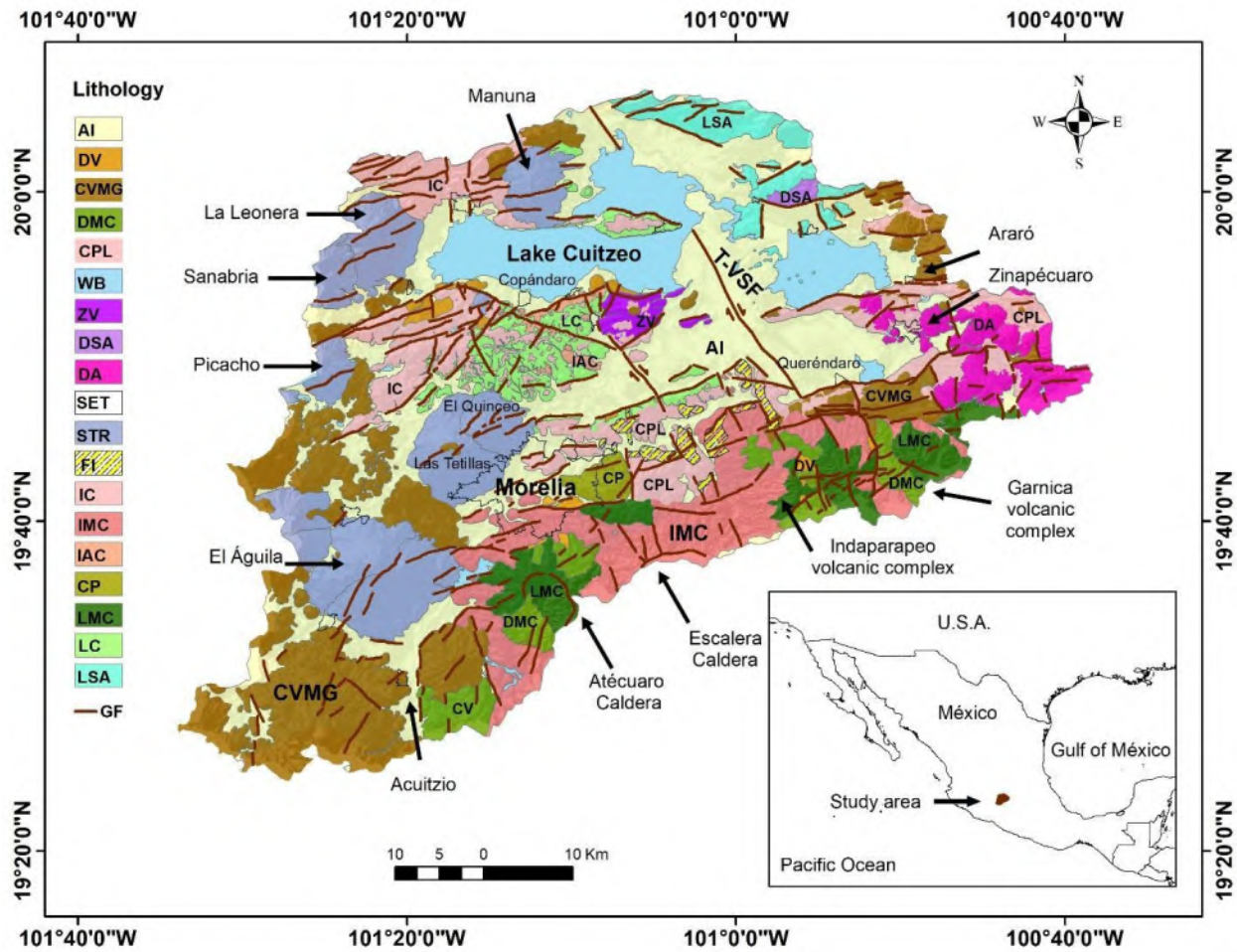


Figure 1. Geological map of the Lake Cuitzeo basin. Key: AI, Alluvium; DV, lahars, avalanches, and landslides; CVMG, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (4.7–0.02 Ma); DMC, Mil Cumbres Domes (23–14.1 Ma); CPL, Pumice Fall, Alegría, and lahars (1.5 Ma); WB, Water bodies; ZV, Zapata Volcano (8.1 Ma); DSA, San Andrés Diorite (14 Ma); DA, Araró Domes (1.3–1.03 Ma); SET, Settlements; STR, Stratovolcanoes; FI, Fluviolacustrine (8 Ma); IC, Cuitzeo Ignimbrites (17.1 Ma); IMC, Mil Cumbres Ignimbrites (22.9–16.3 Ma); IAC, Ancient Cuitzeo Ignimbrites; CP, Punhuato (16.9 Ma); LMC, Mil Cumbres Lavas (23.1–21.5 Ma); LC, Cuitzeo Lavas (18.9–17.7 Ma); LSA, San Andrés Lavas (15.8–11.5 Ma); GF, Geological Faults.

2.2 Hydrogeological and hydrogeochemical framework

The Lake Cuitzeo basin forms part of Hydrological Region 12, Lerma-Chapala-Santiago, a critical water system in central Mexico. At the center of the basin lies the Morelia-Queréndaro Irrigation District, where agricultural and urban water demands are concentrated. According to the latest census conducted in 2007, 986 wells were recorded in the region, with water usage distributed between agricultural purposes (53.69%) and urban consumption (40.21%), leading to a significant water deficit of -39,897,596 m³/year (CONAGUA, 2024b).

Hydrogeochemically, the shores of Lake Cuitzeo exhibit diverse water facies, including bicarbonate, sulfate, and chloride water types, influenced by mixing processes and hydrothermal activity (Segovia et al., 2005; 2010). Rapid spring recharge has been documented in some areas (Alfaro et al., 2002), while precipitation of minerals of hydrothermal origin has been reported near geothermal zones (Segovia et al., 2010; Pérez-Martínez et al., 2021).

The northeastern sector of the basin is characterized by deep hydrothermal flows that ascend to the surface through geological fault system facilitating water-rock interactions and the thermal gradients (Pérez-Martínez et al., 2021). In contrast, the southwestern part of the basin exhibits three distinct groundwater flow systems, where flow directions align with the regional topography (Pérez-Villareal, 2018). Meanwhile, in the central basin, a significant decline in piezometric levels has been reported attributed to over extraction and local geological conditions (Garduño-Monroy et al., 2014).

2.3 Aquifer characteristics

The geometry of the aquifer is shaped by the tectonic depression formed by the SW-NE fault system (CONAGUA, 2024b). Groundwater flows through two primary mediums: porous and fractured (CONAGUA, 2007). The porous medium predominates in the upper portion of the aquifer, while the fractured medium is characteristic of the lower portion (CONAGUA, 2020; 2024b). Together, these two media constitute a single hydrogeological unit with moderate to high permeability making the aquifer productive (CONAGUA, 2020). It is classified as heterogeneous, anisotropic, and predominantly unconfined, with localized semiconfined conditions (CONAGUA, 2020).

The porous medium corresponds to the lacustrine sequence of the basin, which has accumulated due to volcanic activity since the Late Miocene ([Israde-Alcántara et al., 2010](#)). Successive monogenetic volcanism within the Cuitzeo graben was followed by lacustrine sedimentation, which reaches over 500 meters in thickness at the basin's center. This sedimentation is primarily composed of clays, silts, diatomites, and interbedded layers of sandstones and conglomerates, covered by pyroclastic deposits ([Israde-Alcántara et al., 2010](#)).

In contrast, the fractured medium is predominantly formed by volcanic rocks such as basalts and tuffs, exhibiting both primary and secondary permeability ([CONAGUA, 2020](#)). Two major fault systems influence groundwater flow: the ENE-WSW faults of the Morelia-Acambay Fault System (MAFS) and the NNW-SSE faults associated with the Basin and Range system ([Gómez-Vasconcelos et al., 2021](#)).

The aquifer's composition varies across the basin. In the western region, pumice tuffs with interbedded lithic and clayey layers are prevalent, influenced by W-E fault systems. In the Álvaro Obregón and Queréndaro areas, the aquifer is dominated by clastic sediments such as gravels and sands. Closer to Lake Cuitzeo, it transitions to finer-grained materials, including clays, andesitic breccias, basalts, and basaltic ashes ([CONAGUA, 2020; 2024b](#)).

3. METHODOLOGY

3.1 Fieldwork

Water samples were collected from 51 sites in the Lake Cuitzeo basin, comprising seven springs and 44 wells across 17 municipalities (Figure 2). In Morelia, 23 sampling points were analyzed (P-01 to P-19, P-44, M-01, M-06, and M-07), including three rural locations: Iratzio (P-41), Cuto de la Esperanza (P-42), and Atécuaro (M-04). The remaining sites were distributed across the following municipalities: Huiramba (P-20), Acuitzio (P-21, M-02), Tarímbaro (P-22, P-23), Charo (P-24, P-25), Álvaro Obregón (P-26, P-27), Copándaro (P-28, P-29, M-03), Chucándiro (P-30), Cuitzeo del Porvenir (P-31, P-32), Villa Morelos (P-33), Huandacareo (P-34), Santa Ana Maya (P-35, P-36), Zinapécuaro (P-37, P-38), Queréndaro (P-39), Indaparapeo (P-40), Lagunillas (M-05), and Pátzcuaro (P-43).

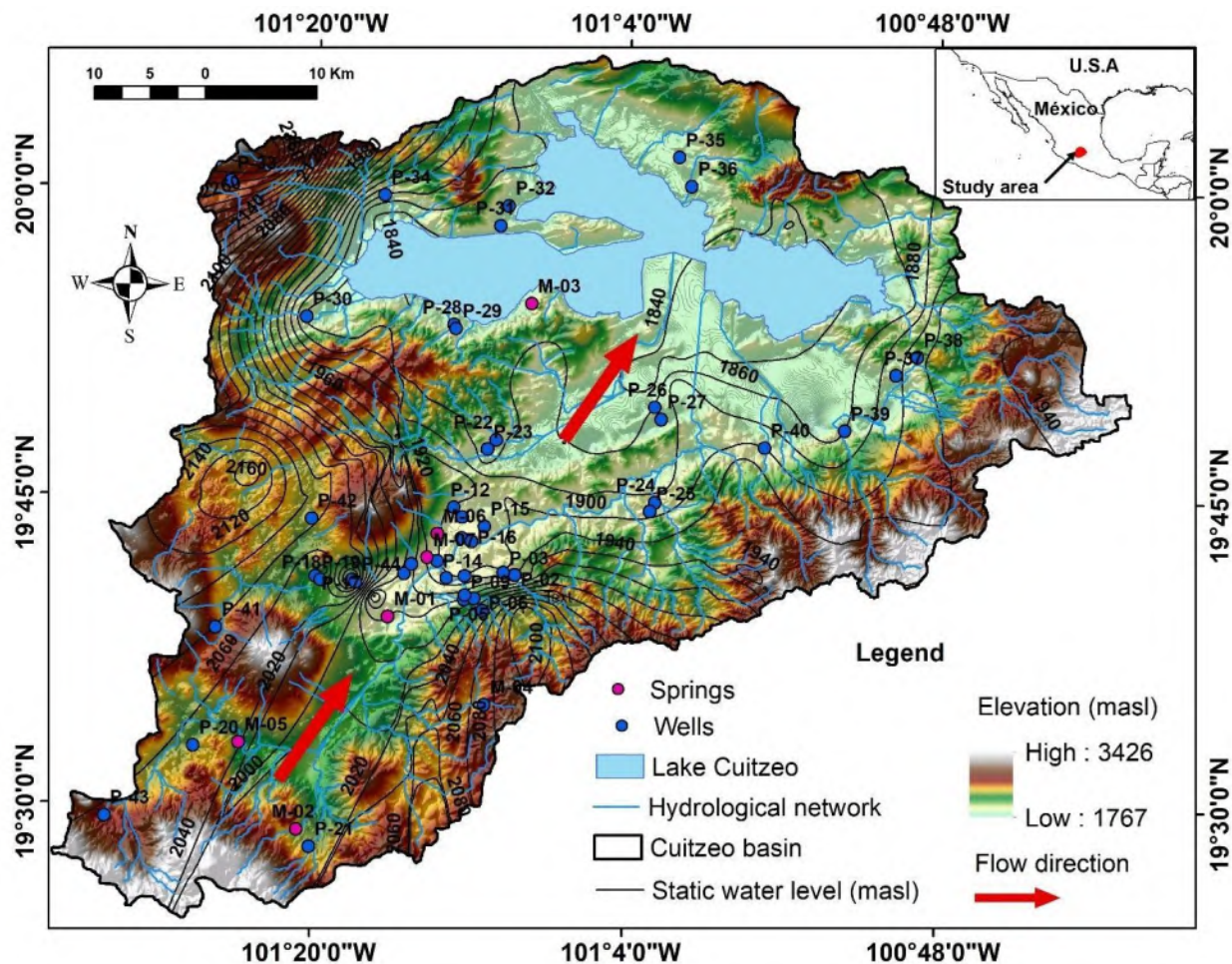


Figure 2. Location of wells and springs sampled in the basin, water resources, elevation (m.a.s.l.), static water level (CONAGUA, 2007), and flow direction (Garduño-Monroy et al., 2014).

The 51 sites were sampled during both the rainy and dry seasons of 2022, and again during the same seasons in 2023, resulting in four samples per site and a total of 204 water samples collected. At each site, physicochemical parameters (pH, electrical conductivity, and discharge temperature) were measured in situ using a portable electronic multiparameter device (HANNA, model HI98129). Before each measurement, the instrument was calibrated for pH using certified buffer solutions of 4.01 and 7.01 and an electrical conductivity standard of 12,880 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Subsequently, three water samples were collected in high-density polyethylene containers for chemical analyses of major and minor anions, cations, and trace elements. For the analysis of cations and trace elements, the samples were acidified in the field with 65.7% analytical-grade nitric acid to a pH of ~ 2 . Samples were transported in an insulated container with ice packs to the laboratory, where they were refrigerated at approximately 4 °C until chemical analysis.

Sampling was carried out following Section 7 of the Mexican Official Standard NOM-230-SSA1-2002, *Environmental Health. Water for human use and consumption — Sanitary requirements to be met by public and private supply systems during water handling. Sanitary procedures for sampling*. The analysis of major ions and metals was carried out immediately after delivery to the laboratory.

3.2 Laboratory work

Chemical analysis of major and minor ions (Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca , Mg^{2+} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-}) was performed using ion chromatography with a conductivity detector and suppressor on a Thermo Scientific ICS-5000+DP system. Quality control was ensured through the periodic injection of a standard solution after every 10 samples, allowing verification of the instrument's response stability throughout the analytical sequence. The analysis of CO_3^{2-} and HCO_3^- ions was conducted through volumetric titration with visual indicators, using HCl solutions previously standardized with a primary standard. Aluminum (Al) and silicon (Si) analyses were carried out using inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) on an Agilent 5100 SVDV instrument. These

chemical analyses were performed at the Geochemical Laboratory for Geothermal Fluids of the Geophysics Institute, Morelia Unit, UNAM.

3.3 Data processing

The ionic charge balance was performed on a total of 204 water samples to evaluate the electroneutrality error, with an acceptable threshold of $\pm 10\%$ (Hem, 1985). To classify groundwater flow systems, the Mifflin (1988) methodology was applied. This approach is based on the ionic relationship $Na^+ + K^+$ vs. $Cl^- + SO_4^{2-}$, which allows the identification of flow types: recent infiltration, intermediate, and deep circulation.

Additionally, the processes of water-rock interaction that shape the water chemistry in the Lake Cuitzeo basin were evaluated using the D'Amore diagram (D'Amore et al., 1983). This diagram utilizes the concentration of water samples (meq/L), where parameters A-F are normalized between +100 and -100. $\Sigma(+)$ and $\Sigma(-)$ represent the sum of cations and anions, respectively, in meq/L. The equations used to construct this diagram are as follows:

$$\frac{100}{\Sigma[-]} \times ([HCO_3^-] - [SO_4^{2-}]) \rightarrow \rightarrow Equation [A]$$

$$100 \times \left(\frac{[SO_4^{2-}]}{\Sigma[-]} - \frac{[Na^+]}{\Sigma[+]} \right) \rightarrow \rightarrow Equation [B]$$

$$100 \times \left(\frac{[Na^+]}{\Sigma[+]} - \frac{[Cl^-]}{\Sigma[-]} \right) \rightarrow \rightarrow Equation [C]$$

$$100 \times \left(\frac{[Na^+] - [Mg^{2+}]}{\Sigma[+]} \right) \rightarrow \rightarrow Equation [D]$$

$$100 \times \left(\frac{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]}{\Sigma[+]} - \frac{[HCO_3^-]}{\Sigma[-]} \right) \rightarrow \rightarrow Equation [E]$$

$$100 \times \left(\frac{[Ca^{2+}] - [Na^+] - [K^+]}{\Sigma[+]} \right) \rightarrow \rightarrow Equation [F]$$

The water type was classified using the diagram proposed by Piper (1944), created with the Diagrammes v6.77 software. To determine saturation indices and establish aqueous species and

minerals under equilibrium conditions, the PHREEQC Interactive software (version 3.3.7-11094) was employed, utilizing the PHREEQC.DAT database.

To visualize regional trends in the concentrations of certain elements, the results were mapped using the Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation technique in ArcMap 10.8. This technique assumes that elements closer to each other are more similar, assigning higher weights to values near the prediction location ([Esri, 2024](#)).

4. RESULTS

4.1 Descriptive hydrogeochemical characterization of groundwater and springs

A total of 204 water samples were analyzed to evaluate their physicochemical characteristics and ionic composition. An ionic charge balance was performed to assess the electroneutrality error, with an acceptable threshold of $\pm 10\%$ ([Hem, 1985](#)). Eight samples exceeded this limit and were therefore excluded from further ionic analyses. Consequently, 196 valid samples were included in the hydrogeochemical analysis.

Descriptive statistics for major hydrogeochemical parameters are presented in Table 1, and their distribution is illustrated through boxplots in Figure 3. The analysis was conducted in accordance with the Mexican drinking water standard NOM-127-SSA1-2021.

Table 1. Descriptive statistics of the hydrogeochemistry of sampled wells and springs. Data below the limit of quantification (LQ), as well as cases in which the chemical species were not present (carbonates and bicarbonates), were excluded. All samples were included for the analysis of physicochemical parameters. Analytical precision for ion chromatography was as follows: Li⁺ (0.6%), Na⁺ (0.8%), K⁺ (1%), Ca²⁺ (0.2%), Mg²⁺ (0.5%), F⁻ (0.2%), Cl⁻ (0.07%), and SO₄²⁻ (0.2%).

	Li ⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	CO ₃ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	T (°C)	EC μS/cm	pH
Descriptive statistics (n=204)													
Analyzed samples	35	196	196	196	195	156	196	196	49	196	204	204	204
Minimum	0.007	5.48	1.67	1.68	0.278	0.064	0.39	0.48	2.88	70.11	15.9	140	6.3
Maximum	1.829	674.99	58.79	89.70	49.36	9.42	235.73	522.4	173.68	921.36	49	3180	9.2
Mean	0.223	71.40	7.29	26.76	14.68	0.52	22.55	31.98	22.03	252.65	25.1	596.1	7.4
Q.L.	0.007	0.20	0.42	0.27	0.19	0.06	0.36	0.1256	NA	NA	NA	NA	NA
<Q.L. = Quantification limit; NA = Not applicable;													

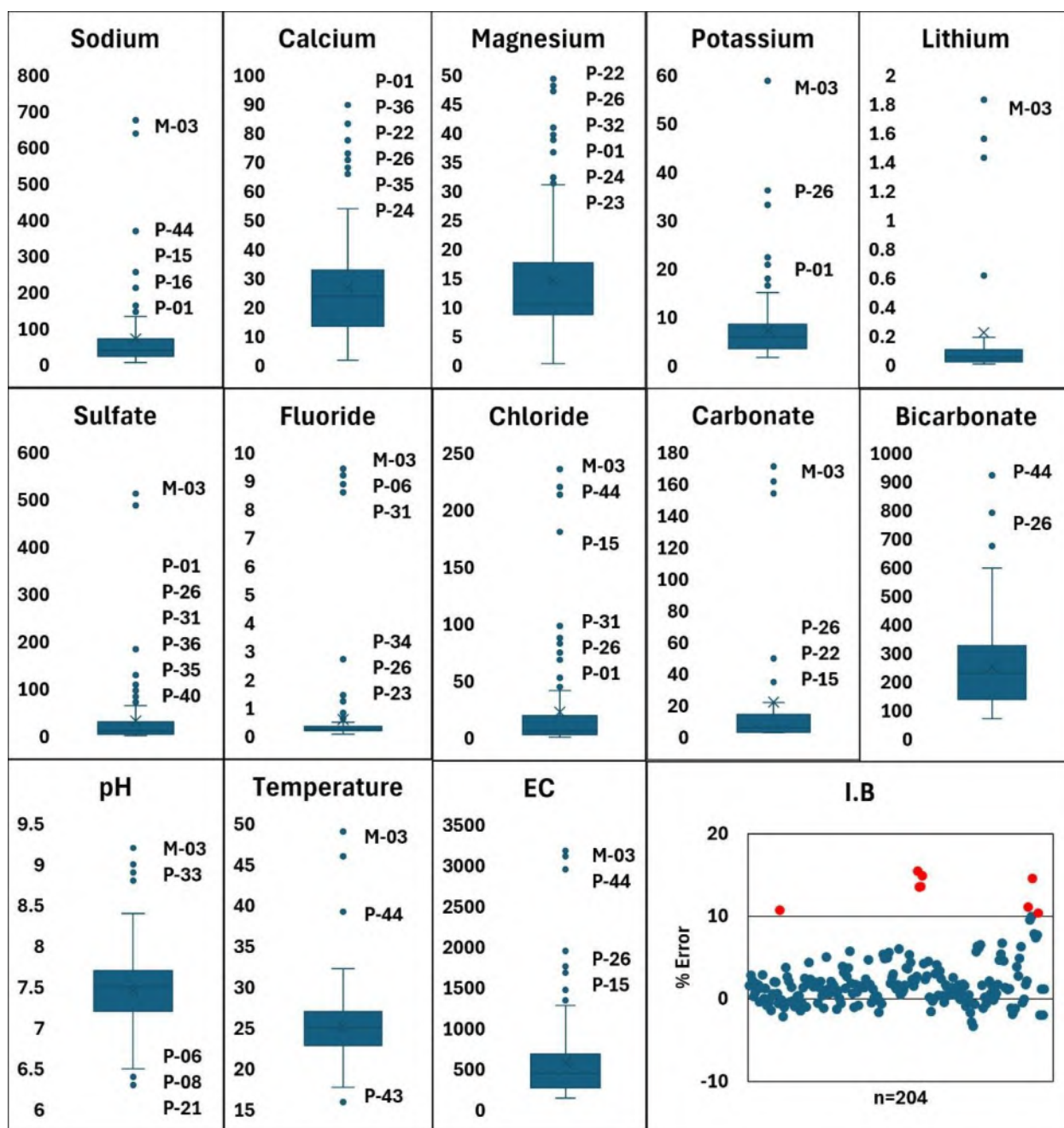


Figure 3. Boxplot of the measured variables, the concentration of ions Na^+ (n=196), Ca^{2+} (n=196), Mg^{2+} (n=195), K^+ (n=196), Li^+ (n=35), SO_4^{2-} (n=196), F^- (n=156), Cl^- (n=196), CO_3^{2-} (n=49), HCO_3^- (n=196), are in mg/L, temperature in $^{\circ}\text{C}$, EC in $\mu\text{S}/\text{cm}$. The ion balance is in percentage (values in red were discarded for not meeting the quality criterion of $\pm 10\%$).

4.1.1 Physicochemical parameters

Water temperatures range from 15.9 °C to 49.0 °C (average 25.1 °C), exceeding the basin's annual mean of 17.4 °C. The highest values were recorded at thermal spring M-03 and site P-44, while the lowest was observed at P-43 (Figure 3L). This variability reflects geothermal influence and local hydrogeological conditions. pH values range from 6.3 to 9.2 (average 7.4), with slightly alkaline conditions prevailing in the central and western zones, and more acidic values in the southwest, likely due to higher precipitation and subsequent CO₂ enrichment. Most samples fall within the limits established by NOM-127-SSA1-2021, except at sites M-03, P-06, P-08, P-21, and P-33. Electrical conductivity (EC) ranges from 140 to 3180 µS/cm (average 596.1 µS/cm). Nearly all samples comply with the potable water limit (EC < 2500 µS/cm), except for the thermal spring M-03. Higher EC values are concentrated near Lake Cuitzeo, whereas lower values predominate in the southwest.

4.1.2 Ionic parameters

Sodium concentrations range broadly (4.48 to 674.99 mg/L), with elevated values at M-03, P-01, P-15, P-26, and P-44, associated with halides, ion exchange, and thermal activity (Hounslow, 1995). Lower concentrations prevail in the southwest. Calcium (1.68 to 89.70 mg/L) and magnesium (0.278 to 49.36 mg/L) exhibit localized enrichment at sites influenced by carbonates, sulfates, and silicates. Site M-03 shows low magnesium, likely due to thermal precipitation processes (Case et al., 2011). Potassium concentrations (1.67 to 58.79 mg/L) are generally low, with high values at M-03, P-01, and P-26, reflecting interaction with feldspars and micas (Hounslow, 1995).

Sulfate levels (0.48 to 522.4 mg/L) exceed the maximum permissible limit only at M-03 (Figure 3F), where thermal input and mineral interactions are evident. Lower sulfate concentrations are found in the southwest. Fluoride concentrations (0.064 to 9.42 mg/L) exceed permissible limits at M-03 and occasionally at P-06 and P-31, likely due to mineral desorption under alkaline conditions. Chloride ranges from 0.39 to 235.73 mg/L; low average concentrations contrast with high values at M-03, P-01, and P-26, indicating thermal and halide influence. High bicarbonate (70.11 to 921.36 mg/L) and carbonate (2.88 to 173.68 mg/L) concentrations occur at P-26, P-44, and M-03, correlating with elevated EC and temperature. Lithium concentrations (0.007 to 1.829

mg/L) are generally low, with marked outliers at M-03 and P-44 ([Figure 3E](#)), suggesting influence from geological or evaporitic sources ([Hounslow, 1995](#)).

4.2 Geochemical modeling of the water equilibrium state

The saturation indices (SI) of the mineral phases from wells and springs are shown in [Figure 4](#). The SI indicates the thermodynamic state of minerals with respect to water: A $SI < 0$ indicates undersaturation, suggesting that minerals tend to dissolve, while an $SI > 0$ indicates supersaturation, indicating a tendency to precipitate depending on the physicochemical parameters; and $SI \approx 0$ (± 0.5) suggest a thermodynamic equilibrium with the water ([Appelo and Postma, 2005](#)).

The mineral phases identified in the basin include silicates, carbonates, halides, and sulfates. Supersaturated minerals which are likely to precipitate include olivine, Ca-montmorillonite, illite, kaolinite, K-feldspar, sepiolite, sepiolite (d), quartz, chalcedony, calcite, and alunite. On the other hand, undersaturated minerals which are prone to dissolution include albite, anorthite, silica, halite, anhydrite, and gypsum. Although the saturation index (SI) may indicate supersaturation, the precipitation of olivine and K-feldspar under natural environmental conditions is unlikely. This is due to their extremely slow reaction kinetics, the high nucleation barriers involved, and their tendency to transform into more stable secondary minerals. Consequently, these minerals typically dissolve rather than precipitate ([Drever, 1997](#)).

These results highlight the ongoing water-rock interactions within the basin. The dissolution of undersaturated minerals contributes to the groundwater's chemical composition. The spatial distribution of these processes will be discussed in relation to geological structures and hydrogeochemical zones.

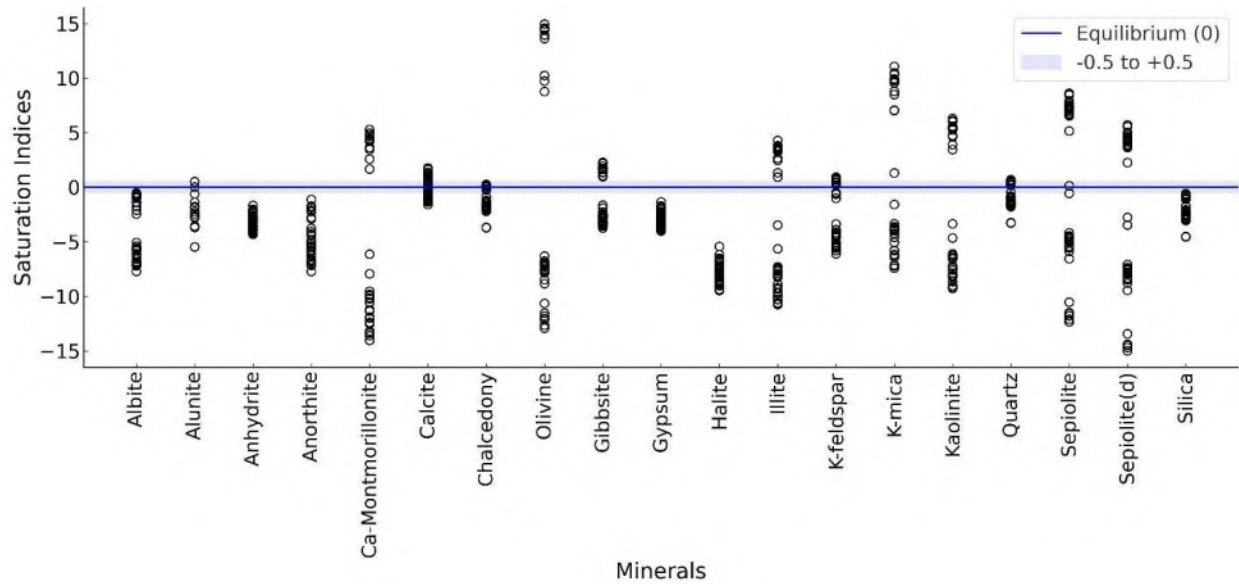


Figure 4. Saturation indices of mineral phases present in the Lake Cuitzeo basin.

4.3 Seasonal variation in ionic concentration

Electrical conductivity (EC) was selected as a proxy for ionic concentration due to its sensitivity to hydrological processes (e.g., recharge and evaporation) and its capacity to reflect general water chemistry without requiring complex analysis. Although pH and temperature are relevant for hydrogeochemical interpretation, they are less responsive to seasonal variation and were therefore excluded from this section.

To evaluate seasonal variation, EC data were grouped by campaign: dry season 2022, rainy season 2022, dry season 2023, and rainy season 2023. The Shapiro-Wilk test showed p -values < 0.05 in all cases, rejecting the null hypothesis and confirming non-normal distribution. Therefore, the non-parametric Wilcoxon test was applied at a 95% confidence level.

In 2022, no significant differences were found between dry and rainy seasons ($p > 0.05$). In contrast, the 2023 data showed significant differences ($p < 0.05$), indicating seasonal effects in that year. These results suggest that EC variation was more strongly influenced by interannual differences—possibly linked to irregular precipitation—rather than by seasonal effects alone.

5. DISCUSSION

5.1 Water types in the basin

According to the Piper diagram, all the groundwater and spring samples from the basin fall within the bicarbonate-type. A significant proportion (36.2%) of the samples exhibit a sodium-dominated chemistry (Na-HCO_3), while a smaller percentage (2.04%) is characterized by magnesium-dominated waters (Mg-HCO_3). The remaining 61.76% corresponds to waters whose chemistry reveals possible ion exchange processes or mixing with other types of waters, such as sulfate-rich waters.

The observed dominant cation exchange is consistent with the general groundwater flow direction in the basin, which follows a SW-NE gradient ([Garduño-Monroy et al., 2014](#)). In the southwestern part of the basin, the dominant cation is magnesium (Mg^{2+}), which is progressively replaced by calcium (Ca^{2+}) toward northeast. In the northwest, Ca^{2+} is predominantly replaced by sodium (Na^+) ([Figure 5](#)). This trend in cation exchange highlights the dynamic nature of the hydrogeochemical processes occurring within the basin ([Figure 6](#)).

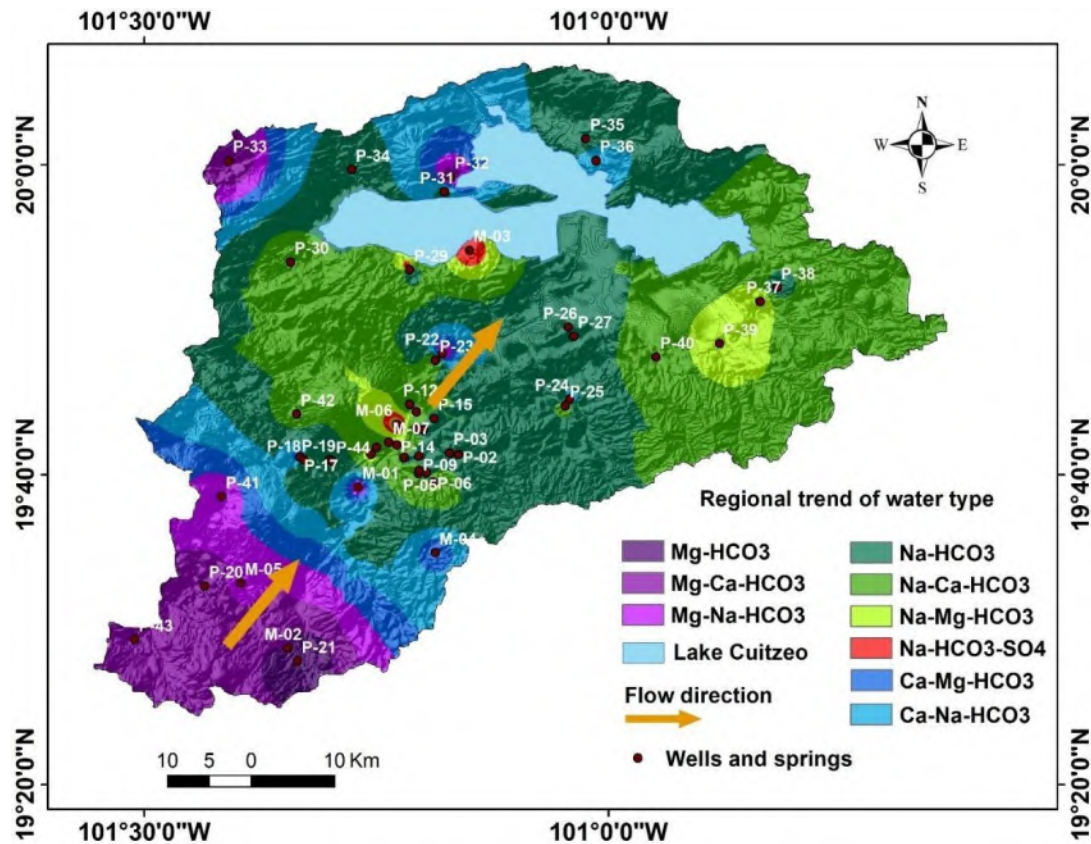


Figure 5. The regional trend of groundwater types was generated through interpolation of data from the sampling sites. Colors represent the water type, classified according to the dominant cation at each site. Arrows show the groundwater flow direction, based on Garduño et al. (2014).

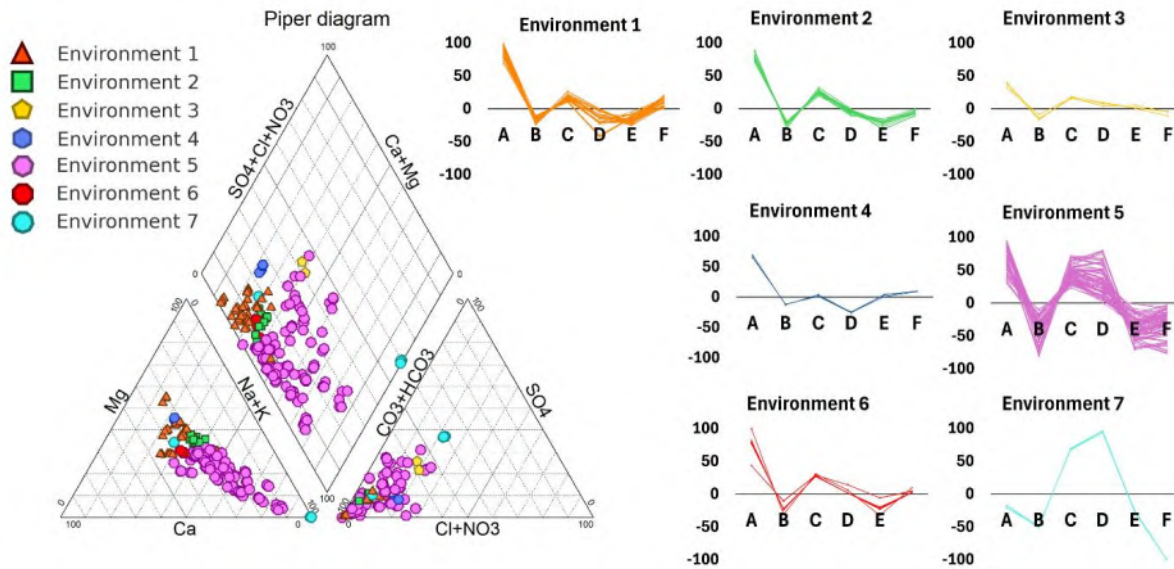


Figure 6. Right: D'Amore diagrams showing 196 groundwater samples, each represented by a line, allowing the identification of seven distinct hydrogeological environments. Environment 1: P-20, M-02, P-21, P-22, P-29, P-33, M-04, M-05, P-43. Environment 2: P-11, M-01, P-23, P-41. Environment 3: M-06. Environment 4: P-32. Environment 5: P-01, P-02, P-03, P-04, P-06, P-07, P-08, P-09, P-10, P-12, P-13, P-14, P-15, P-16, P-17, P-18, P-19, P-25, P-26, P-27, P-30, P-31, P-34, P-35, P-36, P-37, P-38, P-39, P-40, P-42, M-07, P-44. Environment 6: P-05, P-24. Environment 7: M-03. Left: In the Piper diagram, the symbols correspond to the hydrogeological environments, allowing for the visualization of the water type variability within each environment, as more than one water type may be present in a single category.

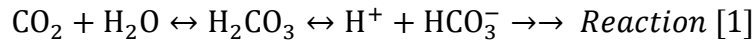
5.2 Chemical indicators of water-rock interaction

Geochemical analysis, together with site geology, saturation indices, Piper (1954), and D'Amore diagrams (D'Amore et al., 1983), indicates that the nine water types (based on dominant cation) have circulated through seven distinct hydrogeological environments (Figure 5), distributed across the basin (Figure 7).

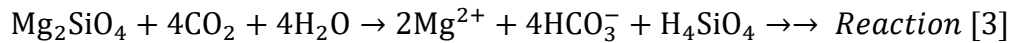
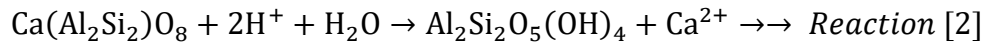
Environment 1: Mg–Ca waters and weathering of Mg-silicates

This environment, located mainly in the basin's southwest (Figure 6), produces Mg–HCO₃, Mg–Ca–HCO₃, and Ca–Mg–HCO₃ waters. The source rocks belong to the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF), including the Nieve volcanic complex, dominated by basalts (Cardona-Melchor, 2015). This area reaches elevations of 3,426 m a.s.l. Waters circulate through clayey materials associated with the fluvio-lacustrine sequence (Equation B, methodology section).

Bicarbonate enrichment (Equation A) results from the dissolution of CO₂ incorporated by rainwater according to the following chemical equation (Appelo and Postma, 2005).



These waters have neutral pH (~7.1) and low electrical conductivity (220 µS/cm). They are supersaturated with silicate minerals such as olivine, pyroxene, plagioclase, and amphibole (Cardona-Melchor, 2015). The observed Ca²⁺ and Mg²⁺ concentrations originate from silicate weathering (Equation D) of basic-composition rocks, rather than dolomitized limestone (D'Amore et al., 1983). Based on SI values, Ca²⁺ enrichment derives from weathering of Ca-montmorillonite and anorthite (Reaction 2; Appelo and Postma, 2005), while Mg²⁺ comes from olivine (Reaction 3; Hounslow, 1995), illite, and sepiolite.

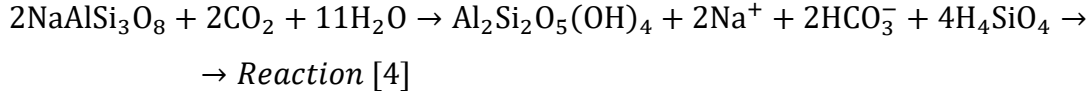


Olivine and Ca-plagioclase are among the most weathering-prone minerals (Lewis et al., 2021), explaining the enrichment of Ca²⁺ and Mg²⁺ in this environment.

Environment 2: Predominance of Mg–Na waters

Na–Mg–HCO₃ and Mg–Na–HCO₃ waters are found in the southwest-central zone, particularly in Morelia and Tarímbaro. These flows originate from volcanic formations such as El Águila, El Quinceo, and Las Tetillas (Figure 1), composed mainly of basaltic andesites (Avellán et al., 2020). The water circulates through clayey materials of the fluvio-lacustrine sequence (Equation B).

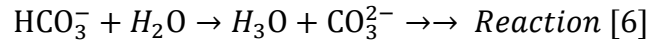
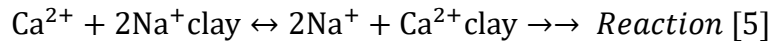
Bicarbonate enrichment is driven by subsurface CO₂ incorporation (Equation A; Reaction 1). The volcanic rocks contain plagioclase, olivine, and pyroxene (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2020), making silicate weathering the primary source of dissolved ions. According to SI values, Mg²⁺ enrichment results from olivine weathering (Reaction 3) in basic-composition rocks, while Na⁺ originates from albite weathering (Hounslow, 1995), which also generates kaolinite supersaturation (Figure 4). These processes are summarized in Reaction 4.



Environment 3: Weathering of plagioclases with ion exchange

Na–Ca–HCO₃ water, represented by one site (M-06) in the southwest-central basin, flows through the Las Tetillas volcanism (Avellán et al., 2020). Bicarbonate enrichment originates from CO₂ dissolution (Equation A; Reaction 1).

The volcanic rocks are rich in plagioclase, olivine, and pyroxene. Ca²⁺ derives from weathering of Ca-silicates like anorthite (Reaction 2), and Na⁺ from albite weathering (Reaction 4) in intermediate-composition rocks, which produces kaolinite and leads to groundwater supersaturation with this mineral (Figure 4). As water moves through clays of the fluvio-lacustrine sequence (Equation B), ion exchange enriches it in Na⁺ (Reaction 5). Additionally, carbonation occurs (Equation E; Reaction 6), in an environment where calcite is undersaturated (SI = -0.68).



Environment 4: Calcareous carbonate with Mg-silicate weathering

Mg–Ca–HCO₃ water occurs at site P-32 in the fluvio-lacustrine sequence near the northern shore of Lake Cuitzeo. Bicarbonate enrichment arises from CO₂ dissolution (Equation A; Reaction 1), while Ca²⁺ and Mg²⁺ derive from weathering of anorthite and olivine (Equation D; Reactions 2 and 3). This environment is predominantly calcareous (Equation F) and exhibits calcite supersaturation (SI = 1.22), with minimal Na⁺ interaction.

Environment 5: Predominance of Na with weathering of Ca–Mg silicates and ion exchange

Na–HCO₃ waters, along with smaller proportions of Na–Ca–HCO₃, Ca–Na–HCO₃, and Na–Mg–HCO₃, are widely distributed across the basin except in the southwest (Figure 6). These flows originate from the Mil Cumbres ignimbrites, El Quinceo lavas (Avellán et al., 2020), and the fluvio-lacustrine sequence. Similar waters have been reported in the Araró-Simirao geothermal zone (Pérez-Martínez, 2021).

These waters are enriched in bicarbonates (Equation A; Reaction 1) and major cations (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) as a result of silicate weathering processes occurring in rocks of intermediate composition (Hounslow, 1995). The local volcanism is rich in plagioclase, olivine, pyroxene, and amphibole (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). Na⁺ enrichment comes from albite (Reaction 4), while Ca²⁺ and Mg²⁺ originate from anorthite and olivine (Reactions 2 and 3). Ion exchange with clays (Equation B) enhances sodium concentration (Reaction 5).

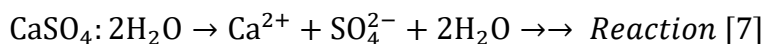
Environment 6: Ca–bicarbonate water and Na–Mg silicate weathering

Ca–Na–HCO₃ and Ca–Mg–HCO₃ waters appear at four sites in the basin's central region (Figure 6). They originate from ignimbrites of the Atécuaro and La Escalera calderas, and from the northern fluvio-lacustrine sequence. The volcanism is rich in plagioclase, olivine, pyroxene, sanidine, phlogopite, biotite, and hornblende (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

These waters show bicarbonate enrichment (Equation A; Reaction 1), with Ca²⁺ from anorthite (Reaction 2), Mg²⁺ from olivine (Reaction 3), pyroxene, and biotite, and Na⁺ from albite (Reaction 4). Ion exchange with clays further modifies the composition (Equation B; Reaction 5).

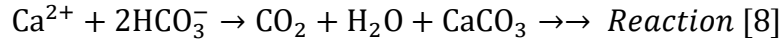
Environment 7: Evaporitic with calcite precipitation

Na–HCO₃–SO₄ water from a thermal spring (M-03) near Copándaro results from mixing deep sulfate-rich and shallow bicarbonate waters (Segovia et al., 2005). Sulfates originate from gypsum (Equation A), documented in Lake Cuitzeo sediments (Israde-Alcántara et al., 2010), through the following reaction (Freeze and Cherry, 1979):



Bicarbonates form via subsurface CO₂ incorporation (Reaction 1), and Na⁺ from albite weathering (Equation F; Reaction 4). The low Ca²⁺ (0.1196 meq/L) and high SO₄²⁻ (10.5132 meq/L) suggest

calcite precipitation. The alkaline, carbonate-rich setting ($\text{CO}_3^{2-} = 5.49 \text{ meq/L}$) favors this process (Appelo and Postma, 2005).



This environment has also been reported in the Araró-Simirao geothermal zone (Pérez-Martínez, 2021).

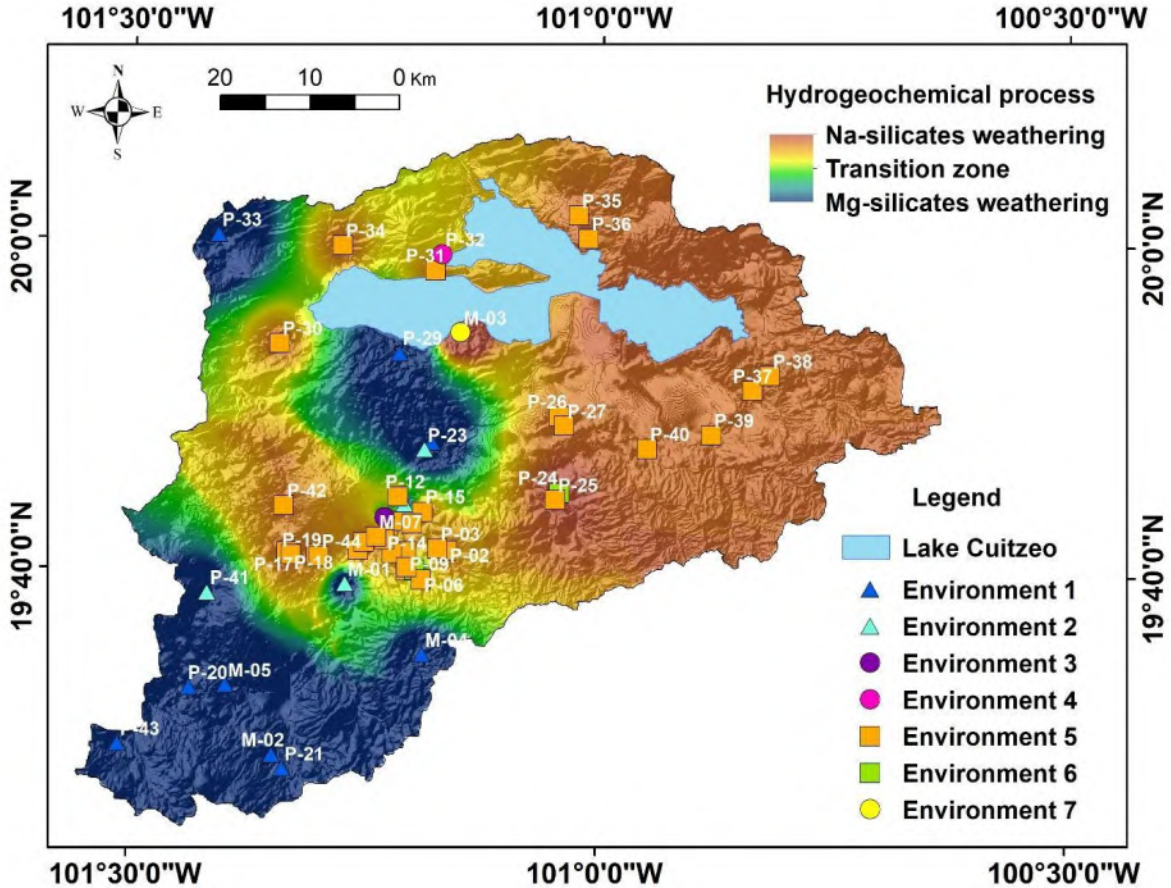


Figure 7. Hydrogeological environments obtained from the equations of D'Amore et al. (1983). The water-rock interaction allowed for the definition of seven environments: Environment 1, Mg-Ca waters and weathering of Mg-silicates; Environment 2, predominance of Mg-Na waters; Environment 3, weathering of plagioclases with ion exchange; Environment 4, calcareous carbonate with of Mg-silicate weathering; Environment 5, predominance of Na with weathering of Ca-Mg silicates and ion exchange; Environment 6, Ca-bicarbonate water and of Na-Mg silicate weathering; Environment 7, evaporitic with calcite precipitation. The background color gradient

indicates the dominant hydrogeochemical process: Na-silicate weathering (orange), Mg-silicate weathering (blue), and a transitional zone between them (green).

5.3 Seasonal variation of electrical conductivity (EC) due to climatic factors

Electrical conductivity (EC) measures the ability of water to conduct electric current ([Freeze and Cherry, 1979](#)), which depends on the concentration of dissolved ions. This parameter is useful for identifying seasonal changes in ion concentration in water ([Garizi et al, 2011](#)).

In 2022, the aquifer's EC did not exhibit significant changes between seasons ([Figure 8 A, B, C, D](#)). However, in 2023, a seasonal variation in EC was observed between the rainy and dry seasons. This difference is attributed to the lower rainfall recorded in 2023 compared to 2022. While 796.73 mm of rainfall was recorded in 2022, only 547.9 mm fell in 2023 ([SMN, 2025](#)), a difference of 245.8 mm.

The reduced rainfall in 2023 resulted in less water infiltrating the aquifer, thereby decreasing the dilution of dissolved salts in the groundwater. As a result, the salts became more concentrated, increasing the EC. Conversely, in 2022, higher rainfall allowed for better dilution of salts, maintaining lower EC values, as has been observed in other studies ([Mahanta et al., 2022](#)).

Additionally, 2023 was 0.5 °C warmer than 2022 ([SMN, 2025](#)). This temperature difference caused an increase in evaporation by 24.36 mm during 2023 compared to the previous year ([SMN, 2025](#)). The higher evaporation rates in 2023 reduced the volume of subsurface water, further concentrating dissolved salts and consequently increasing the groundwater EC.

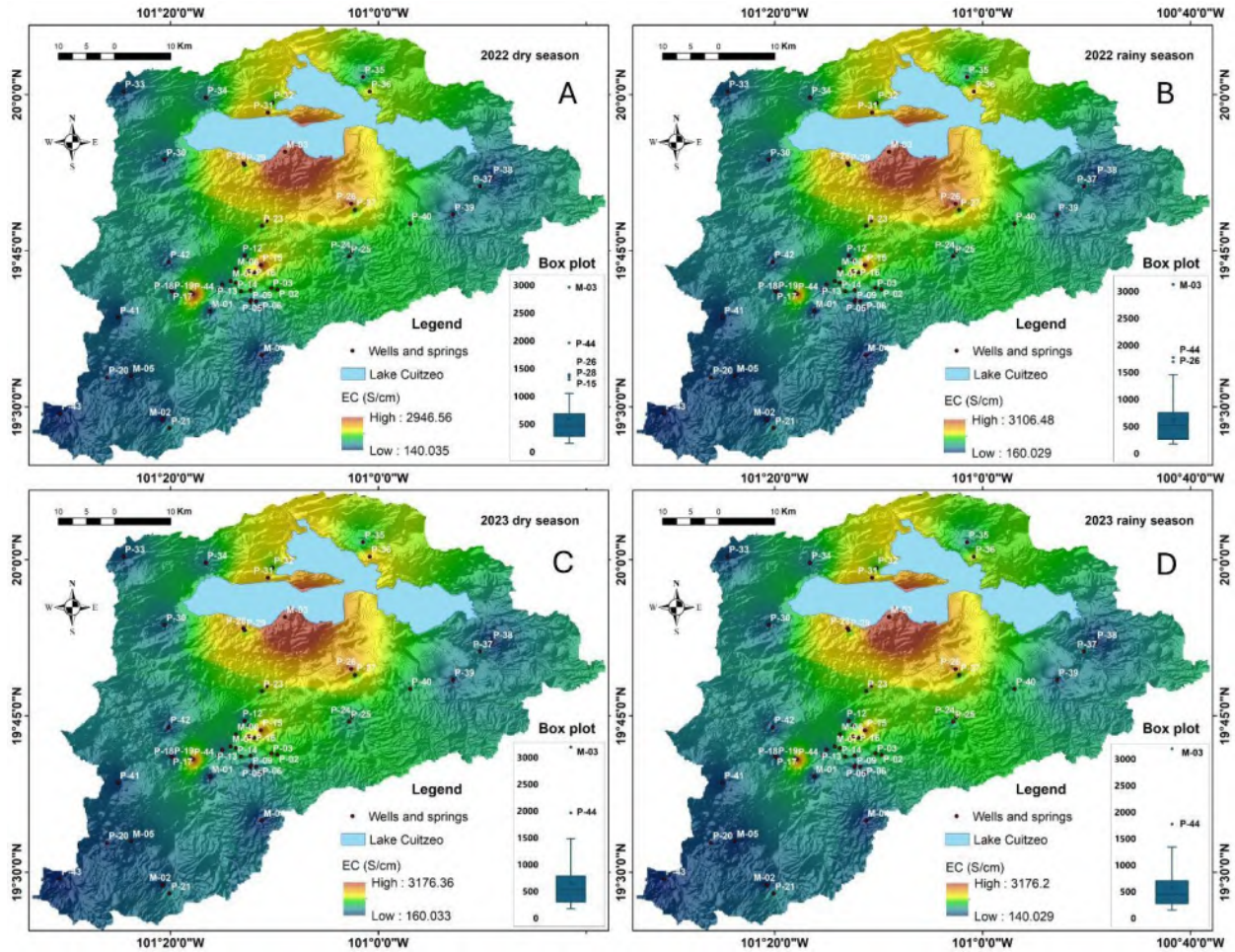


Figure 8. Electrical conductivity in A) Dry season 2022, B) Rainy season 2022, C) Dry season 2023, D) Rainy season 2023 in the Lake Cuitzeo basin. Data from the 51 sampled sites during each season were used.

5.4 Groundwater flow systems and related hydrogeochemistry

The three groundwater flow systems were identified using the Mifflin diagram (Figure 9). 82% of the water in the basin belongs to recent infiltration flow (41 sites), 16% to intermediate flow (8 sites), and 2% to deep circulation flow (one site). These flows occur within a heterogeneous and anisotropic unconfined aquifer, where localized semiconfined conditions are also present (CONAGUA, 2024b).

5.4.1 Recent infiltration flow system

The recent infiltration flow system ([Figure 10](#)) moves southwest through the Michoacán-Guanajuato volcanic field and southward through the Mil Cumbres ignimbrites ([Garduño-Monroy et al., 2014](#)). In the southeast and southwest, it transits the Atécuaro and La Escalera calderas, and the Indaparapeo and Garnica volcanic complexes ([Figures 1 and 10](#)). In the northwest, the water flows through andesitic lavas from the Leonera and Picacho stratovolcanoes and basalts from Sanabria and Villa Morelos ([GSA, 1991](#)), while in the northeast it passes through the Araró rhyolitic domes ([GSA, 1991](#)).

The temperature ranges from 15.9 to 32.2 °C ([Figure 11](#)), averaging 24 °C, higher than values reported for the southwestern sector, where ambient temperature is lower ([Garduño-Monroy et al., 2014](#); [Pérez-Villarreal et al., 2018](#)), but consistent with other recent infiltration systems ([Olea-Olea et al., 2020](#)).

Anomalously low temperatures (15.9 and 16.3 °C; [Figure 11](#)) were recorded at well P-43, located in Pátzcuaro, where average annual temperature is 17 °C and minimum 7.7 °C ([Servicio Meteorológico Nacional, 2024a](#)), both below the basin average (17.4 °C; [CONAGUA, 2024b](#)). In contrast, in the north, the average is 18.5 °C with minimums of 10.5 °C ([Servicio Meteorológico Nacional, 2024b](#)).

The temperature values are influenced by basin morphology; elevations in this area reach 3,426 m a.s.l. The highest value (32.2 °C) was recorded at well P-12 in Morelia, where intense groundwater extraction has caused cones of depression up to 150 m, limiting cold water recharge during the rainy season ([Garduño-Monroy et al., 2014](#)).

Electrical conductivity (EC) ranges from 140 to 990 $\mu\text{S}/\text{cm}$, within potable limits ($\text{EC} < 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$). Ion concentrations vary from 2.66 to 19.32 meq/L, consistent with recent infiltration flow ([Toth, 1963](#)). The pH ranges from 6.3 to 8.8. The lowest values (6.3 and 6.38) occur at wells P-21 and P-06, located in the fluvio-lacustrine sequence in the southwest. These slightly acidic pH values are attributed to meteoric water enriched in atmospheric CO_2 , which forms carbonic acid (H_2CO_3) and releases H^+ ions ([Freeze and Cherry, 1979](#)).



More acidic pH values are observed in the south, where rainfall is higher (801–1000 mm/year) than in the north (601–800 mm/year) (CONAGUA, 2024c).

Despite being recent infiltration, well P-33 in the northwest exhibits alkaline pH (8.8), likely due to natural neutralizing components in rainwater (Cano et al., 2018) and the presence of calcite at equilibrium (SI=0.3). Calcite dissolution releases Ca^{2+} and HCO_3^- ions, increasing alkalinity (Appelo and Postma, 2005). Additional alkalization may result from NH_4^+ , Ca^{2+} , and Mg^{2+} from agricultural activities (Zeng et al., 2020).

All hydrogeological environments identified in the D'Amore diagram (1983) are present in this flow system, except the evaporitic environment with calcite precipitation. Main hydrogeochemical processes include weathering of Mg-Ca-Na silicates (e.g., olivine, albite, anorthite; Figure 4) and ion exchange.

Geological faults influence flow patterns (Bense et al., 2013). Twenty-one faults have been identified in the basin, with dominant NW-SE, SW-NE, and recent E-W orientations (Garduño-Monroy et al., 1999). These faults, along with the fractured and porous volcanic substrate, facilitate infiltration and transport of chemical species to lower basin sectors (Figure 10) following topography (Pérez-Villareal et al., 2018).

5.4.2 Intermediate flow system

Nearly 90% of the intermediate flow has been identified in the fluvio-lacustrine sequence (alluvium) at the basin center (Morelia), and along the northern and southern shores of Lake Cuitzeo (Figure 10). This system underlies the recent infiltration flow and is characterized by higher EC, temperature, and salinity (Tóth, 1963; 1999).

Temperatures range from 17.7 to 39.3 °C (Figure 11), higher than those of the recent infiltration flow and other intermediate systems in Mexico (Cardona and Carrillo-Rivera, 2006; Olea-Olea et al., 2020), but similar to values previously reported in the basin's southwest (Pérez-Villarreal et al., 2018). The highest temperature (39.2 °C) is observed at well P-44 in the southwest, where flow shows characteristics closer to deep circulation (Figure 9).

EC values range from 460 to 1950 $\mu\text{S}/\text{cm}$, all within potable limits ($\text{EC} < 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$), and higher than those reported in other Mexican regions for similar flows (200 $\mu\text{S}/\text{cm}$; Cardona and Carrillo-Rivera, 2006). Ion concentrations range from 8.92 to 40.01 meq/L, exceeding those of recent infiltration (Figure 11).

The pH ranges from 6.7 to 7.9, generally indicating a balanced environment between H^+ and OH^- ions, with a slight alkaline tendency. Hydrogeochemical processes in this system involve the weathering of Na-Ca silicates, mainly albite and, to a lesser extent, anorthite. At well P-01, calcite is supersaturated ($\text{SI}=0.92$), slightly increasing alkalinity (Figure 4).

The intermediate flow moves through SW-NE faults until it reaches the Tzitzio-Valle de Santiago Fault (T-VSF), intersected by E-W faults (Garduño-Monroy et al., 2009). In the northern basin, E-W fault systems and the T-VSF control the intermediate groundwater flow (Figure 10).

5.4.3 Deep circulation flow system

This system was identified in the fluvio-lacustrine sequence of the basin, specifically in the central sector of the southern shore of Lake Cuitzeo, in San Agustín del Maíz (Figures 1 and 10). It is characterized by higher EC, temperature, and salinity compared to local and intermediate flows (Tóth, 1963; 1999).

Represented by a single site (M-03), its characterization relies on the seasonal behavior of this thermal spring. The system presents the highest temperature of the three, with an average of 49 °C. Discharge temperatures in the area can reach up to 89 °C (Segovia et al., 2005).

EC exceeds 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, classifying the water as brackish ($\text{EC} > 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$) (Pérez-Martínez et al., 2021), surpassing values in the other two systems and nearby areas (Alfaro et al., 2002). Brackish water is also present in the Araró-Simirao geothermal zone, where EC can reach 5900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Pérez-Martínez et al., 2021). Ion concentration is the highest among all systems (60.31 meq/L), with notably low Mg^{2+} content (0.0439 meq/L), typical of geothermal waters (Case et al., 2011). The high mineralization is of igneous origin, resulting from water–mineral reactions at high temperature and pressure that dissolve ions (Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^-), which reach the surface through faults (Li et al., 2020).

The average pH is 9.0, higher than in the other systems and the basin average (pH = 7.4). Alkaline values in the northern sector had been previously reported (Alfaro et al., 2002; Segovia et al., 2005). This alkalinity results from the carbonation process and calcite precipitation.

Deep fluids ascend along faults, often depositing silica sinter, which is present in this area (Olvera-García et al., 2020a). The sulfate facies suggests deeper flow than the bicarbonate facies (Chebotarev, 1955), indicating mixing from various depths, as observed in other geothermal systems (Brahim et al., 2014). The thermal springs of San Agustín del Maíz are controlled by NNW- and WSW-trending fractures (Olvera-García, 2020b).

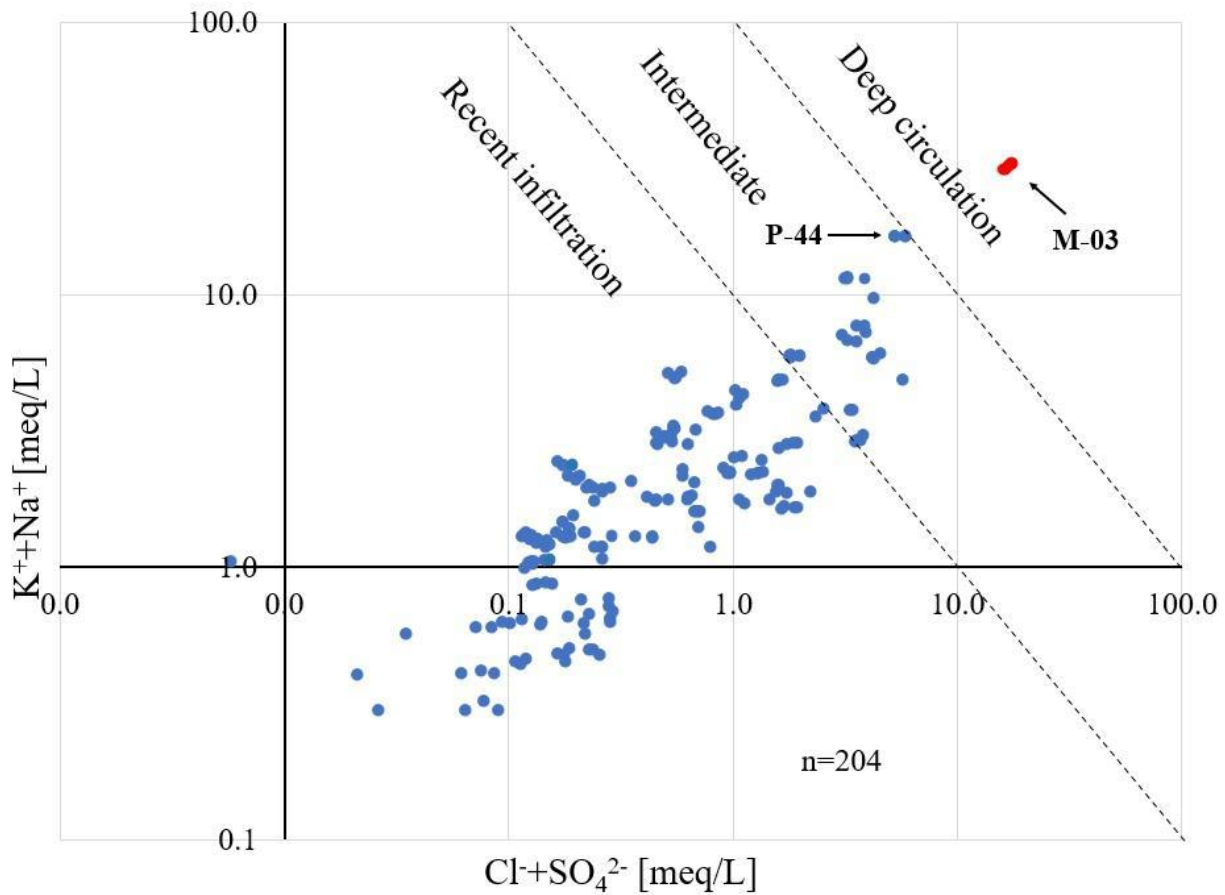


Figure 9. Classification of the groundwater flow systems in the Lake Cuitzeo basin based on the Mifflin diagram (1988). The blue color refers to cold water, and the red color to thermal water (49 °C) corresponding to the M-03 spring. Site P-44, classified as an intermediate system, shows a tendency towards deep circulation.

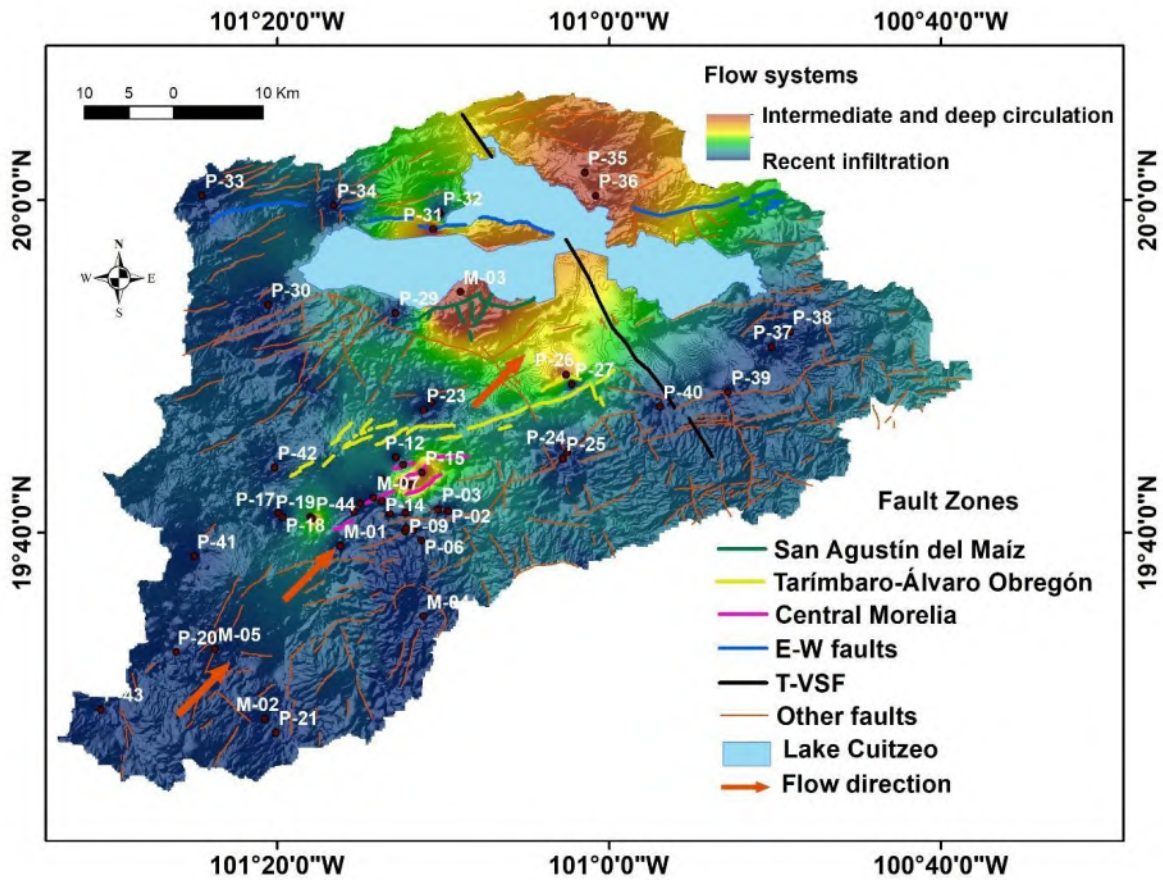


Figure 10. Distribution of flow systems based on hydrogeochemistry and their relationship with the fault systems in the basin. The flow direction of the basin is SW-NE ([Garduño-Monroy et al., 2014](#)). The intermediate flow system and deep circulation are controlled by NW-SE faults in the center and E-W in the north, while the recent infiltration flows are associated with the E-W fault system present in the study area.

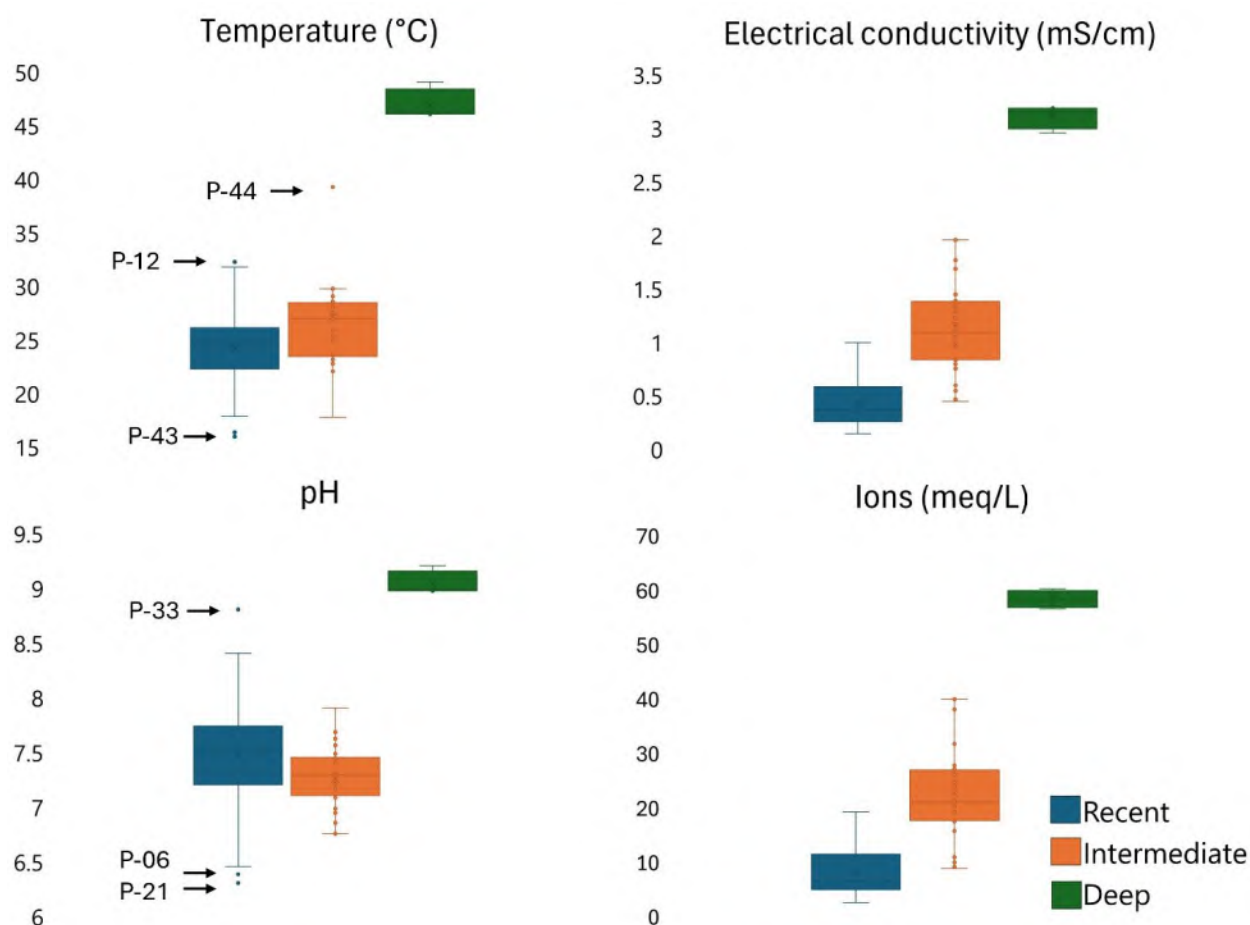


Figure 11. Physicochemical parameters of the flow systems in the Lake Cuitzeo basin represented in box plots. The colors indicate the flow system. The bars outside the box represent variability outside the upper and lower quartiles. The upper bar indicates the maximum value within 1.5 times the interquartile range above the third quartile. The lower bar shows the minimum value within 1.5 times the interquartile range below the first quartile. Outliers are found outside these bars and have their identifiers labeled.

5.5 Vulnerability of local flows in the basin

In Mexico, the agricultural sector exerts great pressure on water demand (Roy et al., 2021), with 72% of the extracted groundwater being used for irrigation (UN, 2022). Of the three groundwater flow systems (Toth, 1963; 1999), the most susceptible to anthropogenic contamination is the recent infiltration flow due to its short travel through the subsurface (Burri et al., 2019). In shallow flows, impacts on water chemistry related to irrigation returns (Burri et al., 2019) and the application of

fertilizers in agricultural areas ([Burri et al., 2019](#)) have been identified. In the center of the basin, in recent infiltration flows, lies the 020 Morelia-Queréndaro irrigation district ([CONAGUA, 2024b](#)), an agricultural area where the use of fertilizers in agricultural practices threatens the water quality of these shallow flows. Over 1 million people live in the basin, where 40.21% of water use is for urban purposes ([CONAGUA, 2024b](#)).

According to the classification of the flow system in the basin, 82% of the water in the basin is recent infiltration flow, water that is vulnerable to contamination from various anthropogenic activities such as agricultural practices. Agriculture is the main factor of groundwater contamination ([FAO, 2018](#)).

5.6 Subsidence and groundwater extraction

Subsidence is a gradual settling or sudden sinking of the ground surface due to the consolidation of sediments and, therefore, the movement of earth materials caused by stress ([Galloway and Burbey, 2011](#)). Subsidence, coupled with the Creep-Fault effect (slow and continuous deformation of lacustrine and fluvio-lacustrine sediments where geological faults control sediment deposition), poses a greater hazard due to its relationship along geological faults often obscured by anthropogenic activities (residential areas or farmlands). Creep-Fault subsidence is a global geological hazard ([Bagheri-Gavkosh et al., 2021](#)).

76.92% of subsidence cases worldwide are due to anthropogenic activities, and 59.75% of these cases are due to water extraction ([Bagheri-Gavkosh et al., 2021](#)). Strong correlations have also been observed between the subsidence rate and water extraction ($R^2 = 0.950$) with the decline of piezometric levels ($R^2 = 0.888$) ([Bagheri-Gavkosh et al., 2021](#)).

The cities most affected by subsidence caused by water extraction are Beijing, Shanghai, Murcia, Bologna, Tokyo, Las Vegas, and Mexico City ([Figuerola-Miranda et al., 2018](#)). Some of these regions are productive agricultural areas and/or overpopulated cities, where the demand for water for construction and domestic use generates subsidence ([Bagheri-Gavkosh et al., 2021](#)).

In Mexico, intensive pumping has negatively impacted piezometric levels of aquifers in different cities experiencing subsidence, forming cones of depression of 180 m in Aguascalientes, 170 m in

Morelia, 100 m in Celaya, 70 m in Salamanca, and 50 m in San Luis Potosí (Figueroa-Miranda et al., 2018). Among the most affected urban areas is the city of Morelia, located in the center of the Lake Cuitzeo basin, which is home to over one million people. This city stands out due to both its demographic importance and the severity of ground deformation. Subsidence in Morelia reveals structurally-controlled ground motion at rates of up to -9 cm/year during 2014–2021 (Cigna and Tapete, 2022).

This phenomenon is most evident in the northwestern sector of Morelia (Figueroa-Miranda et al., 2020), where the highest subsidence rates, exceeding 100 meters in some, have been recorded areas (Pérez-Villarreal et al., 2018). This zone corresponds to an area where lava flows from the Quinceo and Las Tetillas volcanoes overlies terrigenous lacustrine and fluvio-lacustrine sequences (Garduño-Monroy et al., 2010), which are highly susceptible to compaction due to groundwater extraction, leading to surface deformation. This is the same area where the intermediate flows classified in this work and in those by Pérez-Villarreal et al. (2018, 2019) are located. Therefore, it is suggested that the previously reported subsidence is related to the extraction of water from intermediate flow systems that transit lacustrine and/or fluvio-lacustrine sediment sequences.

Continuing high water extraction from recent infiltration flow systems, as has been the case in northern Morelia, will generate subsidence processes, as already reported. On the other hand, water extraction from intermediate systems will aggravate subsidence in affected areas, creating geological hazards for the population.

5.7 Conceptual model of the Lake Cuitzeo basin based on water-rock interaction (Hydrogeochemistry)

Several studies have classified the hydrogeochemical characteristics of water using various diagrams (Wang et al., 2015; Zainol et al., 2021; Islam et al., 2022). To develop the hydrogeochemical conceptual model of the Lake Cuitzeo basin, D'Amore (1983), Mifflin (1988), and Piper (1954) diagrams were used, alongside Toth's flow system classification (1999), mineral saturation indices (Figure 4), piezometric data, and the direction of the geological fault systems in the basin (Garduño-Monroy et al., 2014).

Groundwater flow in the basin begins in the southwest, where the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF), the El Águila semi-shield volcanism, and the Atécuaro Caldera are located (Figure 1). This flow corresponds to recent infiltration (Figure 10), characterized by cold temperatures (19.1 °C), low electrical conductivity (EC: 220 μ S/cm), and neutral pH (7.1), the lowest recorded values in the basin for these parameters. The main hydrogeochemical processes in this region include olivine (Reaction 3) and anorthite (Reaction 2) weathering, as well as ion exchange, resulting in calcium and magnesium-rich waters. The sites in this zone include M-02, M-04, M-05, P-20, P-21, and P-43. The combination of shallow static water levels (Figure 2), recent infiltration flows (Figure 10), high precipitation, and significant elevations makes this region one of the basin's most important recharge areas. However, it also makes it one of the most vulnerable to anthropogenic contamination. Groundwater flows in a SW-NE direction (Garduño-Monroy et al., 2014), guided by the geological fault system, until it reaches the basin center, dominated by a fluviolacustrine sequence (alluvium).

In the central basin, three groundwater flow systems were identified (Figure 10), where various hydrogeochemical processes occur, including Na-Ca-Mg silicate weathering, ion exchange, mixing of bicarbonate and sulfate waters, thermal activity, calcite precipitation, and gypsum dissolution. The water in this area shows average temperatures of 25.4 °C, a slightly alkaline pH (7.4), and higher EC (700 μ S/cm) compared to the southwest. The sites included in this sector are P-01 to P-17, P-22, P-23, P-26, P-29, M-01, M-03, M-06, and M-07. Intermediate flow systems, guided by the SW-NE faults (central Morelia and Tarímbaro-Álvaro Obregón faults, Figure 10), direct water to the T-VSF fault, which ultimately transports the flow to the discharge area: Lake Cuitzeo (Garduño-Monroy et al., 2004). The basin center has experienced the most significant groundwater drawdowns and land subsidence due to groundwater extraction.

In the southeast of the basin lie the Mil Cumbres Ignimbrites (IMC), the Araró Domes (DA), the Alegría Pumice Fall, and lahars (CPL) (Figure 1). These elevations generate recent infiltration flows (Figure 10) dominated by albite and anorthite weathering (Reactions 2 and 4) with ion exchange. These waters exhibit warm temperatures (26.3 °C), slightly alkaline pH (7.5), and moderate EC (460 μ S/cm), lower than in the basin center. The sites in this region include P-24, P-25, P-27, P-37, P-38, P-39, and P-40. The Araró-Simirao geothermal field is located in this area, where NNW-SSE and NNE-SSW geological faults influence local geothermal manifestations

(Pérez-Martínez et al., 2021). Near the geothermal field (Zinapécuaro), sites such as P-38 have recorded underground temperatures of up to 31.1 °C. Groundwater flow in this area follows an E-W and SW-NW pattern toward the basin center and Lake Cuitzeo.

In the northern basin, intermediate flows predominate, exhibiting the highest recorded EC (790 µS/cm), slightly alkaline pH (7.4), and warm temperatures (26.4 °C). In this region, plagioclase weathering (Reactions 2 and 4) produces predominantly sodium-rich waters. Flows originate from the Manuna semi-shield volcanism, Cuitzeo lavas (LC), San Andrés lavas (LSA), and the San Andrés diorite (DSA) (Figure 1). The sites in this sector include P-35, P-36, P-32, and P-31. Subsurface flow is controlled by E-W faults and the Tzitio-Valle de Santiago fault, which direct water toward Lake Cuitzeo (Figure 10).

The western basin is characterized by recent infiltration flow systems, where the main hydrogeochemical processes include albite weathering and ion exchange. The flow passes through the Picacho stratovolcano, Las Tetillas, the fluviolacustrine sequence, and the MGVF (Figure 1), generating warm waters (26.7 °C), slightly alkaline pH (7.7), and EC of 500 µS/cm. The sites in this sector are P-18, P-19, P-30, P-33, P-34, P-42, and P-44. SW-NE faults guide groundwater toward Lake Cuitzeo (Figure 10).

In summary, the spatial distribution and hydrochemical characterization of groundwater in the Lake Cuitzeo basin revealed that 82% of the water corresponds to recent infiltration flow, predominantly located in the southwest and western regions, and characterized by low salinity, neutral pH, and magnesium enrichment from silicate weathering. Intermediate flows (16%) are concentrated in the basin center and along the lake margins, where higher EC, temperatures, and sodium concentrations are observed, and where groundwater extraction has been linked to subsidence processes. Deep circulation flow (2%) was identified at a single thermal spring, exhibiting high salinity, elevated temperature, and mixed sulfate-bicarbonate composition. Seven hydrogeological environments were recognized based on the dominant cation, lithological composition, and hydrochemical processes. The integration of geochemical modeling, flow system classification, and structural geology provides a robust conceptual framework that improves the understanding of water-rock interaction and flow dynamics in the basin. These findings are

essential for identifying vulnerable areas, assessing the impact of extraction practices, and guiding sustainable water resource management.

6. CONCLUSIONS

This study provides an integrated understanding of groundwater flow systems and their associated hydrogeochemical processes in the Lake Cuitzeo basin. A total of 204 water samples were analyzed from wells and springs across the basin, allowing the identification of three groundwater flow systems: recent infiltration (82%), intermediate (16%), and deep circulation (2%), and the classification of seven distinct hydrogeological environments.

The chemical composition of groundwater reflects dominant water–rock interaction processes, including the weathering of Ca-Na-Mg silicates, ion exchange with clays, CO₂ dissolution (carbonation), mixing of different water types, calcite precipitation, and gypsum dissolution. Sodium-bicarbonate (Na-HCO₃) waters were predominant (36.2%), with lesser proportions of magnesium and mixed cation types. Saturation indices and geochemical modeling confirmed the presence of silicate, carbonate, halide, and sulfate mineral phases.

The results highlight how groundwater quality and chemistry are shaped by lithological composition, tectonic structure (e.g., fault systems), and hydrological dynamics. Geological faults not only guide flow paths but also promote water mixing and mineral dissolution and precipitation.

This work contributes to a better understanding of groundwater-rock interaction in volcanic-tectonic basins, providing a hydrogeochemical conceptual model that identifies recharge areas, vulnerable zones, and the role of flow systems in water chemistry evolution. These insights are critical for sustainable groundwater management, particularly in the context of overextraction and land subsidence. In urban centers like Morelia with 849,053 inhabitants ([INEGI, 2024](#)), where intense extraction from intermediate flow systems has already triggered subsidence, strategic water use planning based on flow system vulnerability is essential to ensure long-term water availability and reduce geological risk.

7. ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the staff of the Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de Morelia (OOAPAS) for their support during the sampling of wells and springs. Special thanks to biologist Luis Erick Arroyo Sesento, analytical technician at the Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán (IGUM, UNAM), for his collaboration in sample processing. We also acknowledge the Geochemical Laboratory for Geothermal Fluids at IGUM, UNAM, for their assistance with the chemical analysis of water samples. Financial support was provided by the Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (Secihti) through a doctoral scholarship, and academic support by the Institutional Doctoral Program in Biological Sciences at the Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH). We extend our sincere gratitude to Dr. José Alfredo Ramos Leal for his valuable comments that enriched the manuscript, and to the anonymous reviewer for constructive feedback and suggestions.

8. References

- Alfaro, R., Martínez, V., Segovia, N., Peña, P., López, M., Armienta, M., Rangel, J., Seidel, J. (2002). Radon behavior in springs and wells around Cuitzeo lake, Lerma river basin, Mexico. *Geofísica Internacional*, 41(4), 439-445.
- Amézaga-Campos, B. S., Villanueva-Estrada, R., Carrillo-Chavez, A., Morales-Arredondo, J. I., & Morán-Ramírez, J. (2022). Hydrogeochemistry characterization of an overexploited municipal, agricultural, and industrial aquifer, central Mexico. *Applied Geochemistry*, 142, 105310. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105310>
- Appelo, C., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution (2nd edition)*. Amsterdam: A.A. Balkema Publishers.
- Avellán, D. R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., & Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102554. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>.
- Bagheri-Gavkosh, M., Hosseini, S. M., Ataie-Ashtiani, B., Sohani, Y., Ebrahimian, H., Morovat, F., & Ashrafi, S. (2021). Land subsidence: A global challenge. *Science of the Total Environment*, 778, 146193. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146193>
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5, 180214. DOI: <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Bense, V., Gleeson, T., Loveless, S., Bour, O., & Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Brahim, F. B., Makni, J., Bouri, S., & Dhia, H. B. (2014). Evaluation of Temperature and Mixing Process of Water in Deep and Shallow Aquifers in the Southwestern Tunisia: Case of

- Djerid Region. *Arabian Journal of Science and Engineering*, 39, 5677-5689. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13369-014-1138-z>
- Burri, N. M., Weatherl, R., Moeck, C., & Schirmer, M. (2019). A review of threats to groundwater quality in the anthropocene. *Science of The Total Environment*, 684, 136-154. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.236>
- Cano, Y., Sánchez, L., Puentes, J. T., & Velásquez, M. L. (2018). Evaluación preliminar del pH de las lluvias en la ciudad de Portoviejo, Ecuador. *Ciencia*, 26(3-4), 79-83. DOI: <https://doi.org/10.5281/zenodo.5590926>
- Cardona, A., & Carrillo-Rivera, J. J. (2006). Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas riolíticas. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3), 69-86. DOI: <https://www.revistatyca.org.mx/index.php/tyca/article/view/1091>.
- Cardona-Melchor, S. (2015). Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico EL Águila y los domos La Taza-La Nieve-El burro centro-norte de Michoacán. *Master thesis. Master in Geociencias y Planificación del Territorio, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH, Morelia, México.*
- Case, D. H., Wang, F., & Giammar, D. E. (2011). Precipitation of Magnesium Carbonates as a Function of Temperature, Solution Composition, and Presence of a Silicate Mineral Substrate. *Environmental Engineering Science*, 28 (12), 881-889. DOI: <https://doi.org/10.1089/ees.2010.0341>.
- Chebotarev, I. (1955). Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering-1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1-2), 22-48. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(55\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(55)90015-6)
- Chihi, H., Marsily, G. d., Belayouni, H., & Yahyaoui, H. (2015). Relationship between tectonic structures and hydrogeochemical compartmentalization in aquifers: Example of the “Jeffara de Medenine” system, south-east Tunisia. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4 (B), 410-430. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.07.004>

- Cigna, F., & Tapete, D. (2022). Urban growth and land subsidence: Multi-decadal investigation using human settlement data and satellite InSAR in Morelia, Mexico. *Science of The Total Environment*, 152211 DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152211>
- CONAGUA. (2007). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán.
- CONAGUA. (2020). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán.
- CONAGUA. (2024a, 07 24). *Sistema Nacional de Información del Agua SINA 3.0*. Retrieved from Disponibilidad de acuíferos 2023: <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=acuíferos>
- CONAGUA. (2024b). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán*. Retrieved from https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/michoacan/DR_1602.pdf
- CONAGUA. (2024c, 07 25). *Sistema Nacional de Información del Agua SINA 3.0*. Retrieved from Precipitación: <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=precipitacion>
- D'Amore, F., Scandiffio, G., & Panichi, C. (1983). Some observations in the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, 12(2-3), 141-148. DOI: [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(83\)90024-X](https://doi.org/10.1016/0375-6505(83)90024-X)
- Das, P., Mohapatra, P., Goswami, S., Mishra, M., & Pattanaik, J. (2020). A geospatial investigation of interlinkage between basement fault architecture and coastal aquifer hydrogeochemistry. *Geoscience Frontiers*, 11(4), 1431-1440. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.008>
- Drever, J. I. (1997). *The geochemistry of natural waters surface and groundwater environments* (third edition). New Jersey: Prentice-Hall Inc.
- Esri. (29 de May de 2024). *ArcGis Pro*. Obtenido de <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/help/analysis/geostatistical-analyst/how-inverse-distance-weighted-interpolation-works.htm>

- Figueroa-Miranda, S., Tuxpan-Vargas, J., Ramos-Leal, J. A., Hernández-Madrigal, V. M., & Villaseñor-Reyes, C. I. (2018). Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central México: A review. *Engineering Geology*, 246, 91-106. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>
- Figueroa-Miranda, S., Hernández-Madrigal, V. M., Tuxpan-Vargas, J., & Villaseñor-Reyes, C. I. (2020). Evolution assessment of Structurally-Controlled Differential Subsidence using SBAS and PS Interferometry in an emblematic case of central Mexico. *Engineering Geology*, 279 (105860). <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105860>
- Food and Agriculture Organization (FAO). (26 de 07 de 2018). *More people, more food, worse water? a global review of water pollution from agriculture*. Obtenido de Food and Agriculture Organization of the United Nations: <http://www.fao.org/3/CA0146EN/ca0146en.pdf>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall.
- Garizi, A. Z., Sheikh, V., & Sadoddin, A. (2011). Assessment of seasonal variations of chemical characteristics in surface water using multivariate statistical methods . *International Journal of Environmental Science & Technology*, 8 (3), 581,592. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF03326244>
- Galloway, D. L., & Burbey, T. J. (2011). Review: Regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeology Journal*, 19, 1459–1486. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0775-5>
- Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Torres, G., Israde-Alcántara, I., Arreygue, E., Canuti, P., & Chiesa, S. (1999). Efecto del clima (El niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la ciudad de Morelia. *GEOS*, 19(2), 84-93.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., Mora, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault

system, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-355. DOI: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2009.48.3.29>

- Garduño-Monroy, V. H., Medina-Vega, V. H., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V. M., & Ávila-Olivera, J. A. (2010). Unidades geohidrológicas de la region Morelia-Cuitzeo. En S. Cram, L. Galicia, & I. I.-A. (eds), *Atlas de la cuenca del Lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y entorno socioambiental* (págs. 64-67). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía; Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Garduño-Monroy, V. H., Giordano, N., Olivera, J. A., Madrigal, V. M., Nateras, A. S., & Salmerón, J. E. (2014). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio. In A. Vieyra, & A. Larrazábal, *Urbanización, Sociedad y Ambiente. Experiencias en ciudades medias* (pp. 193-218).
- Geological Society of America (GSA). (1991). *Geologic map of the central sector of the Mexican volcanic belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico*. Boulder, Colorado: Geological Society of America Map and Chart Series MCH-072.
- Glynn, P. D., & Plummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of ground-water systems. *Hydrogeology Journal*, 113, 263-287. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0429-y>
- Gómez-Cruz, K. (2020). Estudio de la hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo. *Master's thesis. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*.
- Gómez-Moncada, R. A., Mora, A., Jaramillo, M., Parra, M., Mayorga, H., Martínez, A., Suárez, D., Sandoval-Muñoz, J., Sandoval-Ruiz, J., Caballero, V., Jiménez, M., Bueno, R., Saylor, J. E. (2022). Decoding of groundwater recharge in deep aquifers of foreland Basins using stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) and anion-cation analysis: A case study in the southern Llanos Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 104079. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104079>
- Gómez-Vasconcelos, M., Garduño-Monroy, V., Macías, J., Layer, P., & Bonowitz, J. (2015). The sierra de Mil Cumbres, Michoacán, Mexico: Transitional volcanism between the Sierra

- Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128-147. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005>
- Gómez-Vasconcelos, M., Avellán, D., Soria-Caballero, D., Macías, J., Velázquez-Bucio, M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., Figueroa-Soto, Á.G., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S. (2021). Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103196. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103196>
- Hartanto, P., Alam, B. Y., Lubis, R. F., Ismawan, I., Iskandarsyah, T. W., Sendjaja, Y. A., & Hendarnawan, H. (2022). The application of hydrogeochemical and stable isotope data to decipher the origin and evolution of hot springs in the Rawadanau Basin, Indonesia. *Geothermics*, 105, 102506. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102506>
- Hem, J. D. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. Alexandria, VA: U.S.G.S.
- Hernández-Guzmán, R., Ruiz-Luna, A., & Mendoza, E. (2021). Sara4r: an R graphical user interface (GUI) to estimate watershed surface runoff applying the NRCS – curve number method. *Journal of Hydroinformatics*, 23 (1), 76–87. DOI: <https://doi.org/10.2166/hydro.2020.087>
- Hounslow, A. W. (1995). *Water quality data: Analysis and interpretation*. CCR Press, Inc.
- INEGI. (24 de 07 de 2024). *INEGI. Censo de población y vivienda 2020*. Obtenido de <https://www.inegi.org.mx/app/cpv/2020/resultadosrapidos/default.html?texto=Morelia>
- Islam, M. S., & Mostafa, M. G. (2022). Evaluation of Hydrogeochemical Processes in Groundwater Using Geochemical and Geostatistical Approaches in the Upper Bengal Basin. *Geofluids*, 2022, 9591717, 1-21. DOI: <https://doi.org/10.1155/2022/9591717>.
- Istrade-Alcántara, I., & Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico,

- Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1-3), 209–227. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00024-3).
- Israde-Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., García, M. S., James, Vázquez, G. D., & Garduño-Monroy, V. H. (2010). Paleolimnological evolution of Lake Cuitzeo, Michoacan during the Pleistocene-Holocene. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 345–357.
- Lewis, A. L., Sarkar, B., Wade, P., Kemp, S. J., Hodson, M. E., Taylor, L. L., . . . Beerlin, D. J. (2021). Effects of mineralogy, chemistry and physical properties of basalts on carbon capture potential and plant-nutrient element release via enhanced weathering. *Applied Geochemistry*, 105023 DOI: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105023>
- Li, C., Gao, X., Li, S., & Bundschuh, J. (2020). A review of the distribution, sources, genesis, and environmental concerns of salinity in groundwater. *Environmental Science and Pollution Research*, 27, 41157–41174. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11356-020-10354-6>
- Mahanta, A. R., Rawat, K. S., Singh, S. K., Sanjeevi, S., & Mishra, A. K. (2022). Evaluation of long-term nitrate and electrical conductivity in groundwater system of Peninsula, India. *Applied Water Science*, 12 (17). DOI: <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01568-1>.
- Mifflin, M. (1988). Region 5, Great Basin. En W. Back, J. S. Rosenshein, & P. R. Seaber (Eds), *Hydrogeology* (69–78). Geological Society of America. DOI: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-O2.69>.
- Negrel, P., Pauwels, H., Dewandel, B., Gandolfi, J., Mascré, C., & Ahmed, S. (2011). Understanding groundwater systems and their functioning through the study of stable water isotopes in a hard-rock aquifer (Maheshwaram watershed, India). *Journal of Hydrology*, 397(1-2), 55–70. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.033>
- Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlknecht, J., Ortega, L., Taran, Y., Moran-Zenteno, D. J., Zamora-Martínez, O., Tadeo-León, J. (2020). Water-rock interaction and mixing processes of complex urban groundwater flow system subject to intensive exploitation: The case of Mexico City. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102719. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102719>

- Olvera-García, E., Garduño-Monroy, V. H., Ostrooumov, M., Bermejo-Santoyo, G., Guevara-Alday, J. A., Brogi, A., & Liotta, D. (2020a). Litofacies y mineralogía de los depósitos de sintér de la zona geotérmica de San Agustín del Maíz, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 37(3), 212-223. DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.3.1585>
- Olvera-García, E., Garduño-Monroy, V., Liotta, L., Brogi, A., Bermejo-Santoyo, G., & Guevara-Alday, J. (2020b). Neogene-Quaternary normal and transfer faults controlling deep-seated geothermal systems: The case of San Agustín del Maíz (central Trans-Mexican Volcanic Belt, México). *Geothermics*, 86, 101791. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101791>.
- Pérez-Martínez, I., Villanueva-Estrada, R. E., García-Martínez, R., Rodríguez-Díaz, A., & Canet, C. (2021). Anomalías y mecanismos de transporte de mercurio en un sistema hidrotermal asociado a fallas normales en Araró, Michoacán (occidente de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(2), 86-99. DOI: <http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.2.1596>
- Pérez-Villarreal, J., Ávila-Olivera, J. A., & Israde-Alcántara, I. (2018). Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(3), 675-688. DOI: <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2018v70n3a5>
- Pérez-Villarreal, J., Ávila-Olivera, J. A., Israde-Alcántara, I., & Delgado, O. B. (2019). Nitrate as a parameter for differentiating groundwater flow systems in urban and agricultural areas: the case of Morelia-Capula area, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 27, 1767-1778. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01933-0>.
- Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 25, 914-928. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Ramos-Leal, J. A., Morán-Ramírez, J., Silva-García, J. T., Fuentes-Rivas, R. M., Cruz-Cárdenas, G., Ochoa-Estrada, S., & Estrada-Godoy, F. (2018). Identification of hydrogeochemical processes in a volcano-sedimentary aquifer of Ciénega de Chapala in Michoacán,

Mexico. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 422. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3760-7>

Roy, P. D., Selvam, S., Venkatramanan, S., Logesh, N., Lakshumanan, C., & Sánchez-Zavala, J. L. (2021). Identification of sources and groundwater recharge zones from hydrochemistry and stable isotopes of an agriculture-based paleo-lacustrine. *Geochemistry*, 81(2), 125742. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125742>

Secretaría de salud (2005). NORMA Oficial Mexicana NOM-230-SSA1-2002, Salud ambiental. Agua para uso y consumo humano, requisitos sanitarios que se deben cumplir en los sistemas de abastecimiento públicos y privados durante el manejo del agua. Procedimientos sanitarios para el muestreo. https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=2081772&fecha=12/07/2005&print=true

Secretaría de Salud. (2021). Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-2021, Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de la calidad del agua. https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5650705&fecha=02/05/2022#gsc.tab=0

Segovia, N., Barragan, R. M., Tello, E., Alfaro, R., & Mena, M. (2005). Geochemical Characteristics and ^{222}Rn Measurements at Cuitzeo Basin (Mexico) Thermal Springs and Artesian Wells. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, 1-6.

Segovia, N., Barragán, R. M., Alfaro, R., Arellano, V. M., & Mena, M. (2010). Fluid-Mineral Equilibrium of Spring Waters at Cuitzeo Basin (Mexico) Geothermal Zone. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 1-7.

Servicio Meteorológico Nacional. (2024(a), April 05). *Normales Climatológicas. Estación: 16087*. Retrieved from Meteorológico Nacional: <https://smn.conagua.gob.mx/tools/RECURSOS/Normales5110/NORMAL16087.TXT>

Servicio Meteorológico Nacional. (2024(b), April 05). *Normales climatológicas. Estación: 16027*. Retrieved from Meteorológico Nacional:

https://smn.conagua.gob.mx/tools/RESOURCES/Normales_Climatologicas/Normales8110/mich/nor8110_16027.txt

- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (01 de 01 de 2025). Normales climatológicas por Estado. Obtenido de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/normales-climatologicas-por-estado?estado=mich>
- Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795–4812. DOI: <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>
- Toth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7, 1-14. DOI: <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- Trujillo-Hernández N, Garduño-Monroy VH, Jiménez-Haro A, Gómez-Álvarez F, Nájera-Blas SM, Israde-Alcántara I, Layer P. 2022. Estratigrafía volcánica de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo y su relación con la formación de la caldera tipo graben de Chucándiro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 39(1):100–115.
- United Nations (UN). (2022). *The United Nations World Water Development Report 2022: Groundwater: Making the invisible visible*. Paris: UNESCO.
- Wang, H., Jiang, X.-W., Wan, L., Han, G., & Guo, H. (2015). Hydrogeochemical characterization of groundwater flow systems in the discharge area of a river basin. *Journal of Hydrology*, 527, 433-441. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.063>
- Yang, P., Luo, D., Hong, A., Ham, B., Xie, S., Ming, X., Wang, Z., Pang, Z. (2019). Hydrogeochemistry and geothermometry of the carbonate-evaporite aquifers controlled by deep-seated faults using major ions and environmental isotopes. *Journal of Hydrology*, 579, 124116 DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124116>
- Zainol, N. F., Zainuddin, A. H., Looi, L. J., Aris, A. Z., Isa, N. M., Sefie, A., & Yusof, K. M. (2021). Spatial Analysis of Groundwater Hydrochemistry through Integrated Multivariate Analysis: A Case Study in the Urbanized Langat Basin, Malaysia. *Int. J. Environ. Res. Public Health*, 18, 5733. DOI: <https://doi.org/10.3390/ijerph18115733>

Zeng, J., Yue, F.-J., Li, S.-L., Wang, Z.-J., Wu, Q., Qin, C.-Q., & Yan, Z.-L. (2020). Determining rainwater chemistry to reveal alkaline rain trend in Southwest China: Evidence from a frequent-rainy karst area with extensive agricultural production. *Environmental Pollution*, 266(3), 115166. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115166>.

VI.II CAPÍTULO 2

DISTRIBUCIÓN Y FUENTES GEOGÉNICAS DE BARIO EN AGUA SUBTERRÁNEA DE UNA CUENCA VOLCÁNICA: LAGO DE CUITZEO, MÉXICO

Resumen

El bario (Ba) es un elemento traza cuya presencia en agua subterránea puede estar vinculada a procesos geogénicos o antropogénicos, y su movilidad está influida por condiciones hidrogeoquímicas particulares. En este estudio se analizó la distribución espacial, estacionalidad, comportamiento geoquímico y factores de movilización del bario en el agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo, una región volcánica del centro de México. Se recolectaron 204 muestras en 51 sitios durante cuatro campañas de muestreo entre 2022 y 2023, abarcando temporadas secas y lluviosas. El análisis incluyó la determinación de elementos traza mediante ICP-OES y el cálculo de índices de saturación de barita (BaSO_4) y witherita (BaCO_3). Los resultados muestran que el bario estuvo presente en todas las campañas, con concentraciones entre 0.012 y 0.439 mg/L, por debajo del límite máximo permisible (1.3 mg/L) según la normatividad mexicana. Las zonas con mayores concentraciones se localizaron al norte y centro de la cuenca, donde también se ha documentado un descenso significativo de los niveles piezométricos. La mayoría de las muestras presentaron condiciones de subsaturación respecto a barita y witherita, lo que sugiere una posible disolución de estas fases. Aunado a lo anterior, se sugiere una liberación asociada a la alteración de minerales silicatados provenientes de rocas volcánicas y a un mayor tiempo de residencia del agua. Asimismo, se identificaron excedencias en los límites normativos de hierro (Fe) y manganeso (Mn), particularmente durante la temporada seca. Los resultados subrayan el papel del descenso piezométrico y de las características volcánicas de la cuenca en la movilidad del bario y otros elementos traza, y destacan la necesidad de monitoreo continuo para garantizar la calidad del recurso hídrico.

Palabras clave: Elementos traza, metales pesados, niveles piezométricos, minerales silicatados, geoquímica.

1. INTRODUCCIÓN

Ante la escasez de agua, el agua subterránea se ha convertido en una fuente esencial para muchas comunidades a nivel mundial (Embaby & Redwan, 2019), lo que ha generado un creciente interés en los estudios hidrogeoquímicos sobre la presencia de elementos traza en este recurso (Abanyie et al., 2023). El bario (Ba), es un metal alcalino-terreo, aunque no clasificado como un contaminante prioritario en muchas normativas, puede representar un riesgo potencial cuando se encuentra en concentraciones elevadas, ya que está asociado a enfermedades cardiovasculares y nefrológicas, así como a desordenes metabólicos, neurológicos y mentales (Kravchenko et al., 2014).

El bario en el agua subterránea, como elemento traza, proviene principalmente de la disolución de minerales en rocas ígneas y sedimentarias (Mokrik, 2009). En los sistemas acuíferos, el bario puede encontrarse en solución como resultado de procesos de disolución mineral, especialmente de minerales como la barita (BaSO_4) y la witherita (BaCO_3) (Adams et al., 2024), así como por liberación desde matrices litológicas que contienen trazas de este elemento (Kravchenko et al., 2014). Su comportamiento geoquímico está influenciado por múltiples factores, incluyendo la presencia de sulfato y carbonato, el pH, la conductividad eléctrica, y condiciones redox (Tavares et al., 2015). Niveles altos de bario son comunes en la zona geotérmica de Yellowstone, estas concentraciones se asocian a áreas afectadas por fluidos alcalinos donde la alteración hidrotermal reactiva la movilidad del bario (Zimmerman & Larson 2024).

La cuenca del Lago de Cuitzeo, ubicada en el centro de México, representa un sistema hidrogeológico complejo, caracterizado por su origen tectónico dentro de un entorno volcánico, una fuerte interacción agua-roca (Israde-Alcantara & Garduño-Monroy, 1999), actividad hidrotermal presente, así como un histórico descenso de los niveles piezométricos en las últimas décadas (CONAGUA, 2007; 2025). Estas condiciones podrían favorecer la movilización del bario, ya sea por disolución de minerales o por modificaciones geoquímicas inducidas por la sobreexplotación del acuífero. A pesar de ello, el estudio del bario en esta región ha sido escasamente abordado.

En este trabajo se analiza la presencia, distribución y comportamiento geoquímico del bario en el agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo. Se evalúan los índices de saturación de barita

y witherita, su relación con otros parámetros hidroquímicos, y se discute el papel del descenso piezométrico como factor que contribuye a su liberación. El estudio ofrece un enfoque integral para entender el origen y movilidad de este elemento traza en un contexto hidrológico con presiones antropogénicas y condiciones volcánicas activas y condiciones de fallamiento del Mioceno reciente.

2. ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación geográfica y clima

La cuenca del Lago de Cuitzeo se localiza en la región centro-occidental de México (Figura 1), principalmente en el estado de Michoacán, y abarcando una porción del sur del estado de Guanajuato. Tiene un carácter endorreico y una superficie aproximada de 4,025 km² (Hernández-Guzmán et al., 2021). Administrativamente, abarca 21 municipios, entre ellos Morelia, municipio con una población de 849,053 habitantes (INEGI, 2024), y su centro hidrológico lo constituye el Lago de Cuitzeo. La zona de estudio abarca tanto zonas agrícolas como urbanas.

En la cuenca predominan dos tipos de clima: Cwb (templado con inviernos secos y veranos cálidos) y, en menor medida, Cwa (templado con inviernos secos y veranos calurosos), localizado principalmente en el sector noroeste (Beck et al., 2018). La precipitación anual varía de norte a sur, oscilando entre 601 y 800 mm en la zona norte, y entre 801 y 1,000 mm en el sur (CONAGUA, 2024b).

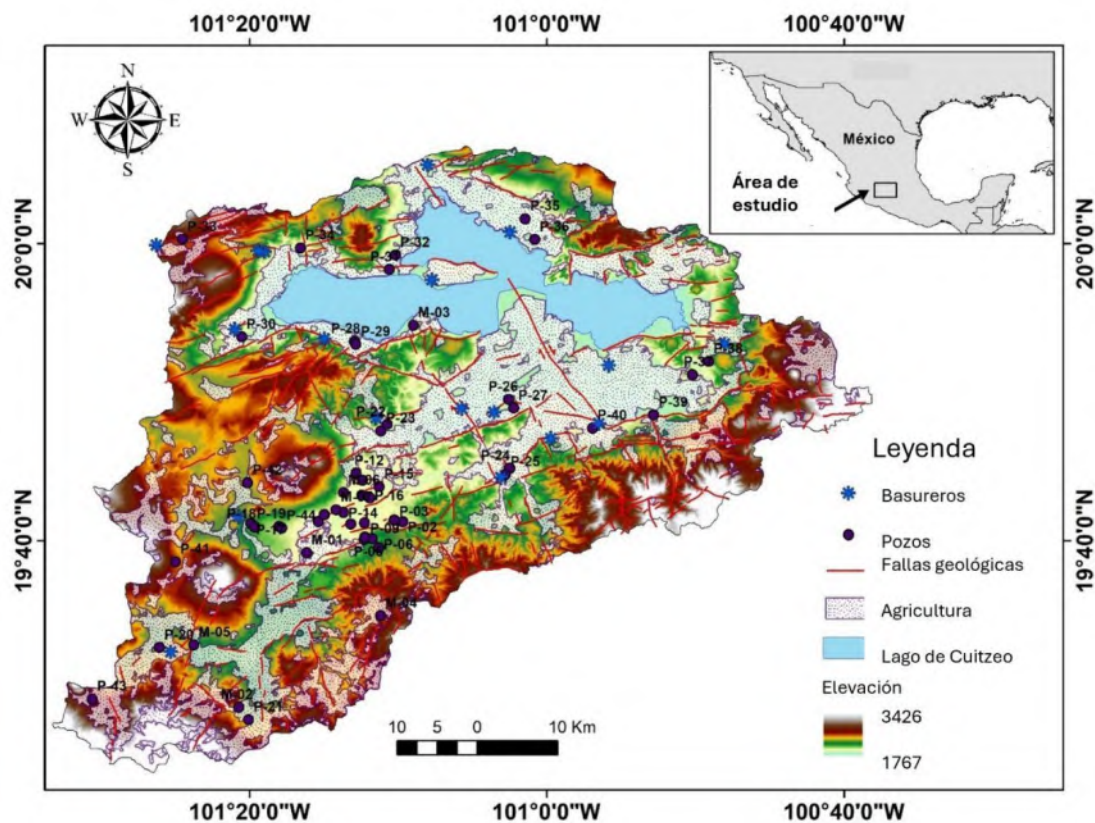


Figure 1. Ubicación de los sitios de muestreo de agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo. Se muestran pozos y manantiales muestreados (círculos morados), basureros (estrellas azules), fallas geológicas (líneas rojas), zonas agrícolas (área punteada) y el Lago de Cuitzeo (color azul), cuerpo lacustre que ocupa la parte central de la cuenca. El mapa de elevación se basa en un modelo digital del terreno, con valores que oscilan entre 1,767 y 3,426 m s.n.m.

2.2 Geología

Esta cuenca tectónica se localiza dentro del cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), una provincia geológica dominada por rocas de origen magmático (Demant, 1981) y afinidad calcoalcalina típica de zonas de subducción. La falla “La Paloma” divide dos grandes dominios geológicos en la cuenca, cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) al noroeste y la Sierra de Mil Cumbres (SMC) al sureste. La SMC está compuesta de estratovolcanes formados principalmente por andesitas, dacitas y riolitas.

Los depósitos más antiguos de la zona son de afinidad calcoalcalina y consisten en lavas andesíticas que forman el basamento de la cuenca del Lago de Cuitzeo se emplearon en el Mioceno alrededor de 19 M.a. (Cisneros-Maximo, 2015) y tienen una mezcla de magmas que sugieren una transición entre el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental y los inicios del Arco Volcánico Transmexicano (AVTM) (Trujillo-Hernández et al., 2022). La actividad volcánica asociada originó estructuras caldéricas (Gómez Vasconcelos et al., 2015), resaltando la caldera de Atécuaro y la de Punhuato, las cuales generaron extensas mesetas de flujos piroclásticos riolíticos, como las ignimbritas (Garduño-Monroy & Israde-Alcántara, 2010). Del Mioceno Tardío al Plioceno se establecen los edificios más relevantes por su altitud en la cuenca, el volcán de semi-escudo El Águila, El Quinceo (1.36 M.a.) y Las tetillas (0.56 M.a.) predominando las andesitas y las andesitas basálticas (Avellán et al., 2020).

El Neógeno-Cuaternario en la cuenca fue caracterizado por un sistema de semigrabens que bajo un régimen de humedad continental permitió el desarrollo de sistemas lacustres (Israde-Alcántara et al., 2010) depositando espesores de mas de 700 metros de sedimentos lacustres y fluvio-lacustres en el centro de la cuenca (Israde-Alcántara & Garduño Monroy, 1999, Mazzoldi et al., 2020). Estos depósitos interaccionaron con la continua actividad volcánica entre la emisión de ignimbritas, andesitas y basaltos acompañados de actividad geotérmica dando lugar a zeolitización y minerales asociados (Olvera-García et al., 2020).

Entre los minerales presentes en la cuenca se han identificado plagioclasa, olivino, piroxeno (clinopiroxeno y ortopiroxeno), hornblenda, sanidina, cuarzo, biotita y óxidos opacos (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2020). De entre los cuales, las plagioclasas, sanidina (feldespato potásico) y la biotita pueden contener trazas de bario (Kravchenko et al., 2014).

En cuanto al sistema de fallamiento en la cuenca dominan dos principales sistemas de deformación, el primero y mas antiguo NO-SE correspondiente a la Falla Tzitzio-Valle de Santiago (Garduño-Monroy et al., 1999), el segundo conforma fallas NE-SO, ambos vienen cortadas por sistemas de fallas mas recientes ENE-OSO, estas ultimas asociadas al sistema de fallas regionales mas extensas denominadas sistema de Fallas Morelia Acambay.

Las fallas y el magnetismo han provocado el hidrotermalismo y numerosas manifestaciones en la zona centro y Norte de la cuenca, así como la formación de productos de alteración observados en pozos destacando las zeolitas (Ostroomov et al., 2012) y depósitos sínter que sugieren ambientes hidrotermales con temperaturas que superan los 70 °C (Olvera-García et al., 2020).

2.3 Hidrogeología y presión sobre el acuífero

El acuífero de la cuenca se desarrolló en una depresión tectónica tipo graben (Israde-Alcantara & Garduño-Monroy, 1999) y es de carácter heterogéneo y anisótropo. En términos generales, es un acuífero libre, aunque localmente muestra condiciones de semiconfinamiento asociadas a la presencia de sedimentos arcillosos. Su parte superior está compuesta por sedimentos clásticos de volumetría variable, mientras que la base está constituida por rocas volcánicas (principalmente basaltos y tobas) con permeabilidad primaria y secundaria (CONAGUA, 2024a). De acuerdo con el OOAPAS (2006), la profundidad de los pozos oscila entre los 130 a los 380 metros, predominando las profundidades de 200 a 250 m. La dirección de flujo subterráneo se orienta generalmente de NE hacia SO (Garduño-Monroy et al., 2014), condicionado por la topografía de la cuenca (Pérez-Villareal et al., 2018).

El acuífero cuenta con 986 pozos y 23 manantiales, siendo el uso agrícola el principal destino del agua extraída (53.69 %), seguido por el uso urbano (40.21 %) (CONAGUA, 2007). La sobreexplotación ha provocado un descenso sostenido en los niveles piezométricos, lo que ha derivado en un déficit anual de 39,897,596 m³ (CONAGUA, 2024a).

3. METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo

Se recolectaron muestras de agua en 51 sitios dentro de la cuenca del Lago de Cuitzeo, incluyendo siete manantiales y 44 pozos, distribuidos en 17 municipios (Tabla 1). Los pozos fueron muestreados en cuatro periodos distintos, sumando un total de 204 muestras. Las campañas de muestreo abarcaron las temporadas de estiaje y lluvias de 2022 y estiaje y lluvias de 2023, permitiendo la recopilación de datos a lo largo de dos años. Se siguió el protocolo de muestreo establecido en la Norma Oficial Mexicana *NOM-230-SSA1-2002*.

Tabla 1. Ubicación geográfica de los pozos y manantiales en la cuenca del Lago de Cuitzeo

Nombre del pozo	ID	X	Y	Localidad	Nombre del pozo	ID	X	Y	Localidad
Mariano Escobeto I	P-01	-101.207553	19.717574	Morelia	La Cienega	P-24	-101.042126	19.747996	Charo
Bulevar García de León	P-02	-101.161753	19.688188	Morelia	La barraca	P-25	-101.046537	19.740901	Charo
6 de julio	P-03	-101.171475	19.69	Morelia	Pozo II	P-26	-101.043295	19.825108	Álvaro Obregón
Arroyo Agua Clara	P-04	-101.205098	19.667872	Morelia	Pozo IV	P-27	-101.037671	19.815493	Álvaro Obregón
Santa Cecilia	P-05	-101.196259	19.668961	Morelia	Depósito	P-28	-101.216182	19.890264	Copandaro
Los Sauces	P-06	-101.188748	19.658711	Morelia	Panteón	P-29	-101.214422	19.886992	Copandaro
CU	P-07	-101.204618	19.686883	Morelia	Perales	P-30	-101.342589	19.89536	Chucandiro
Cosmos II	P-08	-101.22014	19.685179	Morelia	Nuevo	P-31	-101.177028	19.97077	Cuitzeo
Fuentes de Morelia	P-09	-101.204208	19.671043	Morelia	El plan	P-32	-101.170117	19.986904	Cuitzeo
Mariano Abasolo	P-10	-101.256272	19.688394	Morelia	Balneario	M-03	-101.149807	19.908109	Copandaro

Ampliación Torreón Nuevo	P-11	-101.20709	19.734559	Morelia	El llanito	P-33	-101.40895	20.004594	Villa Morelos
Villas del Real IV	P-12	-101.214282	19.742255	Morelia	5 de febrero	P-34	-101.276701	19.994868	Huandacareo
San Juanito Itzicuario	P-13	-101.250089	19.695976	Morelia	La loma	P-35	-101.024603	20.027768	Santa Ana Maya
Adolfo López Mateos	P-14	-101.228435	19.698752	Morelia	Pozo II (puerto)	P-36	-101.013785	20.004472	Santa Ana Maya
La soledad	P-15	-101.188152	19.72709	Morelia	Urano	P-37	-100.837093	19.85292	Zinapécuaro
Prados Verdes Galeana	P-16	-101.199145	19.714949	Morelia	Tinajas	P-38	-100.818689	19.867842	Zinapécuaro
La Mintzita	M-01	-101.269865	19.65323	Morelia	La mora	P-39	-100.880541	19.807561	Queréndaro
La maestranza	P-17	-101.332134	19.685541	Morelia	El chupade- ro	P-40	-100.948926	19.793195	Indaparapeo
Villa Magna	P-18	-101.328011	19.682381	Morelia	Depósito	P-41	-101.416912	19.643081	Iratzio
Villas del pedregal	P-19	-101.300579	19.682678	Morelia	Cuto	P-42	-101.336036	19.731897	Cuto de la Esperanza

Huiramba	P-20	-101.434865	19.547047	Huiramba	Atécuaro	M-04	-101.186704	19.582759	Atécuaro
Alameda	M-02	-101.345918	19.480013	Acuitzio	Ojo de agua	M-05	-101.396294	19.550053	Lagunillas
Campana	P-21	-101.334916	19.466196	Acuitzio	La Virgen	P-43	-101.510353	19.489452	Cuanajo
Jamina	P-22	-101.179012	19.797148	Tarimbaro	Bombe- ros	M-06	-101.228442	19.720684	Morelia
Pozo V	P-23	-101.18642	19.789685	Tarimbaro	Colonia Manantia- les	M-07	-101.236832	19.701503	Morelia
					C5	P-44	-101.297949	19.6810648	Morelia

Para en análisis químico de elementos traza, se tomó una muestra de agua en recipientes de polietileno de alta densidad previamente lavados con una solución al 3.5 % de ácido nítrico. Se acidificaron todas las muestras en campo con ácido nítrico ultrapuro hasta llegar a un pH ~ 2 y posteriormente se mantuvieron en refrigeración a una temperatura de $\sim 4^{\circ}\text{C}$ hasta su análisis. El análisis se realizó inmediatamente después de la entrega al laboratorio.

3.2 Trabajo de laboratorio

Los elementos (aluminio, arsénico, bario, cadmio, cobre, cromo, hierro, manganeso, mercurio, níquel, plomo y selenio), los cuales cuentan con límites máximos establecidos en la NOM-127-SSA1-2021, “*Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de la calidad del agua*”, fueron analizados por ICP-OES (Agilent 5100 SVDV) equipado con un nebulizador concéntrico tipo SeaSpray, cámara de nebulización ciclónica de doble paso y antorcha de cuarzo de una sola pieza. Previo al análisis, las muestras fueron filtradas con filtro de PTFE de $0.45\ \mu\text{m}$, 30 mm y se adicionaron con estándares internos ($2\ \text{mg L}^{-1}$). Las muestras se leyeron por triplicado ($\text{CV} < 15\%$).

Se realizaron calibraciones externas con soluciones estándar obtenidas mediante la mezcla y dilución de soluciones multielementales y monoelementales ($100\ \text{mg L}^{-1}$ y $1000\ \text{mg L}^{-1}$, HPS ICP High Purity Standards™). Adicionalmente se preparó una solución de estándares internos de Sc, Y e In. ($500\ \text{mg L}^{-1}$ HPS ICP High Purity Standards™). Los niveles de calibración se preparan al día en matriz de HNO_3 3% ultrapuro y se adiciona solución de estándares internos a $2\ \text{mg L}^{-1}$. Los límites de cuantificación (LC) para los 12 elementos se calcularon midiendo el blanco (HNO_3 3 %) diez veces, utilizando la desviación estándar (DE) según la formula $\text{LC} = 10 \times \text{DE}$.

La precisión del análisis se verificó mediante 3 réplicas y con un coeficiente de variación $< 15\%$. La exactitud se estimó usando controles de matriz adicionada con estándares independientes (Solución Mix Agilent), los cuales se leían 3 veces, cada 20 muestras, estos contenían los 12 elementos a 3 concentraciones distintas de la curva (control bajo, intermedio y alto) con un % de recuperación de 80 a 120%. Adicionalmente para confirmar la cuantificación, se utilizaron al azar muestras fortificadas (spiked samples) con una recuperación del 80 % y 120 %. Los análisis químicos se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos del Instituto de Geofísica, Unidad Morelia, de la UNAM.

3.3 Cálculo de índices de saturación

Para evaluar el equilibrio entre el agua subterránea y las fases minerales de bario, se calcularon los índices de saturación (SI) de barita (BaSO_4) y witherita (BaCO_3). Un $\text{SI} > 0$ indica sobresaturación (potencial de precipitación), $\text{SI} = 0$ indica equilibrio, y $\text{SI} < 0$ sugiere disolución potencial. Los datos de los iones mayores se tomaron de Gómez-Sandoval et al., (en prensa). Los aniones y cationes de cada uno de los sitios muestreados pueden consultarse en el Anexo 1. Los cálculos se realizaron utilizando el software PHREEQC v3.7.3, con la base de datos termodinámica PHREEQC.dat.

3.4 Análisis estadístico y gráfico

Con el objetivo de evaluar la estacionalidad del bario en el agua subterránea, se emplearon pruebas estadísticas no paramétricas para datos emparejados, ya que los 51 sitios fueron muestreados en las cuatro campañas (Seca 2022, Lluvia 2022, Seca 2023 y Lluvia 2023) y los datos no presentaron una distribución normal. Para conservar la integridad del conjunto de datos sin excluir mediciones válidas, se sustituyeron los valores por debajo del límite de cuantificación del equipo ($\text{LOQ} = 0.010 \text{ mg/L}$) por la mitad de dicho valor (0.005 mg/L), siguiendo recomendaciones estándar en estudios hidrogeoquímicos (U.S. Environmental Protection Agency, 2006). Se aplicó la prueba de Friedman para detectar diferencias globales entre campañas, y pruebas de Wilcoxon pareado con corrección de Bonferroni para realizar comparaciones por pares (diferencia estacional). Adicionalmente, se compararon los valores promedio anuales por sitio entre 2022 y 2023 mediante la prueba de Wilcoxon pareado (diferencia interanual).

3.5 Búsqueda de información en bases de datos públicas: niveles piezométricos de CONAGUA (2007 y 2022)

Se consultaron bases de datos piezométricos de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) correspondientes a los años 2007 y 2022, seleccionados por contar con la mayor disponibilidad de registros de niveles estáticos de agua subterránea en la cuenca. Esta información se utilizó para analizar la variación temporal y el comportamiento de dichos niveles en el periodo considerado.

3.6 Interpolación espacial y validación del modelo

Las interpolaciones se efectuaron en el software ArcMap mediante el método de Distancia Inversa Ponderada (*Inverse Distance Weighted*, IDW), configurado con un parámetro de potencia (*power*) de 2 y un vecindario de tipo estándar (*standard neighborhood*) que incluyó 15 puntos. La representación cartográfica se realizó estableciendo un rango de visualización de 2.5 desviaciones estándar. La precisión del modelo se evaluó mediante validación cruzada, estimando la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMS). Este método permite estimar los valores de bario (mg/L) en puntos no muestreados, asumiendo que las muestras más cercanas tienen una mayor influencia en la estimación que las más lejanas, lo cual resulta adecuado para representar gradientes espaciales de concentración.

4. RESULTADOS

Se analizaron 51 muestras por campaña para determinar la presencia de metales traza en el agua subterránea, dando un total de 204 sumando las muestras de las cuatro campañas. La mayoría de los elementos evaluados, como arsénico (As), cadmio (Cd), mercurio (Hg), níquel (Ni), plomo (Pb) y selenio (Se), presentaron concentraciones por debajo de los límites máximos permisibles (L.M.P.) establecidos en la NOM-127-SSA1-2021 (Tabla 2).

Tabla 2. Resultados de elementos traza de las muestras de agua subterránea durante la temporada de lluvias y secas en los años 2022 y 2023

Elemento	Al	As	Ba	Cd	Cu	Cr	Fe	Mn	Hg	Ni	Pb	Se
L.Q.	0.050	0.020	0.010	0.005	0.050	0.010	0.200	0.010	0.006	0.020	0.010	0.020
L.M.P.	0.20	0.025	1.3	0.005	2.00	0.05	0.30	0.15	0.006	0.07	0.01	0.04
Secas 2022 (51 muestras)												
n	12	0	39	0	2	0	1	4	0	0	0	0
Máximo	0.198	<L.Q.	0.375	<L.Q.	0.501	<L.Q.	0.309	0.247	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Mínimo	0.051	<L.Q.	0.012	<L.Q.	0.746	<L.Q.	0.309	0.124	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Media	0.1102	NA	0.0554	NA	0.6235	NA	0.309	0.1818	NA	NA	NA	NA
Desv. Est	0.0503	NA	0.0644	<L.Q.	0.1732	NA	NA	0.0527	NA	NA	NA	NA
Lluvias 2022 (51 muestras)												
n	0	0	12	0	0	0	6	4	0	0	0	0
Máximo	<L.Q.	<L.Q.	0.32	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	0.2913	0.25	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Mínimo	<L.Q.	<L.Q.	0.08	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	0.154	0.04	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Media	NA	NA	0.1308	NA	NA	NA	0.2258	0.1275	NA	NA	NA	NA
Desv. Est	NA	NA	0.0671	NA	NA	NA	0.0524	0.0884	NA	NA	NA	NA
Secas 2023 (51 muestras)												
n	1	2	29	0	1	0	3	11	0	0	0	0
Máximo	0.054	0.022	0.439	<L.Q.	0.065	<L.Q.	0.378	0.258	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Mínimo	0.054	0.021	0.015	<L.Q.	0.065	<L.Q.	0.227	0.011	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Media	0.54	0.021	0.0832	NA	0.065	NA	0.285	0.0768	NA	NA	NA	NA

Desv. Est	NA	0.0007	0.0805	NA	NA	NA	0.081	0.080	NA	NA	NA	NA
Lluvias 2023 (51 muestras)												
n	9	0	19	0	1	0	11	10	0	0	0	0
Maximo	0.085	<L.Q.	0.239	<L.Q.	0.95	<L.Q.	0.468	0.183	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Mínimo	0.031	<L.Q.	0.057	<L.Q.	0.95	<L.Q.	0.025	0.02	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.	<L.Q.
Media	0.052	NA	0.106	NA	NA	NA	0.199	0.083	NA	NA	NA	NA
Desv. Est	0.018	NA	0.049	NA	NA	NA	0.147	0.057	NA	NA	NA	NA
n; número de muestras por encima del límite de cuantificación												
NA; No aplica, QL; límite de cuantificación												

El bario (Ba) fue detectado por encima del L.Q. en todas las campañas, con frecuencias que variaron entre 12 y 39 muestras con presencia de bario por campaña, en cada campaña se recolectaron 51 muestras de agua. Las concentraciones oscilaron entre 0.012 y 0.439 mg/L, con medias que se mantuvieron por debajo de 0.14 mg/L en todos los periodos de muestreo. En ningún caso se superó el L.M.P. de 1.3 mg/L, por lo que no representa un riesgo sanitario aparente conforme a la normativa vigente.

La figura 2 muestra la distribución espacial de bario (Ba) en el agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo durante cuatro campañas de muestreo estacionales. Se observa una persistente concentración elevada de Ba en dos zonas principales: el sector central y el extremo norte de la cuenca en el municipio de Santa Ana Maya. Además, en el sector oeste de la cuenca se identifica una zona con altas concentraciones de Ba, el particular los pozos P-36 y P-30 influenciados por actividad hidrotermal, la cual podría estar relacionada con manifestaciones de termalismo previamente reportadas en esa región (Segovia et al., 2005).

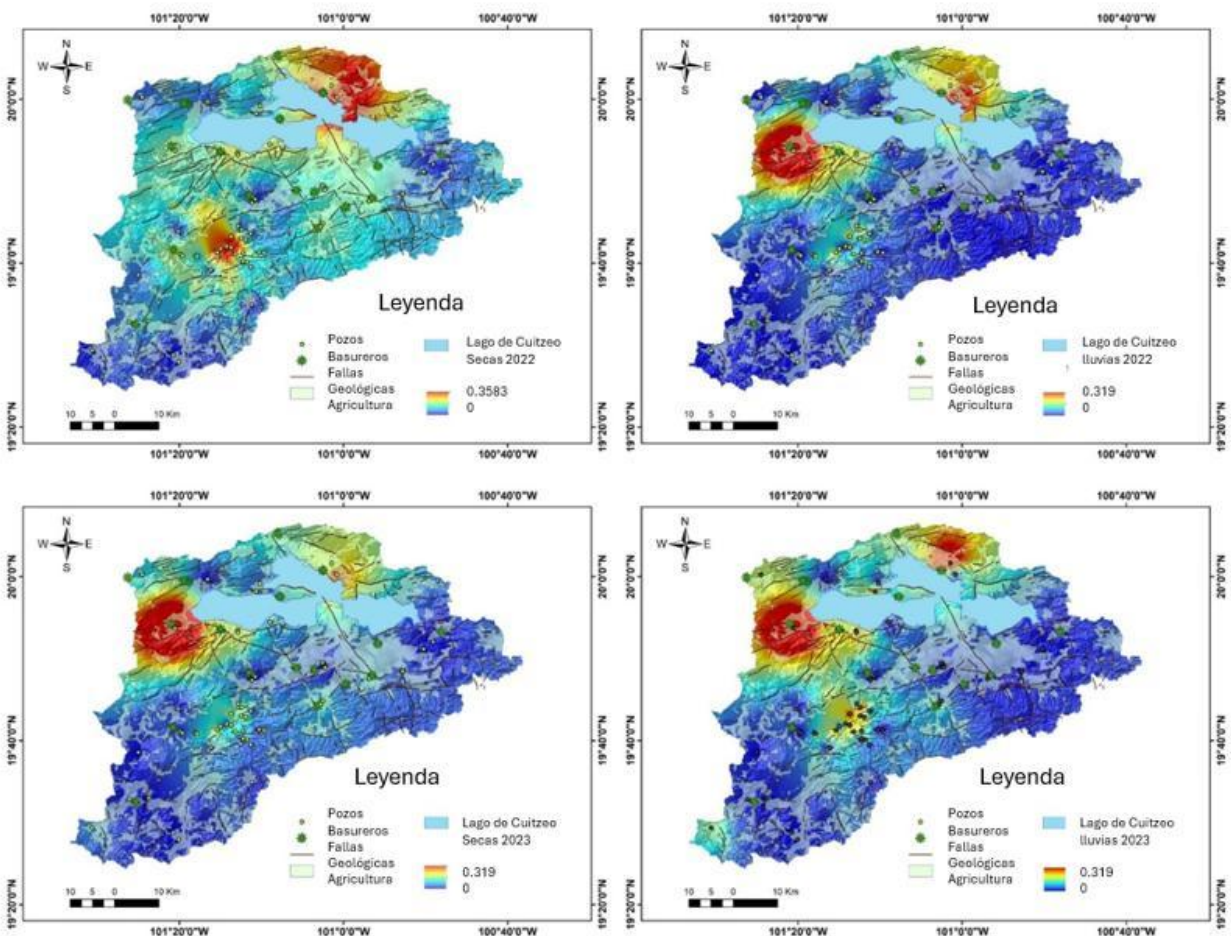


Figura 2. Distribución espacial del bario (Ba^{2+} , mg/L) en agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo durante cuatro campañas de muestreo: secas 2022, lluvias 2022, secas 2023 y lluvias 2023. Los mapas muestran concentraciones interpoladas de bario (únicamente para visualización), pozos y manantiales muestreados (círculos verdes), basureros (estrellas verdes), fallas geológicas (líneas negras), zonas agrícolas (sombreado verde claro) y el Lago de Cuitzeo (azul), localizado en el centro de la cuenca. Error cuadrático medio (RMS) de la validación cruzada: secas 2022 = 0.0655 mg/L, lluvias 2022 = 0.0652 mg/L, secas 2023 = 0.0741 mg/L, lluvias 2023 = 0.0706 mg/L.

En contraste, los metales hierro (Fe) y manganeso (Mn) sí superaron sus respectivos límites normativos en varias campañas de muestreo. El hierro alcanzó concentraciones de hasta 0.468 mg/L, superando el L.M.P. de 0.3 mg/L; mientras que el manganeso superó su límite de 0.15 mg/L en distintas campañas, con un valor máximo de 0.258 mg/L. Estos resultados indican una posible influencia de condiciones redox reductoras o de liberación litogénica asociada a materiales volcánicos, y sugieren que estos elementos deben ser vigilados de forma prioritaria en futuras evaluaciones de calidad del agua en la cuenca.

4.2 Estacionalidad del bario

El análisis reveló diferencias estadísticamente significativas entre las campañas de muestreo, de acuerdo con la prueba de Friedman ($\chi^2 = 13.14$, $p = 0.0043$). Las comparaciones post-hoc mediante la prueba de Wilcoxon pareado con corrección de Bonferroni indicaron que la principal diferencia se presenta entre las campañas de Lluvias 2022 y Secas 2023 (p corregido = 0.00094), lo que sugiere una disminución significativa del bario entre estas dos campañas consecutivas. Si bien esta comparación no representa un contraste estacional estricto dentro de un mismo año, los resultados apuntan a una variación temporal relevante posiblemente asociada al efecto de la recarga y las condiciones hidroquímicas posteriores. Las demás comparaciones no resultaron estadísticamente significativas.

Por otro lado, al comparar los valores promedio por sitio entre los años 2022 y 2023, no se observaron diferencias significativas ($p = 0.268$), lo cual indica que, en términos generales, las concentraciones anuales de bario se mantuvieron relativamente estables, a pesar de las fluctuaciones detectadas entre campañas. Estos resultados confirman una variación estacional significativa del bario, especialmente entre Lluvias 2022 y Secas 2023. No obstante, la estabilidad entre los promedios anuales sugiere que los controles interanuales se han mantenido constantes

4.3 Índices de saturación de barita y witherita

Se evaluaron los índices de saturación de barita (BaSO_4) y witherita (BaCO_3) a lo largo de cuatro campañas de muestreo realizadas entre 2022 y 2023. Los valores obtenidos oscilaron entre -4 y $+0.53$, aunque la mayoría de las muestras se ubicaron en el rango de subsaturación a ligera supersaturación (Figura 3). En general, la barita presentó índices de saturación más positivos que la witherita, y en algunos casos alcanzó condiciones cercanas o superiores al umbral de supersaturación ($+0.5$). Por su parte, la witherita mostró una tendencia más uniforme hacia valores negativos, lo que refleja condiciones predominantemente subsaturadas en la mayoría de las muestras analizadas.

Estas diferencias en los índices de saturación indican que, desde el punto de vista termodinámico, la barita tiene una mayor probabilidad de precipitar que la witherita bajo las condiciones geoquímicas del sistema. Sin embargo, en términos generales, ambas fases minerales se mantienen próximas al equilibrio o en estado de disolución, lo cual sugiere que la movilidad del bario en el agua subterránea está sujeta a condiciones ligeramente variables, pero aún dentro de un régimen que favorece la permanencia del elemento en solución en la mayoría de los casos.

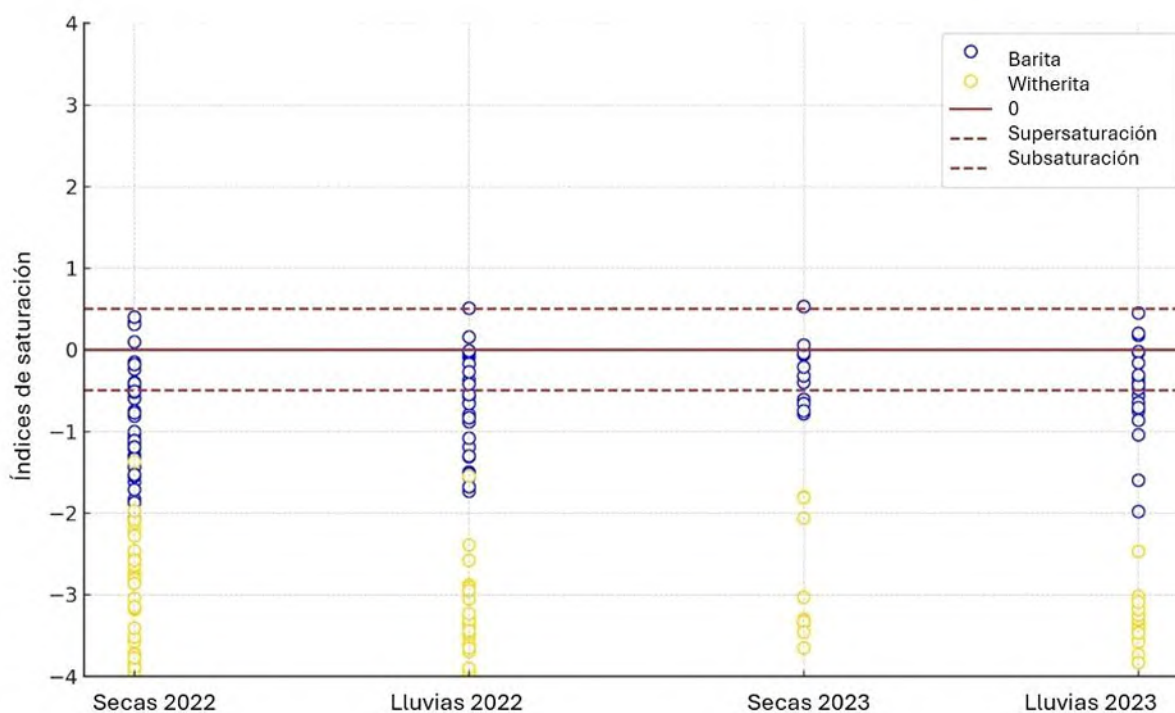


Figura 3. Valores individuales del índice de saturación (SI) para barita (azul) y witherita (amarillo)

en cuatro campañas de muestreo entre 2022 y 2023. Los puntos representan muestras individuales; los círculos están agrupados por campaña. Las líneas rojas indican los umbrales de **+0.5** (supersaturación), **0** (equilibrio) y **-0.5** (subsaturación). La barita tiende a presentar SI más elevados que la witherita, particularmente en campañas secas, mientras que la witherita permanece mayoritariamente en condiciones subsaturadas.

4.4 Relación con niveles piezométricos

La comparación entre los niveles piezométricos registrados en 2007 y 2022 muestra un incremento en la profundidad del nivel estático en la mayoría de los pozos analizados. En particular, esta tendencia se observa en los nueve pozos muestreados geoquímicamente en el presente estudio (Figura 4a), cuyos datos piezométricos se obtuvieron de las bases públicas de CONAGUA (2025). En estos pozos, la profundidad promedio del nivel estático aumentó de 56.37 m en 2007 a 81.41 m en 2022, lo que representa descenso freático de 25.04 m.

Esta tendencia también se refleja a escala regional, con base en el análisis de 52 pozos distribuidos en el área de estudio (Figura 4b), cuyos registros piezométricos fueron obtenidos igualmente de CONAGUA (2025). En estos casos, la profundidad promedio pasó de 49.2 m en 2007 a 70.47 m en 2022, representando un descenso freático de 21.2 metros. Aunque estos pozos no fueron incluidos en el análisis geoquímico, su información piezométrica aporta evidencia adicional sobre el descenso generalizado del nivel freático en el sistema acuífero (Figura 4c).

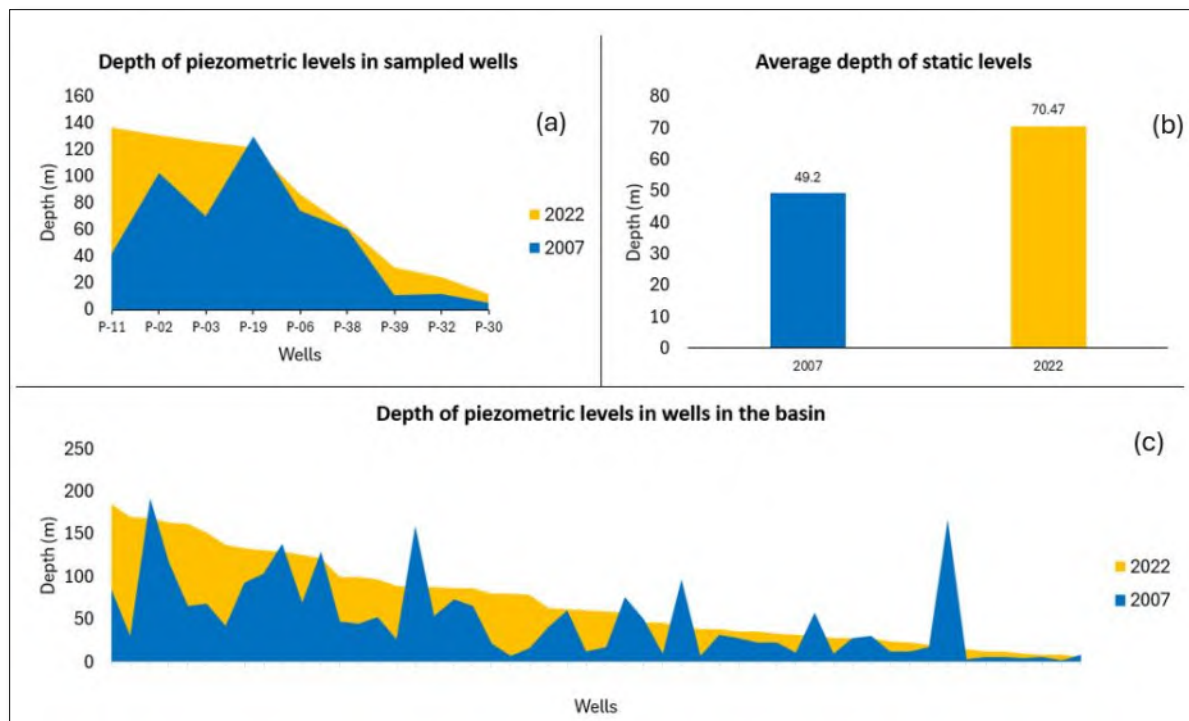


Figura 4. Profundidad de los niveles piezométricos en pozos de la cuenca del Lago de Cuitzeo durante los años 2007 y 2022; (a) comparación de los niveles estáticos en nueve pozos muestreados en este estudio, mostrando un descenso generalizado; (b) incremento en la profundidad promedio de los niveles estáticos, pasando de 49.2 m en 2007 a 70.47 m en 2022, con una tendencia lineal marcada ($R^2 = 1$) de 52 pozos de la cuenca (no muestreados en este estudio); (c) comparación visual de los niveles piezométricos de los mismos 52 pozos, donde se evidencia el abatimiento generalizado del acuífero en 2022 respecto a 2007.

4.6. Concentración de Bario (Ba) y otros elementos traza

De un total de 204 muestras de agua subterránea, el Ba fue el elemento traza más comúnmente detectado, presente en 97 muestras, seguido por manganeso (27), aluminio (22) y hierro (20). Siguen en menor cantidad el cobre con cuatro muestras y el arsénico con dos (Figura 5a). El cadmio, mercurio, níquel, plomo y selenio se encuentran por debajo del límite de cuantificación del equipo.

La comparación estacional de las concentraciones promedio muestra que el Ba presenta valores relativamente constantes, con variaciones entre campañas, mientras que el hierro y el manganeso

exhiben mayores concentraciones durante las temporadas secas. En particular, el hierro alcanzó concentraciones promedio superiores a 0.3 mg/L en algunas campañas (Figura 5b).

El análisis temporal del Ba indica una tendencia al aumento (Figura 5c), aunque moderada, con un ajuste lineal de pendiente positiva ($R^2 = 0.1595$). El diagrama de cajas por campaña de muestreo refuerza esta observación (Figura 5d), mostrando una mayor dispersión de los valores durante la temporada húmeda de 2022, donde también se registraron los valores más altos (outliers > 0.35 mg/L). Los valores atípicos de concentración de bario se identificaron en los pozos P-14, P-36 y P-30, ubicándose este último en el municipio de Chucándiro

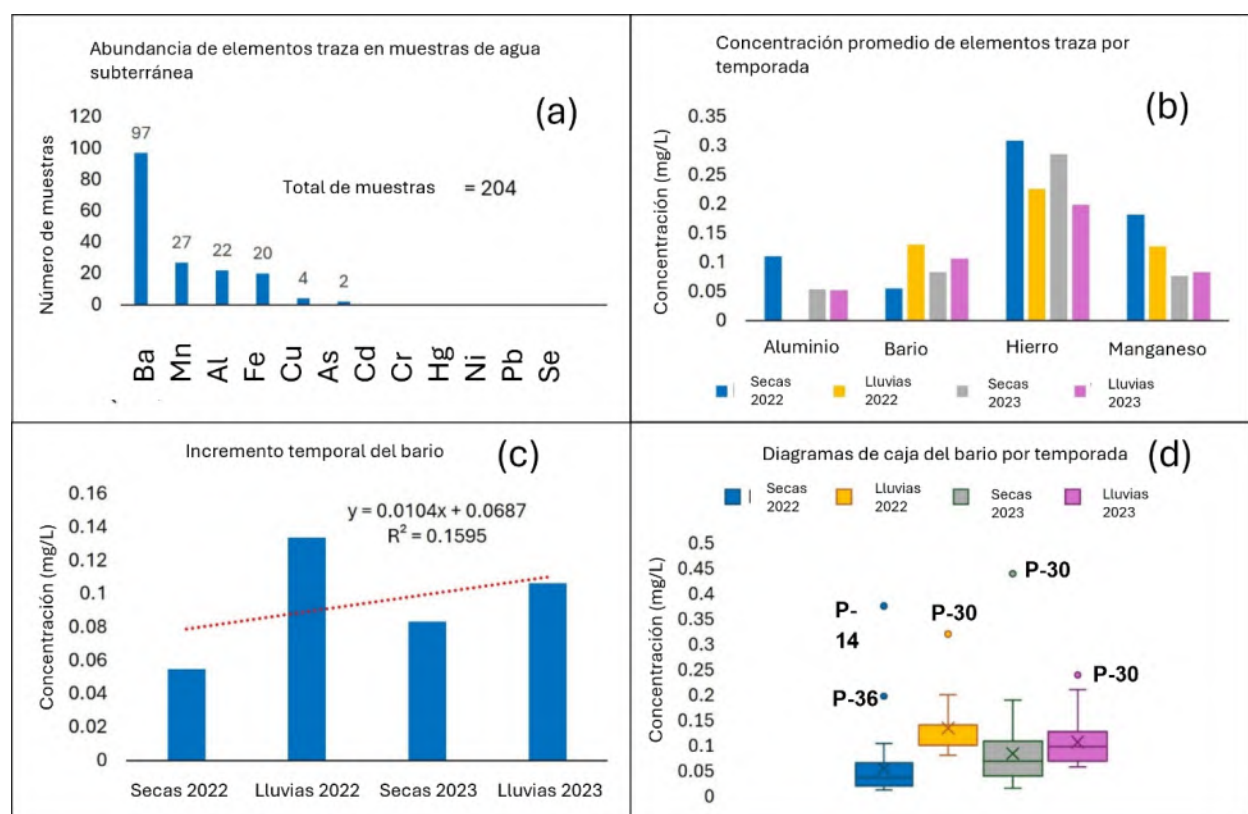


Figura 5. Distribución y comportamiento temporal de elementos traza en agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo; (a) abundancia de elementos traza en las muestras analizadas ($n = 204$), destacando la alta frecuencia de detección de bario (Ba^{2+}), manganeso (Mn), aluminio (Al) y hierro (Fe); (b) concentraciones promedio estacionales de Al, Ba^{2+} , Fe y Mn en los muestreos de 2022 y 2023, diferenciando entre temporadas secas y lluviosas; (c) tendencia temporal del bario disuelto entre 2022 y 2023, mostrando un incremento general con bajo coeficiente de determinación ($R^2 = 0.1595$); (d) diagrama de caja del bario por temporada, donde se observan

diferencias en la dispersión y valores atípicos, con mayor variabilidad durante los periodos lluviosos.

4.7 Comportamiento de Hierro y Manganeseo

Los únicos elementos que superaron los límites máximos permisibles (MPL) establecidos por la NOM-127-SSA1-2021 fueron el hierro (Fe) y el manganeso (Mn). El manganeso fue el elemento que con mayor frecuencia excedió el MPL, con ocho muestras fuera de norma, seguido del hierro con cinco casos (Figura 6a). El pozo P-36, ubicado al norte de la cuenca (Santa Ana Maya), fue el sitio que presentó más excedencias, con concentraciones de manganeso superiores al MPL en las cuatro campañas de muestreo, y una ocasión en el caso del hierro (Figura 6b).

Por su parte, el pozo P-30, situado al noroeste de la cuenca (Chucándiro), rebasó el límite de hierro en dos campañas, mientras que el pozo P-35, también en el norte de la cuenca (Santa Ana Maya), lo hizo en dos ocasiones para el manganeso. Además, se identificaron otros cuatro pozos en los que se superó el MPL de Fe o Mn en una sola campaña.

Con el fin de analizar el comportamiento estacional de Fe y Mn, se elaboraron gráficos de barras para las temporadas de lluvias y secas de los años 2022 y 2023. Durante la temporada seca de 2022 (Figura 6c), el hierro superó el MPL en el manantial M-07, ubicado en el centro de la cuenca (Morelia), mientras que el manganeso excedió el límite en los pozos P-15 (Morelia) y P-36 (Santa Ana Maya). En la temporada de lluvias del mismo año (Figura 6d), el pozo P-36 registró una concentración de manganeso de 0.25 mg/L, nuevamente por encima del límite normativo.

En la temporada seca de 2023 (Figura 6e), el hierro superó el MPL en el pozo P-30 (0.37 mg/L), mientras que el manganeso lo hizo en los pozos P-35 y P-36 (ambos en Santa Ana Maya), así como en el pozo P-44 (Morelia). Finalmente, durante la temporada de lluvias de 2023 (Figura 6f), tanto el hierro como el manganeso excedieron sus respectivos MPL en varios sitios. Destacaron concentraciones de hierro superiores a 0.3 mg/L en los pozos P-18 (centro), P-30 (noroeste) y P-36 (norte), así como valores elevados de manganeso en los pozos P-35 y P-36 (norte de la cuenca).

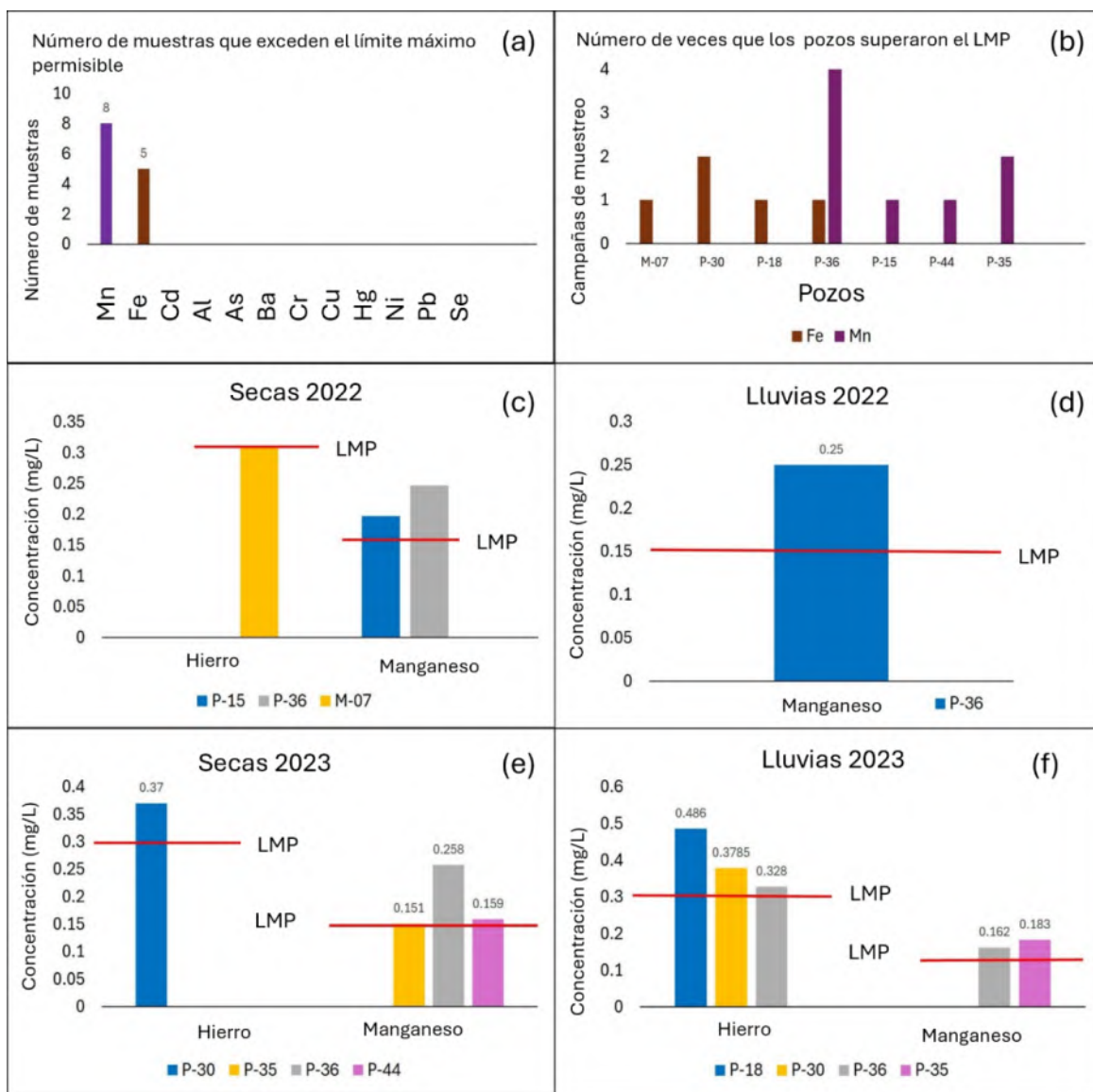


Figura 6. Excedencia de los límites permisibles de hierro (Fe) y manganeso (Mn) en agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo, conforme a la NOM-127-SSA1-2021; (a) número de muestras que superaron los límites máximos permisibles (LMP) de Fe (0.30 mg/L) y Mn (0.15 mg/L), con base en un total de 204 muestras; (b) frecuencia con la que ciertos pozos superaron los LMP a lo largo de las cuatro campañas de muestreo; (c) concentraciones de Fe y Mn en pozos seleccionados durante la temporada seca de 2022, en comparación con los LMP; (d) excedencia del Mn en el pozo P-36 durante la temporada lluviosa de 2022; (e) pozos con concentraciones superiores al LMP de Fe y Mn en la temporada seca de 2023; (f) concentraciones elevadas de Fe y Mn registradas durante la temporada lluviosa de 2023, donde algunos pozos presentaron valores considerablemente mayores al LMP.

5. DISCUSIÓN

5.1 Fuentes geológicas del Bario en el sistema acuífero

La presencia de bario disuelto en la cuenca del Lago de Cuitzeo fue sistemática en todas las campañas. En general, el bario se encuentra en concentraciones inferiores a 1 mg/L en aguas subterráneas. En este estudio, se registraron concentraciones entre 0.012 y 0.439 mg/L, valores que se encuentran por debajo del límite de concentración segura para la salud (0.7 mg/L, WHO, 2011) y del límite máximo permisible establecido por la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-2021 (1.3 mg/L). Por lo tanto, la concentración de bario en la cuenca no representa un riesgo para la salud humana.

Las bajas concentraciones de bario observadas en el sistema acuífero sugieren un origen geogénico, como ocurre en otros sitios volcánicos de México (Morales-Arredondo et al., 2022), aunque en algunos contextos similares se han reportado concentraciones naturales de hasta 6.37 mg/L (Marandi et al., 2004). Las fuentes geológicas del bario pueden tener origen tanto volcánico como sedimentario (WHO, 2011).

El origen volcánico del bario en la cuenca se relaciona con la intensa actividad magmática de la región, que incluye más de 50 chimeneas volcánicas documentadas (Gómez-Vasconcelos et al., 2021). En ambientes volcánicos, el Ba suele concentrarse como resultado de procesos de diferenciación magmática, particularmente en productos ricos en álcalis (Taylor & McLennan, 1985). En la cuenca del Lago de Cuitzeo, se han reportado concentraciones de hasta 600.46 ppm en xenolitos graníticos (Hernández-Bernal et al., 2021), así como una abundante presencia de feldespatos plagioclasas y otros minerales silicatados portadores de bario (Kravchenko et al., 2014), ampliamente identificados en la región (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

Por otro lado, el bario también puede tener un origen sedimentario, asociado a la secuencia fluvio-lacustre de la cuenca, compuesta por niveles de diatomitas, polen, arcillas, limos arenosos, cenizas volcánicas intercaladas y yesos (Israde-Alcántara et al., 2010). Entre los minerales de esta secuencia que pueden contener o liberar Ba se encuentran la barita, la witherita, los carbonatos, los minerales de arcilla, los oxi(hidróxidos) de hierro (Kravchenko et al., 2014) y los óxidos de manganeso (Matthew et al., 2004).

Aunque la barita y la witherita no han sido identificadas directamente en la cuenca, su presencia potencial ha sido sugerida mediante modelado geoquímico (Segovia et al., 2010). Asimismo, los minerales de arcilla presentes en la secuencia fluviolacustre tienen una fuerte capacidad de adsorción de bario (Lagas et al., 1984; Marandi et al., 2004), lo cual podría contribuir a su retención y posterior liberación mediante procesos de intercambio iónico (Charette & Sholkovitz, 2006).

5.2 Influencia de la precipitación interanual en la concentración de bario

El análisis reveló diferencias estadísticamente significativas entre las campañas de muestreo, de acuerdo con la prueba de Friedman ($\chi^2 = 13.14$, $p = 0.0043$). Las comparaciones post-hoc mediante la prueba de Wilcoxon pareado con corrección de Bonferroni indicaron que la principal diferencia se presenta entre las campañas de Lluvias 2022 y Secas 2023 (p corregido = 0.00094), con concentraciones de bario significativamente más altas durante Lluvias 2022. Esta disminución coincide con una reducción importante en la precipitación anual: según los registros del SMN (2025), en 2022 se registraron 796.73 mm de lluvia, mientras que en 2023 la precipitación fue de solo 547.9 mm, lo que representa un déficit de 245.8 mm.

La menor recarga al acuífero durante 2023 redujo la dilución de solutos, lo que se reflejó en un incremento general de la conductividad eléctrica (Gomez-Sandoval et al., en prensa). Sin embargo, el descenso del bario en este contexto sugiere la posible influencia de otros procesos, como la mezcla con aguas recientes o cambios en el régimen de flujo inducidos por la recarga previa. Si bien esta comparación no representa un contraste estacional estricto dentro de un mismo año, apunta a una variación temporal relevante entre campañas consecutivas.

Las demás comparaciones no resultaron estadísticamente significativas. Por otro lado, al comparar los valores promedio por sitio entre los años 2022 y 2023, no se observaron diferencias significativas ($p = 0.268$), lo cual indica que, en términos generales, las concentraciones anuales de bario se mantuvieron relativamente estables, a pesar de las fluctuaciones detectadas entre campañas.

5.3 Comportamiento hidrogeoquímico del bario y su relación con la composición iónica

La barita (BaSO_4) y la witherita (BaCO_3) son los minerales más comunes y geoquímicamente activos en el control de la concentración de bario en medios acuosos (Tavares et al., 2015). En muchos sistemas, la disolución o precipitación de estos minerales determina la movilidad del bario

(Mokrik et al., 2009). En el área de estudio, sin embargo, la mayoría de las muestras analizadas presentó condiciones de subsaturación o, en algunos casos, de equilibrio con respecto a la barita y la witherita (Figura 2), lo que indica que estas fases minerales no están en proceso de precipitación activa, aunque podrían estar parcialmente en disolución o en equilibrio dinámico con el agua subterránea.

En particular, los índices de saturación muestran que la barita se encuentra más cercana a la supersaturación que la witherita, lo que sugiere una mayor estabilidad relativa de esta fase. Estas condiciones permiten su persistencia o disolución leve, respaldando su contribución parcial a la concentración de Ba^{2+} en el acuífero. La witherita, por otro lado, se encuentra predominantemente en subsaturación, lo que descarta su precipitación activa y sugiere una disolución localizada en ciertos entornos.

No obstante, los resultados también muestran que la barita y la witherita no regulan de manera sistemática la concentración de bario disuelto en el sistema, como se refleja en sus índices de saturación consistentemente negativos, tanto en esta cuenca como en otros sistemas geológicos similares (Tavares et al., 2015). Por tanto, una parte importante del bario disuelto parece provenir de la liberación desde minerales silicatados con trazas de Ba, como los feldespatos y las micas (Kravchenko et al., 2014), los cuales son comunes en esta región volcánica (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2021; Hernández-Bernal et al., 2021). Estos minerales, ricos en potasio, sodio y calcio, pueden liberar bario al medio acuoso por procesos de lixiviación de rocas alteradas por hidrotermalismo que es consistente con las manifestaciones hidrotermales presentes en el centro y norte de la cuenca y en el lago y que se asocian al sistema NE-SO en los tres pozos donde se encontraron las mayores concentraciones de bario. Cabe señalar que concentraciones altas de bario se han encontrado en ambientes epitermales en la región de Yellowstone (Zimmerman & Larson, 2024). Por lo que la contribución de la actividad geotérmica en el subsuelo es un factor importante. Por otro lado, la presencia de trazas de bario en los minerales silicatados como los feldespatos son otra fuente de enriquecimiento (Kravchenko et al., 2014; Tavares et al., 2015).

5.4 Influencia del descenso piezométrico en la movilidad del bario

El análisis de los niveles piezométricos entre 2007 y 2022 revela un descenso progresivo en los pozos muestreados, con un incremento promedio de 21.2 m en la profundidad del nivel estático (CONAGUA, 2007; 2025). Este abatimiento sostenido del nivel freático puede inducir

modificaciones geoquímicas en el subsuelo, particularmente en los perfiles redox, lo cual favorece la movilización de elementos traza como el bario (Ba^{2+}) (Marandi et al., 2004; Kravchenko et al., 2014; Rinklebe et al., 2016; Morales-Arredondo et al., 2022).

Uno de los principales mecanismos implicados es la oxigenación de zonas que anteriormente permanecían saturadas. Esta entrada de oxígeno genera condiciones más oxidantes, que a su vez promueven la disolución de minerales portadores de bario, tales como feldespatos, arcillas, óxidos de Fe y Mn, e incluso barita en equilibrio local (Rinklebe et al., 2016). Bajo estas condiciones, se inhibe la formación de compuestos insolubles como la barita (BaSO_4), lo que permite que el bario se mantenga en solución. En contraste, en ambientes reductores, el bario tiende a inmovilizarse mediante precipitación como sulfuro o coprecipitación con otras fases metálicas (Rinklebe et al., 2015).

Estudios previos han documentado que, en acuíferos volcánicos sobreexplotados, la concentración de bario puede aumentar como resultado tanto de procesos naturales como de transformaciones inducidas por el descenso del nivel piezométrico (Morales-Arredondo et al., 2022). Se ha propuesto que este abatimiento puede intensificar mecanismos como la alteración mineral, el intercambio iónico y las reacciones redox, especialmente bajo condiciones de mayor salinidad, temperatura y fuerza iónica, lo cual favorece la liberación de elementos traza como el bario (Rinklebe et al., 2015; Tavares et al., 2015).

Parte del bario disuelto en el área de estudio proviene de la alteración de plagioclasas cálcicas y feldespatos potásicos presentes en las rocas volcánicas de la cuenca (Marandi et al., 2014; Morales-Arredondo et al., 2022). Estos minerales, al incorporar bario en su estructura cristalina, pueden liberarlo progresivamente mediante procesos de intemperización, los cuales se ven acelerados por el abatimiento del nivel freático.

Si bien en este estudio no se dispone de datos de concentración de bario correspondientes específicamente a los años 2007 ni 2022, el descenso piezométrico documentado sugiere alteraciones en las condiciones fisicoquímicas del subsuelo, en particular en los perfiles redox. Estos cambios pueden favorecer la movilidad del bario al incrementar su disponibilidad en solución mediante procesos como la disolución de minerales portadores, la desorción desde superficies minerales o la liberación desde fases reducidas. Por tanto, aunque no es posible establecer una relación directa entre el abatimiento del nivel freático y un incremento de la

concentración de bario, la evolución del sistema acuífero apunta hacia un entorno cada vez más propicio para la liberación de este elemento en condiciones actuales.

5.5 Procesos y fuentes asociados a concentraciones elevadas de Fe y Mn en el agua subterránea

Aunque el bario fue el elemento traza detectado con mayor frecuencia en este estudio, también se identificaron concentraciones elevadas de hierro (Fe) y manganeso (Mn), las cuales superaron sus respectivos límites máximos permisibles establecidos en la normatividad mexicana en un número reducido pero significativo de muestras.

Las concentraciones de manganeso (Mn) y hierro (Fe) que exceden el límite máximo permisible establecido por la NOM-127-SSA1-2021 (0.15 mg/L para Mn y 0.3 mg/L para Fe) pueden atribuirse principalmente a procesos geoquímicos de origen natural, favorecidos por las condiciones hidrogeológicas y redox locales (Saby et al., 2016). Estos elementos ya han sido reportados por encima de los valores normativos en estudios previos realizados al sur de la zona de estudio (Organista-Mota, 2017).

La presencia de formaciones volcánicas ricas en minerales ferromagnesianos y óxidos de Fe y Mn constituye una fuente importante de estos elementos (Levy & Fram, 2021). Entre los minerales que contienen manganeso como parte de su estructura química se incluyen pirolusita, rodocrosita, braunita, hausmannita y manganita, entre otros. Entre los minerales que contienen hierro se encuentran hematita, magnetita, goethita y pirita. Sin embargo, tanto el hierro como el manganeso pueden encontrarse incorporados en la estructura química de minerales como olivino, augita y hornblenda, los cuales han sido reportados previamente en la cuenca (Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Avellán et al., 2015).

En ambientes con bajo potencial de óxido-reducción (Eh) y condiciones reductoras, frecuentes en acuíferos confinados o con circulación lenta (Rinklebe et al., 2016), los óxidos e hidróxidos de Mn y Fe tienden a disolverse, liberando estos metales al agua subterránea. Esta liberación puede estar asociada con procesos de disolución reductora de óxidos e hidróxidos de manganeso y hierro, fenómenos que también han sido vinculados con la movilización de bario disuelto en otros sistemas acuíferos (Charette et al., 2005).

El incremento en las concentraciones de Fe y Mn podría deberse a un mayor tiempo de residencia del agua subterránea en el subsuelo, lo que permite una interacción más prolongada con los materiales geológicos y favorece transformaciones geoquímicas reductoras (Saby et al., 2016), como ocurre en flujos intermedios o de circulación profunda, que suelen estar más mineralizados (Tóth, 1999).

Si continúa el descenso piezométrico en el acuífero, es previsible que estos procesos se intensifiquen, modificando las condiciones redox y facilitando la liberación de otros elementos traza como arsénico (As), boro (B), cadmio (Cd), cobre (Cu), plomo (Pb), rubidio (Rb) y estroncio (Sr) (Rinklebe et al., 2016; Morales-Arredondo et al., 2022). La sobreexplotación del acuífero y el consecuente descenso de niveles piezométricos pueden alterar los gradientes de flujo, favoreciendo la incorporación de aguas más antiguas y con mayor tiempo de interacción agua-roca, lo que incrementa la carga disuelta de estos elementos.

Aunque el aporte de origen antrópico parece menos determinante debido al predominio del origen geogénico del Fe y Mn, no deben descartarse contribuciones derivadas de actividades agrícolas, descargas domésticas y sitios de disposición final de residuos sólidos. De estos últimos, se tiene registro de 18 ubicaciones establecidas en zonas de alta porosidad y fracturadas (Israde-Alcántara et al., 2009), las cuales podrían favorecer la liberación secundaria de Fe y Mn por lixiviación o por cambios en las condiciones geoquímicas inducidas en el subsuelo (Rinklebe et al., 2016).

Este conjunto de factores podría explicar la presencia de concentraciones que rebasan los valores normativos, implicando riesgos potenciales para la potabilidad y la calidad ambiental del recurso. En este contexto, resulta necesario implementar un monitoreo integral y periódico de elementos traza, especialmente en los sitios donde Fe y Mn ya han superado los límites normativos en al menos una campaña de muestreo. La presencia simultánea de múltiples elementos con potencial tóxico podría coincidir espacialmente y representar un riesgo sanitario relevante en zonas vulnerables.

6. CONCLUSIONES

El presente estudio documenta, por primera vez de manera detallada, la distribución espacial, comportamiento estacional y posibles fuentes del bario (Ba) en el agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo, así como la presencia y riesgo potencial de otros elementos traza como el hierro (Fe) y el manganeso (Mn).

Las concentraciones de bario se mantuvieron por debajo del límite máximo permisible establecido por la NOM-127-SSA1-2021 (1.3 mg/L), lo cual indica que no representa un riesgo sanitario conforme a la normativa vigente. No obstante, su presencia sistemática en todas las campañas y su concentración moderadamente elevada en regiones específicas, especialmente al norte y centro de la cuenca, sugieren un origen geogénico relacionado con la disolución de minerales volcánicos (feldespatos) y, en menor medida, con la interacción con materiales sedimentarios. Al oeste y al norte de la cuenca, Chucándiro y Santa Ana Maya respectivamente la actividad geotérmica puede estar contribuyendo a la rápida lixiviación de feldespatos.

El análisis geoquímico indicó que la barita y la witherita no controlan de manera sistemática la concentración de Ba^{2+} en el sistema acuífero, pues la mayoría de las muestras se encontraron en condiciones de subsaturación. La concentración de bario, puede provenir de una liberación asociada a la alteración de minerales silicatados y a un mayor tiempo de residencia del agua en el subsuelo.

Por otra parte, se identificó una relación entre el descenso piezométrico sostenido y el incremento en la movilidad del bario, posiblemente inducida por procesos geoquímicos secundarios como la oxidación de sedimentos, el intercambio iónico y la desorción desde arcillas y óxidos. Esta condición es relevante en regiones con fuerte presión antropogénica sobre el acuífero y posiciona al bario como un potencial indicador temprano de deterioro hidrogeoquímico en sistemas sobreexplotados.

Finalmente, se detectaron excedencias en los límites normativos de Fe y Mn en varias muestras, con mayor frecuencia durante las campañas secas. Estos elementos podrían tener implicaciones sanitarias si su presencia persiste, por lo que se recomienda implementar un monitoreo continuo y dirigido, especialmente en pozos con antecedentes de concentración elevada.

Este trabajo contribuye al entendimiento hidrogeoquímico de elementos traza en regiones volcánicas y establece una base científica sólida para orientar estrategias de monitoreo, protección del recurso y gestión sostenible del acuífero en la cuenca del Lago de Cuitzeo. Los hallazgos presentados pueden ser de utilidad para futuras evaluaciones de riesgo y para el diseño de políticas públicas enfocadas en la seguridad hídrica regional.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Abanyie, S. K., Apea, O. B., Abagale, S. A., Anuah, E. E., & Sunkari, E. D. (2023). Sources and factors influencing groundwater quality and associated health implications: A review. *Emerging Contaminants*, 9(2), 100207. DOI: 10.1016/j.emcon.2023.100207
- Adams, M. S., McKnight, K. S., Spadaro, D. M., Binet, M. T., Hose, G. C., Fenton, S., & Simpson, S. L. (2024). Dissolved Barium Causes Toxicity to Groundwater Cyclopoida. *Environmental Toxicology and Chemistry*, 43(12), 2501-2514. DOI: 10.100.100/637044?index=1
- Avellán, D. R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., & Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102554. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102554
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Nature Scientific Data*, 5:180214. DOI: 10.1038/sdata.2018.214
- Charette, M. A., & Sholkovitz, E. R. (2006). Trace element cycling in a subterranean estuary: Part 2. Geochemistry of the pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 811-826.
- Charette, M. A., Sholkovitz, E. R., & Hansel, C. M. (2005). Trace element cycling in a subterranean estuary: Part 1. Geochemistry of the permeable sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(8), 2095–2109. DOI: 10.1016/j.gca.2004.10.024
- CONAGUA. (2007). Actualización hidrogeológica de los acuíferos: Maravatio-Contepec-Epitacio Huerta, Zacapu, Morelia-Queréndaro y Pastor Ortiz, en el Estado de Michoacán de Ocampo. México. *Comisión Nacional del Agua*.
- CONAGUA. (2024a). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán. Obtenido de https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/michoacan/DR_1602.pdf

- CONAGUA. (25 de 07 de 2024b). *Sistema Nacional de Información del Agua SINA 3.0*.
Obtenido de Precipitación:
<https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=precipitacion>
- CONAGUA. (15 de 01 de 2025). *Gerencia de aguas subterráneas - Consulta de mediciones piezométricas*. Obtenido de <https://sigagis.conagua.gob.mx/rp20/>
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.
<https://rmcg.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1357/1169>.
- Embaby, A., & Redwan, M. (2019). Sources and behavior of trace elements in groundwater in the South Eastern Desert, Egypt. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191, 686. DOI: 10.1007/s10661-019-7868-3
- Erebho, U. I. (2022). Relationship between electrical conductivity and some mineral composition of Benue River. *Pakistan Journal of Scientific and Industrial Research*, 65A(2), 104-111.
- Figueroa-Miranda, S., Hernández-Madrigal, V. M., Tuxpan-Vargas, J., & Villaseñor-Reyes, C. I. (2020). Evolution assessment of structurally-controlled differential subsidence using SBAS and PS interferometry in an emblematic case in Central Mexico. *Engineering Geology*, 279, 105860. DOI: 10.1016/j.enggeo.2020.105860
- Garduño-Monroy V. H. Pérez-Lopez, I. Israde-Alcántara, M. A. Rodríguez-Pascua, E. Szykkanuk, V. M. Hernández-Madrigal, P. Corona-Chávez, Mostroumov, V. H. Medina-Vega, G. García-Estrada, O. Carranza, E. Lopez-Granados and J. C. Mora Chaparro (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofis. Intl.* 48(3), 319-335.
- Garduño-Monroy, V. H., & Israde-Alcántara, I. (2010). Características físicas: Geología. En S. Cram, L. Galicia, I. Israde-Alcántara, & (compiladores), *Atlas de la cuenca del Lago de Cuitzeo: Analisis de su geografía y entorno sociocambiental* (págs. 26-31). Universidad Nacional Autónoma de México; Instituto de Geografía; Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

- Garduño-Monroy, V. H., Giordano, N., Olivera, J. A., Madrigal, V. M., Nateras, A. S., & Salmerón, J. E. (2014). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio. En A. Vieyra, & A. Larrazábal, *Urbanización, Sociedad y Ambiente. Experiencias en ciudades medias* (págs. 193-218).
- Gómez-Sandoval, L., Villanueva-Estrada, R. E., Israde-Alcántara, I., Hernández-Guzmán, R., Ávila-Olivera, J. A., Bombela, N. E., & Correa, M. d. (En prensa). Analysis of flow patterns and hydrogeochemical characteristics of groundwater in a volcanic tectonic basin. *Geofísica Internacional*.
- Gómez-Vasconcelos, M., Avellán, D., Soria-Caballero, D., Macías, J., Velázquez-Bucio, M., Jiménez-Haro, A., . . . Cardona-Melchor, S. (2021). Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103196. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103196
- Gómez-Vasconcelos, M., Garduño-Monroy, V., Macías, J., Layer, P., & Bonowitz, J. (2015). The sierra de Mil Cumbres, Michoacán, Mexico: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128-147. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.05.005
- Hernández-Bernal, M. d., Corona-Chávez, P., Trujillo-Hernández, N., Macías-Romo, C., Morán-Zenteno, D. J., Jiménez-Haro, A., & Poli, S. (2021). The Cuitzeo granitic xenolith: evidence of an Early Miocene magma plumbing system in central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(1), 29-42. DOI: 10.22201/cgeo.20072902e.2021.1.1591
- Hernández-Guzman, R., Ruiz-Luna, A., & Prasad, A. (2022). Quantifying the ecosystem service value dynamics in response to land use and land cover changes in Michoacán, México. *Journal of Applied Remote Sensing*.
- INEGI. (2020). *INEGI. Censo de población y vivienda 2020*. Obtenido de <https://www.inegi.org.mx/app/cpv/2020/resultadosrapidos/default.html?texto=Morelia>

- Israde-Alcántara, I., & Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151 (209–227). DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00024-3
- Israde-Alcántara, I., Buenrostro-Delgado, O., Garduño-Monroy, V. H., Hernández-Madrigal, V. M., & Granados, E. L. (2009). Problemática geológico-ambiental de los tiraderos de la Cuenca de Cuitzeo, norte del estado de Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 203-211.
- Israde-Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., García, M. S., James, Vázquez, G. D., & Garduño-Monroy, V. H. (2010). Paleolimnological evolution of Lake Cuitzeo, Michoacan during the Pleistocene-Holocene. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 345-357.
- Kravchenko, J., Darrah, T. H., Miller, R. K., Lyerly, H. K., & Vengosh, A. (2014). A review of the health impacts of barium from natural and anthropogenic exposure. *Kravchenko, J., Darrah, T. H., Miller, R. K., Lyerly, H. K., & Vengosh, A. (2014). A review of the health impacts of barium* *Environmental Geochemistry and Health*, 36(4), 797-814. DOI: 10.1007/s10653-014-9622-7
- Lagas, P., Loch, J. P., Bom, C. M., & Gerringa, L. J. (1984). The behavior of barium in a landfill and the underlying soil. *Water, Air, and Soil Pollution*, 22, 121–129. DOI: 10.1007/BF00163093
- Levy, Z., & Fram, M. (2021). Geologic Influences on the Quality of Groundwater Used for Domestic Supply in the Northern Sierra Nevada Foothills. *U.S. Geological Survey Fact Sheet 2021-3013*, 2021-3013, 4. DOI: 10.3133/fs20213013
- Marandi, A., Karro, E., & Puura, E. (2004). Barium anomaly in the Cambrian-Vendian aquifer system in North. *Environmental Geology*, 47:132–139. DOI: 10.1007/s00254-004-1140-y
- Mazzoldi A., Garduño-Monroy V.H., Gomez-Cortez J.J., Guevara -Alday J.A. (2020) Geophysics for geothermal exploration. Directional-derivatives-based computational filters applied to geomagnetic data at lake Cuitzeo, Mexico. *Geofísica Internacional* 59(2):105-135. DOI: 10.22201/igeof.00167169p.2020.59.2.2084

- Mokrik, R., Karro, E., Savitskaja, L., & Drevaliene, G. (2009). The origin of barium in the Cambrian-Vendian aquifer system, North Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 58(3), 193-208. DOI: 10.3176/earth.2009.3.04
- Morales-Arredondo, J., Hernández, M. A., Cuellar-Ramírez, E., Morton-Bermea, O., & Ortega-Gutiérrez, J. (2022). Hydrogeochemical behavior of Ba, B, Rb, and Sr in an urban aquifer located in central Mexico and its environmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103870. DOI: 10.1016/j.jsames.2022.103870
- Olvera-García E., Garduño-Monroy V.H., Ostrooumov M. Bermejo-Santollo G., Guevara-Alday J.A., Broggi A., Iotta D. (2020). Litofacies y mineralogía de los depósitos de sinter de la zona geotérmica de San Agustín del Maíz, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 37(3):212-223. DOI: 10.22201/cgeo.20072902e.2020.3.1585
- OOAPAS. (2006). *Estudio geohidrológico de la zona sur-poniente de Morelia*. Organismo Operador de Agua Potable, Alcantarillado y Saneamiento de Morelia.
- Organista-Mota, R. (2017). *Estudio de calidad de agua subterránea y su relación con la salud pública en la región Capula-Cointzio (Tesis de maestría)*. Morelia, Michoacán: Universidad Michoacan de San Nicolas de Hidalgo.
- Ostrooumov, M., Cappelletti, P and de'Gennaro R. (2012). Mineralogical study of zeolite from New Mexican deposits (Cuítzeo area, Michoacan, Mexico). *Applied Clay Science*, 55, 27-35. DOI: 10.1016/j.clay.2011.09.011
- Pérez-Villarreal, J., Ávila-Olivera, J. A., & Israde-Alcántara, I. (2018). Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(3), 675-688. DOI: 10.18268/BSGM2018v70n3a5
- Rinklebe, J., Shaheen, S. M., & Yu, K. (2016). Release of As, Ba, Cd, Cu, Pb, and Sr under pre-definite redox conditions in different rice paddy soils originating from the U.S.A. and Asia. *Geoderma*, 270, 21-32. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.10.011

- Saby, M., Larocque, M., Pinti, D. L., Barbecot, F., Sano, Y., & Castro, M. C. (2016). Linking groundwater quality to residence times and regional geology in the St. Lawrence Lowlands, southern Quebec, Canada. *Applied Geochemistry*, 65, 1-13. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2015.10.011
- Segovia, N., Barragán, R. M., Alfaro, R., Arellano, V. M., & Mena, M. (2010). Fluid-Mineral Equilibrium of Spring Waters at Cuitzeo Basin (Mexico) Geothermal Zone. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 1-7.
- Segovia, N., Barragan, R. M., Tello, E., Alfaro, R., & Mena, M. (2005). Geochemical Characteristics and ^{222}Rn Measurements at Cuitzeo Basin (Mexico) Thermal Springs and Artesian Wells. *Proceedings World Geothermal Congress*.
- SMN (Servicio Meteorológico Nacional). (01 de 01 de 2025). *Normales climatológicas por Estado*. Obtenido de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/normales-climatologicas-por-estado?estado=mich>
- Tavares, T., Bertolo, R., Fiume, B., Crespi, A., Martins, V., & Hirata, R. (2015). Hydrochemical investigation of barium in the public water supply wells of Sao Paulo state, southern Brazil. *Environmental Earth Sciences*, 74, 6599–6612. DOI: 10.1007/s12665-015-4661-7
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Stony Brook University.
- U.S. Environmental Protection Agency. (2006). *Data Quality Assessment: Statistical Methods for Practitioners (EPA QA/G-9S). QA00 update*. Washington, DC.
- World Health Organization (WHO). (2011). *Guidelines for Drinking-water Quality (4th ed.)*. <https://apps.who.int/iris/handle/10665/44584>: WHO.
- Zimmerman J. & Larson P. 2024. Barium mobility in a geothermal environment, Yellowstone National Park. *American Mineralogist* (2024) 109 (8): 1337–1347

VI.III CAPÍTULO 3

IDENTIFICACIÓN DE ÁREAS DE RECARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO MEDIANTE ISÓTOPOS ESTABLES ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)

Resumen

El presente capítulo analiza la distribución espacial y estacional de los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo, con el objetivo de identificar las zonas de recarga y comprender el gradiente isotópico asociado a los procesos hidrológicos de la región. Se realizaron cuatro campañas de muestreo entre 2022 y 2023, abarcando temporadas de secas y lluvias. Los resultados muestran un patrón isotópico bien definido, con valores más empobrecidos en los sectores suroeste y noroeste de la cuenca, lo que indica una recarga meteórica directa en zonas de mayor altitud. Por el contrario, las regiones centro-oriental y nororiental presentan valores más enriquecidos, asociados a evaporación o a la mezcla con aguas más evolucionadas. Asimismo, se identificó una marcada variación estacional, donde las lluvias promueven un empobrecimiento isotópico generalizado, confirmando una recarga activa y reciente durante este periodo. Estos hallazgos permiten delimitar las áreas prioritarias para la conservación hídrica, así como comprender mejor la dinámica del sistema acuífero.

Palabras clave: *Isotopía estable, oxígeno 18, deuterio, bosque de agua, infiltración.*

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de los isótopos estables en el agua, hidrógeno (^2H) y oxígeno (^{18}O), se ha convertido en una herramienta fundamental en las investigaciones hidrogeológicas y climáticas en las cuencas (Nisa et al., 2025) ya que estos permiten identificar áreas de recarga, rutas de flujo subterráneo y procesos de mezcla y evaporación. Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico que difieren en el número de neutrones, y por tanto en su número de masa, aunque conservan el mismo número atómico. Por ejemplo, el hidrógeno tiene tres formas isotópicas: protio (^1H), deuterio (^2H) y tritio (^3H), con una abundancia natural del 99.985 %, 0.015 % y $\sim 10^{-15}$ %, respectivamente (Agofoshin, 1977). En el caso del oxígeno, los isótopos estables más abundantes son el ^{16}O (99.756 %), el ^{17}O (0.037 %) y el ^{18}O (0.204 %) (Dubinchuk et al., 1989; Camacho et al., 2005), la combinación de estos genera una variabilidad isotópica global (Nisa et al., 2025).

Debido a que los isótopos estables forman parte de la molécula de H_2O y no reaccionan químicamente con los solutos disueltos, pueden ser utilizados como trazadores ideales para diferenciar masas de agua con composiciones químicas similares, pero con orígenes distintos (Kankaala et al., 2023). La relación isotópica del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y del hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) en el agua natural varía como consecuencia de procesos de fraccionamiento isotópico, es decir, cambios en la proporción de isótopos durante transiciones físicas (como la evaporación o la condensación) o químicas de un compuesto (Warken et al., 2022), los cuales son comunes en cambios estacionales (Xie et al., 2024).

Durante la evaporación del agua oceánica, principal fuente de agua meteórica, las moléculas más ligeras (^1H y ^{16}O) son preferentemente incorporadas a la fase de vapor, mientras que las más pesadas (^2H y ^{18}O) tienden a permanecer en la fase líquida (Dansgaard, 1964; Kankaala et al., 2023). Una vez en la atmósfera, diversos factores afectan la composición isotópica del vapor y, por ende, de la precipitación; entre estos factores se encuentran la temperatura, la latitud, la distancia continental, la elevación topográfica, la orografía y el efecto de pseudoaltitud (Aguilar-Ramírez et al., 2017). Por ejemplo, a medida que aumenta la altitud, disminuye la temperatura, lo cual favorece la condensación progresiva del vapor y una mayor proporción de isótopos pesados (^2H y ^{18}O) en la lluvia inicial (Warken et al., 2022). Este proceso continuo de condensación y

precipitación genera un empobrecimiento isotópico del agua meteórica, descrito como “destilación de tipo Rayleigh” (Mook, 2003).

La relación lineal entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas meteóricas fue descrita por Craig (1961) mediante la Línea Meteórica Mundial (GMWL, por sus siglas en inglés), expresada como $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$. Esta línea representa una referencia global, y las desviaciones respecto a ella permiten identificar procesos locales, como evaporación antes de la infiltración, mezclas de diferentes fuentes hídricas, o efectos regionales de temperatura y altitud (IAEA-UNESCO, 2000).

Así, el análisis isotópico complementa eficazmente los estudios geoquímicos e hidrogeológicos convencionales, ya que permite inferir no solo las condiciones actuales del agua subterránea, sino también su historia, edad y dinámica en el sistema acuífero (Weissbach et al., 2023). Su aplicación resulta especialmente valiosa en cuencas con complejidad geológica o climática (Tian et al., 2023), como es el caso de la cuenca del Lago de Cuitzeo, donde la interacción entre diferentes sistemas de flujo y fuentes de recarga requiere herramientas de alta resolución interpretativa.

En este contexto, el objetivo del presente capítulo es determinar el área de recarga del agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo, con el fin de contribuir a un manejo más eficiente y sostenible del recurso hídrico. Esta cuenca abarca el territorio de 21 municipios, entre ellos Morelia, el cual alberga una población de 849,053 habitantes (INEGI, 2024), lo que resalta la importancia de comprender con mayor detalle las dinámicas hidrológicas subterráneas que sustentan a esta región.

1.1 Área de estudio

La cuenca del Lago de Cuitzeo se localiza en el centro-occidente de México (Figura 1), abarcando una superficie aproximada de 4,025 km² (Hernández-Guzmán et al., 2021), con predominio en el estado de Michoacán y una pequeña porción en Guanajuato. Administrativamente, comprende 21 municipios, donde se concentra una población de más de un millón de habitantes (INEGI, 2024). La cuenca presenta un carácter endorreico y su centro hidrológico (área de descarga) lo constituye el propio Lago de Cuitzeo.

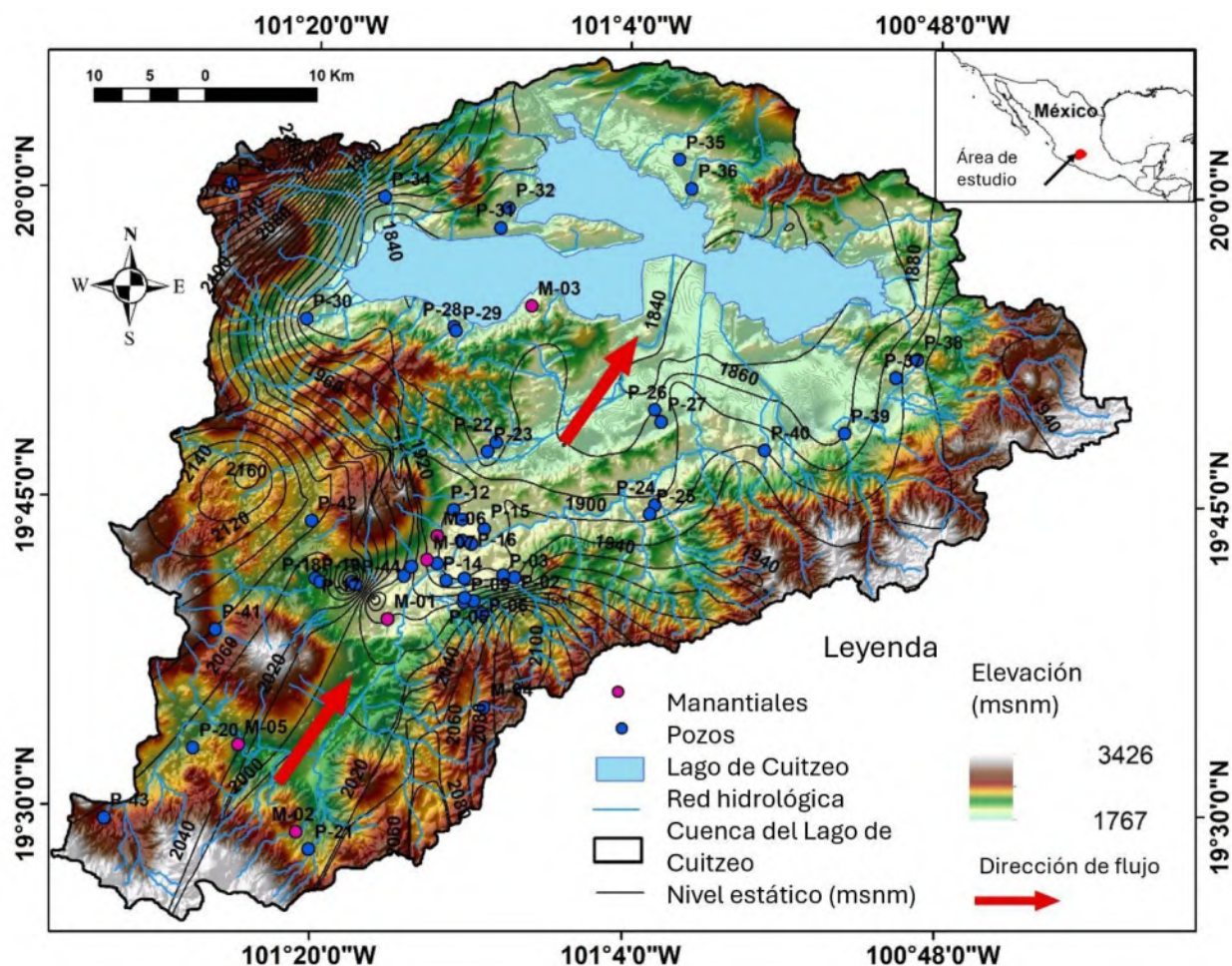


Figura 1. Área de estudio: cuenca del Lago de Cuitzeo. Los círculos azules indican la ubicación de los pozos de agua subterránea, mientras que los círculos rosas corresponden a los manantiales. Las flechas rojas muestran la dirección general del flujo subterráneo (SO–NE). Las líneas negras representan los niveles estáticos registrados, y las líneas azules corresponden a la red hidrográfica de la cuenca. La elevación en la zona varía entre 1767 y 3426 m s. n. m.

Desde el punto de vista climático, predominan dos tipos de clima según la clasificación de Köppen: Cwb (templado con inviernos secos y veranos cálidos) en la mayor parte de la cuenca, y Cwa (templado con inviernos secos y veranos calurosos) principalmente en el sector noroeste (Beck et al., 2018). La precipitación anual muestra un gradiente espacial importante: en el norte varía entre 601 y 800 mm, mientras que en el sur incrementa hasta alcanzar valores entre 801 y 1,000 mm (CONAGUA, 2024a; 2024b) (Figura 2). Estas diferencias se deben principalmente a la topografía

regional, la cual influye directamente en la formación de nubosidad, procesos de condensación y distribución del agua meteórica.

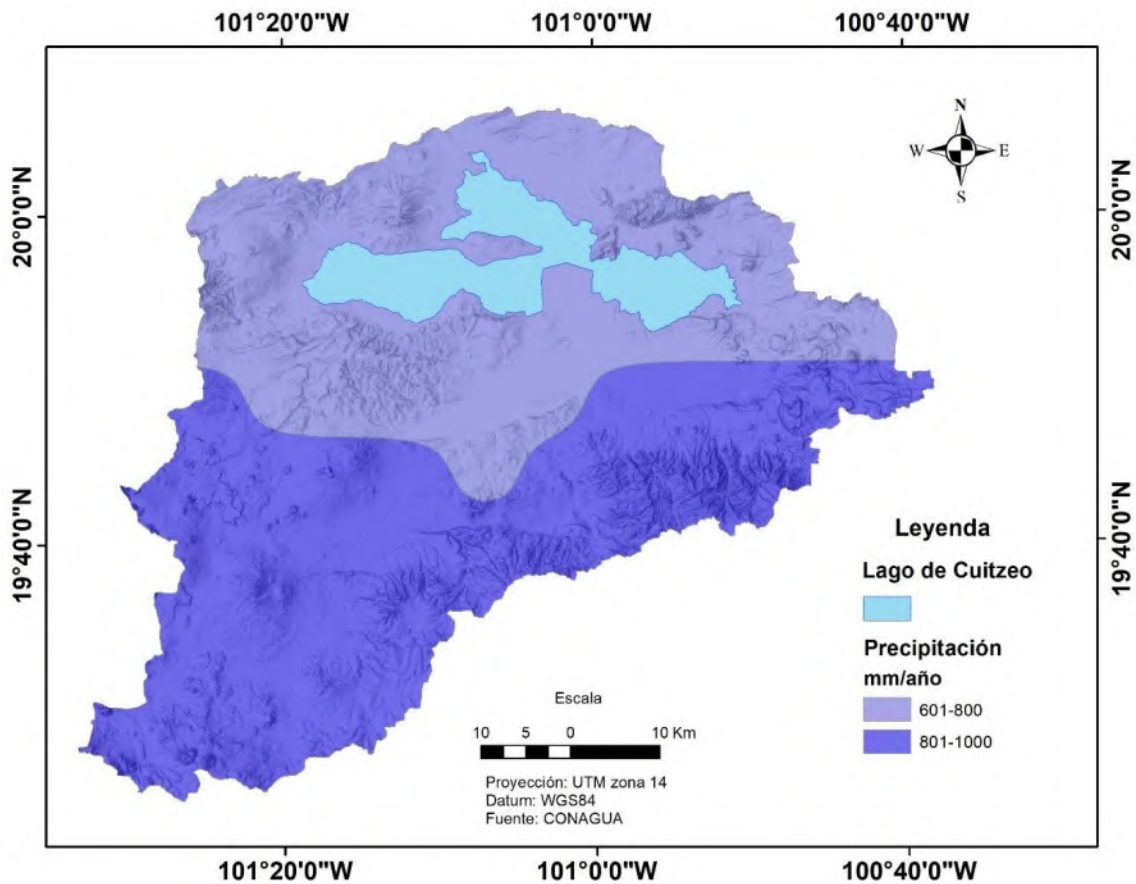


Figura 2. Precipitación en la cuenca del Lago de Cuitzeo, en el norte varía entre 601 y 800 mm, mientras que en el sur incrementa hasta alcanzar valores entre 801 y 1,000 mm.

La temperatura media anual en la cuenca es de aproximadamente 17.4 °C, aunque presenta variaciones locales según la altitud (CONAGUA, 2024b). El relieve de la cuenca está fuertemente determinado por su origen tectónico y volcánico, con un gradiente altitudinal que va de los 1,767 hasta los 3,426 metros sobre el nivel del mar. Este gradiente genera condiciones de microclimas contrastantes, las cuales influyen en los patrones de precipitación orográfica y condiciona el fraccionamiento isotópico del vapor de agua durante el ascenso y la condensación, factores clave para el análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el agua subterránea (Aguilar-Ramírez et al., 2017).

El relieve también define las direcciones del flujo subterráneo y los patrones de recarga en la cuenca. Las zonas más elevadas, como la Sierra de Mil Cumbres al suroeste, actúan como áreas potenciales de recarga, mientras que las zonas bajas, como el entorno del lago, funcionan como áreas de descarga (Israde-Alcántara & Garduño-Monroy, 1999; Pérez-Villareal et al., 2018). Esta relación entre topografía, clima y dinámica isotópica será explorada en este capítulo con el fin de comprender mejor el gradiente de recarga en la cuenca y sus implicaciones para la gestión del recurso hídrico.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Trabajo de campo

Se muestrearon 51 sitios (44 pozos y siete manantiales), se analizó cuatro veces cada sitio dando un total de 204 muestras. Los sitios se muestrearon una vez en la temporada de estiaje (enero y febrero) y otra vez en la temporada de lluvias (julio y agosto) en el 2022 y de nuevo en el 2023. El trabajo de campo se llevó a cabo en 17 municipios que integran la cuenca del Lago de Cuitzeo.

Toma y preservación de muestras

Se utilizaron envases de polietileno nuevos, previamente lavados con detergente sin fosfatos y enjuagados con agua destilada. Se tuvo mucho cuidado para que la muestra llegara al tope del frasco, para evitar que encerrar burbujas de aire al interior del frasco ya que esto puede provocar fraccionamiento isotópico. Posteriormente se almacenaron en una hielera fría para su transporte al laboratorio. Estas muestras no fueron acidificadas, y se analizaron inmediatamente después de la colecta. Antes de analizar las muestras de agua en el equipo, estas se filtraron utilizando un filtro de acrodisco de 0.45 μm de tamaño de poro de marca Titan.

Análisis isotópico mediante espectroscopía CRDS y procesamiento de datos

El análisis de isótopos estables se realizó mediante la técnica *Cavity Ring-Down Spectroscopy* (CRDS), la cual determina la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Para analizar la composición isotópica en las muestras de agua, se utilizó un equipo Picarro, modelo L2130-i. En la técnica CRDS, el rayo de un diodo láser de frecuencia única entra en una cavidad definida por tres espejos de alta reflectividad (Picarro, 2021).

Procedimiento analítico e integración de datos isotópicos

Se colocaron 2 mL de cada muestra de agua en tres viales de vidrio, etiquetados como *a*, *b* y *c*. Cada vial se analizó nueve veces, obteniéndose un total de 27 mediciones por muestra para los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Posteriormente, los datos se sometieron a un proceso de depuración estadística (*data screening*), en el cual se eliminan los valores atípicos con el objetivo de reducir la desviación estándar de cada serie de mediciones a menos de 1 %. Una vez cumplido este criterio de precisión, los valores restantes se promedian, generando un valor representativo de $\delta^{18}\text{O}$ y otro de $\delta^2\text{H}$ por muestra. Finalmente, ambos resultados se expresan en la escala VSMOW2 (Vienna

Standard Mean Ocean Water 2) y GRESP, conforme a los estándares internacionales establecidos para análisis isotópicos en agua.

Representación gráfica e interpolación espacial de los valores isotópicos

Los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ obtenidos en las muestras de agua subterránea fueron representados en un diagrama de dispersión junto con la Línea Meteorica Global (LMG) propuesta por Craig (1961), con el fin de identificar desviaciones respecto al origen meteórico del agua. Esta representación permite evaluar procesos como evaporación, mezcla o enriquecimiento isotópico.

Posteriormente, con el objetivo de visualizar espacialmente la distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la cuenca, Las interpolaciones se efectuaron en el software ArcMap mediante el método de Distancia Inversa Ponderada (*Inverse Distance Weighted*, IDW), configurado con un parámetro de potencia (*power*) de 2 y un vecindario de tipo estándar (*standard neighborhood*) que incluyó 15 puntos. La representación cartográfica se realizó estableciendo un rango de visualización de 2.5 desviaciones estándar. La precisión del modelo se evaluó mediante validación cruzada, estimando la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMS).

Este método permite estimar los valores isotópicos en puntos no muestreados, asumiendo que las muestras más cercanas tienen una mayor influencia en la estimación que las más lejanas, lo cual resulta adecuado para representar gradientes espaciales de recarga o evaporación en sistemas hidrogeológicos.

3. RESULTADOS

3.1 Isotopía estable en la época de secas 2022

La relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua subterránea recolectadas durante el primer muestreo (Figura 3) presenta un patrón lineal bien definido ($R^2 = 0.96$), cuya regresión define la Línea Meteórica Local (LML) como $\delta^2\text{H} = 5.73 \cdot \delta^{18}\text{O} - 15.45$. Esta pendiente, menor a la de la Línea Meteórica Global (GMWL: $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$), lo que sugiere que las lluvias locales experimentan cierto grado de evaporación antes o durante el proceso de infiltración.

La correlación indica que la mayoría de las muestras conserva la señal isotópica de la precipitación local, respaldando la hipótesis de recarga directa, aunque algunas desviaciones podrían reflejar mezcla de fuentes o evaporación superficial. Las áreas de recarga de agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo fueron identificadas principalmente a partir de los valores isotópicos más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, los cuales reflejan una señal clara de precipitación meteórica reciente, probablemente en zonas de mayor altitud y menor influencia evaporativa.

Entre los sitios que presentan esta señal destacan Virgen, VDR4, FM, Boul, COS2, 6J, Alameda, Cu, PVG, ME1, La Soledad 1, ALM, LAMA, MM, MA, ATN y SJL. Adicionalmente, se consideraron aquellos sitios cuyas muestras mostraron un alto grado de alineación con la línea meteórica local, lo cual indica una mínima alteración isotópica por procesos secundarios como evaporación o mezcla. Estos sitios incluyen La Mora, Huiramba, Atecuaro, Depósitos IRA, 05 de Febrero, Cuto y Ojo de Agua (Figura 3).

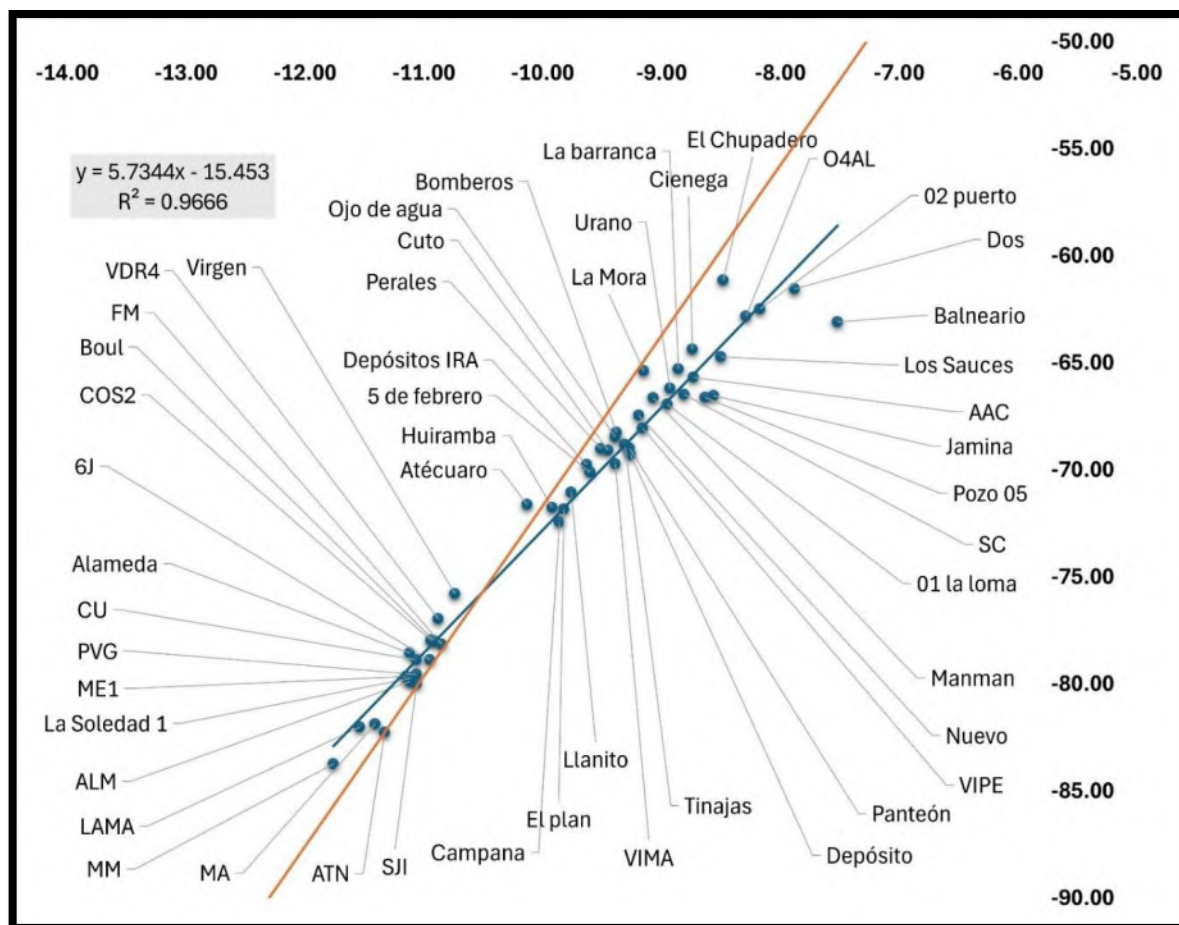


Figura 3. Relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua subterránea recolectadas durante la temporada de secas del año 2022.

3.2 Isotopía estable en la época de Lluvias 2022

Durante el segundo muestreo, correspondiente a la temporada de secas de 2022 (Figura 4), los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilaron entre -12.08‰ y -6.14‰ , y los de $\delta^2\text{H}$ entre -86.9‰ y -47.6‰ . La línea meteórica local fue $\delta^2\text{H} = 3.1978x - 41.669$, esta pendiente menor a la de la línea meteórica global indica predominancia de recarga meteórica, aunque algunas muestras reflejan cierto grado de evaporación o mezcla generando.

Entre los sitios con valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para la temporada de lluvias 2022 (Figura 4) se identificaron Ojo de Agua, La Loma, Alameda, 05 de febrero, La Barranca, Nuevo, El Llanito, Los Sauces, El Plan, Virgen, Atécuaro, Campana, Huiramba y Perales. Algunos de estos, como La Loma, 05 de febrero, Ojo de Agua, El Llanito y Alameda, además

mostraron una notable alineación con la línea meteórica local, lo cual respalda su origen meteórico sin influencia significativa de procesos evaporativos o de mezcla. La coincidencia de ambos criterios en varios puntos refuerza la interpretación de que estas zonas corresponden a áreas de recarga activa dentro del sistema acuífero.

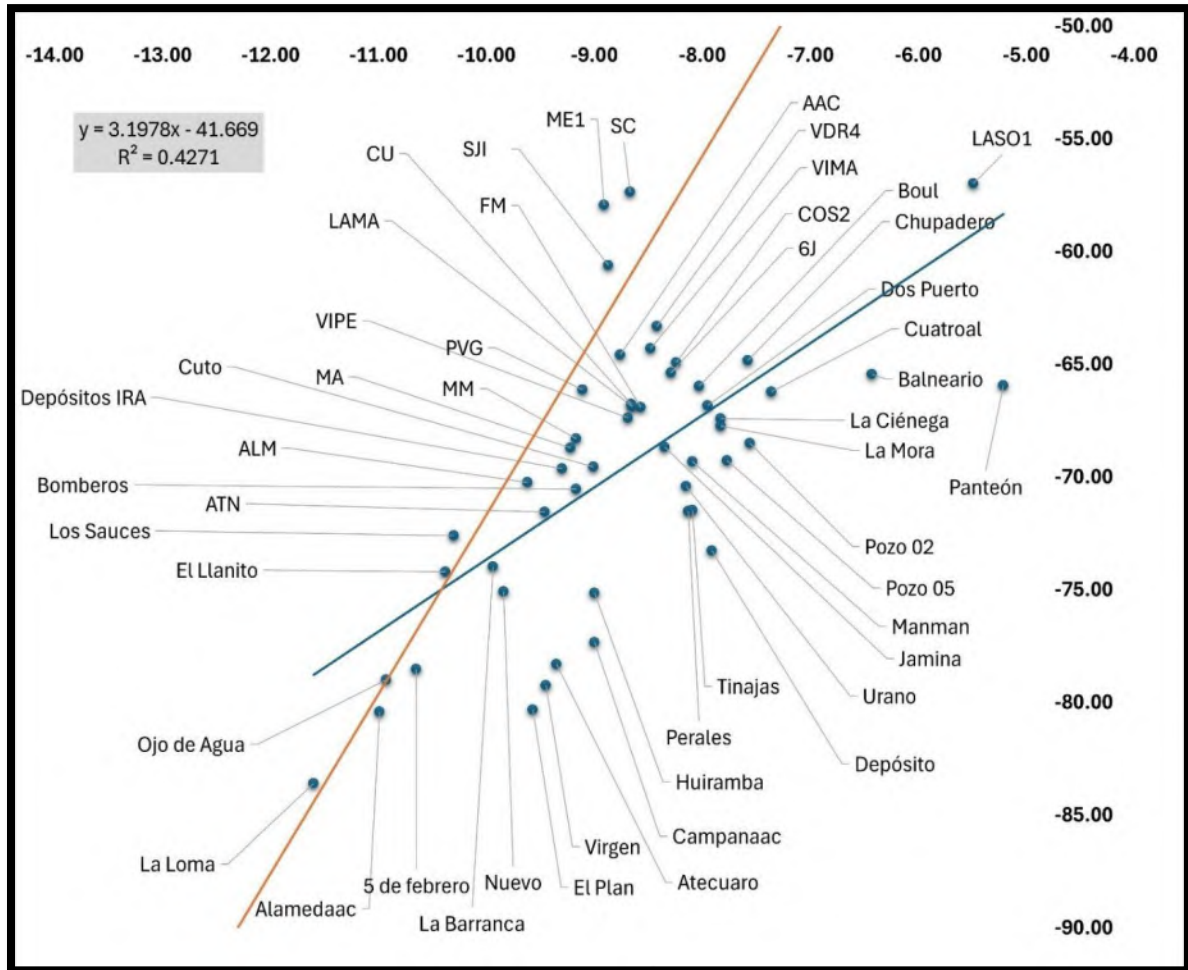


Figura 4. Relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua subterránea recolectadas durante la temporada de lluvias del año 2022.

3.3. Isotopía estable en la época de secas 2023

Durante el tercer muestreo (temporada seca 2023; Figura 5) los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilaron entre -11.4‰ y -7.6‰ , y $\delta^2\text{H}$ entre -79.6‰ y -61.56‰ . En promedio, las muestras presentaron una composición de -9.38‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -68.48‰ para $\delta^2\text{H}$ y la línea meteórica local generada fue

$\delta^2\text{H} = 4.755x - 23.894$, lo que refleja un predominio de señal meteórica, aunque con posibles influencias de evaporación o mezcla con aguas más superficiales.

La muestra más empobrecida en ambos isótopos correspondió al sitio *Alameda* ($\delta^{18}\text{O} = -11.4\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -79.6\text{‰}$), lo cual sugiere un origen meteórico con menor grado de fraccionamiento. En contraste, los sitios *Balneario* ($\delta^{18}\text{O} = -7.6\text{‰}$) y *Dos puertos* ($\delta^2\text{H} = -61.56\text{‰}$) presentaron las señales más enriquecidas, probablemente asociadas a evaporación o a recarga con aguas más recientes y superficiales.

Los sitios con valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ fueron Perales, Cuto, 05 de Febrero, Iratzio, El Llanito, Huiramba, Atécuaro, Virgen, Alameda, El Plan, Campana, VIMA, Ojo de Agua y Tinajas, lo cual sugiere un origen meteórico reciente y condiciones favorables para la recarga, posiblemente asociadas a zonas elevadas o con menor influencia evaporativa. Por otro lado, las muestras que mostraron una mejor alineación con la línea meteórica local fueron Chupadero, CU, Boul, Ciénega, Manantiales, PVG, MA, ALM, La Soledad 1 y Urano, lo que indica un origen meteórico sin alteración significativa por procesos secundarios.

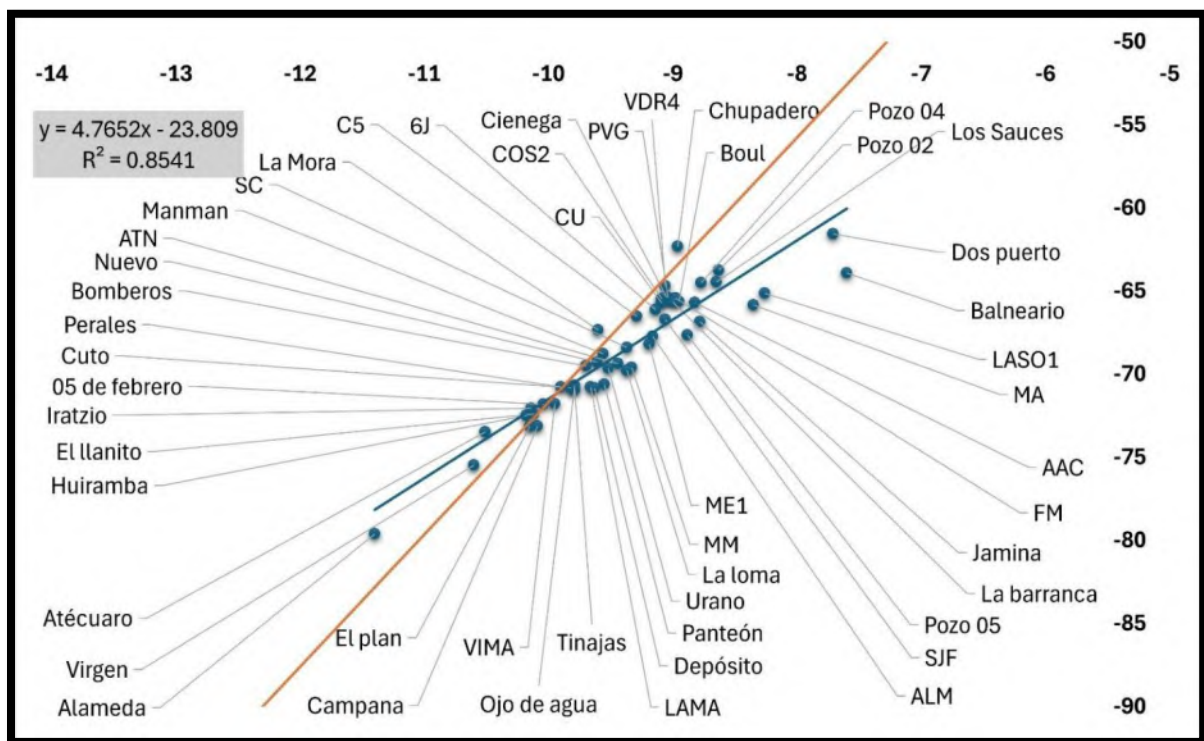


Figura 5. Relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua subterránea recolectadas durante la temporada de secas 2023.

3.4. Isotopía estable en la época de lluvias 2023

Durante el cuarto muestreo, correspondiente a la temporada de lluvias de 2023 (Figura 6), los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilaron entre -12.91‰ y -6.26‰ , mientras que los de $\delta^2\text{H}$ variaron entre -80.7‰ y -47.5‰ . La línea meteórica local generada fue $\delta^2\text{H} = 4.7682x - 23.559$. En general, las muestras presentan una distribución coherente con una fuente meteórica, aunque con diferentes grados de modificación isotópica.

Los sitios con valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ fueron Nuevo, Ojo de Agua, Cuto, Tinajas, MM, Panteón, Iratzio, VIMA, El Llanito, Huiramba, Atécuaro, Virgen, Alameda, El Plan, Campana, 05 de Febrero, ME1 y ALM, lo cual indica condiciones favorables para recarga meteórica reciente, posiblemente vinculadas a zonas elevadas y de menor evaporación. En tanto, las muestras que mostraron mayor ajuste a la línea meteórica local fueron PVG, C5, MANMAN, Nuevo y Perales (Figura 6). Esta correspondencia sugiere un origen meteórico bien conservado, sin evidencia de fraccionamiento isotópico por evaporación o mezcla. Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las cuatro campañas de muestreo se encuentran en el Anexo 2 de este documento.

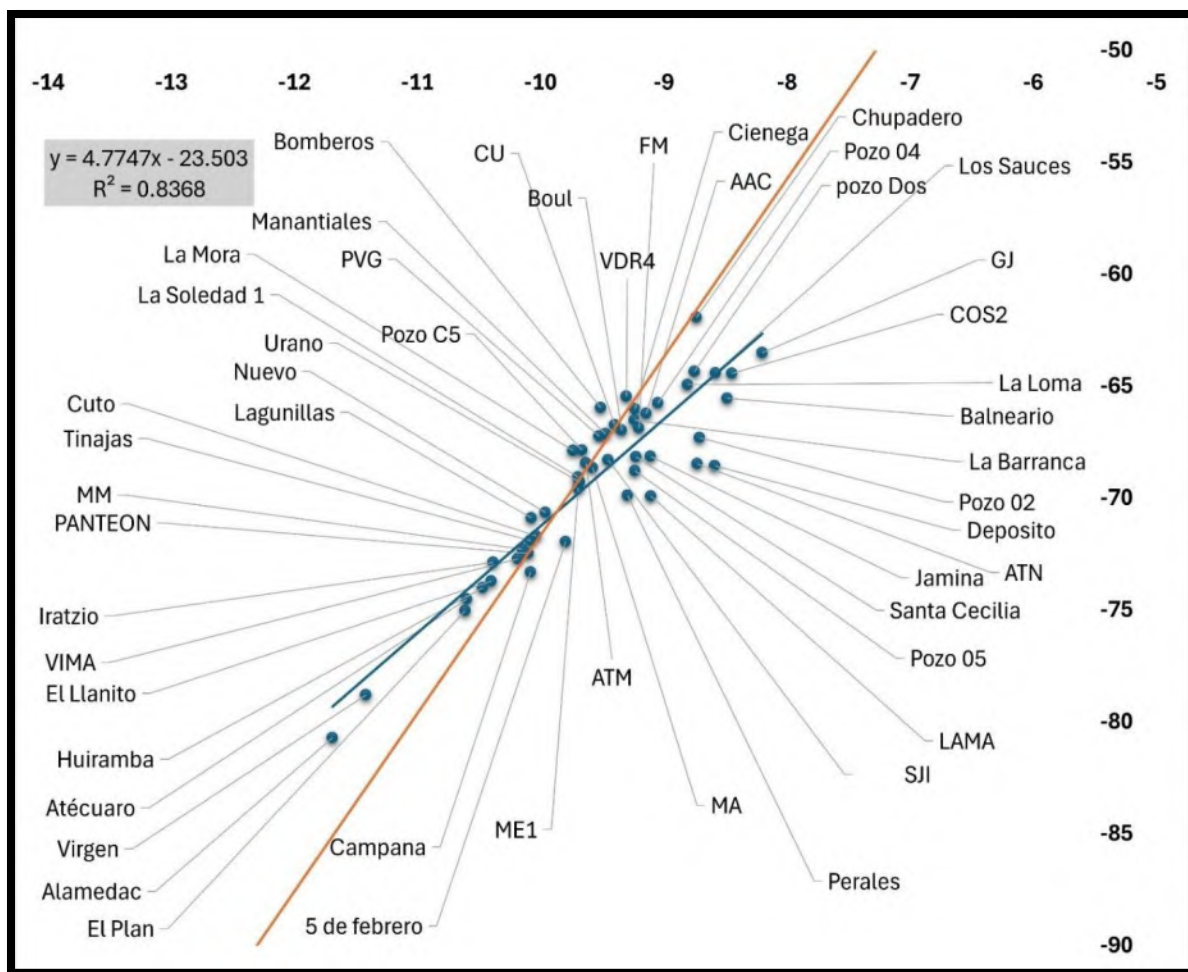


Figura 6. Relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua subterránea recolectadas durante la temporada de lluvias 2023.

4. DISCUSIÓN

4.1 Variabilidad estacional y origen meteórico del agua subterránea con base en isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)

El análisis integrado de los cuatro muestreos realizados entre 2022 y 2023 revela patrones isotópicos consistentes con una influencia estacional marcada en la composición del agua subterránea, consistente con lo que se ha reportado en otros sitios (Kankaala et al., 2023; Xie et al., 2024). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ muestran variaciones sistemáticas entre campañas, lo que sugiere que las condiciones climáticas (principalmente la cantidad de precipitación y la evaporación) influyen directamente en el proceso de recarga del acuífero (Clark & Fritz, 1997; Gat, 1996).

Durante las campañas de lluvias, en particular lluvias 2023, se registraron los valores más empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ (hasta -12.91‰) y $\delta^2\text{H}$ (hasta -80.7‰), con una desviación estándar más alta en $\delta^{18}\text{O}$ (± 3.17 ‰), lo que indica una mayor heterogeneidad en las fuentes de recarga (Nisa et al., 2025). En contraste, las campañas de secas, especialmente secas 2022, mostraron valores más enriquecidos, con medias de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de -9.77‰ y -71.45‰ respectivamente, y menor dispersión, lo que podría reflejar una mayor influencia de la evaporación o una recarga más limitada (Warken et al., 2022; Xie et al., 2024). En los cuatro muestreos las líneas isotópicas se encontraron por debajo de la LMG (Craig, 1961), lo cual indica procesos de evaporación (Nisa et al., 2025) en varios sitios de la cuenca, principalmente al centro y al norte.

Al comparar los datos con la Línea Meteórica Global ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$) propuesta por Craig (1961), se identificaron varios sitios cuya composición isotópica se alinea estrechamente con esta línea, lo cual indica un origen meteórico reciente y una mínima alteración isotópica. Los sitios más cercanos a la LMG a lo largo de todas las campañas fueron: 05 de febrero, ojo de agua, Nuevo, Perales, el llanito, Alameda y PVG (Figuras 3, 4, 5 y 6). Esta coincidencia sugiere que los procesos de recarga directa son más eficientes durante las lluvias, y que estos pozos podrían estar ubicados en zonas de alta infiltración con mínima influencia de evaporación o mezcla con aguas más evolucionadas (IAEA, 2007).

En conjunto, los resultados muestran que las señales isotópicas del agua subterránea responden claramente al ciclo estacional, con mayor cercanía a la LMG durante las lluvias, especialmente

en 2023, lo que sugiere que en este periodo se da la recarga más directa. La identificación de sitios con señal isotópica estable y cercana a la LMG los convierte en candidatos ideales para el monitoreo a largo plazo del acuífero y el entendimiento de las zonas de recarga más efectivas en la cuenca (Kendall & McDonnell, 1998).

4.2 Áreas de recarga de agua subterránea

Las interpolaciones espaciales de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea, correspondientes a las temporadas de secas y lluvias de 2022 y 2023 (Figura 7 y 8), permiten identificar un patrón isotópico consistente que revela las principales áreas de recarga en la cuenca del Lago de Cuitzeo. En todas las campañas de muestreo, los valores más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ (hasta -11.75‰) y $\delta^2\text{H}$ (hasta -83.7‰) se localizaron de manera persistente por los pozos Virgen, Alamaeda, Atécuaro, Huiramba, Ojo de agua, Campana en el suroeste de la cuenca (figura 7), una región de topografía elevada con condiciones climáticas más frías y con mayor precipitación (CONAGUA, 2024a; 2024b). Estos valores negativos indican una recarga meteórica activa mediante infiltración directa de precipitación reciente (Clark y Fritz, 1997).

Una segunda área empobrecida, aunque de menor magnitud, se identifica en el sector noroeste (Figura 7) y se encuentra representada por los pozos 05 de febrero y El llanito. Por el contrario, las zonas centro-oriental y nororiental muestran los valores más enriquecidos en ambos isótopos (hasta -7.5‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y -57.1‰ en $\delta^2\text{H}$), particularmente durante las temporadas de secas, lo que sugiere menor influencia de recarga directa, mayor exposición a procesos de evaporación o mezcla con aguas subterráneas más antiguas (Araguás-Araguás et al., 2000; Xie et al., 2024).

En cuanto a la variabilidad estacional, se observa una clara tendencia al empobrecimiento isotópico durante la temporada de lluvias, atribuible a la incorporación directa de agua meteórica no fraccionada, mientras que en época de secas ocurre un ligero enriquecimiento relativo, probablemente relacionado con evaporación o con el predominio de agua almacenada. En conjunto, los patrones observados confirman la existencia de un gradiente de recarga dominado por la altitud (Dar et al., 2023), donde las zonas montañosas del suroeste funcionan como las principales áreas de entrada de agua al sistema acuífero (Xie et al., 2024), con implicaciones clave para la gestión y protección del recurso hídrico en la región.

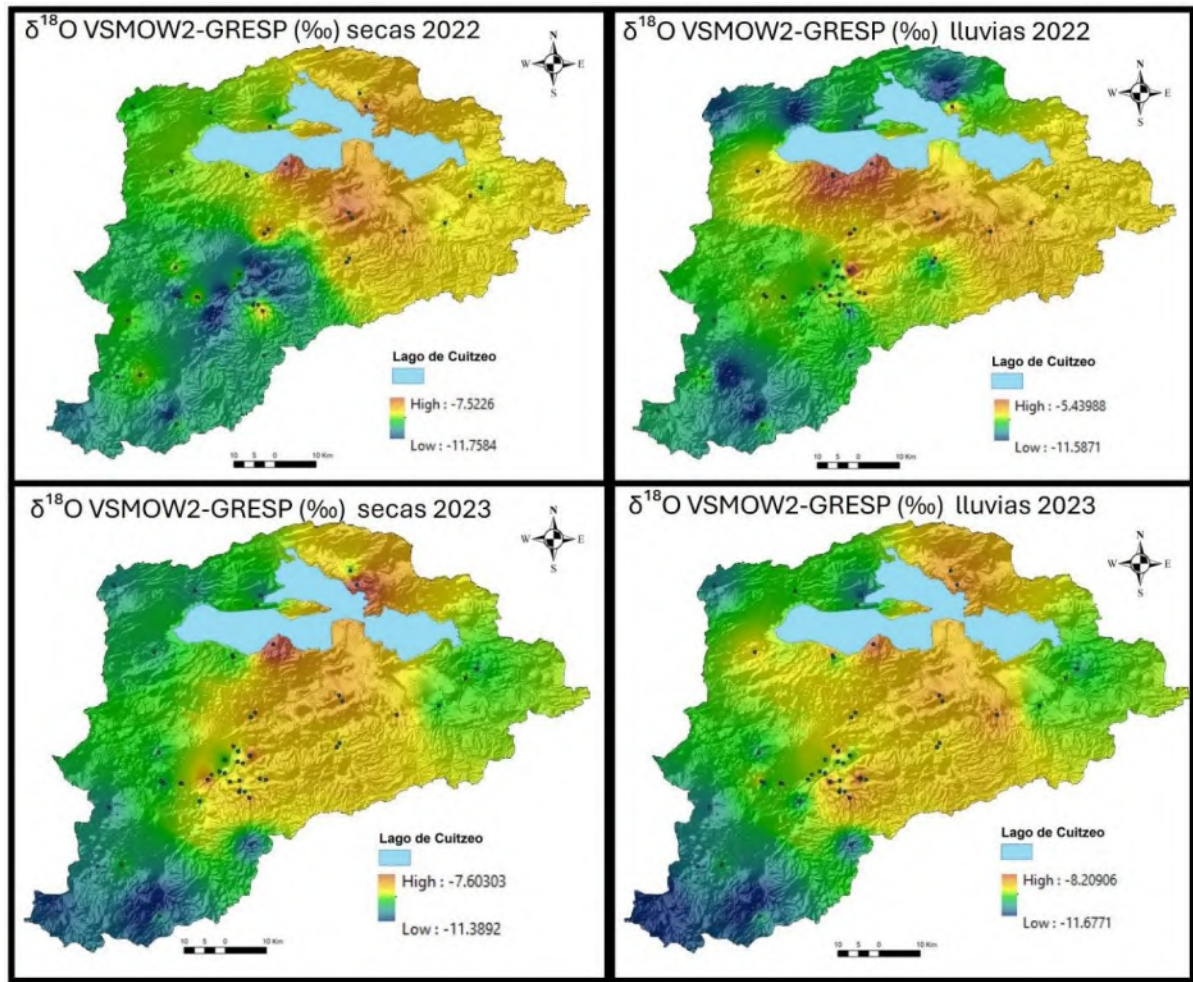


Figura 7: Distribución espacial del $\delta^{18}\text{O}$ en agua subterránea durante campañas de muestreo estacionales (2022–2023) en la cuenca del Lago de Cuitzeo. La raíz del error cuadrático medio (RMS) de la validación cruzada para $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW2-GRESP (‰) es: secas 2022 = 0.9243, lluvias 2022 = 1.3439, secas 2023 = 0.6000, lluvias 2023 = 0.6854.

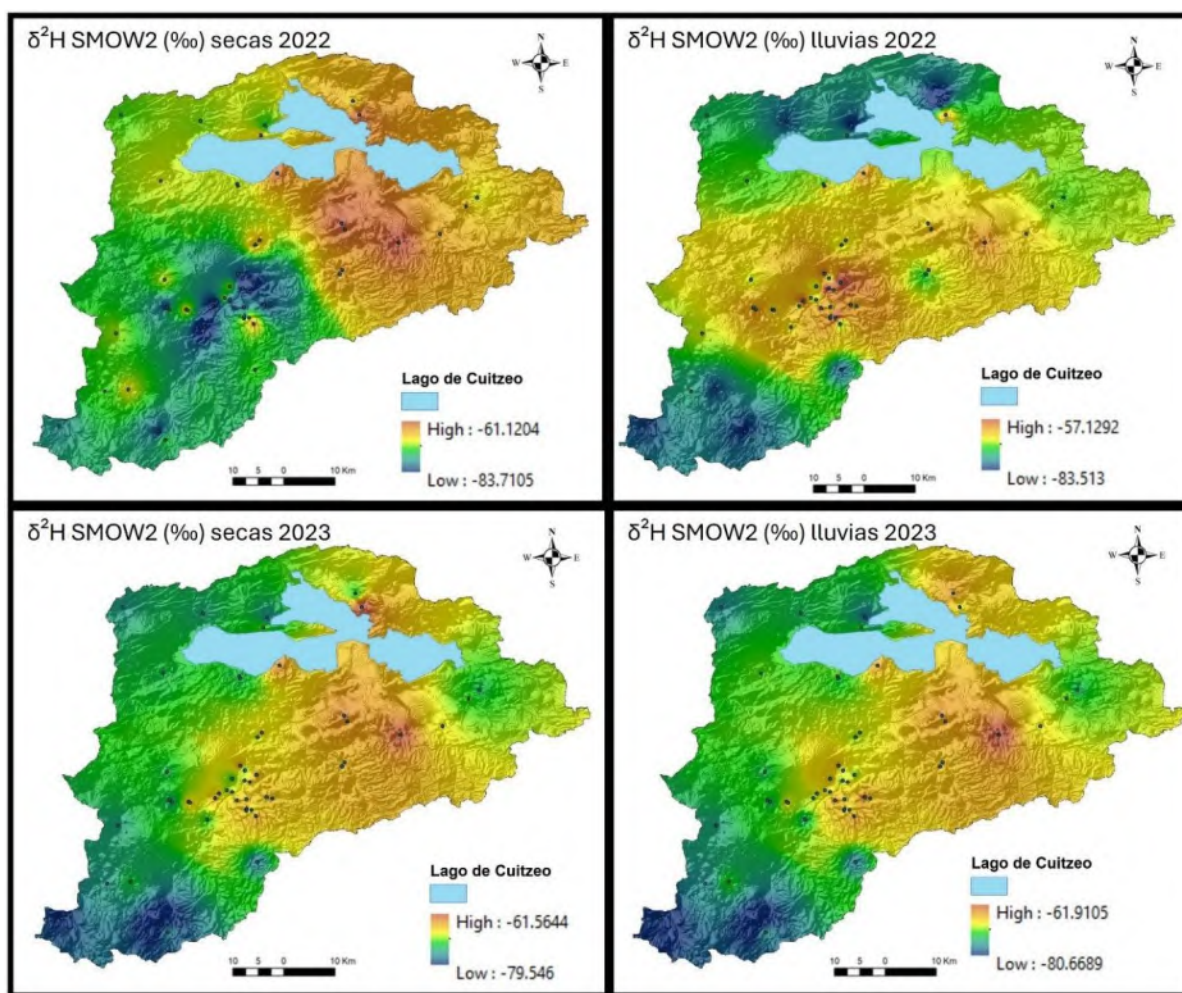


Figura 8. Distribución espacial del $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea durante campañas de muestreo estacionales (2022–2023) en la cuenca del Lago de Cuitzeo. La raíz del error cuadrático medio (RMS) de la validación cruzada para $\delta^2\text{H}$ VSMOW2-GRESP (‰) es: secas 2022 = 5.3872, lluvias 2022 = 5.7769, secas 2023 = 2.8974, lluvias 2023 = 3.0085.

4.3 Variabilidad isotópica y vulnerabilidad de la recarga acuífera ante escenarios de cambio climático en la cuenca del Lago de Cuitzeo

Los resultados isotópicos obtenidos del agua subterránea de la cuenca del Lago de Cuitzeo evidencian una marcada dependencia del sistema acuífero respecto a la precipitación y a las condiciones climáticas en general. Durante la temporada de lluvias se registraron valores más

empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, mientras que en la temporada de secas se observaron valores más enriquecidos. Esta señal isotópica es consistente con el papel determinante de la recarga meteórica directa y de los procesos evaporativos (Clark & Fritz, 1997; Warken et al., 2022) directamente relacionados con el clima regional.

Diversos estudios proyectan que el cambio climático en el centro de México se reflejará principalmente en un aumento de la temperatura media anual, una disminución de la precipitación total y una mayor frecuencia de eventos extremos (IPCC, 2021; Magaña et al., 2022). Estas modificaciones podrían alterar de forma significativa la dinámica de recarga: el incremento de temperatura favorecería el fraccionamiento isotópico por evaporación, intensificando el enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Lachniet, 2009). Por otro lado, la reducción o redistribución de las lluvias podría disminuir la infiltración de agua hacia los acuíferos.

En la cuenca del Lago de Cuitzeo, las zonas más vulnerables al cambio climático son las áreas de recarga ubicadas al sur de la cuenca, que se encuentran a mayor altitud que las demás y presentan una baja influencia evaporativa. En estas áreas, la infiltración directa de agua a los acuíferos se ve amenazada por la sustitución de lluvias moderadas y sostenidas por eventos de precipitación intensa (IPCC, 2021), ya que este tipo de lluvia favorece la escorrentía superficial sobre la infiltración (Taylor et al., 2013; Trenberth et al., 2014). Esto implicaría una disminución en el aporte de agua nueva al acuífero, afectando su capacidad para sostener la demanda hídrica de la población y de los ecosistemas asociados.

En este contexto, el análisis isotópico se consolida como una herramienta clave para evaluar, a mediano y largo plazo, el impacto del cambio climático sobre la recarga de agua subterránea en los sistemas acuíferos. Este enfoque permite identificar cambios en los patrones de recarga, reconfiguraciones en las áreas de recarga de la cuenca y fundamentar el diseño de estrategias de gestión adaptativa que prioricen la conservación de las zonas más sensibles (Kundzewicz & Döll, 2009; UNESCO, 2022).

5. CONCLUSIONES

Los valores más empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se concentraron en el suroeste de la cuenca del Lago de Cuitzeo, lo que indica que esta área elevada constituye la principal área de recarga meteórica directa del acuífero. Una zona secundaria de recarga se identificó en el noroeste de la cuenca, con señales isotópicas que también sugieren influencia meteórica, aunque de menor intensidad. Las regiones centro-oriental y nororiental presentaron valores isotópicos más enriquecidos, lo que refleja condiciones de mayor evaporación, menor infiltración directa o mezcla con aguas subterráneas de mayor antigüedad.

Se observó una clara variación estacional: durante las lluvias, el agua subterránea tiende a presentar valores más negativos, lo que evidencia una recarga más efectiva y reciente; en contraste, las temporadas de secas muestran valores más enriquecidos por efecto de evaporación o menor infiltración de agua. La alineación de varios sitios con la Línea Meteórica Global durante las lluvias respalda la existencia de procesos de infiltración rápida y directa, especialmente en 2023, lo cual los convierte en puntos clave para el monitoreo y la protección del recurso hídrico.

En conjunto, los patrones espaciales y estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ confirman la existencia de un gradiente de recarga controlado por la altitud, con importantes implicaciones para la gestión sostenible del acuífero en una cuenca donde habitan más de 800 mil personas.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Agofoshin, N. (1977). *Ley periodica y sistema periodico de los elementos de Mendeleiev*. España.
- Aguilar-Ramírez, C. E., Camprubí, A., Fitz-Díaz, E., Cienfuegos-Alvarado, E., & Morales-Puente, P. (2017). Variación en la composición isotópica del agua meteórica a lo largo de la sección centro-noreste de la Sierra Madre Oriental, 447–463.
- Araguás-Araguás, L., Froehlich, K., & Rozanski, K. (2000). Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*, 14(8), 1341–1355. DOI: 10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1341::AID-HYP983>3.0.CO;2-Z
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5, 180214. DOI: 10.1038/sdata.2018.214
- Camacho, M., Guzman, A., & S. Sully (2005). *Implementación de una red muestreadores de isótopos estables en la precipitación para obtener la recta meteorica local*. Bucaramanga, Colombia. DOI: 10.13140/RG.2.2.10055.80809
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- CONAGUA. (2024a). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán*. Retrieved from https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/michoacan/DR_1602.pdf
- CONAGUA. (2024b, 07/25). *Sistema Nacional de Información del Agua SINA 3.0*. Retrieved from Precipitación: <https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=precipitacion>
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 436–468.
- Dar, T., Rai, N., Bhat, M. A., Kumar, S., & Jahan, A. (2023). Surface Water Isoscape Modeling in the Himalayan Region: An Alternative for Moisture Source Investigation,

- Hydrograph Separation, and Paleolatitude Estimation. *Water Resources Research*, 59, e2022WR033572. DOI: 10.1029/2022WR033572
- Dubinchuk, V., Fröhlich, K., & Gonfiatini, E. (1989). Hidrología isotópica, un medio para investigar la contaminación de las aguas subterráneas. *Crónicas OIEA Boletín*, 1.
- Gat, J. R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225–262. DOI: 10.1146/annurev.earth.24.1.225
- Hernández-Guzmán, R., Ruiz-Luna, A., & Mendoza, E. (2021). Sara4r: an R graphical user interface (GUI) to estimate watershed surface runoff applying the NRCS – curve number method. *Journal of Hydroinformatics*, 23 (1), 76–87. DOI: 10.2166/hydro.2020.087
- IAEA (2007). *Use of Isotopes in Hydrological Studies*. International Atomic Energy Agency.
- IAEA-UNESCO. (2000). *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications, Vol. 1*. Paris/Vienna: International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.
- INEGI. (24 de 07 de 2024). *INEGI. Censo de población y vivienda 2020*. Obtenido de <https://www.inegi.org.mx/app/cpv/2020/resultadosrapidos/default.html?texto=Morelia>
- IPCC, 2021. *Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V. et al. (eds.)]. Cambridge University Press.
- Israde-Alcántara, I., & Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1-3), 209–227. DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00024-3
- Kankaala, P., Sonninen, E., Einola, E., Huotari, J., Huttula, T., Mäkelä, S., . . . Arvola, L. (2023). Temporal and lake-specific variations in oxygen and hydrogen stable isotopes in a boreal lake-chain during two hydrologically differing years. *Inland Waters*, 13(3), 362–373. DOI: 10.1080/20442041.2023.2255118

- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier.
- Lachniet, M. S. (2009). *Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values*. *Quaternary Science Reviews*, 28, 412–432. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.10.021
- Magaña, V., & Díaz, S. (2022). Inter-ocean basin moisture fluxes and the onset of the summer rainy season over southern Mexico. *Frontiers in Climate*, 4, 1037350. DOI: 10.3389/fclim.2022.1037350
- Mook, W. (2003). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico "Principios y aplicaciones"*. España: Instituto geológico y minero de España.
- Nisa, F. U., Umar, R., Jahan, A., & Kumar, S. (2025). Spring water recharge source identification and its interaction with surface water in the southwest Himalayan Vishaw River catchment: insights from stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes. *Sustainable Water Resources Management*, 11, 62. DOI: 10.1007/s40899-025-01236-1
- Pérez-Villareal, J., Ávila-Olivera, J. A., & Israde-Alcántara, I. (2018). Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(3), 675–688. DOI: 10.18268/BSGM2018v70n3a5
- Picarro. (2021). *Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS)*. Obtenido de <https://www.picarro.com/company/technology/crds>
- Porúa, F. E., Hidalgo, J. Z., Arroyo, A. M., Raga, G., & García, C. G. (2023). Estado y perspectivas del cambio climático en México: Un punto de partida. México: Programa de Investigación en cambio climático, Instituto de ciencias de la atmosfera y cambio climático.
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., Beek, R. v., Wada, Y., . . . Al. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3, 322–329. DOI: 10.1038/nclimate1744

- Tian, Y., Fleitmann, D., Zhang, Q., Sha, L., Wassenburg, J. A., Axelsson, J., . . . Cheng, H. (2023). Holocene climate change in southern Oman deciphered by speleothem records and climate model simulations. *Nature communications*, 14, 4718. DOI: 10.1038/s41467-023-40454-z
- Trenberth, K., Dai, A., van der Schrier, G. P.D. Jones, J. Barichivich, K.R. Briffa, J. Sheffield. Global warming and changes in drought. *Nature Clim Change* 4, 17–22 (2014). DOI: 10.1038/nclimate2067
- UNESCO. (2022). The United Nations World Water Development Report 2022. Groundwater, making the invisible visible. Paris: UNESCO.
- Warken, S. F., Weißbach, T., Kluge, T., Vonhof, H., Scholz, D., Vieten, R., . . . Frank, N. (2022). Last glacial millennial-scale hydro-climate and temperature changes in Puerto Rico constrained by speleothem fluid inclusion $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values. *Clim. Past*, 18, 167–181. DOI: 10.5194/cp-18-167-2022, 2022
- Weissbach, T., Kluge, T., Affolter, S., Leuenberger, M. C., Vonhof, H., Riechelmann, D. F., . . . Aeschbach, W. (2023). Constraints for precise and accurate fluid inclusion stable isotope analysis using water-vapour saturated CRDS techniques. *Chemical Geology*, 617, 121268. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2022.121268|
- Xie, Y., Wang, F., & Liu, S. (2024). Oxygen and hydrogen isotope characteristics of different water bodies in the Burqin River Basin of the Altay Mountains, China. *Journal of Arid Land*, 16, (1365-1379). DOI: 10.1007/s40333-024-0085-0

VII. DISCUSIÓN GENERAL

El análisis integrado del sistema acuífero en la cuenca del lago de Cuitzeo, mediante análisis geoquímicos, isotópicos y estructurales, permitió identificar los principales factores del comportamiento hidrogeológico de una región volcánico-tectónica. La caracterización de los sistemas de flujo, la identificación de áreas de recarga y el estudio del comportamiento de elementos traza como el bario, ofrecen una visión integral de la dinámica subterránea en esta cuenca con alta demanda de agua.

Los resultados del primer capítulo revelaron que el agua subterránea en la cuenca presenta una evolución geoquímica progresiva, atribuible al tiempo de residencia, a la profundidad de flujo y a los procesos de interacción agua-roca (Chebotarev 1955; Toth, 1963; 1999). Esta evolución se reflejó en el incremento de la conductividad eléctrica, temperatura y concentraciones iónicas desde las zonas de recarga hacia las zonas de descarga (Graduño-Monroy et al., 2014). El uso de diagramas de Piper (1954), Mifflin (1988) y D'Amore et al. (1983), en combinación con mapas interpolados y el análisis de índices de saturación, permitió distinguir tres sistemas de flujo subterráneo: reciente infiltración (82 % de las muestras), flujo intermedio (16 %) y circulación profunda (2 %). Similar a los resultados reportados anteriormente en otros estudios al sur del área de estudio (Pérez-Villareal, 2018).

El sistema de infiltración reciente se caracteriza por aguas bicarbonatadas cálcicas con baja conductividad eléctrica y temperaturas generalmente bajas. Estas condiciones fueron más frecuentes en el suroeste de la cuenca, donde las unidades volcánicas fracturadas favorecen la recarga directa (Yang, 2019; Das et al., 2020). Por su parte, el sistema de flujo intermedio presenta aguas más evolucionadas, con mayor mineralización y tendencia hacia facies sódicas, lo que sugiere una mayor interacción con silicatos sódicos y procesos de intercambio iónico (Olea-Olea et al., 2020). Finalmente, el sistema de circulación profunda fue representado por un reducido número de muestras con características termales, asociadas a mayor temperatura y contenidos significativos de Na^+ , Li^+ y F^- , lo que indica la influencia de fuentes geotérmicas (Li et al., 2020; Pérez-Martínez et al., 2021).

La geología estructural juega un papel fundamental en la configuración y dinámica del flujo subterráneo (Chihi et al., 2015). Las fallas con orientación NO-SE y E-O delimitan bloques tectónicos y controlan las direcciones de flujo y la conectividad hidráulica entre unidades

(Garduño-Monroy et al., 1999; Gómez-Vasconcelos et al., 2021). Los resultados muestran que las zonas de recarga activa se encuentran principalmente en el suroeste y noroeste de la cuenca, coincidiendo con áreas elevadas y fracturadas, mientras que las zonas de descarga se ubican en sectores más bajos y planos, donde el flujo se vuelve más lento y el agua presenta mayor evolución geoquímica.

En el segundo capítulo se analizó la distribución espacial del bario (Ba^{2+}), un elemento traza de interés ambiental por su potencial toxicidad (WHO, 2011). El estudio reveló que las concentraciones de bario varían entre <0.01 y 0.7 mg/L, y que los valores más altos se encuentran en el sector centro-sur de la cuenca. Este patrón coincide con áreas donde el índice de saturación indica condiciones subsaturadas respecto a barita, lo cual favorece su disolución (Charette et al., 2005) así como las principales áreas de subsidencia de la cuenca (Figueroa-Miranda et al., 2020; Cigna y Tapete, 2022). También, se encontró que el descenso del nivel piezométrico de la cuenca podría promover facilitar la liberación de bario atrapado en fases sólidas (Tavares et al., 2015; Morales-Arredondo et al., 2022).

Se sugiere que la presencia de bario también está ligada a la meteorización de silicatos cálcico-magnésicos y al intercambio iónico con minerales arcillosos (Cardona-Melchor, 2015). También se observó una asociación con bajos contenidos de sulfato, condición necesaria para que la barita se mantenga disuelta en el agua. La integración de estos resultados permitió definir un escenario en el que la sobreexplotación del acuífero no solo afecta la disponibilidad del recurso, sino que también puede inducir cambios en la calidad del agua a través de la movilidad de elementos traza (Burri et al., 2019).

En el tercer capítulo se abordó el análisis isotópico de $\delta^{18}O$ y δ^2H para caracterizar el origen del agua subterránea y delimitar las áreas de recarga. Se identificó un patrón espacial, con valores isotópicos más empobrecidos en los sectores suroeste y noroeste de la cuenca, lo cual indica recarga meteórica reciente asociada a altitudes elevadas y mayores tasas de precipitación (Cano et al., 2018). En contraste, los valores más enriquecidos se localizaron en el centro y noreste de la cuenca, donde las condiciones topográficas y climáticas favorecen procesos de evaporación o mezcla con aguas evolucionadas (Xie et al., 2024; Nisa et al., 2025).

La comparación de los valores isotópicos con la Línea Meteórica Global (GMWL: $\delta^2H = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$; Craig, 1961) permitió observar que la mayoría de las muestras se alinean a esta, confirmando

que el origen del agua es principalmente meteórico. Sin embargo, algunas muestras se desviaron por debajo de la línea, indicando evaporación o recarga indirecta. Además, se identificó una clara señal estacional: durante la temporada de lluvias, las muestras fueron más empobrecidas en isótopos pesados, mientras que en la temporada seca mostraron enriquecimiento relativo, lo cual respalda la influencia de la lluvia en la recarga (Clark y Fritz, 1997; Nisa et al., 2025).

Uno de los aportes más importantes de este capítulo fue la integración de los datos isotópicos con las características hidrogeoquímicas, lo que permitió validar las zonas de recarga inferidas mediante análisis geoquímico y observar su correspondencia con los sistemas de flujo identificados. Por ejemplo, las muestras más empobrecidas en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ coincidieron con aguas bicarbonatadas cálcicas poco evolucionadas y ubicadas en sectores estructuralmente fracturados (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Garduño-Monroy et al., 2014), lo cual es consistente con un sistema de recarga reciente (Pérez-Villareal et al., 2018).

La integración de los tres capítulos permite construir un modelo conceptual de la hidrogeología de la cuenca. Este modelo plantea que el flujo subterráneo sigue una dirección general SO-NE, guiado por el relieve y las fallas geológicas. Las zonas de recarga se localizan en los bordes montañosos, particularmente al suroeste, donde las condiciones geológicas y climáticas favorecen la infiltración. A medida que el agua se desplaza hacia el centro de la cuenca, experimenta una evolución química (Toth, 1999) y, en ciertos sectores, adquiere características propias de flujos intermedios o profundos, incluso termales (Toth, 1963).

Los resultados de esta tesis confirman que la dinámica hidrogeoquímica y estructural de la cuenca no solo condiciona la disponibilidad de agua subterránea, sino que también determina su calidad y vulnerabilidad. La presencia de subsidencia (Figueroa-miranda et al., 2020), concentraciones elevadas de bario y zonas con baja recarga de agua son indicadores de presión sobre el sistema, que deben ser considerados en la planeación hídrica regional (Figueroa-Miranda et al., 2020; CONAGUA, 2021).

En conjunto, esta investigación demuestra el valor de aplicar un enfoque integrado para la comprensión de acuíferos en regiones volcánico-tectónicas. La combinación de análisis geoquímicos, estructurales e isotópicos ofrece una base sólida para la toma de decisiones en torno al manejo del recurso hídrico, la protección de zonas de recarga y la prevención de riesgos asociados a la sobreexplotación.

VII.I Relevancia y transferibilidad del estudio

La cuenca del Lago de Cuitzeo constituyó un laboratorio natural idóneo para aplicar un enfoque integral de caracterización de sistemas acuíferos en un contexto volcánico-tectónico, combinando análisis hidrogeoquímico, modelado de índices de saturación mineral e interpretación de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). Esta aproximación permitió identificar zonas de recarga, delimitar patrones de flujo subterráneo, establecer vínculos entre la dinámica hidráulica y la movilidad de elementos traza, y evaluar los efectos de la presión antrópica y la variabilidad climática sobre el recurso.

La metodología desarrollada en este estudio es altamente transferible a otras regiones del mundo con características y problemáticas hidrogeológicas similares. En cuencas volcánicas o tectónicas de Japón (Hosono et al., 2020), Italia (Martinelli et al., 2021), Islandia (Lupi et al., 2022), los Andes (Urrutia et al., 2019) o el Rift Africano (Olaka et al., 2022), la integración de datos geoquímicos, mineralógicos e isotópicos puede mejorar la comprensión de la interacción agua-roca y de la dinámica de recarga.

En sistemas urbanos o agrícolas sobreexplotados, como Ciudad de México (Escobar-Villagrán & Palacios-Vélez, 2012), Los Ángeles (Smith et al., 2018) ó Madrid (Bonì et al., 2020), este protocolo puede aplicarse para ubicar y proteger zonas de recarga estratégicas, así como para prevenir la degradación de la calidad del agua.

De igual forma, en regiones con descenso piezométrico severo, por ejemplo, el Valle Central de California (Liu et al., 2022), Yakarta (Whincup et al., 2024) o Beijing (Zhu et al., 2020), la metodología utilizada aquí puede emplearse para evaluar la liberación de metales como bario, hierro y manganeso, y su relación con los cambios en las condiciones redox.

Finalmente, en zonas con marcada variabilidad climática como el mediterráneo, los Estados Unidos de América o Portugal (Malmgren et al., 2022), el uso conjunto de gradientes isotópicos y análisis hidrogeoquímico ofrece una herramienta para anticipar los efectos del cambio climático.

VIII. PERSPECTIVAS Y/O RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en esta tesis doctoral han permitido construir un modelo conceptual sólido del funcionamiento hidrogeológico de la cuenca del lago de Cuitzeo, integrando el análisis de los sistemas de flujo subterráneo, la evolución hidrogeoquímica, la movilidad del bario y la identificación de zonas de recarga a través de isótopos estables. Sin embargo, el carácter complejo y dinámico del sistema estudiado deja abiertas varias interrogantes que pueden ser abordadas en investigaciones futuras.

Entre las principales nuevas preguntas de investigación que surgen se encuentran:

- ¿Cuál es el comportamiento temporal del bario en zonas donde se ha identificado una posible relación entre su concentración y el descenso piezométrico? ¿Existen variaciones significativas a escalas anuales?
- ¿Cómo impactan los cambios de uso de suelo (especialmente la agricultura) en las zonas de recarga sobre de agua subterránea y sobre la cantidad de recarga?
- ¿Cuál es la contribución de procesos antropogénicos (como lixiviación de fertilizantes o infiltración de aguas residuales) a la movilidad de otros elementos traza en el acuífero?
- ¿Cuál es la línea meteórica local? En este estudio se analizaron los isótopos estables en agua subterránea y se compraron con la línea meteórica global. Sin embargo, para obtener un modelo conceptual integral sobre el ciclo hidrológico en la cuenca es necesario determinar la línea meteórica local.

VIII.I Recomendaciones para trabajos futuros

1. Monitoreo temporal de elementos traza y parámetros isotópicos. Se sugiere implementar campañas de muestreo estacional para evaluar la evolución del bario y otros elementos traza bajo diferentes condiciones hidrológicas, así como la respuesta isotópica del acuífero ante eventos climáticos extremos, incluyendo información piezométrica futura.
2. Evaluación del impacto del uso de suelo sobre la calidad del agua. La comparación de zonas forestales, agrícolas y urbanas permitiría valorar el papel del entorno superficial en la protección o degradación del acuífero, con especial atención a las

áreas de recarga. Es necesario conocer la concentración de nitratos, nitritos, fosfatos y otros componentes, así como análisis bacteriológicos.

3. Para conocer en modelo integral del ciclo hidrológico en la cuenca es necesario obtener información de agua meteórica, agua superficial en diferentes gradientes altitudinales y agua subterránea, para conocer la proporción de mezcla en cada uno de los componentes del ciclo hidrológico.
4. La aplicación de métodos geofísicos (sondeo eléctrico vertical o tomografía de resistividad eléctrica) son herramientas no invasivas, eficaces y relativamente económicas que complementan los estudios hidrogeológicos, mediante los cuales se puede conocer la extensión lateral y vertical de los acuíferos, así como capas impermeables.
5. Diseño de redes de monitoreo del agua subterránea en la cuenca. Con base en los resultados de esta tesis, se recomienda establecer estaciones de monitoreo en zonas clave de recarga, descarga y subsidencia, con el fin de generar información continua que sirva para la toma de decisiones a escala de cuenca.

En términos generales, los hallazgos de esta investigación subrayan la necesidad de fortalecer la gestión integrada del agua subterránea, considerando no solo la cantidad del recurso disponible, sino también su calidad, origen, trayectorias de flujo y la interacción con el entorno geológico y antropogénico. La continuidad de este tipo de estudios contribuirá a la seguridad hídrica de la región y a la construcción de políticas públicas más eficientes y sustentables.

VIII.II Contribución social: recomendaciones para la preservación del recurso hídrico

1. Protección y conservación de las áreas de recarga

Con base en los datos fisicoquímicos, geoquímicos e isotópicos, así como en el análisis mediante diagramas de relaciones iónicas, se determina lo siguiente: se propone declarar al Cerro La Cantera y al Cerro Frijol, ubicados en la zona sur de la cuenca, como *Área Natural Protegida* bajo la categoría de “Áreas de Protección de Recursos Naturales”, de conformidad con el artículo 46, fracción VI, de la Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente. Esta zona constituye una de las principales áreas de recarga del acuífero, por lo que resulta indispensable

restringir actividades que disminuyan la infiltración o deterioren la calidad del agua, tales como urbanización no planificada, cambio de uso de suelo y deforestación.

En concordancia con el artículo 53 de la citada Ley, *“Se consideran dentro de esta categoría las reservas y zonas forestales, las zonas de protección de ríos, lagos, lagunas, manantiales y demás cuerpos considerados aguas nacionales, particularmente cuando éstos se destinen al abastecimiento de agua para el servicio de las poblaciones.”* Las áreas de protección de recursos naturales se destinan a *la preservación y protección del suelo, las cuencas hidrográficas, las aguas y, en general, los recursos naturales localizados en terrenos forestales de aptitud preferentemente forestal, siempre que no se encuentren comprendidas en otra de las categorías previstas en el artículo 46.* Adicionalmente, se recomienda promover programas de reforestación y manejo sustentable de suelos que favorezcan la infiltración y reduzcan la erosión en la zona sur de la cuenca.

2. Monitoreo y control de metales en el agua subterránea para protección de la salud pública

Implementar una red de monitoreo periódico de la calidad del agua y de los niveles piezométricos, con el fin de detectar variaciones en la composición química y su relación con procesos naturales o antropogénicos. Se deberá prestar especial atención a los pozos que, en algún muestreo, presentaron concentraciones superiores a los límites establecidos por la normativa mexicana, en particular al pozo 36, ubicado en Santa Ana Maya, el cual excedió el límite máximo permisible de manganeso en todas las campañas de muestreo y de hierro en una de ellas.

De continuar registrándose concentraciones de hierro y manganeso por encima de lo establecido en la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-2021, Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de la calidad del agua, se recomienda implementar acciones de remediación específicas para ambos elementos antes de la distribución del recurso a la población. Mantener la distribución de agua con niveles elevados de hierro y manganeso representa un riesgo potencial para la salud pública.

3. Identificación y control de fuentes puntuales de contaminación

Es necesario implementar un programa de identificación y monitoreo de posibles fuentes de contaminación del agua subterránea, incluyendo tiraderos de basura a cielo abierto que carecen de sistemas de control de lixiviados. Estos sitios representan un riesgo significativo para la calidad del agua, tanto superficial como subterránea, debido a la infiltración de contaminantes hacia el acuífero y su posible descarga directa a cuerpos de agua. Un ejemplo crítico es el tiradero ubicado en San Agustín del Pulque, cercano al Lago de Cuitzeo, que podría estar vertiendo lixiviados directamente al lago. Se recomienda establecer medidas de control, remediación o clausura de estos sitios de disposición final, así como promover alternativas de gestión integral de residuos que minimicen su impacto en los recursos hídricos.

4. Regulación de la extracción y control de subsidencia en zonas críticas del acuífero.

Se recomienda ajustar los volúmenes de extracción a la disponibilidad real del acuífero, priorizando el abastecimiento para consumo humano y usos estratégicos, especialmente en las zonas de Santa Ana Maya y Morelia, donde se ha documentado la mayor subsidencia en la cuenca. Asimismo, es indispensable implementar mecanismos de medición y control en pozos para evitar la sobreexplotación y el descenso acelerado de los niveles, con énfasis en estas áreas críticas, a fin de mitigar el riesgo de hundimientos y la pérdida de capacidad de almacenamiento del acuífero.

5. Control de fuentes de contaminación y protección de la calidad del agua subterránea

Regular el uso de agroquímicos y optimizar las prácticas agrícolas con el objetivo de disminuir el riesgo de lixiviación de contaminantes hacia el acuífero, especialmente en las zonas identificadas como áreas de recarga en el sur de la cuenca que incluyen los municipios de Pátzcuaro, Huiramba, Lagunillas y Acuitzio, así como en los flujos de reciente infiltración provenientes de las elevaciones que circundan la cuenca, por ser las más vulnerables a la contaminación de origen antropogénico.

Asimismo, es fundamental fortalecer la infraestructura de tratamiento de aguas residuales urbanas y rurales, a fin de minimizar las descargas directas a cuerpos de agua y a zonas de recarga, ya que estas pueden infiltrarse al subsuelo y comprometer la calidad del sistema acuífero. En el caso de que algún pozo de agua presente concentraciones constantes por encima de la legislación mexicana de manera sostenida y constante en el tiempo, proceder a su clausura.

6. Estrategias de adaptación al cambio climático y uso estratégico del agua subterránea

Es necesario desarrollar estrategias que consideren la variabilidad climática y el posible incremento de eventos extremos, priorizando la captación de agua de lluvia, el almacenamiento, la recarga inducida y, en la medida de lo posible, el aprovechamiento de fuentes superficiales, de modo que el agua subterránea sea reservada para situaciones de mayor escasez o emergencia. De acuerdo con la CONAGUA, en la cuenca existe un déficit de agua subterránea de -39,897,596 m³/año como consecuencia del bombeo intenso.

El recurso subterráneo debe concebirse como una reserva estratégica frente a los escenarios de cambio climático, por lo que es indispensable diseñar e implementar acciones orientadas a reducir dicho déficit y alcanzar un balance sustentable entre entradas y salidas. Desde un enfoque de planificación territorial y adaptación al cambio climático, se deben promover planes de manejo integral que contemplen escenarios futuros de disponibilidad hídrica y favorezcan el uso racional y diferenciado de los recursos superficiales y subterráneos.

7. Educación ambiental y participación comunitaria para la gestión del agua subterránea

Se debe fomentar la educación ambiental enfocada en la importancia de conservar el agua subterránea y su relación directa con el bienestar social y el equilibrio de los ecosistemas. Es fundamental que agricultores, industria local y usuarios domésticos comprendan la estrecha relación que mantienen con los recursos hídricos, las principales fuentes de contaminación y las prácticas adecuadas para su conservación. Involucrar a las comunidades locales en programas de vigilancia, restauración y manejo participativo del recurso permitirá fortalecer su corresponsabilidad en la protección y uso sostenible del agua en la cuenca.

IX. BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Alfaro, R., Martínez, V., Segovia, N., Peña, P., López, M., Armienta, M., Rangel, J., Seidel, J. (2002). Radon behavior in springs and wells around Cuizco lake, Lerma river basin, Mexico. *Geofísica Internacional*, 41(4), 439-445.
- Appelo, C., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution (2nd edition)*. Amsterdam: A.A. Balkema Publishers.
- Bagheri-Gavkosh, M., Hosseini, S. M., Ataie-Ashtiani, B., Sohani, Y., Ebrahimian, H., Morovat, F., & Ashrafi, S. (2021). Land subsidence: A global challenge. *Science of the Total Environment*, 778, 146193. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.146193
- Bense, V., Gleeson, T., Loveless, S., Bour, O., & Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.09.008
- Boni, R., Meisina, C., Teatini, P., Zucca, F., Zoccarato, C., Franceschini, A., . . . Herrera, G. (2020). 3D groundwater flow and deformation modelling of Madrid aquifer. *Journal of Hydrology*, 585, 124773. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.124773
- Cano, Y., Sánchez, L., Puentes, J. T., & Velásquez, M. L. (2018). Evaluación preliminar del pH de las lluvias en la ciudad de Portoviejo, Ecuador. *Ciencia*, 26(3-4), 79-83. DOI: 10.5281/zenodo.5590926
- Cardona, A., & Carrillo-Rivera, J. J. (2006). Hidrogeoquímica de sistemas de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas riolíticas. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3), 69-86.
- Cardona-Melchor, S. (2015). Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico EL Águila y los domos La Taza-La Nieve-El burro centro-norte de Michoacán. *Master thesis. Master in Geociencias y Planificación del Territorio, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH, Morelia, México.*
- Charette, M. A., Sholkovitz, E. R., & Hansel, C. M. (2005). Trace element cycling in a subterranean estuary: Part 1. Geochemistry of the permeable sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(8), 2095-2109 DOI: 10.1016/j.gca.2004.10.024

- Charette, M. A., & Sholkovitz, E. R. (2006). Trace element cycling in a subterranean estuary: Part 2. Geochemistry of the pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 811–826.
- Chebotarev, I. (1955). Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering-1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1-2), 22–48. DOI: 10.1016/0016-7037(55)90015-6
- Chihi, H., Marsily, G. d., Belayouni, H., & Yahyaoui, H. (2015). Relationship between tectonic structures and hydrogeochemical compartmentalization in aquifers: Example of the “Jeffara de Medenine” system, south-east Tunisia. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4 (B), 410–430. DOI: 10.1016/j.ejrh.2015.07.004
- Cigna, F., & Tapete, D. (2022). Urban growth and land subsidence: Multi-decadal investigation using human settlement data and satellite InSAR in Morelia, Mexico. *Science of The Total Environment*, 152211. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.152211
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 436–468.
- Das, P., Mohapatra, P., Goswami, S., Mishra, M., & Pattanaik, J. (2020). A geospatial investigation of interlinkage between basement fault architecture and coastal aquifer hydrogeochemistry. *Geoscience Frontiers*, 11(4), 1431–1440. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.12.008
- D'Amore, F., Scandiffio, G., & Panichi, C. (1983). Some observations in the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, 12(2-3), 141–148. DOI: 10.1016/0375-6505(83)90024-X
- Escobar-Villagrán, B. S., & Palacios-Vélez, Ó. L. (2012). Análisis de la sobreexplotación del acuífero Texcoco, México. *Tecnología y ciencias del agua*, 3(2), 67–84.

- Figuerroa-Miranda, S., Tuxpan-Vargas, J., Ramos-Leal, J. A., Hernández-Madrigal, V. M., & Villaseñor-Reyes, C. I. (2018). Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central México: A review. *Engineering Geology*, 246, 91-106. DOI: 10.1016/j.enggeo.2018.09.023
- Figuerroa-Miranda, S., Hernández-Madrigal, V. M., Tuxpan-Vargas, J., & Villaseñor-Reyes, C. I. (2020). Evolution assessment of Structurally-Controlled Differential Subsidence using SBAS and PS Interferometry in an emblematic case of central Mexico. *Engineering Geology*, 279 (105860). DOI: 10.1016/j.enggeo.2020.105860
- Food and Agriculture Organization (FAO). (26 de 07 de 2018). *More people, more food, worse water? a global review of water pollution from agriculture*. Obtenido de Food and Agriculture Organization of the United Nations: <http://www.fao.org/3/CA0146EN/ca0146en.pdf>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall
- Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Torres, G., Israde-Alcántara, I., Arreygüe, E., Canuti, P., & Chiesa, S. (1999). Efecto del clima (El niño) en los fenómenos de fluencia de las fallas geológicas de la ciudad de Morelia. *GEOS*, 19(2), 84-93.
- Garduño-Monroy, V. H., Medina-Vega, V. H., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V. M., & Ávila-Olivera, J. A. (2010). Unidades geohidrológicas de la region Morelia-Cuitzeo. En S. Cram, L. Galicia, & I. I.-A. (eds), *Atlas de la cuenca del Lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y entorno socioambiental* (págs. 64-67). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía; Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Garduño-Monroy, V. H., Giordano, N., Olivera, J. A., Madrigal, V. M., Nateras, A. S., & Salmerón, J. E. (2014). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio. In A. Vieyra, & A. Larrazábal, *Urbanización, Sociedad y Ambiente. Experiencias en ciudades medias* (pp. 193-218).
- Gat, J. R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225-262. DOI: 10.1146/annurev.earth.24.1.225

- Gómez-Vasconcelos, M., Avellán, D., Soria-Caballero, D., Macías, J., Velázquez-Bucio, M., Jiménez-Haro, A., . . . Cardona-Melchor, S. (2021). Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103196. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103196
- Hosono, T., Hossain, S., & Shimada, J. (2020). Hydrobiogeochemical evolution along the regional groundwater flow systems in volcanic aquifers in Kumamoto, Japan. *Environmental Earth Sciences*, 79, 410 DOI: 10.1007/s12665-020-09155-4.
- Hounslow, A. W. (1995). *Water quality data: Analysis and interpretation*. CCR Press, Inc.
- INEGI. (24 de 07 de 2024). INEGI. Censo de población y vivienda 2020. Obtenido de <https://www.inegi.org.mx/app/cpv/2020/resultadosrapidos/default.html?texto=Morelia>
- Israde-Alcántara, I., & Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1-3), 209–227. DOI: 10.1016/S0031-0182(99)00024-3
- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier.
- Kravchenko, J., Darrah, T. H., Miller, R. K., Lyerly, H. K., & Vengosh, A. (2014). A review of the health impacts of barium from natural and anthropogenic exposure. *Kravchenko, J., Darrah, T. H., Miller, R. K., Lyerly, H. K., & Vengosh, A. (2014). A review of the health impacts of barium**Environmental Geochemistry and Health*, 36(4), 797-814. DOI: 10.1007/s10653-014-9622-7
- Li, C., Gao, X., Li, S., & Bundschuh, J. (2020). A review of the distribution, sources, genesis, and environmental concerns of salinity in groundwater. *Environmental Science and Pollution Research*, 27, 41157-41174. DOI: 10.1007/s11356-020-10354-6
- Liu, P.-W., Famiglietti, J. S., Purdy, A. J., Adams, K. H., McEvoy, A. L., Reager, J. T., . . . Rodell, M. (2022). Groundwater depletion in California's Central Valley accelerates during megadrought. *Nature Communications*, 13, 7825. DOI: 10.1038/s41467-022-35582-x
- Lupi, M., Collignon, M., Fischanger, F., Carrier, A., Tripanera, D., & Pioli, L. (2022). Geysers, Boiling Groundwater and Tectonics: The 3D Subsurface Resistive Structure of the

- Haukadalur Hydrothermal Field, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024040. DOI: 10.1029/2022JB024040
- Malmgren, K. A., Neves, M. C., Gurdak, J. J., Costa, L., & Monteiro, J. P. (2022). Groundwater response to climate variability in Mediterranean type climate zones with comparisons of California (USA) and Portugal. *Hydrogeol J.*, 30, 767–782. DOI: 10.1007/s10040-022-02470-z
- Martinelli, G., Ciolini, R., Facca, G., Fazio, F., Gherardi, F., Heinicke, J., & Pierotti, L. (2021). Tectonic-Related Geochemical and Hydrological Anomalies in Italy during the Last Fifty Years. *Minerals*, 11, 107. DOI: 10.3390/min11020107
- Mifflin, M. (1988). Region 5, Great Basin. En W. Back, J. S. Rosenshein, & P. R. Seaber (Eds), *Hydrogeology* (69-78). Geological Society of America. DOI: 10.1130/DNAG-GNA-O2.69
- Morales-Arredondo, J., Hernández, M. A., Cuellar-Ramírez, E., Morton-Bermea, O., & Ortega-Gutiérrez, J. (2022). Hydrogeochemical behavior of Ba, B, Rb, and Sr in an urban aquifer located in central Mexico and its environmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103870. DOI: 10.1016/j.jsames.2022.103870
- Nisa, F. U., Umar, R., Jahan, A., & Kumar, S. (2025). Spring water recharge source identification and its interaction with surface water in the southwest Himalayan Vishav River catchment: insights from stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes. *Sustainable Water Resources Management*, 11, 62. DOI: 10.1007/s40899-025-01236-1
- Olaka, L. A., Kasemann, S. A., Sültenfuß, J., Wilke, F. D., Olago, D. O., Mulch, A., & Musolff, A. (2022). Tectonic Control of Groundwater Recharge and Flow in Faulted Volcanic Aquifers. *Water Resources Research*, 58, e2022WR032016. DOI: 10.1029/2022WR032016
- Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlknecht, J., Ortega, L., Taran, Y., Moran-Zenteno, D. J., Zamora-Martínez, O., Tadeo-Leon, J. (2020). Water-rock interaction and mixing processes of complex urban groundwater flow system subject to intensive exploitation: The case of Mexico City. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102719. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102719

- Pérez-Martínez, L., Villanueva-Estrada, R. E., García-Martínez, R., Rodríguez-Díaz, A., & Canet, C. (2021). Anomalías y mecanismos de transporte de mercurio en un sistema hidrotermal asociado a fallas normales en Araró, Michoacán (occidente de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(2), 86-99. DOI: 10.22201/cgeo.20072902e.2021.2.1596
- Pérez-Villarreal, J., Ávila-Olivera, J. A., & Israde-Alcántara, I. (2018). Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70(3), 675-688. DOI: 10.18268/BSGM2018v70n3a5
- Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 25, 914-928. DOI: 10.1029/TR025i006p00914
- Pola, A., Martínez-Martínez, J., Macías, J., Fusi, N., Crosta, G., Garduño-Monroy, V., & Nuñez-Hurtado, J. (2016). Geomechanical characterization of the Miocene Cuitzeo ignimbrites, Michoacán, Central Mexico. *Engineering Geology*, 2014, 79-93. DOI: 10.1016/j.enggeo.2016.10.003
- Smith, R., Knight, R., & Fendorf, S. (2018). Overpumping leads to California groundwater arsenic threat. *Nature Communications*, 9, 2089. doi: 10.1038/s41467-018-04475-3
- Tavares, T., Bertolo, R., Frieme, B., Crespi, A., Martins, V., & Hirata, R. (2015). Hydrochemical investigation of barium in the public water supply wells of Sao Paulo state, southern Brazil. *Environmental Earth Sciences*, 74, 6599–6612 DOI: 10.1007/s12665-015-4661-7
- Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795–4812. DOI: 10.1029/JZ068i016p04795
- Toth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7, 1-14. DOI: 10.1007/s100400050176
- United Nations (ONU). (2022). *The United Nations World Water Development Report 2022: Groundwater: Making the invisible visible*. Paris: UNESCO.

- Urrutia, J., Herrera, C., Gimena, E. C., Jódar, J., & Medina, A. (2019). Groundwater recharge and hydrodynamics of complex volcanic aquifers with a shallow saline lake: Laguna Tuyajto, Andean Cordillera of northern Chile. *Science of The Total Environment*, 697, 134116. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.134116
- Whincup, P., Oktavianus, R., & Egy, C. (2024). Jakarta groundwater: victim of its own success. *Hydrogeology Journal*, 32, 353–358. DOI: 10.1007/s10040-023-02758-8
- World Health Organization (WHO). (2011). *Guidelines for Drinking-water Quality (4th ed.)*. <https://apps.who.int/iris/handle/10665/44584>: WHO.
- Yang, P., Luo, D., Hong, A., Ham, B., Xie, S., Ming, X., Wang, Z., Pang, Z. (2019). Hydrogeochemistry and geothermometry of the carbonate–evaporite aquifers controlled by deep-seated faults using major ions and environmental isotopes. *Journal of Hydrology*, 579, 124116 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.124116
- Xie, Y., Wang, F., & Liu, S. (2024). Oxygen and hydrogen isotope characteristics of different water bodies in the Burqin River Basin of the Altay Mountains, China. *Journal of Arid Land*, 16, (1365-1379). DOI: 10.1007/s40333-024-0085-0
- Zhu, L., Gong, H., Chen, Y., Wang, S., Ke, Y., Guo, G., . . . Teatini, P. (2020). Effects of Water Diversion Project on groundwater system and land subsidence in Beijing, China. *Engineering Geology*, 276, 105763. DOI: 10.1016/j.enggeo.2020.105763

ANEXO 1

Parámetros iónicos y fisicoquímicos de pozos y manantiales

TABLA 1. PARAMETROS IONICOS Y FISICOQUÍMICOS DE POZOS Y MANANTIALES

No.	Estación	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	I.B.	T	CE	pH
Muestras de agua = 204															
P-01	Secas 2022	<L.C.	106.19	10.63	89.70	40.599	0.41	68.82	183.48	5.94	386.10	1.60	17.7	1040	7.3
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	145.41	15.07	53.67	18.915	0.18	56.02	96.14	N.D.	411.76	2.85	27	1100	7.3
	Secas 2023	<L.C.	152.13	16.53	47.37	15.606	0.30	53.40	76.87	N.D.	433.34	2.22	26.9	1160	7.1
	Lluvias 2023	0.049	147.99	14.25	45.84	14.981	<L.C.	57.21	77.62	N.D.	429.66	0.27	27.2	980	7.4
P-02	Secas 2022	0.068	115.88	5.68	14.62	12.288	0.25	8.69	16.42	5.94	368.01	0.76	26	636	7.5
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	114.39	5.68	13.97	11.824	0.22	7.59	14.57	10.61	346.07	1.77	27	597	7.3
	Secas 2023	<L.C.	79.95	5.48	28.05	18.504	0.20	10.96	25.60	2.88	327.94	1.69	25.1	710	7
	Lluvias 2023	0.052	109.69	5.22	13.18	11.313	<L.C.	8.30	15.56	N.D.	365.41	-0.37	27.2	600	7.7
P-03	Secas 2022	<L.C.	80.53	5.38	28.05	18.185	0.22	10.41	25.22	N.D.	337.84	1.31	25	630	7.2
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	82.77	5.55	28.60	18.701	0.21	9.88	23.91	N.D.	338.23	2.89	24	594	7.1
	Secas 2023	0.104	110.67	5.74	14.17	12.132	0.22	8.51	15.50	N.D.	371.86	0.06	26.1	770	7.5
	Lluvias 2023	<L.C.	81.10	5.20	28.05	18.445	<L.C.	11.04	25.98	N.D.	339.31	1.27	25.3	590	7.4
P-04	Secas 2022	<L.C.	26.56	2.14	16.75	9.015	0.19	2.44	4.04	5.94	150.82	-0.81	23.5	280	7.5
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	26.92	2.15	16.36	8.755	0.15	2.08	3.61	N.D.	161.76	-0.54	25	246	7.6
	Secas 2023	<<L.C.	27.03	2.40	16.46	8.991	0.16	2.26	4.07	N.D.	161.04	0.04	25.1	290	7.4

	Lluvias 2023	<L.C.	25.92	2.02	15.99	8.618	<L.C.	2.23	4.06	2.97	153.59	-1.42	24.6	280	7.7
P-05	Secas 2022	<L.C.	28.09	2.77	22.74	11.901	0.19	3.57	9.13	5.94	174.95	0.60	24	340	7.6
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	27.90	3.32	27.72	13.910	0.15	4.16	12.12	8.68	183.33	2.07	24.4	344	8
	Secas 2023	<L.C.	27.54	3.69	29.91	14.970	0.17	4.94	14.55	2.88	202.03	2.01	24.7	430	7.8
	Lluvias 2023	<L.C.	27.45	3.34	29.34	14.677	<L.C.	4.93	14.63	N.D.	210.81	0.67	25.4	390	8
P-06	Secas 2022	0.007	68.77	6.97	28.06	15.285	2.72	8.91	20.88	N.D.	312.44	-1.03	24	650	6.8
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	71.83	7.32	28.21	15.511	<L.C.	11.58	10.57	N.D.	305.88	3.77	24	565	7.1
	Secas 2023	<L.C.	68.32	6.92	27.23	15.113	0.19	11.62	10.43	N.D.	298.66	2.69	25.3	590	6.6
	Lluvias 2023	0.049	69.79	6.68	26.90	14.802	<L.C.	11.76	10.50	N.D.	304.18	2.09	26.3	550	6.4
P-07	Secas 2022	<L.C.	22.50	1.79	16.41	10.021	0.18	2.18	3.22	11.82	132.20	-0.57	25	270	8.2
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	23.11	1.82	27.39	9.790	0.15	0.21	0.00	5.79	146.08	10.71	27	235	7.8
	Secas 2023	<L.C.	22.65	2.05	16.14	9.991	0.16	1.96	3.20	2.88	149.33	-0.16	26.9	280	8
	Lluvias 2023	<L.C.	21.95	1.67	15.23	9.346	<L.C.	1.94	3.09	2.97	147.57	-2.13	28	250	8
P-08	Secas 2022	0.008	64.29	7.52	29.76	14.726	0.22	9.40	11.20	N.D.	318.45	-0.37	25.3	580	6.8
Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	67.21	7.70	29.43	14.763	0.18	8.79	10.18	N.D.	315.68	1.41	26	600	6.7
	Secas 2023	<L.C.	63.77	7.54	29.50	14.848	0.20	9.47	10.83	N.D.	316.22	-0.23	25.8	580	6.6
	Lluvias 2023	0.050	63.87	7.41	30.74	15.087	<L.C.	9.65	12.17	N.D.	325.26	-0.93	26.2	540	6.3
P-09	Secas 2022	<L.C.	28.04	2.27	17.79	9.251	0.20	2.47	5.34	N.D.	168.23	-0.37	25.3	310	7.7

Pozo															
	Lluvias 2022	<L.C.	29.12	2.34	17.57	9.145	0.15	2.15	4.92	N.D.	168.62	0.36	25	281	7.4
	Secas 2023	<L.C.	28.43	2.52	17.51	9.325	0.19	2.26	5.33	N.D.	166.90	0.38	24.7	310	7.4
	Lluvias 2023	<L.C.	28.38	2.19	17.08	8.834	<L.C.	2.26	6.07	N.D.	168.65	-1.45	27.5	290	7.4
P-10 Pozo	Secas 2022	<L.C.	40.11	11.86	27.09	16.782	0.25	11.02	17.44	N.D.	252.35	-0.43	21.4	480	7.8
	Lluvias 2022	<L.C.	42.29	12.56	25.93	15.843	0.18	10.29	15.04	N.D.	245.09	1.37	23	241	7.5
	Secas 2023	<L.C.	40.16	12.59	26.78	16.982	0.21	10.90	2.22	N.D.	256.69	2.46	23	510	7.3
	Lluvias 2023	<L.C.	45.22	11.29	24.29	13.630	<L.C.	11.26	13.51	N.D.	248.92	-0.96	23.8	440	7.5
P-11 Pozo	Secas 2022	<L.C.	45.84	8.98	37.38	26.360	0.28	10.85	32.07	N.D.	307.74	1.84	22.4	610	7.6
	Lluvias 2022	<L.C.	47.47	9.36	38.69	26.028	0.20	10.37	29.82	11.57	276.47	4.39	24	568	7.7
	Secas 2023	<L.C.	45.63	9.11	36.91	26.414	0.22	10.84	30.64	2.94	298.66	2.34	21.4	650	7.7
	Lluvias 2023	<L.C.	46.36	8.91	36.40	26.075	<L.C.	11.30	31.67	N.D.	305.90	1.76	22.8	580	7.6
P-12 Pozo	Secas 2022	<L.C.	52.97	2.65	10.55	3.157	0.34	3.07	5.12	11.82	150.27	1.45	32.2	340	8.4
	Lluvias 2022	<L.C.	54.27	2.67	10.12	2.799	0.24	2.64	4.40	5.79	162.74	2.02	31.7	304	7.9
	Secas 2023	<L.C.	52.35	2.75	10.04	3.039	0.25	2.79	4.80	5.88	158.11	1.96	30	330	8.3
	Lluvias 2023	<L.C.	52.58	2.49	9.62	2.611	<L.C.	2.79	4.66	11.80	152.95	-0.49	31.3	310	8.4
P-13 Pozo	Secas 2022	<L.C.	36.17	6.61	13.65	4.118	0.33	5.27	4.41	N.D.	148.30	1.35	23.5	280	7.4
	Lluvias 2022	<L.C.	31.21	6.91	13.70	4.398	0.21	3.54	4.62	N.D.	138.23	2.13	23	437	7.5

	Secas 2023	<L.C.	39.60	6.50	13.45	3.965	0.23	6.15	4.22	N.D.	158.11	0.38	24.1	320	7.4
	Lluvias 2023	<L.C.	40.67	6.28	12.92	3.396	<L.C.	6.33	4.13	2.95	155.95	-1.11	25.6	290	7.5
P-14 Pozo	Secas 2022	0.009	85.46	7.66	29.81	9.622	0.29	25.03	15.91	N.D.	308.88	0.64	24.7	620	7.6
	Lluvias 2022	<L.C.	96.90	8.85	30.28	9.267	0.22	25.97	14.18	N.D.	306.86	5.06	25	610	7.2
	Secas 2023	0.106	90.46	8.43	29.52	9.441	0.25	27.14	15.15	N.D.	315.25	1.18	25.9	680	7
	Lluvias 2023	0.068	93.69	8.36	29.35	9.127	<L.C.	28.66	14.88	2.95	317.90	0.66	27.1	630	6.8
P-15 Pozo	Secas 2022	0.032	257.70	10.34	31.53	10.086	0.45	98.03	52.56	N.D.	575.34	2.09	28.1	1380	7.5
	Lluvias 2022	<L.C.	259.58	9.34	27.32	7.433	0.26	87.97	37.06	34.72	523.52	1.89	29	1360	7.4
	Secas 2023	<L.C.	256.05	10.44	25.93	8.365	0.35	87.45	33.20	N.D.	597.55	1.58	29.7	1350	7.5
	Lluvias 2023	0.190	255.85	8.48	25.43	6.830	<L.C.	90.25	34.35	N.D.	593.81	0.78	29.7	1220	7.4
P-16 Pozo	Secas 2022	0.015	131.50	8.11	27.07	8.933	0.23	52.66	25.01	N.D.	378.53	-1.28	23.7	790	7.2
	Lluvias 2022	<L.C.	130.96	8.38	27.12	8.904	0.20	44.67	24.50	N.D.	369.60	1.00	23	747	7.1
	Secas 2023	<L.C.	132.09	9.28	26.98	8.896	0.21	45.59	24.74	N.D.	380.64	0.07	23.1	830	7
	Lluvias 2023	<L.C.	130.59	7.66	25.99	8.450	<L.C.	46.54	24.08	N.D.	374.88	-0.56	23.8	750	7.2
M-01 Manant ial	Secas 2022	<L.C.	13.33	2.46	12.75	9.723	0.21	3.92	8.41	N.D.	99.14	3.93	20	220	7.2
	Lluvias 2022	<L.C.	14.62	3.14	12.12	8.914	0.19	3.72	8.39	N.D.	100.00	3.17	23	204	7.2
	Secas 2023	<L.C.	12.56	3.08	11.14	8.793	0.19	3.08	6.18	N.D.	99.55	1.26	19.9	210	7.3

	Lluvias 2023	<L.C.	15.69	3.49	12.38	9.196	0.13	4.17	7.75	N.D.	106.57	2.73	20	220	7
P-17 Pozo	Secas 2022	<L.C.	23.19	6.68	23.66	17.899	0.20	16.58	15.38	N.D.	168.24	3.76	19.8	420	6.7
	Lluvias 2022	<L.C.	27.76	7.98	22.61	17.666	0.17	13.11	16.14	N.D.	173.53	5.76	21	392	6.7
	Secas 2023	<L.C.	25.78	8.37	12.65	10.466	0.20	4.68	4.10	N.D.	152.26	1.89	22.1	310	7.7
	Lluvias 2023	<L.C.	25.65	8.22	12.75	10.360	<L.C.	4.77	4.18	N.D.	155.95	0.67	22.5	280	7.8
P-18 Pozo	Secas 2022	<L.C.	24.27	8.24	10.96	9.019	0.23	2.99	2.45	11.82	126.17	-1.04	23	280	8.2
	Lluvias 2022	<L.C.	25.50	8.35	11.90	9.090	0.21	2.65	2.19	5.79	137.25	1.75	24	250	7.8
	Secas 2023	<L.C.	24.44	7.95	10.93	9.280	0.21	2.66	2.39	N.D.	146.40	0.78	23.7	280	7.8
	Lluvias 2023	<L.C.	24.28	7.76	10.77	9.113	<L.C.	2.69	2.39	N.D.	149.95	-0.79	23.8	250	7.9
P-19 Pozo	Secas 2022	<L.C.	26.63	8.63	12.27	9.138	0.23	4.15	3.31	N.D.	150.21	1.55	25	290	7.7
	Lluvias 2022	<L.C.	28.20	9.05	12.04	8.612	0.20	4.03	2.96	N.D.	152.94	1.37	26	265	7.5
	Secas 2023	<L.C.	26.63	8.63	12.27	9.138	0.23	4.15	3.31	N.D.	150.21	1.55	25	290	7.7
	Lluvias 2023	<L.C.	28.20	9.05	12.04	8.612	0.20	4.03	2.96	N.D.	152.94	1.37	26	265	7.5
P-20 Pozo	Secas 2022	<L.C.	9.31	3.56	13.71	10.460	<L.C.	3.97	6.12	N.D.	104.06	2.41	19.4	220	6.8
	Lluvias 2022	<L.C.	8.99	3.38	12.95	10.150	0.10	2.45	5.27	N.D.	104.08	1.78	18.7	220	7.1
	Secas 2023	<L.C.	9.50	3.58	13.58	10.478	0.10	2.49	5.60	N.D.	101.80	4.72	19.7	220	7.2
	Lluvias 2023	<L.C.	9.20	3.25	13.05	10.361	0.10	1.91	5.48	N.D.	106.57	1.71	19.8	200	7.7
M-02	Secas 2022	<L.C.	8.65	2.96	11.07	9.240	<L.C.	3.50	3.90	N.D.	97.75	-0.49	18.9	170	6.7

Manant ial															
	Lluvias 2022	<L.C.	8.41	2.90	10.55	9.011	0.06	1.92	2.87	N.D.	94.64	1.18	19.3	190	7.1
	Secas 2023	<L.C.	8.80	2.84	10.70	9.157	<L.C.	1.93	3.22	N.D.	98.62	0.16	19.9	220	6.9
	Lluvias 2023	<L.C.	8.71	2.83	10.83	9.321	<L.C.	1.44	3.20	N.D.	100.96	-0.10	19.5	180	6.9
P-21 Pozo	Secas 2022	<L.C.	11.88	3.63	26.42	28.210	<L.C.	3.01	2.60	N.D.	249.11	0.33	20.6	380	6.3
	Lluvias 2022	<L.C.	11.72	3.47	25.38	27.848	0.07	1.36	1.61	N.D.	257.31	-1.61	20.7	430	6.6
	Secas 2023	<L.C.	11.70	3.48	27.72	26.688	<L.C.	1.46	2.09	N.D.	251.31	-0.31	21.6	410	6.5
	Lluvias 2023	<L.C.	11.24	3.15	24.11	26.358	<L.C.	0.53	0.98	N.D.	241.18	-0.58	21	370	6.5
P-22 Pozo	Secas 2022	<L.C.	47.22	7.76	77.55	49.360	0.45	20.77	37.63	37.22	397.29	5.38	21.7	890	7.2
	Lluvias 2022	0.011	46.16	7.39	74.17	48.171	0.28	19.31	35.41	N.D.	466.88	4.87	23.3	990	7.2
	Secas 2023	<L.C.	46.44	7.48	73.74	47.849	0.37	19.31	35.63	N.D.	460.40	5.23	23.3	990	7.2
	Lluvias 2023	<L.C.	46.36	6.23	72.36	47.208	0.33	17.91	33.53	N.D.	459.92	4.95	22.4	870	7.3
P-23 Pozo	Secas 2022	<L.C.	60.04	11.32	45.82	36.700	0.49	6.08	17.67	21.71	368.91	5.62	23	680	7.5
	Lluvias 2022	0.020	58.73	10.91	40.80	31.075	0.32	4.79	15.53	N.D.	407.40	1.90	25	750	7.5
	Secas 2023	<L.C.	61.91	9.88	36.65	32.382	0.44	5.26	15.79	N.D.	400.61	2.57	25.8	730	7.5
	Lluvias 2023	<L.C.	58.54	10.44	41.17	31.341	0.44	4.69	15.98	N.D.	398.23	2.99	24.5	670	7.5
P-24 Pozo	Secas 2022	<L.C.	37.67	5.10	38.03	18.660	0.30	7.61	20.11	15.51	236.48	1.57	25.7	490	7.5

	Lluvias 2022	<L.C.	39.00	5.07	39.43	19.655	0.13	7.24	22.17	N.D.	281.02	1.24	25.7	560	7.6
	Secas 2023	<L.C.	38.68	5.19	38.85	19.348	0.19	6.92	21.16	N.D.	276.04	1.68	25.7	560	7.5
	Lluvias 2023	<L.C.	52.46	6.65	66.59	36.758	0.10	19.52	38.71	N.D.	392.62	6.04	25	800	7.3
P-25 Pozo	Secas 2022	<L.C.	41.78	5.93	32.96	17.090	0.29	4.91	7.07	15.51	253.30	0.51	26.3	460	7.4
	Lluvias 2022	<L.C.	41.90	5.75	32.25	17.062	0.12	3.49	6.08	N.D.	285.48	0.74	26.4	510	7.5
	Secas 2023	<L.C.	41.73	5.85	32.23	17.031	0.18	3.52	6.60	N.D.	282.02	1.08	26.4	510	7.6
	Lluvias 2023	<L.C.	42.46	5.17	32.37	17.057	0.13	3.48	6.41	N.D.	280.44	1.67	27	460	7.9
P-26 Pozo	Secas 2022	<L.C.	156.27	17.94	71.37	41.100	0.63	75.93	86.55	49.62	460.35	3.74	23.1	1340	7.3
	Lluvias 2022	0.020	211.65	22.31	70.67	38.796	0.21	82.65	92.86	N.D.	674.33	3.68	22	1680	7.4
	Secas 2023	<L.C.	162.59	20.80	72.96	41.847	0.29	74.69	84.66	N.D.	568.03	5.36	27	1470	7.2
	Lluvias 2023	<L.C.	164.75	17.99	68.11	39.721	0.25	68.41	80.37	N.D.	577.71	4.42	22.7	1280	7.3
P-27 Pozo	Secas 2022	<L.C.	106.02	8.53	26.31	14.730	0.49	28.67	41.64	18.41	286.93	2.35	26.9	680	7.7
	Lluvias 2022	0.031	105.28	8.23	25.43	14.638	0.30	27.36	39.04	12.81	306.30	1.53	26	760	8
	Secas 2023	<L.C.	105.89	9.60	25.86	14.689	0.40	27.89	40.04	5.88	316.90	2.22	27.2	770	7.9
	Lluvias 2023	<L.C.	107.35	8.01	25.60	14.704	0.38	27.97	39.98	N.D.	325.31	2.71	26.7	690	7.8
P-28 Pozo	Secas 2022	0.050	59.60	12.50	142.15	48.250	0.31	88.64	51.65	24.81	355.25	15.44	23.6	1290	7.1
	Lluvias 2022	0.049	58.99	12.65	135.75	47.965	0.24	88.76	49.61	N.D.	416.33	13.52	25.5	1440	6.9
	Secas 2023	<L.C.	61.30	14.10	138.47	50.486	0.38	95.29	53.26	N.D.	421.02	13.60	25.3	1470	6.9

	Lluvias 2023	<L.C.	60.36	12.23	137.94	49.144	0.15	93.63	51.78	N.D.	399.16	14.90	24.8	1330	7
P-29 Pozo	Secas 2022	0.050	36.13	7.47	53.90	22.250	0.36	11.07	10.03	N.D.	319.51	4.24	25.3	580	7.3
	Lluvias 2022	0.024	35.81	7.30	50.91	21.422	0.21	9.69	8.43	N.D.	324.14	2.35	28.5	640	7.1
	Secas 2023	<L.C.	36.05	7.43	50.83	21.428	0.28	9.76	8.84	N.D.	320.78	2.77	27	630	7.1
	Lluvias 2023	<L.C.	37.39	7.23	49.43	21.002	0.23	9.11	7.71	N.D.	308.49	4.53	27.2	570	7.1
P-30 Pozo	Secas 2022	<L.C.	25.10	8.06	16.71	8.060	0.29	4.29	3.03	3.10	151.35	0.21	25.7	270	8.1
	Lluvias 2022	<L.C.	24.37	9.35	15.67	7.738	0.11	2.69	1.90	2.96	157.61	-1.54	26.1	300	8
	Secas 2023	<L.C.	24.71	9.40	16.00	7.948	0.18	2.79	2.31	N.D.	161.44	-0.26	27.1	300	7.9
	Lluvias 2023	<L.C.	24.83	9.18	15.82	7.803	0.11	2.64	2.06	N.D.	159.85	0.06	27.6	270	7.8
P-31 Pozo	Secas 2022	0.100	126.47	13.09	46.40	24.170	1.36	74.69	99.94	9.30	303.75	3.06	27.5	950	7.5
	Lluvias 2022	0.095	125.99	12.92	44.71	23.760	1.23	77.19	100.19	2.97	292.01	4.13	27.1	1070	7.4
	Secas 2023	<L.C.	127.90	12.79	42.18	22.251	1.45	76.72	99.79	N.D.	330.80	0.44	28	1070	7.4
	Lluvias 2023	<L.C.	133.11	12.03	50.06	23.751	1.51	82.86	108.26	N.D.	316.90	3.36	28	990	7.6
P-32 Pozo	Secas 2022	<L.C.	33.82	8.03	47.41	39.490	<L.C.	41.39	25.91	15.51	287.98	2.45	27	670	7.7
	Lluvias 2022	<L.C.	32.67	7.65	45.30	38.836	0.10	39.88	24.82	N.D.	327.77	0.39	27	740	7.6
	Secas 2023	<L.C.	33.44	7.84	47.14	39.905	0.17	47.47	27.93	N.D.	330.80	-0.41	26.2	770	7.5
	Lluvias 2023	<L.C.	33.48	7.60	47.39	40.957	0.11	46.66	27.82	N.D.	319.70	1.69	26.6	700	7.5
M-03	Secas 2022	1.560	674.99	37.18	2.23	1.220	9.20	235.73	522.47	173.68	365.76	1.46	46.4	2950	9.2

Manant ial															
	Lluvias 2022	1.430	638.33	36.18	1.83	0.000	8.60	220.13	497.33	161.39	383.61	0.42	49	3110	9
	Secas 2023	1.829	645.80	58.80	3.84	0.641	9.43	224.56	512.37	153.82	402.98	1.34	46	3180	8.9
	Lluvias 2023	<L.C.	638.47	33.21	1.68	0.278	8.89	213.42	487.64	171.02	342.14	1.38	46	3180	8.9
P-33 Pozo	Secas 2022	<L.C.	11.68	4.66	14.45	9.720	<L.C.	3.45	2.17	3.08	109.55	2.57	20	220	8.8
	Lluvias 2022	<L.C.	11.64	4.60	13.93	9.257	0.08	2.47	1.60	2.93	113.00	0.58	20	250	8.1
	Secas 2023	<L.C.	11.99	4.72	14.20	9.430	0.15	2.53	2.11	N.D.	119.58	1.04	20.7	260	8.1
	Lluvias 2023	<L.C.	11.91	4.28	14.03	9.294	0.08	2.43	1.23	N.D.	120.59	0.42	21.6	210	8.1
P-34 Pozo	Secas 2022	<L.C.	46.64	4.94	22.99	8.180	0.82	4.21	4.28	4.12	210.74	1.71	28	390	7.4
	Lluvias 2022	0.046	46.46	4.81	22.77	8.136	0.77	3.63	3.95	N.D.	227.73	-0.04	27.2	430	7.3
	Secas 2023	<L.C.	46.24	4.88	23.04	8.305	0.82	3.79	4.56	N.D.	223.22	0.84	29.2	420	7.3
	Lluvias 2023	<L.C.	45.49	5.07	23.95	9.192	0.78	3.75	4.48	N.D.	224.35	1.79	28.2	380	7.4
P-35 Pozo	Secas 2022	<L.C.	58.93	9.81	22.45	9.210	0.30	4.23	24.60	6.18	225.35	1.58	27.5	460	7.9
	Lluvias 2022	0.021	51.27	11.51	27.93	12.893	0.19	3.59	43.51	N.D.	247.32	-0.89	25.9	540	7.3
	Secas 2023	<L.C.	50.67	13.66	33.54	15.360	0.24	3.69	47.82	N.D.	268.65	-0.22	25.3	590	7.1
	Lluvias 2023	<L.C.	83.33	8.35	68.43	22.801	0.23	24.29	89.64	N.D.	395.42	0.47	28.5	440	7.6
P-36 Pozo	Secas 2022	<L.C.	76.99	7.96	65.93	21.780	0.23	21.69	83.47	N.D.	400.62	-1.67	23.3	830	7.3

	Lluvias 2022	0.059	82.17	6.83	84.71	26.023	0.14	24.32	128.93	N.D.	446.96	-2.78	23	1050	7.1
	Secas 2023	0.150	82.47	6.78	83.26	26.082	0.38	25.85	128.65	N.D.	448.09	-3.33	23.2	1070	7.1
	Lluvias 2023	<L.C.	65.14	8.25	16.49	6.911	0.31	3.84	20.00	N.D.	241.18	-0.65	28.8	820	7.2
Pozo P-37	Secas 2022	<L.C.	34.08	4.98	16.38	11.260	0.35	9.10	22.06	N.D.	137.71	5.71	24.8	340	7.5
	Lluvias 2022	0.054	33.95	4.89	15.91	11.316	0.28	8.60	20.88	N.D.	136.79	6.36	24.5	380	7.6
	Secas 2023	<L.C.	34.08	4.97	16.28	11.534	0.35	8.84	21.89	N.D.	137.52	6.20	25.6	390	7.3
	Lluvias 2023	<L.C.	34.10	4.44	15.68	11.375	0.32	8.51	21.38	N.D.	134.61	6.54	25.8	340	7.5
P-38 Pozo	Secas 2022	<L.C.	22.57	3.26	5.45	4.180	0.39	3.33	2.86	N.D.	88.68	1.62	30.9	170	7.9
	Lluvias 2022	0.054	22.34	3.15	5.27	4.202	0.33	2.64	2.55	N.D.	95.16	-1.13	30.5	190	7.8
	Secas 2023	<L.C.	22.37	3.23	5.56	4.335	0.40	2.81	3.10	N.D.	92.68	0.18	31.6	190	7.6
	Lluvias 2023	<L.C.	22.17	3.08	5.37	4.078	0.37	2.63	2.71	N.D.	92.55	-0.62	31.4	170	7.6
P-39 Pozo	Secas 2022	<L.C.	24.58	4.60	12.93	9.840	0.32	3.56	7.65	N.D.	143.97	0.11	26.5	260	7.2
	Lluvias 2022	0.023	22.18	4.38	13.92	10.410	0.24	3.46	8.02	N.D.	136.79	2.16	23.2	300	7.1
	Secas 2023	<L.C.	24.28	4.58	12.86	9.903	0.33	3.23	8.19	N.D.	141.51	0.62	24.3	290	7.1
	Lluvias 2023	0.190	24.47	4.23	13.42	10.005	0.30	3.03	7.59	N.D.	143.02	1.54	25.2	260	7.1
P-40 Pozo	Secas 2022	<L.C.	62.30	5.52	38.41	17.460	0.34	8.43	82.15	N.D.	259.78	-0.15	24.5	590	7.5
	Lluvias 2022	<L.C.	62.60	5.17	37.32	16.578	0.32	8.71	78.73	N.D.	252.77	0.31	24.4	640	7.6
	Secas 2023	<L.C.	59.79	4.74	30.31	13.304	0.42	9.82	64.15	N.D.	221.23	0.65	25.2	570	7.5

	Lluvias 2023	<L.C.	61.49	4.66	34.21	15.520	0.39	8.76	72.06	N.D.	232.77	1.72	25.3	550	7.5
P-41 Pozo	Secas 2022	<L.C.	13.71	3.02	12.55	8.700	0.25	3.11	6.91	3.08	90.77	4.69	30.3	200	7.5
	Lluvias 2022	<L.C.	11.49	2.57	10.49	7.676	0.15	3.35	5.99	N.D.	80.29	5.44	17.8	200	7.5
	Secas 2023	<L.C.	14.76	4.50	12.72	8.714	0.25	2.56	6.82	N.D.	98.62	6.73	24.7	230	7.8
	Lluvias 2023	<L.C.	13.65	2.47	11.00	8.173	0.23	1.90	6.30	N.D.	92.55	4.58	23.3	190	7.7
P-42 Pozo	Secas 2022	<L.C.	17.41	4.39	14.58	7.530	<L.C.	2.68	3.92	3.08	115.80	1.35	23.8	220	7.8
	Lluvias 2022	<L.C.	17.46	4.10	14.01	7.345	0.14	2.05	3.60	2.93	114.49	1.25	22.8	250	8
	Secas 2023	<L.C.	17.65	4.26	14.39	7.632	0.22	2.13	4.10	3.13	116.64	1.14	23.8	240	8.2
	Lluvias 2023	<L.C.	17.37	3.83	13.93	7.488	0.17	1.60	3.99	N.D.	120.59	1.21	23.5	220	8.1
M-04 Manant ial	Secas 2022	<L.C.	7.36	3.31	14.56	5.570	<L.C.	1.98	1.48	N.D.	93.90	-1.12	18	160	7
	Lluvias 2022	<L.C.	7.38	3.20	14.17	5.496	<L.C.	1.29	1.21	N.D.	95.16	-1.85	18.6	180	7
	Secas 2023	<L.C.	7.66	3.35	15.00	5.765	<L.C.	1.37	1.73	N.D.	98.62	-1.47	18.3	180	6.9
	Lluvias 2023	<L.C.	7.46	3.04	14.59	5.621	<L.C.	0.39	0.49	N.D.	98.15	-1.15	18.1	160	6.9
M-05 Manant ial	Secas 2022	<L.C.	12.57	3.28	12.93	10.020	<L.C.	4.70	7.33	N.D.	101.20	3.87	20	210	7.5
	Lluvias 2022	<L.C.	9.82	2.69	10.22	8.328	0.13	3.12	6.78	N.D.	83.27	2.75	19.9	200	7.6
	Secas 2023	<L.C.	13.64	3.59	14.80	10.414	<L.C.	4.59	7.94	N.D.	108.16	4.90	20	250	7.7

	Lluvias 2023	<L.C.	9.57	2.45	9.52	7.870	0.15	3.09	8.03	N.D.	70.11	6.32	20.6	170	7.6
P-43 Pozo	Secas 2022	<L.C.	5.48	2.39	10.48	6.530	<L.C.	2.05	1.53	N.D.	78.25	-0.45	16.3	140	7.4
	Lluvias 2022	<L.C.	5.52	2.31	10.10	6.417	<L.C.	1.37	1.24	N.D.	77.32	-0.02	18.4	160	7.6
	Secas 2023	<L.C.	5.96	2.59	12.15	6.717	<L.C.	1.46	1.78	N.D.	82.71	1.74	15.9	160	7.5
	Lluvias 2023	<L.C.	5.63	2.16	10.69	6.537	<L.C.	0.52	0.56	N.D.	78.52	2.18	16	140	7.6
M-06 Manant ial	Secas 2022	<L.C.	39.58	6.40	33.85	16.200	<L.C.	26.98	38.69	N.D.	143.98	11.11	22	480	7.2
	Lluvias 2022	<L.C.	39.16	5.82	32.27	18.295	0.19	24.85	50.39	N.D.	142.74	9.58	22	570	7.2
	Secas 2023	<L.C.	42.11	5.69	29.38	16.575	0.27	27.61	40.78	N.D.	139.97	9.97	22.9	570	7
	Lluvias 2023	<L.C.	39.61	6.17	38.70	21.851	0.20	27.22	70.84	N.D.	117.79	14.57	22.3	580	7.1
M-07 Manant ial	Secas 2022	<L.C.	36.41	5.42	24.52	13.780	<L.C.	14.62	34.21	3.08	137.72	7.87	22.3	410	7.6
	Lluvias 2022	<L.C.	36.94	5.70	29.67	17.112	0.23	15.60	48.84	N.D.	154.64	7.38	22.2	530	7.8
	Secas 2023	<L.C.	37.32	5.45	23.82	13.524	0.30	15.13	31.62	N.D.	145.27	7.72	23.5	460	7.8
	Lluvias 2023	0.068	42.27	6.27	30.89	17.865	0.22	19.68	49.20	N.D.	151.44	10.39	22.3	510	7.7
P-44 Pozo	Secas 2022	0.617	368.90	12.17	47.79	10.251	0.44	180.98	9.74	N.D.	921.36	-1.95	39.3	1950	6.7
	Lluvias 2022	<L.C.	371.28	9.33	45.24	8.110	0.27	180.67	37.82	N.D.	790.84	1.19	39.2	1760	6.8
	Secas 2023	0.617	368.90	12.17	47.79	10.251	0.44	180.98	9.74	N.D.	921.36	-1.95	39.3	1950	6.7

	Lluvias 2023	<L.C.	371.28	9.33	45.24	8.110	0.27	180.67	37.82	N.D.	790.84	1.19	39.2	1760	6.8
<L.C.		0.004	0.04	0.04	0.2	0.006	0.06	0.04	0.02	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Estadística descriptiva															
Muestras		35	196	196	196	195	156	196	196	49	196	204	204	204	204
Mínimo		0.007	5.48	1.67	1.68	0.278	0.064	0.39	0.48	2.88	70.11	NA	15.9	140	6.3
Máximo		1.829	674.99	58.79	89.70	49.36	9.42	235.73	522.4	173.68	921.36	NA	49	3180	9.2
Media		0.223	71.40	7.29	26.76	14.68	0.52	22.55	31.98	22.03	252.65	NA	25.1	596.1	7.4
<L.C. = Menor del límite de cuantificación; NA = No aplica N.D. = No detectado P=Pozo, M=Manantial *En color rojo se encuentran las muestras que sobrepasaron el 10% de error en el balance iónico de las muestras. Estas muestras se dejaron fuera de los análisis iónicos.															

ANEXO 2

Isotopía estable de pozos y manantiales

Tabla 1. Isotopía estable para la temporada de secas 2022

ID muestra	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW2- GRESP (‰)	Desviación Estándar $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ SMOW2- GRESP (‰)	Desviación Estándar $\delta^2\text{H}$ (‰)
ME1	-11.15	0.08	-79.64	0.47
Boulevard García de León	-10.91	0.02	-77.98	0.07
6J	-10.95	0.03	-78.85	0.17
AAC	-8.73	0.02	-65.66	0.07
Santa Cecilia	-8.81	0.01	-66.47	0.06
Los Sauces	-8.5	0.01	-64.71	0.06
CU	-11.06	0.07	-78.85	0.28
COS2	-10.94	0.04	-77.93	0.22
FM	-10.85	0.05	-78.14	0.14
MA	-11.41	0.06	-81.86	0.22
ATN	-11.33	0.03	-82.25	0.1
VDR4	-10.88	0.03	-76.94	0.1
SJI	-11.06	0	-79.97	0.12
ALM	-11.12	0.04	-79.87	0.27
La Soledad 1	-11.11	0.01	-79.71	0.07
PVG	-11.06	0.06	-79.53	0.4
MM	-11.76	0.02	-83.72	0.08
LAMA	-11.54	0.04	-81.99	0.12
VIMA	-9.39	0.06	-69.71	0.09
VIPE	-9.16	0.03	-68.04	0.06
Huiramba	-9.92	0.05	-71.74	0.11
Alameda	-11.12	0.01	-78.54	0.08
Campana	-9.86	0.03	-72.42	0.1
Jamina	-8.56	0.03	-66.52	0.08
Pozo5	-8.63	0.01	-66.61	0.09
Cienega	-8.74	0.01	-64.35	0.07
La barranca	-8.86	0.03	-65.28	0.08
Dos	-7.88	0.23	-61.53	0.07
O4AL	-8.29	0.05	-62.81	0.04
Depósito	-9.26	0.03	-69.29	0.06
Panteón	-9.27	0.02	-68.97	0.03
Perales	-9.51	0.004	-69	0.01
Nuevo	-9.19	0.03	-67.44	0.07
El plan	-9.82	0.03	-71.81	0.09
Balneario	-7.52	0.05	-63.07	0.02

Llanito	-9.76	0.05	-71.03	0.11
5 de febrero	-9.6	0.01	-70.1	0.07
01 la loma	-8.95	0.01	-66.93	0.07
02 puerto	-8.17	0.08	-62.48	0.1
Urano	-8.93	0.03	-66.17	0.07
Tinajas	-9.31	0.07	-68.8	0.06
La Mora	-9.15	0.01	-65.36	0.02
El Chupadero	-8.48	0.04	-61.12	0.05
Depósitos IRA	-9.63	0.03	-69.75	0.12
Cuto	-9.45	0.01	-69.07	0.01
Atécuaro	-10.13	0.03	-71.61	0.07
Ojo de agua	-9.39	0.02	-68.44	0.09
Virgen	-10.74	0.08	-75.77	0.01
Bomberos	-9.38	0.07	-68.23	0.14
Manman	-9.07	0.04	-66.62	0.08

Tabla 2. Isotopía estable para temporada de lluvias 2022

Id. Interna	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW2- GRES P (‰)	Desviación estándar (s) $d^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ SMOW2- GRES P (‰)	Desviación estándar (s) $d^2\text{H}$ (‰)
Pozo Boul	-8.03	0.34	-65.95	0.84
Pozo 6J	-8.29	0.15	-65.36	0.49
CU	-8.66	0.12	-66.75	0.67
COS2	-8.24	0.17	-64.91	0.4
FM	-8.57	0.05	-66.9	0.09
AAC	-8.76	0.42	-64.57	0.42
SC	-8.67	0.19	-57.34	0.8
Los Sauces	-10.3	0	-72.59	0
VDR4	-8.42	0.25	-63.3	0.48
ATN	-9.46	0.01	-71.54	0.17
VIPE	-8.69	0.13	-67.36	0.44
SJI	-8.87	0.08	-60.59	0.24
MA	-9.22	0.08	-68.7	0.44
ALM	-9.62	0.11	-70.22	0.47
PVG	-9.11	0.09	-66.12	0.3
ME1	-8.91	0.08	-57.92	0.48
LASO1	-5.49	0.99	-56.97	0.4
LAMA	-8.65	0.13	-66.86	0.49

VIMA	-8.48	0.48	-64.29	0.5
MM	-9.17	0.02	-68.29	0.35
La Loma	-11.6	0.73	-83.57	0.6
Dos Puerto	-7.95	0.86	-66.81	0.9
Nuevo	-9.84	0.69	-75.07	0.8
El Plan	-9.57	0.14	-80.31	0.6
Balneario	-6.43	0.26	-65.43	0.7
Depósito	-7.91	0.34	-73.26	0.9
Panteón	-5.21	0.53	-65.92	0.5
La Mora	-7.83	0.16	-67.73	0.6
Chupadero	-7.58	0.08	-64.82	0.8
La Ciénega	-7.83	0.07	-67.4	0.4
La Barranca	-9.94	0.67	-73.96	0.6
Huiramba	-9	0.32	-75.13	0.8
Ojo de Agua	-10.93	0.75	-78.98	0.6
Depósitos IRA	-9.3	0.07	-69.61	0.19
Cuto	-9.01	0	-69.54	0
El Llanito	-10.38	0.27	-74.19	0.74
Perales	-8.13	0.11	-71.5	0.9
Jamina	-8.35	0.44	-68.66	1.25
Pozo 05	-7.77	0.07	-69.25	0.4
Pozo 04	-7.36	0.16	-66.21	0.6
Urano	-8.15	0.09	-70.39	0.5
Tinajas	-8.09	0.2	-71.46	0.6
Atecuaro	-9.35	0.23	-78.29	0.8
Virgen	-9.45	0.53	-79.23	0.7
Bomberos	-9.17	0.75	-70.52	0.1
Manman	-8.09	0.1	-69.31	0.2
Campana	-9	0.16	-77.32	0.6
Alameda	-10.99	0.15	-80.4	0.45
5 de febrero	-10.65	0.79	-78.51	0.4
Pozo 02 V	-7.56	0.11	-68.49	0.7

Tabla 3. Isotopía estable para la temporada de secas 2023

Id. Original	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW2 (‰)	D. E. (s) $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ SMOW2 (‰)	D. E. (s) $\delta^2\text{H}$ (‰)
ME1	-9.19	0.35	-68.18	0.61

6 de Julio	-9.14	0.04	-66.12	0.08
Boulevard García de León	-8.95	0.1	-65.61	0.32
AAC	-8.82	0.14	-65.69	0.3
Los Sauces	-8.65	0.07	-64.44	0.32
SC	-9.37	0.02	-68.4	0.14
CU	-9.09	0.06	-65.71	0.05
COS2	-9.09	0.05	-65.46	0.23
FM	-8.98	0.09	-65.41	0.37
SJF	-9.06	0.05	-66.69	0.14
MA	-8.35	0.04	-65.83	0.13
Adolfo López Mateos	-9.16	0.27	-67.7	0.19
ATN	-9.44	0.05	-69.34	0.14
VDR4	-9.06	0.01	-64.67	0.09
LASO1	-8.26	0.01	-65.12	0.08
LAMA	-9.66	0.1	-70.76	0.08
VIMA	-9.95	0.03	-71.77	0.13
C5	-9.29	0.15	-66.5	0.34
PVG	-9.04	0.08	-65.38	0.11
MM	-9.33	0.13	-69.58	0.19
Dos Puertos	-7.71	0.02	-61.56	0.17
La Loma	-9.37	0.02	-69.77	0.04
Nuevo	-9.61	0.1	-69.25	0.25
El plan	-10.15	0.08	-73.14	0.19
Depósito	-9.63	0.03	-70.84	0.08
Panteon	-9.55	0.1	-70.59	0.08
Balneario	-7.6	0.15	-63.9	0.24
Urano	-9.52	0.03	-69.63	0.19
Tinajas	-9.79	0.05	-70.94	0.22
La Mora	-9.6	0.05	-67.34	0.16
Chupadero	-8.96	0.02	-62.3	0.03
Barranca	-9	0.06	-65.64	0.19
Cienega	-9.05	0.05	-65.36	0.19
05 de febrero	-10.04	0.02	-71.8	0.11
El llanito	-10.12	0.06	-72.38	0.27
Perales	-9.9	0.07	-70.77	0.12
Pozo 05	-8.88	0.01	-67.63	0.05
Pozo Jamina	-8.78	0.06	-66.83	0.17
Pozo 02	-8.63	0.03	-63.73	0.07
Pozo 04	-8.77	0.1	-64.49	0.36
Virgen	-10.6	0.08	-75.47	0.11
Huiramba	-10.18	0.06	-72.48	0.28

Ojo de agua	-9.79	0.07	-70.66	0.24
Alameda	-11.4	0.05	-79.6	0.13
Campana	-10.09	0.06	-73.11	0.14
Atécuaro	-10.51	0.04	-73.46	0.1
Iratzio	-10.14	0.02	-72.03	0.13
Cuto	-9.82	0.01	-70.81	0.07
Manman	-9.56	0.02	-68.76	0.18
Bomberos	-9.7	0.08	-69.5	0.18

Tabla 4. Isotopía estable para la temporada de lluvias 2023

Id. Original	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW2 (‰)	D. E. (s) $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ SMOW2 (‰)	D. E. (s) $\delta^2\text{H}$ (‰)
Virgen	-11.42	0.06	-78.8	0.13
Huiramba	-10.47	0.09	-74	0.16
Campana	-10.08	0.04	-73.3	0.03
Alamedac	-11.69	0.02	-80.7	0.11
Atécuaro	-10.6	0.211	-74.5	0.1929
ME1	-9.69468169	0.06961501	-69.5626894	0.23740682
Boulevard	-9.34126249	0.09265168	-66.9692445	0.09402836
6J	-8.2	0.21	-63.5	0.26
AAC	-9.14230181	0.0106066	-66.2176186	0.12445079
Los Sauces	-8.57810498	0.03181981	-64.4046566	0.06081118
Santa Cecilia	-9.22326054	0.00424264	-68.1493642	0.01414214
CU	-9.39875492	0.05727565	-66.7184229	0.07141778
COS2	-8.44635848	0.22132442	-64.4227762	0.46527626
FM	-9.20314657	0.11476062	-66.8560812	0.09024919
VDR4	-9.30338118	0.01800926	-65.4552552	0.09568873
ATN	-8.72795405	0.03889087	-68.4629332	0.05868986
MA	-9.5782721	0.01979899	-68.6466453	0.04808326
SJI	-9.45336435	0.07784729	-68.2977432	0.10955957
ATM	-9.63081984	0.03441293	-68.4299657	0.14696116
LAMA	-9.10291196	0.01497776	-69.9119941	0.08001875
VIMA	-10.1852111	0.03464823	-72.7119683	0.04030509
La Soledad 1	-9.69543597	0.09828784	-69.0553419	0.04949747
PVG	-9.52329391	0.05744853	-67.2259381	0.07456764
Balneario	-8.48382075	0.00861684	-65.5320955	0.10415053
Pozo C5	-9.66275077	0.05663038	-67.8591158	0.09757732
MM	-10.1485031	0.02622975	-72.2863266	0.01464013
Bomberos	-9.5108903	0.02545584	-65.9493485	0.01484924
Manantiales	-9.47267376	0.03394113	-67.1235962	0.0212132

Tinajas	-10.0816242	0.03181981	-71.888032	0.10606602
Urano	-9.68437328	0.01109054	-69.2916511	0.1101949
La Mora	-9.7366696	0.07848885	-67.8790809	0.1039447
Cienega	-9.23281468	0.04737615	-66.0188068	0.072832
La Barranca	-9.23693804	0.03673282	-66.5218257	0.18117312
El Llanito	-10.4	-11.47	-73.7	0.2789
5 de febrero	-9.79801721	0.06858936	-71.9524571	0.09475231
Lazaro Cardenas	-10.1148122	0.0106066	-71.4904085	0.1357645
Perales	-9.2933242	0.04804512	-69.8774327	0.08088469
Deposito	-8.58615057	0.01767767	-68.5550409	0.02969848
PANTEON	-10.1002296	0.03989987	-72.4670188	0.12928019
Jamina	-9.10785664	0.02003954	-68.132503	0.17042569
Pozo 05	-9.23331753	0.02541653	-68.7707139	0.13718935
Pozo 02	-8.75058227	0.06766831	-64.3358694	0.20152998
Pozo 04	-9.04605647	0.07408914	-65.7493288	0.06986201
Cuto	-10.0361163	0.02206619	-71.6831804	0.03887158
Iratzio	-10.3838366	0.03861606	-72.8695078	0.13265444
Lagunillas	-10.0740814	0.01272792	-70.8808868	0.09263099
La Loma	-8.80589568	0.06456521	-64.9281104	0.08657559
02 SA	-8.70834293	0.1145513	-67.3037851	0.00848528
Nuevo	-9.96278414	0.02891943	-70.6485204	0.14273168
El Plan	-10.6131358	0.07104224	-75.0274123	0.07460786
Chupadero	-8.73499394	0.00777817	-61.9096949	0.00070711

Anexo 3

Artículo de divulgación científica publicado en la revista *Saber Más*

¿Cómo cuidar los mantos acuíferos?

Escrito por Leopoldo Gómez-Sandoval e Isabel Israde-Alcántara



<https://pixabay.com/es/photos/cascada-torrente-estanque-bosque-6781941/>

Si todos nos hiciéramos esa pregunta, seguramente los mantos acuíferos estarían mejor preservados. **Es difícil imaginarnos una vida donde no tengamos agua** para beber, para el cultivo de alimentos, para la crianza de animales, e incluso para la higiene personal. Es decir, para las actividades básicas de la vida. Sin embargo, **en el mundo existen 771 millones de personas que no tienen acceso al agua**, y tan solo en México, el 41 % de los acuíferos se encuentran ya sin disponibilidad de agua o sobre explotados. Las cosas se complican aún más con la demanda actual de agua para cumplir con las medidas sanitarias para hacer frente a los nuevos virus y enfermedades que continúan apareciendo.

Disponibilidad de agua

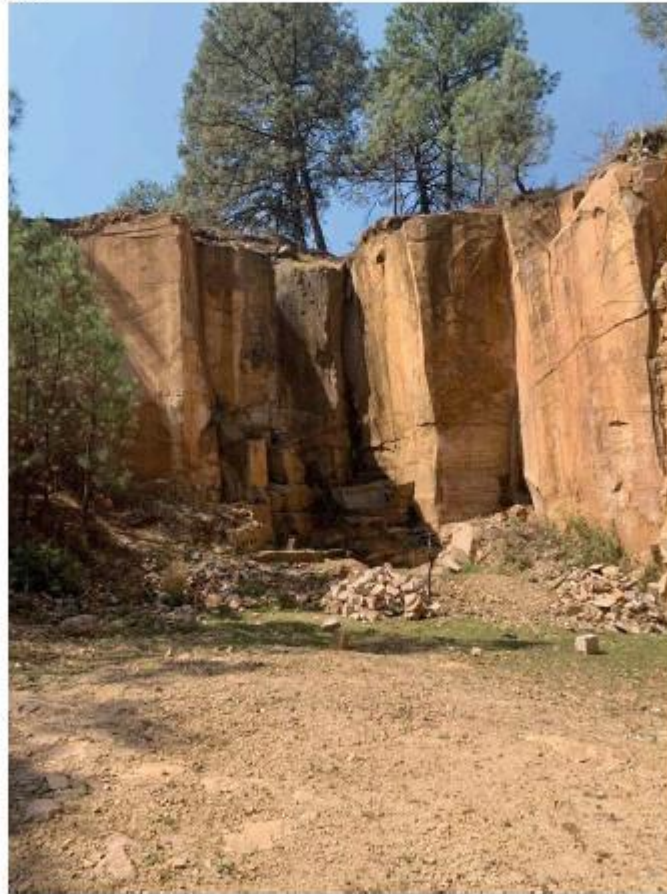
El presente panorama de escasez de agua en México y en el mundo, no parece ser un obstáculo para que, sin control alguno, las actividades económicas sigan mermando cada vez más la disponibilidad de agua en los acuíferos. En México, **36 % en promedio del agua utilizada proviene de fuentes subterráneas**, aunque este

<https://www.sabermas.umich.mx/archivo/articulos/625-numero-70/1272-como-cuidar-los-mantos-acuiferos.html?tmpl=component&componentStyle=bl...> 1/7

porcentaje es diferente para los estados de la República, por ejemplo, tan solo en San Luis Potosí, los habitantes dependen en un 92 % del agua subterránea y en Aguascalientes de un 72 %. A pesar de que en el territorio mexicano existe una gran dependencia del agua subterránea, esta se sigue extrayendo sin procurar la recarga natural del sistema acuífero.

Existen áreas en el suelo que tienen una alta capacidad de infiltración de agua, la cual viaja por el subsuelo hasta llegar a los mantos acuíferos y los abastece. A estas áreas se les denomina **áreas de recarga de agua subterránea**. A pesar de su importancia para mantener reservorios de agua en el subsuelo, están siendo invadidas por el acelerado desarrollo urbano y por la expansión de la frontera agrícola, la cual representa el **98 % de la deforestación en México**. Esta deforestación es muy acelerada en Michoacán.

El resultado de invadir y, por lo tanto, de desaparecer estas áreas de recarga se refleja en la **disminución de diferentes cuerpos de agua**, como lagos y manantiales, así como el agua en los acuíferos, lo que genera hundimientos del suelo (subsistencia) que puede ocurrir en áreas urbanas, provocando graves daños materiales que ponen en riesgo la seguridad de las personas. Seguramente has escuchado que suceden algunos de estos fenómenos en tu localidad.



Fotografía: Leopoldo Gómez-Sandoval

Áreas de recarga de agua subterránea

Podemos imaginar las **áreas de recarga** como grandes esponjas que absorben el agua de la lluvia y la dejan infiltrar hacia los mantos acuíferos, almacenando grandes cantidades de agua. En estas áreas, **el tipo de suelo es muy permeable** y la geología del subsuelo está constituida por rocas permeables y/o muy fracturadas que hacen que el agua se pueda infiltrar entre estos espacios vacíos, y con ayuda de la gravedad llegue a los acuíferos.

Para entender un poco más de cómo funcionan estas áreas, imaginemos que abrimos la llave del grifo de la cocina y ponemos un recipiente debajo del chorro del agua para llenarlo. Si ponemos una tabla de madera sobre el recipiente, cubriendo totalmente su superficie, difícilmente podremos colectar el agua del grifo. Por otro lado, si en lugar de cubrir el recipiente con una tabla, ponemos una esponja encima cubriendo toda su superficie, esta absorberá el agua del grifo debido a la gran cantidad de diminutos poros que contiene y, posteriormente, traspasará la esponja para dejar fluir el agua hasta llenar el recipiente. De esta forma funcionan las áreas de recarga de agua subterránea. El agua del grifo representa la lluvia, la esponja representa el suelo y la geología del sitio y el recipiente donde se colectó el agua representa un manto acuífero.

Retomando un poco el tema de los suelos en estas áreas, **suelos cuya textura es arenosa, dejarán infiltrar el agua al subsuelo fácil y rápido**. Ya que las arenas son partículas grandes, podemos ver muy bien un grano de arena si lo tenemos en la mano. Por otro lado, **estratos cuya textura es muy arcillosa, funcionarán como barreras impermeables** que difícilmente dejarán fluir el agua, esto es porque las arcillas son partículas extremadamente diminutas que se adhieren unas a otras y no hay poros por donde pueda escurrir el agua, por lo tanto, funcionan como barrera, igual que la tabla del ejemplo anterior.



Fotografía: Leopoldo Gómez-Sandoval

El sustrato geológico debe ser altamente permeable y muy fracturado para tener espacio, permitiendo que el agua fluya libremente hacia los acuíferos. Es importante mencionar que **en cada región** en donde nos encontremos, **existirá un contexto geológico diferente**. Por ejemplo, en la cuenca del lago de Cuitzeo, en Michoacán, habrá acuíferos conformados por rocas volcánicas donde dominan las andesitas y las ignimbritas. En esta cuenca también se pueden encontrar acuíferos en secuencias terrígenas, en estos acuíferos hay muchos materiales interestratificados donde se pueden encontrar gravas, arenas, limos, arcillas, así como distintos tipos de rocas volcánicas fracturadas.

Otro factor geológico muy importante que **favorece la infiltración** del agua subterránea son las fallas geológicas, ya que estas pueden ser vías de migración de agua hacia zonas denominadas acuíferos, los cuales tienen distintas profundidades.

Hasta ahora hemos definido las características de las áreas de recarga que están debajo del suelo, es decir, que no podemos verlas. Sin embargo, también existen características arriba del suelo que sí podemos y ver que nos indican que, posiblemente, estemos en un área de recarga. Estas características se llaman **indicadores superficiales**, y si pones un poco de atención a los lugares que conoces, sabrás cómo identificarlas. Uno de estos indicadores es **la vegetación**, las áreas de recarga se caracterizan por tener coberturas boscosas que pueden ser de pino, oyamel, encino, chaparral y, en general, los bosques de coníferas; si haces memoria, seguro se te viene a la mente algún lugar como los que mencionamos. Otro de estos indicadores es **la elevación**, las áreas de recarga están asociadas a altas elevaciones, como pueden ser montañas y colinas, aunque también puede haber áreas de recarga en terrenos planos.



Fotografía: Leopoldo Gómez-Sandoval

Flujos de agua subterránea

Una vez que el agua de la lluvia se ha infiltrado en un área de recarga al subsuelo, esta agua viajará unos cuantos kilómetros o centenas de metros. Con ayuda de la gravedad, llegará a los mantos acuíferos o llegará a una zona de descarga de agua, que generalmente suelen ser manantiales, aunque también podría ser un lago o un río. A este recorrido que puede durar un par de días, se le denomina **flujo local**. En este flujo el agua es fría, tiene una gran cantidad de oxígeno disuelto y pH ligeramente ácido, características similares a las del agua de lluvia. **Varios flujos locales forman un flujo intermedio**. A veces el flujo de agua se desplaza de manera horizontal y muy lenta a lo largo de cientos de kilómetros en el subsuelo profundo, a este tipo de **flujo se le llama regional**, cuya agua se caracteriza por tener temperaturas altas, muy poco oxígeno disuelto y un pH básico. Esta agua también tiene diferentes compuestos químicos que se van adquiriendo de las rocas a lo largo del subsuelo.

Aunque nosotros no lo podamos detectar con ninguno de nuestros sentidos, **en el agua están disueltas varias sustancias**, las cuales toma de las rocas por las que pasa. Por esta razón, mientras más tiempo viaja el agua por el subsuelo, más sustancias obtendrá, incluso algunas de estas sustancias interactuarán entre ellas mismas y formarán otros compuestos.

En el agua de flujo local, la sustancia que más encontraremos será el ion bicarbonato, en el flujo intermedio será el ion sulfato. Mientras que, en el flujo regional, el que tiene un tiempo de recorrido mucho más largo, será el cloro. Estos compuestos solo pueden analizarse en el laboratorio mediante un equipo especializado llamado cromatógrafo iónico.



Cuidando los acuíferos

Para el abasto de las ciudades y las diferentes actividades humanas, se extrae agua de los tres tipos de flujo, sin embargo, **no se han tomado las medidas necesarias para conservar las áreas de recarga** que generan estos tipos de flujo, recordemos que estas áreas abastecen a los acuíferos. Cabe destacar que existen acuíferos de agua dulce donde se han infiltrado aguas salinas en zonas costeras, o bien acuíferos contaminados de forma natural por exceso de fluoruro o arsénico en zonas del norte y zonas geotérmicas, respectivamente. En zonas industriales la contaminación por sustancias químicas de origen industrial y de la agricultura es muy común.

En la mayoría de las ocasiones **no se conoce con certeza dónde están las zonas de recarga o la geología del sustrato** (fallas, fracturas y distintos tipos de materiales permeables e impermeables), y los tomadores de decisiones están prácticamente a ciegas cuando se requieren planificaciones del territorio. Es por ello que **la investigación científica aborda el tema para contribuir con información y herramientas para detectarlas** y enfrentar el gran problema que es la escasez de agua en México y el mundo. La mejor forma de cuidar los acuíferos y asegurar el abasto de agua para el futuro, es conservando las áreas de recarga de agua subterránea que se identifiquen.

Para Saber Más:

Garduño-Monroy V., Giordano N., Olivera J., Madrigal V., Nateras A. y Salmerón J. (2014). Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio. *Urbanización, vulnerabilidad y riesgo*, 197-222. <http://www2.inecogob.mx/publicaciones2/libros/701/estudio.pdf>

Peñueña-Arevalo L. y Carrillo-Rivera J. (2013). Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 18-32. <http://www.scielo.org.mx/pdf/igco/n81/n81a3.pdf>

Pérez-Villareal J., Ávila-Olivera J. e Israde-Alcántara, I. (2018). Análisis de los sistemas de flujo en un acuífero perturbado por la extracción de aguas subterráneas. Caso zona Morelia-Capula, Michoacán. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 675-668. <http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v70n3/1405-3322-bsgm-70-03-675.pdf>

Leopoldo Gómez-Sandoval. Estudiante del Posgrado Institucional de Doctorado en Ciencias Biológicas con opción en Recursos Bióticos, Instituto de Investigaciones sobre los Recursos Naturales, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán.

leopoldogomezsandoval@gmail.com

Isabel Israde-Alcántara. Profesora e Investigadora del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán.

isabel.israde@umich.mx

Leopoldo Gómez Sandoval

Caracterización integral del sistema acuífero en una cuenca volcánico-tectónica flujo, geoquímica e

 Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Detalles del documento

Identificador de la entrega

trn:oid:::3117:484565740

Fecha de entrega

19 ago 2025, 8:34 a.m. GMT-6

Fecha de descarga

19 ago 2025, 9:04 a.m. GMT-6

Nombre de archivo

Caracterización integral del sistema acuífero en una cuenca volcánico-tectónica flujo, geoquímico....pdf

Tamaño de archivo

8.1 MB

174 Páginas

37.090 Palabras

183.206 Caracteres

3% Similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para ca...

Filtrado desde el informe

- Texto citado
- Texto mencionado
- Coincidencias menores (menos de 10 palabras)

Fuentes principales

- 2%  Fuentes de Internet
- 2%  Publicaciones
- 0%  Trabajos entregados (trabajos del estudiante)

Marcas de integridad

N.º de alertas de integridad para revisión

No se han detectado manipulaciones de texto sospechosas.

Los algoritmos de nuestro sistema analizan un documento en profundidad para buscar inconsistencias que permitirían distinguirlo de una entrega normal. Si advertimos algo extraño, lo marcamos como una alerta para que pueda revisarlo.

Una marca de alerta no es necesariamente un indicador de problemas. Sin embargo, recomendamos que preste atención y la revise.

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



A quien corresponda,

Por este medio, quien abajo firma, bajo protesta de decir verdad, declara lo siguiente:

- Que presenta para revisión de originalidad el manuscrito cuyos detalles se especifican abajo.
- Que todas las fuentes consultadas para la elaboración del manuscrito están debidamente identificadas dentro del cuerpo del texto, e incluidas en la lista de referencias.
- Que, en caso de haber usado un sistema de inteligencia artificial, en cualquier etapa del desarrollo de su trabajo, lo ha especificado en la tabla que se encuentra en este documento.
- Que conoce la normativa de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, en particular los Incisos IX y XII del artículo 85, y los artículos 88 y 101 del Estatuto Universitario de la UMSNH, además del transitorio tercero del Reglamento General para los Estudios de Posgrado de la UMSNH.

Datos del manuscrito que se presenta a revisión

Programa educativo	Programa Institucional de Doctorado en Ciencias Biológicas	
Título del trabajo	Caracterización integral del sistema acuífero en una cuenca volcánico-tectónica: flujo, geoquímica e isótopos en la cuenca Lago de Cuitzeo.	
	Nombre	Correo electrónico
Autor/es	Leopoldo Gómez Sandoval	0618418A@umich.mx
Director	Dr. Rafael Hernández Guzmán	rafael.hernandez@umich.mx
Codirector	Dra. Isabel Israde Alcántara	isabel.israde@umich.mx
Coordinador del programa	Dr. Rodolfo Pérez Rodríguez	doc.ciencias.biologicas@umich.mx

Uso de Inteligencia Artificial

Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Asistencia en la redacción	No	

Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Traducción al español	No	
Traducción a otra lengua	No	
Revisión y corrección de estilo	No	
Análisis de datos	No	
Búsqueda y organización de información	No	
Formateo de las referencias bibliográficas	No	
Generación de contenido multimedia	No	
Otro	No	

Datos del solicitante	
Nombre y firma	Leopoldo Gómez Sandoval
Lugar y fecha	Morelia Michoacán a 02 de septiembre de 2025