



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTABLECIMIENTO DE LA LÍNEA BASE
HIDROQUÍMICA INORGÁNICA DEL AGUA
SUBTERRÁNEA EN LA SUBCUENCA DE CHALCO,
MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

SUSANA RODRIGUEZ PADILLA



DIRECTOR DE TESIS:
DR. OSCAR ARNOLDO ESCOLERO FUENTES

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Datos del alumno

Rodríguez
Padilla
Susana
55 25272485
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
312048457

Datos del tutor

Dr. en C.T.
Oscar Arnoldo
Escolero
Fuentes

Datos del sinodal 1

Dra. en Agronomía
Silke
Cram
Heydrich

Datos del sinodal 2

Dra. en Ciencias
Lucy
Natividad
Mora
Palomino

Datos del sinodal 3

Dr. en Ciencias
Jorge Alberto
Ramírez
Zierold

Datos del sinodal 4

M. en C.
Orlando
Jaimes
Martínez

Datos del trabajo escrito

Establecimiento de la línea base hidroquímica inorgánica del agua subterránea en la subcuenca de Chalco, México
162 p
2021

A mis padres y hermano

Mis más grandes amores

y ejemplos de vida

A mi abuelita Dolores

Ángel guerrero y

dulzura celestial

**La presente tesis forma parte del Programa de Apoyo a Proyectos de
Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) UNAM**

**Proyecto: Caracterización de los sistemas de flujo de agua subterránea
para apoyar la sostenibilidad de la zona Metropolitana de la Ciudad de
México**

N° IN106718

Realizado en el Instituto de Geología, UNAM

Responsable: Dr. Oscar A. Escolero Fuentes

AGRADECIMIENTOS

A mi mamá, por su ternura, cariño, paciencia, guía y fortaleza para salir adelante de cualquier situación; muchas gracias por nunca dejar que me rindiera, por creer y confiar en mí cuando ni yo lo hacía, por una infinidad de cosas que nunca olvidaré y siempre agradeceré. A mi papá, por su amor, protección, comprensión y cuidados que siempre corresponderé. A mi hermano, por tantas alegrías que compartimos; por ser el mejor hermano de esta y cualquier otra vida, en este o cualquier otro universo, contigo todo es memorable. A ustedes que son el amor más sincero y grande que conozco, no hay palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí. Sin ustedes nada hubiera sido posible, mi vida sería sombría y carecería de todo porque ustedes son las constelaciones que más admiro, la paz de mis ojos, fuego eterno de esperanza y felicidad en mi vida.

A mis abuelitas por su amor y sabiduría compartida, agradezco la ternura y motivación que en estos últimos años me ha brindado mi abuelita Graciela y a los momentos tan bellos que pase a lado de mi abuelita Dolores. A mis tíos Isabel y Trinidad, por todo el apoyo brindado y su cariño. A toda mi familia, porque muchos momentos bonitos de mi vida los pase a su lado.

A mi tutor, el Dr. Oscar Arnoldo Escolero Fuente, por darme la oportunidad de trabajar y conocer un poco más del mundo de las aguas subterráneas; por todo su apoyo, orientación y paciencia que me ha brindado a lo largo de este trabajo; por permitirme formar parte de un equipo maravilloso; por los conocimientos compartidos en aula y campo, tanto en lo académico como en el ámbito personal.

A Selene Olea-Olea, por su inagotable paciencia, apoyo, motivación, enseñanzas y recomendaciones para que lograra terminar este trabajo. Así como por su amistad y compartir ese gran amor que tiene por la ciencia, que sin duda motiva y me hace admirarla mucho.

Al comité de jurado, Dra. Silke Cram Heydrich, Dra. Lucy Natividad Mora Palomino, Dr. Jorge Alberto Ramírez Zierold y M en C. Orlando Jaimes Martínez, por su aceptación, tiempo, paciencia y valiosas recomendaciones, que sin duda enriquecieron el trabajo y me dejaron un gran aprendizaje para el desarrollo de proyectos futuros.

A la Dra. Olivia Zamora Martínez por la determinación de aniones y cationes mayores en las muestras de agua subterránea por medio de cromatografía iónica. Y al M. en C. Javier Tadeo León por la determinación de elementos traza en muestras de agua subterránea. Así como, a los Laboratorios de Cromatografía y Espectroscopias atómicas del departamento de Ciencias Ambientales y del Suelo del Instituto de Geología y al Laboratorio Nacional de Geoquímica y

Mineralogía-LANGEM de la UNAM, por el uso de sus instalaciones, equipos y materiales para llevar a cabo parte del desarrollo experimental del presente trabajo de tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y sus planteles que permitieron mi desarrollo académico y personal de forma plena.

A todos los profesores que admire en diferentes etapas de mi vida y que de alguna u otra manera me motivaron a seguir adelante.

A Gabi, Joka, Dulce, Anny, Yule, Caro, Platita, Ashley, Fer (Valdez), Zayra, Ferzuka, Ruth, Susi, Jocsan, Xo, Martín, José, Claudia, Brandon, Juan, Astrid, Andy, Clau, Ari, Magda, Lalo, Hector C.P. (IV) y a todos mis amigos que me enseñaron a disfrutar y tomar con más calma la vida, a todos con los que viví momentos maravillosos e hicieron que realmente mis estancias en cada institución educativa fueran maravillosas y agradables, por su gran amistad, por cobijarme cuando tenía miedo, por permitirme compartir tiempo a su lado y conocer sus bellas sonrisas y gestos, cada uno tan especial y amoroso a su manera, muchas gracias por su cariño.

A Itzel N. por tan bonitos libros obsequiados y las bellas palabras que éstos tenían, que me hicieron suspirar y recuperar mis esperanzas, siempre lo recordaré con dulzura.

A Miguel A.T.A. por el tiempo compartido.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1. Generalidades	7
1.1 Introducción	7
1.2 Zona de estudio	9
1.3 Antecedentes	11
1.3.1 Estudios previos	11
1.4 Justificación.....	16
1.5 Hipótesis.....	18
1.6 Objetivos	18
Capítulo 2. Marco teórico.....	19
2.1 Composición química del agua subterránea en condiciones naturales.....	19
2.2 Sistema de flujo de agua subterránea	22
2.3 Constituyentes mayoritarios en el agua subterránea	23
2.3.1 Otros constituyentes en el agua subterránea.....	24
2.4 Contaminación del agua subterránea.....	25
2.4.1 Especies asociadas a contaminación del agua subterránea.....	26
2.4.2 Nitrato	27
2.4.2.1 Ciclo del nitrógeno	27
2.5 Control de calidad de los datos	30
2.6 Gráficos para el análisis de agua subterránea.....	31
2.6.1 Scatter, Bivariados y Bivariados normalizados.....	31
2.6.2 Mifflin	31
2.6.3 Piper	32
2.6.4 Schoeller.....	34
2.6.5 Diagrama de Gibbs.....	35
2.6.6 Diagramas redox	37
2.7 Análisis estadístico.....	38
2.7.1 Análisis de Mezcla de Miembros Extremos (EMMA).....	38
2.8 Línea base del agua subterránea.....	41
Capítulo 3. Marco físico: Descripción de la zona de estudio	55
3.1 Geología y Estratigrafía Regional	55
3.2 Geología y Geomorfología de la subcuenca.....	58
3.2.1 Fallas	59
3.3 Estratigrafía.....	63
3.4 Hidrogeología.....	66

3.5 Registros litológicos de pozos y correlaciones litoestratigráficas	70
3.6 Hidrología	73
3.7 Clima.....	76
3.8 Usos de suelo y vegetación	77
Capítulo 4. Metodología.....	80
4.1 Previo a campo	80
4.2 Trabajo en campo	81
4.2.1 Medición de parámetros fisicoquímicos.....	82
4.2.2 Colecta de muestras de agua	82
4.3 Análisis de laboratorio	83
4.4 Trabajo de gabinete	84
4.4.1 Control de calidad de los datos.....	85
4.4.2 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA)	85
4.4.3 Identificación y caracterización de las componentes del sistema de flujo	87
4.4.4 Evaluación de las principales especies asociadas a contaminación	87
4.4.5 Obtención de la línea base.....	88
Capítulo 5. Resultados	89
5.1 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA)	90
5.2 Identificación y caracterización de las componentes del sistema de flujo	96
5.3 Evaluación de las principales especies asociadas a contaminación	106
5.4 Obtención de la línea base.....	109
Capítulo 6. Discusión	117
6.1 Determinación de las componentes del sistema de flujo.....	118
6.2 Análisis de la contaminación.....	126
6.3 Línea base.....	131
Capítulo 7. Conclusiones.....	136
7.1 Reflexiones finales	138
Referencias.....	139
Anexos	156
1. Datos sobre las fábricas localizadas en la subcuenca de Chalco.....	156
2. Características generales de los sitios de muestreo	159
3. Características fisicoquímicas de los sitios de muestreo.....	160

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la subcuenca de Chalco dentro de la Cuenca de México, la cual se ubica dentro de la república mexicana. CE = Cerro de la Estrella; Xo = Xochimilco.	10
Figura 2. Ciclo del nitrógeno, mostrando los principales reservorios y reacciones desde la fijación del nitrógeno atmosférico por actividad microbiana hasta la mineralización del carbono orgánico y la transformación de regreso a N ₂ atmosférico (tomada de Clark, 2015).....	29
Figura 3. Diagrama de Mifflin, mostrando la relación entre la composición química del agua en equivalentes por millón (epm), el contenido de tritio y la clasificación de los manantiales para clasificar las componentes del sistema de flujo en Nevada (tomada de Mifflin, 1968).	31
Figura 4. Diagrama de Piper estándar, indicando la proyección de los puntos del triángulo de cationes y aniones hasta su intersección en el diamante central (tomada de CFE, 2016).	32
Figura 5. Subdivisiones del campo con forma de diamante del diagrama de Piper (tomada de Piper, 1944).	34
Figura 6. Ejemplo de diagrama de Schoeller (tomado de CFE, 2016).	34
Figura 7. Diagramas de Gibbs que muestran las variaciones en la salinidad de distintos cuerpos de agua superficial (tomadas de Gibbs, 1970).	35
Figura 8. Diagrama con la división de los mecanismos dominantes de la composición química de las aguas superficiales (tomada de Gibbs, 1970).....	36
Figura 9. Secuencia estratigráfica de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) para la Cuenca de México.	57
Figura 10. Se muestran los municipios y/o alcaldías que conforman la subcuenca de Chalco, así como algunas de las características topográficas principales.	59
Figura 11. Rasgos estructurales en la subcuenca de Chalco, con sus respectivos números de identificación para indicar su fuente y otros rasgos en la tabla 4. La clasificación geológica corresponde al SGM (s.f).	60
Figura 12. Sección hidrogeológica de Ortega et al. (1993) a lo largo del ramal Mixquic-Santa Catarina (tomada de Ortiz-Zamora, 2007), ubicada en el mapa de la figura 13.	67
Figura 13. Ubicación de la sección estratigráfica mostrada en la figura 12, los registros litológicos encontrados con su respectiva referencia y las zonas de recarga en la subcuenca. La clasificación geológica corresponde al SGM (s.f).....	71
Figura 14. Registros litológicos elaborados por el IPN y ubicados en el mapa de la figura 13; las dos tonalidades de café y verde simbolizan arena y arcilla respectivamente (tomados de IPN, 2007).	73
Figura 15. Ubicación de los cuerpos naturales de agua superficial y canales obtenidos del INEGI (s.f) y de las localidades que conforman la subcuenca de Chalco.....	75
Figura 16. Clasificación climática de la subcuenca de Chalco, obtenida de INEGI (2008).	76
Figura 17. Distribución del uso de suelo y vegetación de (INEGI, 2013a) con sus principales porcentajes y ubicación de fábricas y plantas de tratamiento identificadas en la subcuenca de Chalco (Tabla 5 de anexos).	79
Figura 18. Toma de muestra en: a) manantial y b) pozo, donde por el caudal pequeño que presento el pozo se prefirió captar el agua antes de que saliera del tubo, sin rozar sus paredes. 81	

Figura 19. a) Medición de parámetros fisicoquímicos con los kits LAMOTTE; b) Medición de pH y Eh con el medidor multiparamétrico Oakton; c) Filtrado para cationes, aniones y elementos traza.	82
Figura 20. Distribución de los sitios de muestreo y la red de flujo del agua subterránea del 2017 elaborada con los datos obtenidos de Florez-Peñaloza (2019).....	90
Figura 21. Diagrama de Piper de los sitios de muestreo, encerrando en polígonos rojos a los miembros extremos de la base de datos, donde el sitio PH es la fuente 1; el PD es la fuente 2; el SC5 es la fuente 3 y el P5 es la fuente 4.....	91
Figura 22. Diagrama de Mifflin de los sitios de muestreo, indicando a las fuentes con rombos de color.....	92
Figura 23. Diagrama de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) de los sitios muestreados, identificando a las fuentes con rombos de color.	93
Figura 24. Diagrama de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) de los sitios muestreados identificados por grupos.	98
Figura 25. Diagrama de Mifflin de los sitios de muestreo por grupo, indicando con un * de color blanco aquellos que presentan concentraciones de NO_3^- superiores al LD.....	98
Figura 26. Mapa de distribución de los grupos obtenidos a partir del EMMA junto con las fallas y fracturas, donde las fuentes 1 y 2 (PD) se indican con un borde negro y un punto central de color; también se indica con un borde azul claro el sitio ‘P7T’.....	99
Figura 27. Diagrama de Piper con los sitios de muestreo identificados por grupos; los triángulos color vino dentro del rombo indican zonas de mezcla.	100
Figura 28. Diagrama de caja y bigote de los índices de saturación de las probables especies minerales y químicas para el grupo 1.....	101
Figura 29. Diagrama de caja y bigote de los índices de saturación de las probables especies minerales y químicas para el grupo 2.....	102
Figura 30. Diagrama de Gibbs respecto a los aniones presentado por grupo. Se enumeran los sitios que se consideran de evolución natural y se distinguen aquellos que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con simbología de estrella y en el 2 con su respectiva concentración del anión.....	103
Figura 31. Diagrama de Gibbs respecto a los cationes presentado por grupo. Se enumeran los sitios que se consideran de evolución natural y se distinguen aquellos que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con simbología de estrella y en el 2 con su respectiva concentración del anión.....	104
Figura 32. Diagrama Bivariado de $\text{Ca}^{2+} / \text{Na}^+$ vs $\text{Mg}^{2+} / \text{Na}^+$ en mg/L por grupo, indicando tres procesos dominantes en la evolución del agua subterránea. Se distinguen los sitios que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con un * y en el 2 con su respectiva concentración del anión.....	105
Figura 33. Diagrama Bivariado de $\text{Ca}^{2+} / \text{Na}^+$ vs $\text{HCO}_3^- / \text{Na}^+$ en mg/L por grupo, indicando tres procesos dominantes en la evolución del agua subterránea. Se distinguen los sitios que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con un * y en el 2 con su respectiva concentración del anión.....	106
Figura 34. Grafica de scatter que muestra la relación entre las especies NO_3^- y SO_4^{2-} para cada grupo, donde C1 = Conjunto 1; C2 = Conjunto 2; C3 = Conjunto 3; C4 = Conjunto 4; a) muestra todos los sitios de muestreo; b) acercamiento al área punteada de la sección ‘a)’.....	107

Figura 35. Ubicación de los conjuntos indicando el grupo al que pertenecen en la simbología, ‘G1 = grupo 1’; ‘G2 = grupo 2’; se añaden los sitios restantes por grupos junto con la red de flujo, fallas, fracturas y uso de suelo.	108
Figura 36. a) Relación NO_3^- vs oxígeno disuelto y b) NO_3^- vs HCO_3^- ; ambos gráficos muestran el ID de los sitios que pertenecen a alguno de los conjuntos generados en la figura 34, indicando el grupo al que pertenecen en la simbología, donde ‘G1 = grupo 1’; ‘G2 = grupo 2’; los sitios restantes presentan solo su clasificación por grupos.	109
Figura 37. Numeración de los sitios de muestreo por grupo que presentan concentraciones de NO_3^- por debajo del LD de acuerdo con el diagrama de Mifflin.	110
Figura 38. Acercamiento a los sitios de muestreo divididos por grupo y contenido de NO_3^- , junto con las isolíneas de oxígeno disuelto. Los sitios muestran su concentración de NO_3^- en color negro y su numeración asignada con el diagrama de Mifflin en color azul.	111
Figura 39. Acercamiento a los sitios de muestreo divididos por grupo y contenido de NO_3^- , indicando su numeración asignada con el diagrama de Mifflin en azul, junto con las isolíneas de pH.	112
Figura 40. Principales líneas de flujo identificadas en la subcuenca, en rectángulos rojos se encuentran los sitios que representan la entrada y salida del flujo subterráneo; L.F = línea de flujo.	113
Figura 41. Gráfica modificada de Schoeller de los sitios que podrían representar la línea base de la subcuenca. En la simbología se distingue a los sitios por su respectiva numeración asignada con el diagrama de Mifflin y la componente de flujo a la que se asocian, donde ‘CR = Componente Regional’ y ‘SRZ = Sitio Representativo de la Zona de’.	114
Figura 42. Acercamiento a los sitios considerados sin contaminación por NO_3^- en sus respectivos grupos y numeración asignada con el diagrama de Mifflin, en círculos pequeños de diferente color se indican los sitios que contienen sulfuros y amonio; junto con las fábricas, uso de suelo y canales.	115
Figura 43. Diagrama redox para parte del sistema N-O-H a 25 °C; dibujado para $[P_{N_2}] = 0.77$ y 10^{-3} como actividad de especies disueltas. Los límites metaestables se indican con líneas discontinuas, elaborado con el esquema de Appelo y Postma (2005).	116
Figura 44. Diagrama redox para parte del sistema S-O-H a 25 °C y 1 bar; la actividad total de las especies disueltas es 10^{-3} ; S indica azufre elemental, elaborado con el esquema de Brookins (1988).	116
Figura 45. Gráfica modificada de Schoeller para representar la línea base hidroquímica inorgánica del sistema de flujo de agua subterránea en la subcuenca de Chalco, donde ‘C.’ = Componente.	117

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Se muestra la división en cuanto a la concentración de los constituyentes inorgánicos disueltos en el agua subterránea (tomada de Frezee y Cherry, 1979).	24
Tabla 2. Enfoques más utilizados para evaluar la química de una línea base de las aguas subterráneas (tomada y modificada de Shand et al., 2007).	43
Tabla 3. Muestra el título, metodología, línea base y referencia bibliográfica de artículos sobre línea base del agua subterránea.	44
Tabla 4. Fuentes y algunas características de las fallas mostradas en la figura 11	62
Tabla 9. Concentraciones de las 9 especies utilizadas para el análisis de EMMA de las 4 fuentes identificadas, donde < LD = menor al límite de detección; LD en mg/L: NO ₃ ⁻ = 1.5; SO ₄ ²⁻ = 0.7. En negritas se encuentran los valores más altos de cada especie.	94
Tabla 10. Concentraciones de las 9 especies utilizadas para el análisis de EMMA de las 4 fuentes ‘verdaderas’ determinadas por el software MIX en la segunda corrida; aquellas en negritas resultaron ser negativas, por lo que se colocaron las determinadas en la primera corrida.	94
Tabla 11. Proporciones de mezcla para cada sitio de muestreo obtenidas mediante el análisis de mezcla, marcando con color azul cielo a los sitios con relación de mezcla mayor de la fuente 1; durazno para la fuente 2; olivo para la fuente 3 y magenta para la 4.	95
Tabla 12. Datos estadísticos de las 9 especies usadas en el EMMA para los cuatro grupos. En negritas se encuentran los valores más altos, considerando el valor promedio en los grupos 1 y 2	97
Tabla 13. Índices de saturación de las probables especies minerales de los grupos 3 y 4; cuando el IS = 0 indica que la disolución está en equilibrio respecto de la especie mineral, si el IS > 0 indica que esta sobresaturada, por lo tanto, la especie mineral precipita y viceversa, cuando el IS < 0 (Parkhurst y Appelo, 2013); las abreviaturas: ‘Di’ = disuelto y ‘P’= precipitado.	102
Tabla 14. Concentraciones de algunos parámetros físicoquímicos medidos en campo, especies iónicas y profundidad de pozo de los sitios que no presentaron contaminación por NO ₃ ⁻ dentro de sus respectivos grupos; en los grupos 3 y 4 se coloca el ID del sitio y su número de evolución de acuerdo con el diagrama de Mifflin; DE = Desviación estándar.	114

TABLAS DE ANEXOS

Tabla 5. Fábricas encontradas en la subcuenca de Chalco, indicando su nombre, producto(s), sector al que pertenece, coordenadas en UTM y página web o contacto.	156
Tabla 6. Características generales de los sitios de muestreo	159
Tabla 7. Datos físicoquímicos de los sitios de muestreo.....	160
Tabla 8. Datos de las principales sustancias disueltas en el agua subterránea obtenidas de los análisis de laboratorio para cada sitio de muestreo	161

Capítulo 1. Generalidades

1.1 Introducción

La subcuenca de Chalco se ubica en la parte sureste de la Cuenca de México (CM), limitada por el Campo Volcánico del Chichinautzin al sur, la Sierra Nevada y la Sierra de Santa Catarina al este y norte, respectivamente, mientras al oeste se encuentra la zona chinampera Tláhuac-Xochimilco (Figura 1). La subcuenca comenzó a modificarse desde que llegaron los primeros pobladores alrededor del antiguo lago de Chalco, quienes implementaron la siembra a base de chinampas. Posteriormente, con el arribo de los españoles a la zona, se puso en práctica la ganadería que exigía áreas más extensas para pastoreo (Ezcurra, 1992) y en 1895 durante el gobierno de Porfirio Díaz, se autorizó la desecación de una gran parte del lago de Chalco para usar las tierras con fines agrícolas e industriales (Beltrán-Bernal, 1998).

A raíz del aumento poblacional y un inadecuado plan de ordenamiento y/o desarrollo territorial en la subcuenca se observan cambios de uso de suelo, deforestación, pérdida de ecosistemas y asentamientos irregulares que alteran el drenaje natural del agua y su tasa de infiltración (Larqué-Saavedra et al., 2004). Además, aumentó la demanda hídrica, propiciando la extracción intensiva de agua subterránea, que ha generado la inversión de gradientes hidráulicos en el acuitardo, donde hay un flujo vertical de éste hacia el acuífero subyacente (Ortega et al., 1993). Aunado a lo anterior, se generaron disminuciones del nivel estático/piezométrico en el acuífero principal (en explotación), subsidencia del terreno, fracturas y agrietamientos, que facilitan la percolación de contaminantes hacia el sistema de aguas subterráneas (Larqué-Saavedra, et al., 2004; Flores-Márquez et al., 2006; Valencia-Guzmán, 2008; Morales-Casique et al., 2018).

El agua subterránea en la subcuenca de Chalco se ha aprovechado, de acuerdo con el volumen de extracción, en los siguientes usos: público urbano, agrícola, industrial, comercial o servicios, pecuario, doméstico y recreativo (CONAGUA, 2015). Además, proporciona entre 1.4 y 1.75 m³/s a la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM) desde 1984 para satisfacer parte de la demanda de agua en dicha zona (Ortega et al., 1993). A pesar de su vital importancia en nuestra vida diaria, se desconoce cuál es su calidad química inorgánica natural, pues hasta ahora no existe ningún estudio que haya analizado y reportado las concentraciones y tendencias químicas naturales del sistema en la subcuenca. Aunque, distintos autores si han reportado concentraciones altas y/o que han superado el límite permisible de las normas mexicas en Sólidos Totales Disueltos (STD), dureza, bicarbonato (HCO₃⁻), nitrato (NO₃⁻), cloruro (Cl⁻), sulfato (SO₄²⁻), boro (B³⁺), bromuros (Br⁻), sodio (Na⁺), calcio (Ca²⁺) y potasio (K⁺), asociando algunas al medio geológico y otras a las actividades antropogénicas (Facultad de Ingeniería,

1983; Bouvier et al., 1993; CONAGUA, 2015; Domínguez-Mariani et al., 2015). Esto acentúa la necesidad de estudiar el sistema de agua subterránea en la subcuenca desde una perspectiva científica que considere la influencia de los factores naturales en la química inorgánica del agua para lograr discernir entre las concentraciones base o naturales de aquellas afectadas por actividades antrópicas, así como de identificar los procesos que controlan dicha composición del agua subterránea.

Las maneras más comunes de evaluar la calidad del agua subterránea han sido mediante normas e índices sobre la calidad del líquido. En ambos casos, el concepto de calidad ha dependido del uso que se le quiera dar al agua (Dirección General de Estadística e Información Ambiental, s.f) y no del ambiente natural que influye en su composición. Por ello, distintos estudios han considerado como contaminación una concentración 'elevada o atípica' de algún parámetro, por ejemplo, de STD , HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , B^{3+} , Br^- , Na^+ y K^+ (Facultad de Ingeniería, 1983; Bouvier et al., 1993; Lesser-Carrillo et al., 2011; CONAGUA, 2015; Domínguez-Mariani et al., 2015).

Un caso de gran dimensión, es el monitoreo de la red de agua subterránea en México que se basa en el Índice de Calidad del Agua (ICA), calculado a partir de la ponderación de 18 parámetros fisicoquímicos relacionados con la reducción de la calidad del líquido (Dirección General de Estadística e Información Ambiental, s.f) para evaluar todo el territorio. De acuerdo con Sánchez et al. (2016) el ICA se sustenta más en una estandarización lineal homogénea, tomando como base que el recurso hídrico para el abastecimiento de poblaciones se obtiene de fuentes superficiales y no subterráneas. Por lo que, el monitoreo nacional subterráneo con este índice enmarca un importante margen de error al carecer del enfoque específico para aguas subterráneas, ya que no contempla la heterogeneidad natural y propia de cada sistema.

Por lo tanto, para saber si un sistema está contaminado o ha sufrido alteraciones primero debemos evaluar los factores naturales que influyen en su composición, ya que, la calidad natural del agua subterránea, puede no ser óptima para el consumo humano o diferir de lo que comúnmente pensamos al referirnos a un estado natural (Shand et al., 2007).

Ante la problemática anterior resulta esencial saber cuál es la evolución química inorgánica natural del agua subterránea en la subcuenca (al igual que en cada sistema de flujo subterráneo del país) y el impacto que tiene la actividad humana sobre el líquido. Para ello se planteó determinar su línea base, la cual establece el rango de concentraciones del sistema, cuyo origen es influenciado únicamente por factores naturales, como el medio geológico, las condiciones climáticas, el tiempo de residencia del agua en el subsuelo, los procesos geoquímicos que toman lugar cuando el agua de lluvia entra al subsuelo y reacciona con las formaciones rocosas-

minerales, cambios producidos por la actividad biológica de microorganismos que habitan el subsuelo, entre otros (Shand et al., 2007; Bearcock y Smedley, 2009).

La línea base puede utilizarse como una gran herramienta en la toma de decisiones político-sociales concernientes al manejo del agua subterránea, al identificar sitios o zonas contaminadas, vulnerables y aquellos(as) que presentan concentraciones base, lo cual ayudaría a conocer dónde y que medidas implementar (Shand y Ward, s.f).

A pesar de la importancia que tiene en los ámbitos científico, social y administrativo, aún no hay un enfoque completamente definido en cuanto al término y aplicación de la línea base, incluso en los lugares donde se fundó este concepto, debido a la dificultad de disociar el punto exacto donde se trata de contaminación, ya que algunos solutos pueden provenir tanto de actividad antropogénica como de fuentes naturales, por ejemplo, el NO_3^- , P y As. Aún se requiere una metodología con base científica que defina las variaciones naturales en la calidad del agua subterránea y determine si se está produciendo o no una contaminación antropogénica (Shand et al., 2007; Bearcock y Smedley, 2009).

Tomando en consideración el marco físico y conceptual mencionado, el presente trabajo plantea su metodología para determinar una línea base hidroquímica inorgánica del agua subterránea en una zona con muchas modificaciones antropogénicas, como lo es la subcuenca de Chalco. La metodología considera el entorno tanto natural como social de la subcuenca y consiste en una toma de muestras de agua subterránea planificada a partir de una revisión bibliográfica. A las muestras se les aplicó un análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA) para generar grupos que se estudiaron desde la perspectiva de la teoría de los sistemas de flujo para encontrar las componentes del sistema en la subcuenca. Posteriormente, se evalúan las principales sustancias inorgánicas disueltas en agua subterránea considerando la componente de flujo a la que pertenece cada muestra, logrando distinguir a los sitios que presentan algún grado de influencia antropogénica de aquellos que presentan concentraciones debidas al ambiente natural y que representan la línea base hidroquímica inorgánica de la subcuenca. Este estudio manifiesta un campo por explorar desde el punto de vista científico y administrativo para las aguas subterráneas de nuestro país.

1.2 Zona de estudio

La subcuenca de Chalco se localiza en la parte centro-oriental de la provincia geológica denominada Cinturón Volcánico Transmexicano (Ferrari et al., 1999), que tiene una longitud de 1000 km con la que atraviesa la República Mexicana en dirección E-O desde el estado de Veracruz hasta el estado de Nayarit, respectivamente (Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al.,

2005; Siebe et al., 2005). Ocupa la parte sureste de la Cuenca de México, entre los paralelos 19° 31' y 19° 21' de latitud norte y los meridianos 99° 03' y 98° 69' de longitud oeste (Figura 1).

La subcuenca está limitada al norte por los domos volcánicos de la Sierra de Santa Catarina, al este por la Sierra Río Frío que forma parte de la Cordillera Volcánica de la Sierra Nevada, la cual incluye de sur a norte los estratovolcanes Popocatepetl aún activo, Iztaccíhuatl (5275 m), Téyotl (4660 m), Telapón (4000 m) y Tláloc (4150 m). En la zona sur se encuentra el campo monogénico de la Sierra Chichinautzin y al oeste la zona chinampera de Tláhuac-Xochimilco, donde el alto topográfico entre los Volcanes Cerro de la Estrella y Teuhtli la separan de la subcuenca de Xochimilco (Ortega-Guerrero et al., 2015, 2017), ver figura 1. Su altitud más baja es de 2200 msnm y presenta un área aproximada de 1100 km² de los cuales *ca.* 240 km² corresponden a la planicie lacustre (Ortega-Guerrero et al., 2015, 2017).

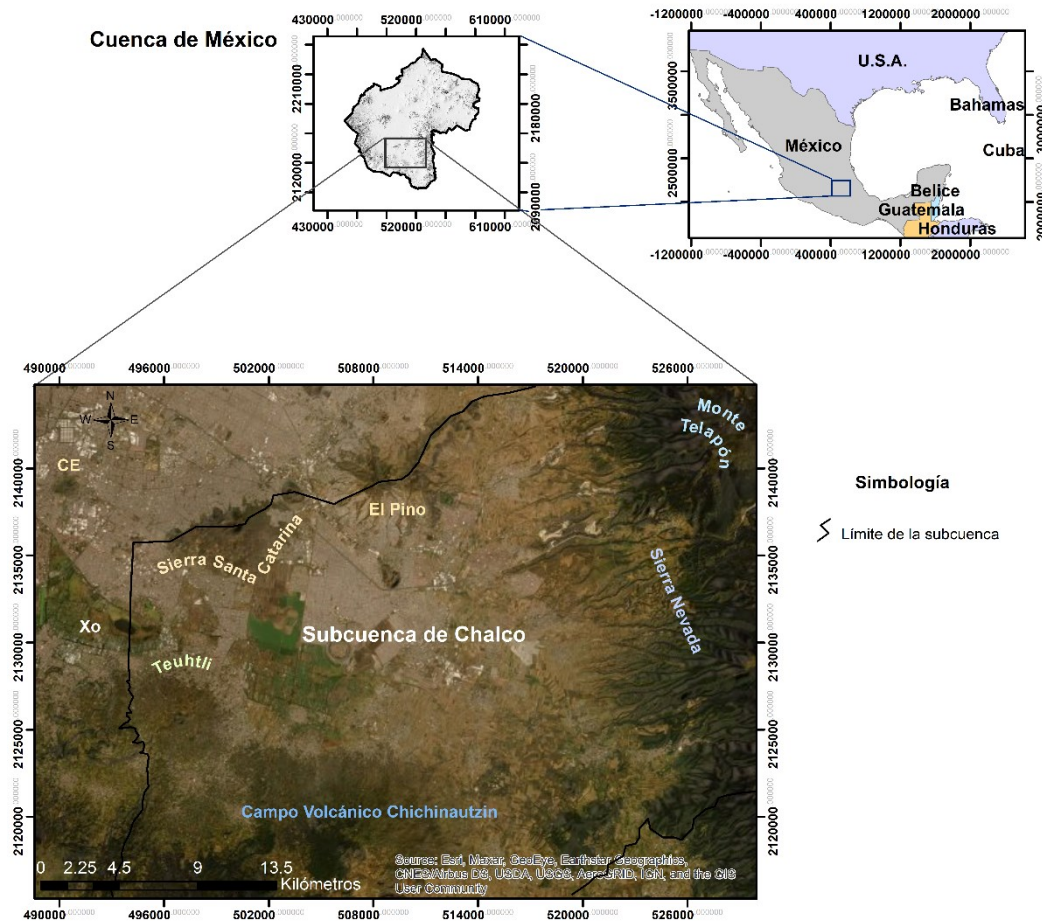


Figura 1. Localización de la subcuenca de Chalco dentro de la Cuenca de México, la cual se ubica dentro de la república mexicana. CE = Cerro de la Estrella; Xo = Xochimilco.

Administrativamente la subcuenca se encuentra dentro de la Región Hidrológica Administrativa No. XII llamada Aguas del Valle de México y constituye gran parte del denominado acuífero Chalco-Amecameca de clave 1506 (CONAGUA, 2015). Además, está conformada por los municipios de Ixtapaluca, Valle de Chalco Solidaridad, Chalco, Cocotitlán, Temamatla, Tenango del Aire, Tlalmanalco y porciones de Juchitepec, Ayapango y Amecameca, pertenecientes al Estado de México. Mientras, el lado oeste colinda con la Ciudad de México e involucra a las alcaldías Tláhuac y porciones de Xochimilco y Milpa Alta (Figura 10).

1.3 Antecedentes

El aumento de las tasas de crecimiento poblacional en la subcuenca de Chalco ha provocado: cambios de uso de suelo y con ello la pérdida de ambientes naturales, como el antiguo lago de Chalco, que proporcionaba un hábitat para distintas especies de aves, anfibios, peces, crustáceos, insectos y plantas (Bonilla-Flores, 2019). Una alta demanda de agua para toda la ciudad que ha llevado a la extracción intensiva de agua subterránea induciendo agrietamientos y hundimientos en distintas zonas de la subcuenca (Lesser et al., 1990; Lesser y Cortés, 1998; Ortiz-Zamora, 2007; Valencia-Guzmán, 2008). Contaminación inorgánica del agua subterránea causada por aguas residuales domésticas e industriales, al evaluar concentraciones de pH, HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} (Ortiz-Zamora, 1996) o por la mezcla con agua salina proveniente del acuitardo superior (Ramírez-Esquivel, 1995; Domínguez–Mariani, 1996; Huizar et al., 2004; Ortiz-Zamora, 2007). Así como, modificaciones al régimen hidrológico, al afectar las tasas de escurrimiento, filtración y flujo del agua subterránea (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008; Domínguez–Mariani et al., 2015).

Considerando los cambios generados en la subcuenca y para conocer su marco científico se hace una revisión bibliográfica centrada en la geoquímica del agua subterránea, debido a la naturaleza de este trabajo. La revisión toma en cuenta los registros más antiguos encontrados que corresponden a 1950 hasta los más recientes de 2004 con el propósito de conceptualizar, en medida de lo posible, la historia y conocimiento de la química inorgánica del agua subterránea en la subcuenca, donde a pesar de existir reportes de concentraciones altas u atípicas desde los años 50's no se ha establecido su línea base. Los estudios geofísicos, hidrogeológicos, estratigráficos, entre otros se mencionan en los apartados correspondientes del capítulo 3, que aborda las características de la zona de estudio.

1.3.1 Estudios previos

Laboratorios Nacionales de Fomento Industrial (LNFI) y el Instituto de Investigación Científica (IIC) utilizaron la distribución geoquímica del B^{3+} en las aguas subterráneas como índice de

profundidad al indicar la probable forma que tiene una falla o fractura, encontrando un alto contenido de B^{3+} en la parte norte de la subcuenca, sugiriendo que en el lugar existe una grieta o falla a profundidad, por la cual asciende el agua magmática y contamina un gran volumen de aguas meteóricas. Mientras, en la parte sur y sureste, no hay presencia de B^{3+} , las aguas subterráneas son en su totalidad de origen meteórico. Consideran que la acumulación del elemento (de 0 a 43 gammas/L) en la parte central de Chalco y cerca del cerro de Xico se debe a un proceso de carbonización de las plantas del turbal y a una grieta o falla cercana que permite el ascenso de aguas magmáticas (LNFI & IIC, 1950a).

LNFI e IIC (1950b) encontraron que, de los metales pesados contenidos en pequeña cantidad en el agua, el zinc es el más constante. Sus concentraciones disminuyen de norte a sur y no son detectables en el cerro de Tlapacoya, infiriendo que en las zonas sur y sureste de la subcuenca se infiltran aguas del deshielo de las nieves del Iztaccíhuatl y que los pozos en la parte poniente de la Sierra Nevada están alejados de zonas mineralizadas y de grietas o fallas profundas.

LNFI e IIC (1950c) obtuvieron dos clases químicas de aguas de origen meteórico que al infiltrarse se mezclan con aguas de origen magmático. Una de ellas se encuentra en la parte baja de la subcuenca, principalmente, indicando una íntima relación entre la petrología y petroquímica de los sedimentos lacustres con la composición química de las aguas circundantes. Mientras, la segunda se encuentra repartida y relacionada con las rocas sedimentarias de origen piroclástico, depositadas en las laderas de las montañas.

Molina-Berbeyer (1956) concluyó que el acuífero de la parte norte de Chalco se encuentra a los 60 y 100 m de profundidad con una circulación de noreste a suroeste, la cual está limitada por el cerro Pino al norte y el cerro de Tlapacoya al sur. Determinó que el agua de origen meteórico al llegar a profundidad se mezcla con las aguas magmáticas (que han ascendido cerca de la superficie) y aumenta su temperatura al estar en contacto con rocas aún calientes. Mientras, la parte sur y sureste de la subcuenca tiene un acuífero con aguas provenientes del deshielo del Ixtaccíhuatl (una temperatura de 17 a 18 °C), que se infiltran entre material cinerítico y de acarreo con rumbo poniente y cambian a sureste buscando salida hacia el valle de Cuautla, Morelos.

Molina-Berbeyer (1959) estableció zonas de bombeo a través de isolíneas de concentración de STD, Zn, B y Cl^- , encontrando que la parte norte de la sección de Chalco presenta mayores concentraciones de Zn, B, Cl^- y STD, de estos últimos se encontraron dos halos de máxima concentración, para STD: uno con 700 ppm y otro cerca de Huexocalco con 600 ppm. Además, indicó que la concentración salina aumenta hacia el oeste de la sección de Chalco. Concluyó que las mejores zonas para la extracción de agua subterránea están fuera de los halos de máxima concentración del Cl^- y STD y que en la subcuenca de Chalco existen dos acuíferos de

características geoquímicas distintas, de los cuales la parte sur es la que no presenta valores de B^{3+} .

La Facultad de Ingeniería (1983) reportó un descenso del nivel estático en el acuífero del Valle de Chalco, del orden de 1 m/año durante 1973-1983; la extracción intensiva del acuífero porque los volúmenes de extracción eran mucho menores a los infiltrados, sugiriendo que una parte del agua infiltrada se escapa, probablemente hacia la cuenca del Valle de Cuautla; y un flujo general del este de la Sierra Nevada hacia el oeste rumbo a Valle de Chalco. Identificó 3 zonas de explotación intensiva: a) Ayotla – Ixtapaluca - San Marcos Huixtoco, con importantes asentamientos humanos, industriales y ranchos tanto ganaderos como agrícolas; b) Chalco - San Martín – Cuautlalpan – Candelaria - Tlapala, con importantes asentamientos humanos y de riego agrícola; c) San Antonio Tecomitl - Santa Catarina Ayotzingo, con importantes extracciones de agua, principalmente para la CDMX. Esta zona no presentó contaminación de pozos profundos, solo de someros en los poblados: San Lorenzo Chimalpa, San Pablo Atlazalpa, San Pedro Tezompa, San Juan Tetelco, San Mateo Huitzilzingo, San Miguel Xico y Mixquic. Los últimos tres, presentaron STD mayores a 1000 ppm y olor desagradable, todos los demás sitios del Valle presentaron valores entre los 100 y 300 ppm. También, encontraron que la concentración de SO_4^{2-} aumento hacia el Valle de Chalco.

Bouvier et al. (1993) dividieron la subcuenca en 3 acuíferos: uno fisurado en basaltos, uno mixto en andesitas y material granular de piedemonte y un intergranular en el relleno de la planicie. Los dos primeros, se recargaban únicamente por infiltración de lluvias, mientras el tercero recibía en mayor parte el escurrimiento subterráneo de la Sierra Nevada y Río Frío. Encontraron un menor descenso del nivel de agua en el acuífero fisurado (0.53 m/año) con respecto al intergranular (1.08 m/año) durante el periodo de 1973-1990 y que el nivel de agua crecía rápidamente hacia las montañas, donde se encuentran la mayoría de los pozos en explotación. En cuanto a la química del agua subterránea, analizaron 32 muestras de entre los años 1977, 1984-1986 y 1990 para reportar que el agua de mayor mineralización (> 500 mg/L), proviene de los pozos ubicados dentro de la planicie; en casi todas las muestras dominó el ion Mg^{2+} sobre el Ca^{2+} , en algunas hasta seis veces más; las grandes cantidades de NH_3 (76 mg/L) y NO_3^- en el centro del Valle se deben a contaminación por aguas negras locales e importadas de la CDMX. Concluyeron que la calidad del agua extraída del acuífero en basaltos es mucho mejor desde el punto de vista de la mineralización general, a pesar de la presencia de NO_3^- , PO_4^{3-} y las concentraciones más altas de Mg^{2+} a las de Ca^{2+} .

Cardona y Hernández (1995) proponen un modelo conceptual de la evolución química del agua subterránea en el Valle de México utilizando elementos mayores y traza, cálculos de balance de masa y el reconocimiento de la interacción agua-roca. Encontraron: tres grupos de agua en la

subcuenca de Chalco; el bombeo de agua subterránea generó cambios en las direcciones de flujo en el acuitardo superior, lo que a su vez mezcló el agua de los grupos con la salobre de dicho acuitardo; la composición química del primer grupo es controlada por la interacción entre el agua subterránea y la matriz vítrea de las rocas basálticas y andesíticas; un intercambio iónico, fijando Ca^{2+} y Mg^{2+} en la matriz arcillosa del acuífero y liberando Na^+ y K^+ al agua subterránea, que puede amortiguar la movilidad de algunos elementos traza; reacciones de oxidación-reducción, que disminuyen el SO_4^{2-} , aumentan el HCO_3^- y gobiernan la evolución del NO_3^- y algunos elementos traza; la zona de Iztapalapa-Santa Catarina tiene una evolución química diferente de la sección hidroquímica, que va de la Sierra De las Cruces a la zona de descarga de Texcoco, sugiriendo deriva de un sistema regional.

La empresa Consorcio Mexicano de Ingeniería, S.A de C.V (C.M.I.S.A.) realizó un estudio geohidrológico de la zona sureste del Estado de México, mediante curvas de igual concentración de los principales iones en el agua subterránea y diagramas de Stiff determinó que la zona oriente presenta las concentraciones iónicas y temperaturas más bajas en el área de estudio y tiene un tipo de agua bicarbonatada-cálcica, indicando es de más reciente infiltración que el agua subterránea del norponiente y sur del área de estudio. Definió cuatro unidades hidrogeológicas mediante la correlación geológica-geofísica de sondeos eléctricos verticales y propuso cuatro sitios con potencial para la extracción de agua subterránea. Con las curvas de STD y Cl⁻ identificó una probable bifurcación en la trayectoria del agua subterránea: del oriente hacia el noroeste y centro-sur de la zona de estudio. Elaboró un balance hidrológico para evaluar la temperatura y precipitación de seis estaciones climatológicas por 20 años y un inventario de los manantiales existentes en la zona, evaluando su condición (C.M.I.S.A., 1995).

Ortiz-Zamora (1996) instrumentó 26 puntos de monitoreo químico e hidráulico tanto en el canal de aguas residuales, (ubicado en la parte nororiental de la subcuenca de Chalco, donde el espesor del acuitardo es de 14 m), como en tres sitios ubicados a ambos lados de éste y encontró dos zonas. La primera, con gradientes hidráulicos bajos y conductividades hidráulicas altas se asoció a una región de alta densidad de fracturas verticales. Mientras, la segunda tenía menor densidad de fracturamiento debido a sus gradientes hidráulicos altos y conductividades hidráulicas bajas. Con base en simulaciones numéricas determinó que la entrada de contaminantes inorgánicos obedece a una función intermitente anual y que la velocidad promedio de migración de los contaminantes no reactivos es de 3.3 m/año, por lo que tardan de 3.5 a 4 años en llegar al acuífero subyacente del acuitardo.

Edmunds et al. (2002) realizaron una evaluación de la evolución geoquímica del agua subterránea debajo de la parte central de la CDMX, entre las coordenadas 99°15'O - 99°00'O y 19°30'N - 19°20'N, considerando 26 pozos activos para suministro de agua, en un camino de

flujo oeste-este que va de la Sierra de las Cruces hacia el lago de Texcoco por considerarlo una dirección que prevalece a pesar del bombeo. Mediante su análisis de isótopos estables, radiocarbono, elementos traza e iones principales determinaron que el agua de la CDMX no había sufrido cambios significativos por actividades antropogénicas en cuanto a su composición, por lo que establecen las concentraciones detectadas cercanas a las de línea base, ya que las variaciones en la composición química podían explicarse con la naturaleza del medio geológico. Solamente, algunas concentraciones de NO_3^- y Mn^{2+} ubicadas en áreas cercanas a la ladera en la parte no confinada del acuífero en explotación fueron asociadas con contaminación. Estimaron como posibles cambios debidos a la extracción, la migración de las zonas de descarga hacia el centro de la ciudad y la aparición de flujos más regionales en la ciudad.

Montiel-Palma et al. (2014) analizaron 42 pozos por medio de mapas de isoconcentraciones, diagramas de Piper, secciones geológicas y del comportamiento de los principales iones a lo largo del flujo en el acuífero somero de la zona sur de la CDMX, detectando presencia de NO_3^- en toda el área de estudio atribuida a procesos de contaminación. Aunque, las áreas con mayor contenido de NO_3^- están hacia el oeste en las faldas de la Sierra Chichinautzin y en las inmediaciones del Periférico Sur en Tepepan. Observaron una tendencia creciente en las concentraciones de los iones Na^+ , Cl^- y de la conductividad eléctrica a lo largo de la dirección de flujo del agua subterránea, que va desde las faldas de Chichinautzin hacia la planicie en sentido radial.

Domínguez-Mariani et al. (2015) analizaron la composición química del agua subterránea en la alcaldía de Iztapalapa, definiendo los procesos hidrogeoquímicos que la originan, considerando la geología y dinámica de extracción en la zona. Encontraron que en la Sierra de Santa Catarina los depósitos volcánicos altamente fracturados permiten una infiltración relativamente rápida de agua residual hacia el acuífero. Como resultado de su análisis de iones mayores e isótopos estables definieron que en la Sierra de Santa Catarina el agua subterránea tiene mayor contenido iónico de Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Fe^{2+} y Demanda Química de Oxígeno (DQO). Mientras, el agua de la zona próxima a Xochimilco conserva un contenido iónico bajo, al estar influenciada por el acuitardo superior y la Sierra Chichinautzin. Demostraron, mediante el cálculo de índices de saturación, que la precipitación de minerales ferromagnesianos, CO_3^{2-} , PO_4^{3-} y silicatos en la red de abastecimiento es originada por la mezcla entre diferentes componentes de flujo subterráneo con agua salobre del acuitardo sobreyacente inducida por el bombeo intensivo en Iztapalapa.

Huizar et al. (2004) realizaron una caracterización del sistema de flujo subterráneo, así como de su posible origen, en la zona sureste de la ZMCM, abarcando principalmente la alcaldía Iztapalapa, colindando con Xochimilco y la parte norte de la subcuenca de Chalco. Con base en la interpretación conjunta de pruebas de bombeo, valores de temperatura, STD y contenido de

Na⁺ y Cl⁻ en el agua subterránea extraída durante las pruebas de bombeo definieron tres flujos principales de agua subterránea y dos sub grupos: local con temperatura de 18-19 °C y STD de 127-600 ppm, este flujo recibe aportaciones aleatorias de aguas residuales proveniente del Canal Chalco que es adyacente a los pozos de este grupo; intermedio (que fue subdividido) con temperatura de 20-22 °C y STD de 203-940 ppm, viaja a través de depósitos granulares y basaltos fracturados, está influenciado por el agua del acuitardo y una mezcla de flujos: horizontal y otro derivado de una fuente más profunda; el flujo regional con STD de 300-700 ppm y temperatura de 23-24.8 °C, que circula por material volcánico y rocas calizas. Consideran que algunos pozos pertenecientes al flujo local están contaminados debido a concentraciones elevadas de Cl⁻, Fe²⁺ y Ni que son intermitentes durante la extracción, asociadas con la entrada aleatoria de agua residual del Canal de Chalco. Analizaron la respuesta global en las pruebas de bombeo con STD y temperatura para definir cuatro casos: 1) caracterizado por el aumento en salinidad a una tasa de temperatura constante, asociado con la entrada de agua desde el acuitardo; 2) aumenta la salinidad y temperatura la mayor parte de la prueba de bombeo, sugiriendo una entrada significativa desde profundidad; 3) fluctuaciones en la temperatura con un incremento continuo de STD (contenido de Na⁺ y Cl⁻ alto) que sugieren la entrada de una fuente salina a relativamente poca profundidad, como el acuitardo o el canal de aguas residuales tratadas cercanos y 4) con una temperatura de 25 °C y 325 ppm de STD al comienzo de la prueba de bombeo y posteriormente una disminución en ambos parámetros, interpretado como una mezcla entre un flujo cálido que ingresa primero al pozo y posteriormente por la entrada horizontal de agua más fría.

1.4 Justificación

El crecimiento poblacional sin un plan de ordenamiento territorial en la subcuenca de Chalco ha provocado el aumento de áreas urbanas y agrícolas con asentamientos irregulares; cambios en el uso del suelo, en las tasas de infiltración del agua al subsuelo y en la explotación de los acuíferos; lo que en conjunto generó el deterioro de ecosistemas, como el antiguo lago de Chalco, que proporcionaba un hábitat para distintas especies (Bonilla-Flores, 2019). Además, con el aumento en la demanda de agua se han generado problemas hidrogeológicos en la subcuenca, como la inversión de gradientes hidráulicos en el acuitardo, subsidencia del terreno y la formación de lagos someros en el centro de la planicie (Ortega et al., 1993; Ortiz-Zamora, 1996).

Debido a que el agua subterránea representa el suministro principal de agua potable en la región, se han realizado numerosos estudios para aportar conocimiento hidrogeológico y entender mejor cómo funciona el sistema subterráneo. A pesar de ello, aún es necesario conocer la calidad química inorgánica natural del sistema subterráneo de la subcuenca, ya que algunos autores han

evaluado la calidad química en ciertas áreas dentro de la subcuenca o alrededor de esta, encontrando concentraciones altas de: STD , NO_3^- , Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , B^{3+} , Br^- , Na^+ , K^+ y hierro (Fe^{2+}), que han sido asociadas principalmente a contaminación por Molina-Berbeyer (1959); Facultad de Ingeniería (1983); Bouvier et al. (1993); Ortiz-Zamora (1996); Huizar et al. (2004); Montiel-Palma et al. (2014); Domínguez-Mariani et al. (2015) y en menor medida a las condiciones geológicas, como las anomalías en la concentración de B^{3+} que Molina-Berbeyer (1956) encontró en la subcuenca. Sin embargo, en ambos casos estas concentraciones no se han asociado o identificado como parte de una línea base.

Por otra parte, diversos estudios en México utilizan los límites de las Normas Oficiales Mexicanas (NOM) para evaluar contaminación y/o calidad química del agua subterránea, por ejemplo, Lesser-Carrillo et al. (2011); CONAGUA (2015) y Domínguez-Mariani et al. (2015). Siendo la norma más empleada la NOM-127-SSA1-1994 de "Salud ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización" que establece los límites permisibles de calidad y los tratamientos de potabilización del agua para uso y consumo humano, que deben cumplir los sistemas de abastecimiento en todo el territorio nacional (SSA, 2000).

Sin embargo, estos límites estandarizados no toman en cuenta la composición química natural del agua subterránea ni las condiciones naturales específicas de cada sistema subterráneo, lo que genera se tome como contaminación concentraciones elevadas de algún parámetro o elemento que podrían ser completamente naturales. Lo anterior, permite distinguir un paso muy importante en nuestro país para conocer si el agua subterránea está o no contaminada, el cual sería comenzar a analizar los factores naturales que influyen en la composición química del líquido en cada sistema de flujo para identificar las concentraciones base/naturales y evaluar el impacto de las actividades humanas sobre ellos.

Reconociendo la importancia de estudiar el agua subterránea, diversos autores como Makarenko (1948); Hantush y Jacob (1955); Miffilin (1968); Tóth (1963); Kafri y Yechieli (2010); entre otros, han aportado conceptos y conocimientos fundamentales (tanto de todo el sistema como de cada una de sus partes), que han permitido desarrollar una teoría sobre los sistemas de flujo subterráneo con la cual, los modelos hidrogeológicos e hidrológicos se han vuelto más certeros y a la vez complejos, al visualizar los múltiples factores y esferas del sistema terrestre que se interconectan con el agua subterránea.

Como casos de estudio cercanos a la subcuenca de Chalco que han implementado este último enfoque se encuentran: Cardona y Hernández (1995) quienes analizan la evolución química de las aguas subterráneas en el Valle de México; Huizar et al. (2004), quienes establecen 3 flujos subterráneos que llegan a la zona de descarga ubicada en Iztapalapa; y Olea-Olea et al. (2020),

quienes identifican 4 componentes del sistema de flujo de agua subterránea para la Ciudad de México considerando que es un sistema sujeto a explotación intensiva. Por otra parte, Edmunds et al. (2002) establecieron las primeras concentraciones base para la parte centro de la CDMX evaluando las relaciones isotópicas y de los iones mayores para identificar las posibles fuentes de origen y a su vez, considerando estudios previos sobre las componentes de flujo.

Por lo anterior, se considera indispensable realizar una línea base hidroquímica inorgánica fundamentada en la teoría de los sistemas de flujo para poder evaluar la evolución química inorgánica natural de todo el sistema subterráneo de la subcuenca de Chalco, que no se ha estudiado ni establecido. Además, aunque la subcuenca ha sido modificada constantemente hasta ahora no se han determinado las concentraciones debidas a factores naturales que serán la base de un nuevo marco contra el cual comparar futuras evaluaciones del impacto antropogénico.

1.5 Hipótesis

La composición química inorgánica natural del agua subterránea depende principalmente del medio geológico por el que circula y del tiempo que lo hace. Sin embargo, las actividades antropogénicas pueden modificarla de diferente forma y medida. Afectando en mayor o menor proporción a determinadas especies iónicas, dependiendo de la capacidad de atenuación natural del sistema. De manera que la identificación de la composición química inorgánica natural de un sistema subterráneo requiere considerar esos y otros factores naturales que influyen en su calidad natural, como sucede con la teoría de los sistemas de flujo que evalúa la evolución química inorgánica natural de los sistemas subterráneos. Por lo tanto, analizar la composición química inorgánica del agua subterránea desde la perspectiva de la teoría de sistemas de flujo podría permitir identificar las concentraciones naturales de aquellas afectadas por las actividades antropogénicas en la subcuenca de Chalco, que es una zona altamente modificada por actividades antropogénicas.

1.6 Objetivos

General

El presente trabajo tiene como objetivo establecer la línea base hidroquímica inorgánica analizando la composición química inorgánica del agua subterránea en la subcuenca de Chalco, elaborando su propia metodología basada en la teoría de sistemas de flujo, así como diferenciar el impacto antropogénico de las condiciones naturales en la química del agua subterránea.

Particulares

- Analizar las concentraciones de los constituyentes mayores (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-) mediante gráficos que permiten visualizar su variabilidad (Piper, Scatter, Mifflin) para identificar a los miembros extremos, como con un Análisis de Miembros Extremos (EMMA) para generar grupos de características químicas similares.
- Determinar y caracterizar las componentes del sistema de flujo de agua subterránea en la subcuenca de Chalco evaluando las características fisicoquímicas y espaciales de los grupos (obtenidos con el EMMA) mediante gráficos que ayudan a conocer secuencias de evolución (de caja y bigote) y procesos dominantes en la química inorgánica del agua (Gibbs, bivariados).
- Identificar las principales fuentes contaminantes del agua subterránea en la subcuenca a partir de un análisis gráfico y espacial del SO_4^{2-} , NO_3^- y oxígeno disuelto.
- Proponer una metodología para identificar las concentraciones naturales de la composición química inorgánica del agua subterránea analizando las características fisicoquímicas de los sitios de muestreo respecto a la componente de flujo a la que pertenecen, las principales rutas naturales de flujo subterráneo y al entorno, tanto natural, como social de la subcuenca.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Composición química del agua subterránea en condiciones naturales

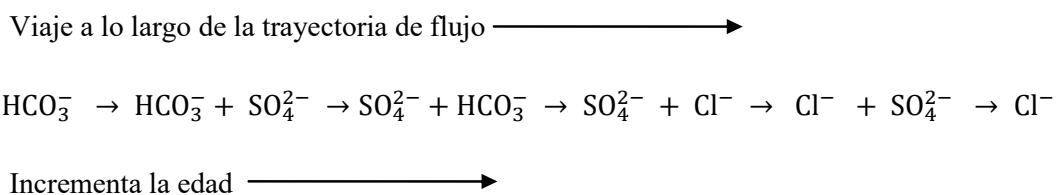
La composición química del agua subterránea varía ampliamente en función de los muchos factores geológicos, bioquímicos, geoquímicos, climáticos, hidrogeológicos y topográficos que controlan en distinta medida su evolución química, generando cambios tanto espaciales como de profundidad, que a su vez dependen del tiempo que el agua ha estado fluyendo por el subsuelo (Shand et al., 2007). Además, el agua puede disolver muchas sales y compuestos orgánicos, debido a su alta constante dieléctrica y a la tendencia de sus moléculas para combinarse con iones e hidratarlos (Freeze y Cherry, 1979).

De manera que la composición química del agua subterránea depende del punto espacio-temporal en el cual se midan sus características fisicoquímicas. En general, las aguas de lluvia

son disoluciones oxidantes por su alto contenido de oxígeno disuelto, diluidas por su cantidad mínima de sólidos totales disueltos, de leve a moderadamente ácidas que pueden ir arrastrando hasta infiltrarse en suelos (zona biológicamente activa) y/o materiales geológicos en los que van adquiriendo más componentes químicos a lo largo del sistema de flujo hasta emerger en alguna zona de descarga (manantial, río, lago, mar, etc.), la cual tendrá aguas con mayor cantidad de sólidos totales disueltos, menor o nula concentración de oxígeno disuelto, un pH más básico, entre otras características que la convertirán en un agua más evolucionada y/o diferenciada químicamente (Freeze y Cherry, 1979).

Las aguas naturales en presencia de ácido carbónico y oxígeno actúan como agentes de descomposición y disolventes de la corteza terrestre por donde van circulando. Generalmente, en una primera etapa de descomposición o intemperismo de los silicatos, se pierde una gran cantidad de Cl^- , SO_4^{2-} , álcalis y tierras alcalinas. Sin embargo, la proporción y el tipo de materia soluble que se toma del material rocoso depende de muchos factores, entre ellos: el tipo de formación geológica; las características estructurales del área; la temperatura del agua; la cantidad de agua que circula; la velocidad del flujo, que depende del gradiente hidráulico y de la permeabilidad de la formación; la concentración de salinidad; abundancia de iones y de los compuestos particulares en el agua. Por ejemplo, un agua de baja salinidad que se mueve rápidamente suele ser mucho mejor disolvente que un agua con mayor concentración de sales que se mueve lentamente (Chebotarev, 1955).

A pesar de todos los factores involucrados en la composición química del agua subterránea, Chebotarev (1955) identificó la siguiente secuencia de evolución química en el agua subterránea, que tiende hacia la composición del agua de mar siguiendo cambios regionales en especies aniónicas dominantes, porque considera a los aniones como variables independientes y a los cationes como dependientes del medio geológico:



Esta secuencia de evolución indica que la mayoría de los carbonatos precipitan de la solución y son reemplazados por iones de Cl^- o SO_4^{2-} . El proceso de precipitación también afecta a los SO_4^{2-} , pero en menor medida que a los carbonatos. Mientras, el Cl^- y la mayor parte del Na^+ que pasan a la disolución desde cualquier fuente, permanecen en ella aumentando el contenido de sal en el agua.

Los cambios en el proceso de precipitación ocurren conforme el agua avanza a lo largo del medio geológico por diferentes trayectorias de flujo y al incrementar en edad, por lo que deben ser vistos en términos de la escala y la geología. Además, geoquímicamente dependerá de la disponibilidad y solubilidad mineral (Freeze y Cherry, 1979).

La secuencia de evolución anterior también puede describirse para cuencas sedimentarias grandes, de manera general con la profundidad, como lo hizo Domenico (1972), identificando tres zonas que no están correlacionadas específicamente con la distancia recorrida o el tiempo, simplemente se considera que tanto la distancia como el tiempo de viaje tienden a aumentar desde la zona superior a la inferior de la cuenca:

1. Zona superior: caracterizada por el lavado activo del agua subterránea a través de rocas relativamente bien lixiviadas. El agua en esta zona tiene al HCO_3^- como anión dominante y es baja en sólidos totales disueltos.
2. Zona intermedia: disminuye la circulación activa del agua subterránea y aumentan los sólidos totales disueltos. El SO_4^{2-} se convierte en el anión dominante en esta zona.
3. Zona inferior: con un flujo de agua subterránea muy lento. Presencia de minerales altamente solubles debido a que muy poca agua subterránea los ha lixiviado. Se tienen concentraciones altas de Cl^- y de sólidos totales disueltos.

La serie evolutiva comienza con el HCO_3^- debido a que la mayoría de los acuíferos forman minerales carbonatados y también muchos de los suelos contienen estos minerales (Freeze y Cherry, 1979), típicamente calcita, que tiene una solubilidad relativamente alta y es común, razones por las que, la disolución de minerales carbonatados a menudo domina la evolución química de las aguas naturales, incluso si estos minerales están en pequeñas cantidades (Appelo y Postma, 2005). Por lo que, las aguas carbonatadas tenderán a evolucionar químicamente hacia aguas cloruradas, teniendo las primeras, menor tiempo de residencia y trayecto recorrido.

En cuanto a los cationes, Piper (1944) menciona que las especies más abundantes son el Ca^{2+} y el Mg^{2+} , a los que les sigue el Na^+ y el K^+ , aunque este último se encuentre en concentraciones menores al Na^+ . Mifflin (1968) encontró que las especies catiónicas que continúan aumentando a lo largo del camino del flujo son el Na^+ y el K^+ , tanto en ambientes áridos como húmedos. Los puntos anteriores coinciden con lo encontrado por Chebotarev (1955): en todos los estados evolutivos el ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' prevalecen en cantidades considerables en el agua subterránea, mientras que el Ca^{2+} y el Mg^{2+} disminuyen a lo largo de la trayectoria evolutiva, debido a que el Ca^{2+} precipita cinco veces más rápidamente que el Mg^{2+} ; el contenido de Na^+ en el agua subterránea suele ser mayor al de K^+ , porque el primero es más soluble. Ronov (1945) menciona que el intercambio relativo de los cationes en minerales arcillosos, como la montmorillonita ocurre de la siguiente manera: $\text{Na}^+ < \text{H}^+ < \text{K}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+}$.

Por otra parte, el contenido de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} en el agua subterránea puede modificarse sustancialmente bajo la acción de los organismos, el proceso de intercambio de bases y la precipitación como sales de las soluciones saturadas (Chebotarev, 1955).

2.2 Sistema de flujo de agua subterránea

A pesar de que el agua subterránea fluye desde un área de recarga hacia una de descarga de manera natural, no lo hace siguiendo un solo camino o de manera lineal, sino que el agua puede tomar distintas trayectorias con distintos intervalos de tiempo para llegar a un sitio de descarga, a estas trayectorias se les denomina componentes del sistema de flujo (Escolero, 2018). Esta teoría reconoce los diferentes flujos, sus zonas de recarga y descarga, que manifiestan de forma complementaria su funcionamiento hidrológico (Fagundo-Castillo et al., 2014).

Makarenko en 1948 propuso dividir los sistemas de flujo de acuerdo con el grado de influencia del clima y al nivel base de descarga, en tres componentes:

- A. Zona superior o de flujo activo, fuertemente influenciada por condiciones climáticas y cuyo límite inferior coincide con el nivel base de descarga de ríos y arroyos locales
- B. Zona intermedia o de flujo retardado, con poca influencia climática y cuyo límite inferior coincide con el nivel base de descarga de grandes ríos.
- C. Zona inferior o de agua con flujo muy lento y cuya descarga de nivel base está por debajo de los ríos principales.

Más adelante Tóth (1963) propuso otra división de los sistemas de flujo evaluando el potencial hidráulico, los patrones de flujo y considerando el flujo de agua subterránea entre cuencas superficiales, nombrándolos: sistema local, intermedio y regional. A la propuesta anterior Miffilin (1968) añadió la evaluación de variables que denominó 'indirectas': la temperatura como indicador de la profundidad probable de circulación (inmediatamente ascendente desde el manantial); la química del agua, usando iones que continúan incrementando a lo largo del camino de flujo y el carácter de descarga, como indicación de la proximidad al área de recarga significativa. Con ello identificó tres componentes del sistema de flujo en el área de Nevada: 1) local pequeño caracterizado por ser un flujo de intracuenca con caminos muy cortos, temperaturas que comúnmente se acercan a las temperaturas medias del aire, descarga agua rica en C^{14} y tritio con muy bajos constituyentes disueltos particularmente, Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-} ; 2) local, con rutas de flujo esencialmente confinadas a una cuenca topográfica, es decir, menos de 20 o 30 millas de largo, áreas de recarga y descarga casi adyacentes, por lo tanto, regiones cortas de flujo lateral, aguas de descarga de probable edad intermedia y algunos componentes disueltos; 3) regional, caracterizado por grandes/largos caminos de flujo, uno o más sistemas locales que alimentan al sistema regional, agua termal en sitios de descarga y las aguas de

descarga son relativamente altas en constituyentes disueltos, particularmente Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-} .

Otro término importante en la teoría de sistemas de flujo es el de “continuidad hidráulica regional” introducido por Tóth (1995) como una propiedad fenomenológica de los cuerpos rocosos, la cual cuantifica la relación entre el cambio inducido en la presión intersticial en un punto de observación respecto al producido en el punto de origen a una cierta escala de tiempo. Es decir, si un cambio de presión en cualquier punto del cuerpo rocoso puede producir un cambio en cualquier otro punto, en un determinado intervalo de tiempo. Posteriormente, más aportaciones apoyadas en evidencia geofísica e hidrológica, como las de Ward y Bredehoeft, comprobaron la conexión y el movimiento lateral hidráulico del agua en el subsuelo (Hatch y Carillo, 2017).

Las aportaciones hechas a la teoría de sistemas de flujo han mejorado el entendimiento sobre el agua subterránea y han servido de base para la política hídrica de países como Australia, Canadá, China, Estados Unidos, Holanda, Hungría, Japón y el Reino Unido, para generar información actualizada sobre la calidad, cantidad y el funcionamiento del sistema subterráneo para su adecuada gestión. Además, sugieren graves deficiencias en la administración del agua con base en el balance hídrico (Carrillo et al., 2016).

2.3 Constituyentes mayoritarios en el agua subterránea

Como resultado de las interacciones químicas y bioquímicas entre el agua subterránea y los materiales geológicos a través de los cuales fluye, y en menor medida por las contribuciones atmosféricas y de cuerpos de agua superficiales, la composición química natural del agua subterránea puede considerarse como una disolución electrolítica al tener casi todos sus componentes disueltos en forma iónica, predominando los inorgánicos que se dividen en constituyentes mayores, menores y traza, como se muestra en la Tabla 1.

De los constituyentes mayores el Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- y SO_4^{2-} comprenden más del 90% del total de sólidos disueltos en el agua, independientemente de si está diluida o tiene una salinidad mayor a la del agua de mar. Sin embargo, las concentraciones tanto de los constituyentes mayores, menores como traza son controladas por la disponibilidad de los elementos en el suelo y rocas por las que pasa el agua (Tabla 1) (Freeze y Cherry, 1979). Por esa razón, suelen existir diferencias entre autores para categorizar a las especies disueltas en agua subterránea, por ejemplo, Appelo y Postma (2005), Merkel y Planer-Friedrich (2005), consideran a los iones K^+ y NO_3^- como mayoritarios. Mientras, Clark (2015) trata como nutrientes y constituyentes menores a las especies de nitrógeno (NO_3^- , NO_2^- y NH_4^+); de PO_4^{3-} , usualmente presente como HPO_4^{2-} y al Carbón Orgánico Disuelto (COD).

Tabla 1. Se muestra la división en cuanto a la concentración de los constituyentes inorgánicos disueltos en el agua subterránea (tomada de Freeze y Cherry, 1979).

Constituyentes mayoritarios (mayor a 5mg/L)							
Bicarbonato	Calcio	Silice	Sodio				
Cloruro	Magnesio	Sulfato	Acido Carbónico				
Constituyentes minoritarios (0.01-10.0mg/L)							
Boro	Carbonato	Nitrato	Potasio				
Fluoruro	Hierro	Estroncio					
Elementos traza (menor a 0.1mg/L)							
Aluminio	Antimonio	Arsénico	Bario	Berilio	Bismuto	Bromuro	Cadmio
Cerio	Cesio	Cromo	Cobalto	Cobre	Galio	Germanio	Oro
Indio	Yoduro	Lantano	Plomo	Litio	Manganeso	Molibdeno	Níquel
Niobio	Fosfato	Platino	Radio	Rubidio	Rutenio	Escandio	Selenio
Plata	Talio	Torio	Estaño	Titanio	Tungsteno	Uranio	Vanadio
Iterbio	Itrio	Zinc	Zirconio				

Para Chebotarev (1955) los iones constantemente frecuentes en el agua, a menudo en cantidades considerables y cuya presencia determina las propiedades físicas, así como el tipo geoquímico de agua son el HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y H^+ . Mientras, los de importancia subordinada son los que se encuentran en muy pequeñas cantidades o su presencia en el agua no es constante, como: NO_2^- , NO_3^- , SO_3^{2-} , OH^- , F^- , SiO_3^{2-} , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} (Tabla 1).

2.3.1 Otros constituyentes en el agua subterránea

La materia orgánica disuelta en el agua subterránea generalmente se encuentra en menor concentración que los constituyentes inorgánicos y se consideran a los ácidos húmico y fúlvico como las especies más comunes en sistemas de flujo subterráneos al ser resistentes a la degradación por microorganismos (Freeze y Cherry, 1979).

Los gases disueltos más abundantes en el agua subterránea son: N_2 , O_2 , CO_2 , CH_4 , H_2S y N_2O . Los tres primeros forman la atmósfera terrestre y pueden ser acarreados durante la lluvia. Mientras, los últimos tres son productos de procesos biogeoquímicos que ocurren en zonas subterráneas no aireadas, por lo que pueden encontrarse en concentraciones significativas. Además, tienen una influencia importante en el ambiente hidroquímico subterráneo, incluso pueden limitar la utilidad del agua subterránea o provocar situaciones de riesgo. Por ejemplo, si el burbujeo de CH_4 de la solución se acumula en pozos o edificios puede provocar riesgo de explosión (Freeze y Cherry, 1979).

2.4 Contaminación del agua subterránea

La composición química del agua subterránea es determinada por la cantidad y tipo de sustancias que contiene. Está a menudo se ve amenazada o modificada por actividades antropogénicas, que es cuando cabe hablar de contaminación. Entre las actividades más comunes que representan un riesgo para el agua subterránea están la agricultura, ganadería y la mala disposición de residuos líquidos o sólidos, por actividad industrial y urbana que no siempre resultan bien planificadas y terminan contaminando aguas subterráneas, limitando su utilidad (López-Geta et al., 1996; López-Geta, 1999). Entendiendo como contaminación al aumento de las concentraciones de un soluto que provengan de una fuente, mecanismo o condición antropogénica y por tanto modifique la calidad natural del sistema (Shand et al., 2007).

La agricultura es la causa principal de alteraciones en la composición natural de las aguas subterráneas, debido a las grandes superficies que ocupan y a la cantidad de productos aplicados para mejorar la producción. Esta actividad comenzó a ser una más intensiva a nivel mundial desde principios de los años sesenta, generando aportes significativos al agua subterránea que terminaron dispersándose y originando la contaminación difusa. Esta contaminación, se genera por uso de fertilizantes, productos fitosanitarios o estiércol utilizados con relativa frecuencia.

La especie iónica principal o más común asociada con la contaminación agrícola es el NO_3^- (López-Geta, 1999; Appelo y Postma, 2005). Aunque, esta actividad también aumenta la cantidad de otras sales inorgánicas (Arizabaldo y Díaz, 1991) dependiendo del tipo de fertilizante que se utilice, entre los más usados están los nitrogenados, como la urea ($\text{CH}_4\text{N}_2\text{O}$), nitrato de amonio (NH_4NO_3), nitrato de potasio (KNO_3), nitrofosfato, nitrato de sodio (NaNO_3); los sulfatados, como el sulfato de amonio ($\text{(NH}_4)_2\text{SO}_4$), sulfato de potasio (K_2SO_4); otros que destacan son el cloruro de potasio (KCl) y el polifosfato (IPNI, 2019), superfosfato (17-28% CaO, 12-20% Ca), superfosfato triple, fosfato monoamónico (Navarro-García y Navarro-García, 2014). La implementación de plaguicidas para prevenir o controlar cualquier especie de planta o animal indeseable en las producciones agrícolas puede ser otro contaminante para las aguas subterráneas, por su composición se clasifican en organoclorados, organofosforados, carbamatos, triazinas, ácidos fenoxiácidos, etc., siendo los organoclorados los más persistentes (Candela-Lledó, 1999).

De acuerdo con la extensión que la contaminación pueda alcanzar en el acuífero, se diferencia entre contaminación puntual y difusa. La primera es originada por un foco localizado, afectando con cierta intensidad a una zona limitada alrededor del foco, los casos asociados a este tipo de contaminación son los vertederos de residuos y granjas. Mientras, la difusa se asocia con áreas

agrícolas al generar una gran extensión de acuífero afectado por una carga contaminante (López-Geta et al., 1996).

Una característica de la contaminación industrial es la gran variedad de sustancias químicas, orgánicas e inorgánicas, (por ejemplo, metales, sales, sustancias orgánicas), susceptibles de degradar la calidad natural del agua si la eliminación de los residuos no se realiza con las medidas de seguridad y tratamientos previos necesarios a su vertido, o su descarga en espacios no adecuados (López-Geta et al., 1996).

2.4.1 Especies asociadas a contaminación del agua subterránea

Distintas especies inorgánicas disueltas en el agua subterránea pueden verse afectadas dependiendo de la fuente de contaminación y de la evolución que sufra la pluma contaminante. Por ejemplo, en lixiviados de depósitos de basura, las concentraciones de algunos macrocomponentes inorgánicos dependen de los procesos de estabilización en el basurero. En la metanogénesis, las concentraciones de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe (III) y el Mn (IV) son más bajas debido a un pH más alto que mejora su sorción y precipitación en el primer caso y por la reducción del hierro y manganeso para los segundos. Sin embargo, en una gran mayoría de casos se ha observado persistencia en las concentraciones de NH_4^+ , K^+ y SO_4^{2-} que se mantienen altas por un gran periodo de tiempo en las plumas de lixiviados de los vertederos. Aunque, la concentración de SO_4^{2-} también disminuyen en la metanogénesis debido a su reducción microbiana a S^{2-} , este proceso puede disminuir cuando hay una atenuación redox por óxidos de hierro que limitan la extensión de más ambientes reductores en la pluma (Christensen et al., 2001). La alcalinidad medida por HCO_3^- y el CO_2 es usualmente alta en los lixiviados debido a los procesos de descomposición y disolución en los vertederos debido a la disolución de calcita por el CO_2 del lixiviado y por la reducción de sedimentos asociados a óxidos de hierro. Los metales pesados también se observan en basureros/vertederos, pero en baja concentración: Cd (0.006 mg/L), Ni (0.13 mg/L), Zn (0.67 mg/L); Cu (0.007 mg/L), Pb (0.007 mg/L) y Cr (0.08 mg/L), (Christensen et al., 2001).

Por otra parte, la mayoría de los productos domésticos contienen grandes cantidades de sustancias químicas orgánicas que al ser descargadas en tanques sépticos y líneas de desagüe pueden llegar hasta el nivel freático representando una fuente de contaminación. Las aguas provenientes de tanques sépticos comúnmente contienen bacterias, virus, NO_3^- , sintéticos orgánicos e inorgánicos, como Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SO_4^{2-} (Arizabaldo y Díaz, 1991).

El sector industrial, también puede proporcionar distintos tipos de sustancias, como aceites, compuestos orgánicos, metales pesados y sales, como el SO_4^{2-} (Alvarez y Proaño, 2006; Rodríguez et al., 2006), aunque este anión puede provenir también de manera natural por

aportaciones de la lluvia, disolución de yeso y oxidación de piritita (FeS_2), así como por aportes de otras actividades antropogénicas (Shand et al., 2007).

A continuación, se hace énfasis en la principal especie asociada a contaminación, ya sea industrial, agraria o doméstica.

2.4.2 Nitrato

El nitrato no se adhiere ni reacciona significativamente con los sedimentos u otros materiales geológicos, se mueve con el flujo de agua subterránea porque es altamente soluble en agua, su medio de remoción del agua subterránea es por reducción. Este anión puede provenir de fuentes naturales, por ejemplo, de minerales de evaporita como nitrato NaNO_3 y nitro KNO_3 y de la degradación de materia orgánica (MO). Pero, también de actividades antropogénicas, ya sean urbanas, industriales y agrícolas (Appelo y Postma, 2005; Viers et al., 2012). Umezawa et al. (2008) encontraron contaminación por NO_3^- , nitrito (NO_2^-) y amonio (NH_4^+) al analizar fugas severas de alcantarillado en áreas urbanas (megaciudades de Asia) y suburbanas con diferentes tipos de agricultura.

De acuerdo con Appelo y Postma (2005) el contenido de NO_3^- en el agua subterránea puede derivar tanto de fuentes puntuales como no puntuales, incluidos lotes de alimentación para ganado, tanques sépticos, descarga de aguas residuales y por la oxidación de nitrógeno orgánicamente unido en los suelos. Sin embargo, la causa principal del aumento de la concentración de NO_3^- en aguas subterráneas poco profundas es la aplicación excesiva de fertilizantes y estiércol en la agricultura.

2.4.2.1 Ciclo del nitrógeno

Una vez que el nitrógeno (N_2) es fijado desde la atmósfera, puede ser transformado a una variedad de especies en un complejo ciclo que involucra reacciones inorgánicas y mediadas bacteriológicamente tanto bajo condiciones aeróbicas como anaeróbicas (Figura 2), donde se observa la oxidación de N_2 a óxido nitroso (N_2O) por rayos, este óxido y el dióxido de nitrógeno (NO_2) se oxidan con O_2 y producen ácido nítrico (HNO_3), lo que contribuye a la generación de NO_3^- en los suelos. Por otra parte, el N_2O producido durante la desnitrificación es foto-disociado y foto-oxidado en la atmósfera a N_2 , ver figura 2 (Clark, 2015). Sin embargo, con las actividades humanas el ciclo del nitrógeno se desequilibra (Castillo, 2005) y aquello que no puede ser asimilado y/o reducido por plantas o microorganismos puede alcanzar el nivel freático debido a la alta solubilidad del NO_3^- (Ingraham e Ingraham, 1998).

Los procesos y reacciones de transformación del nitrógeno que ocurren en el suelo y agua subterránea son los siguientes (Clark, 2015) (Figura 2):

Fijación biológica del N_2 : $N_2 + 8H^+ + 16MgATP + 8e^- \rightarrow 2NH_3 + H_2 + 16MgADP + 16P$, produce amonio e hidrógeno, los cuales son sintetizados a proteínas como $R-NH_2$. Donde el trifosfato de adenosina o adenosín trifosfato, abreviado ATP por su nombre en inglés adenosine triphosphate, es un nucleótido fundamental en la obtención de energía celular. Mientras, el ADP es la abreviatura en inglés de adenosín difosfato, un nucleótido comúnmente considerado como la parte sin fosforilar del ATP, que no proporciona energía para la célula.

Degradación de N orgánico: $R - NH_2 + H^+ \rightarrow NH_3$, la degradación aeróbica y anaeróbica de compuestos de carbono como proteínas y biomasa vegetal libera el nitrógeno contenido en ellos en forma de amoníaco. Cuando esto ocurre en materiales insaturados, como suelos o estiércol, el amoníaco puede volatilizarse o disolverse en agua.

Otra reacción que libera amoníaco, el cual puede ser utilizado por las plantas, es la descomposición de urea, que a menudo se aplica como fertilizante en forma granulada y se descompone mediante una reacción bacteriana por la enzima ureasa: $CO(NH_2)_2 + H_2O \rightarrow 2NH_3 + CO_2$.

El amoníaco liberado o producido en el agua subterránea debajo del nivel freático puede volatilizarse. Sin embargo, este proceso es mínimo debido a la lenta velocidad de difusión acuosa: $NH_{3(aq)} \rightarrow NH_{3(g)} K_H = 10^{1.76}$. Por otra parte, el amoníaco también puede ionizarse en amonio altamente soluble a pH neutro, de acuerdo con la siguiente reacción: $NH_3 + H^+ \leftrightarrow NH_4^+ K_T = 10^{-9.23}$.

Posteriormente, el amonio generado es absorbido por minerales arcillosos en suelos y materiales acuíferos con un coeficiente de selectividad cercano al del K^+ , generando que la migración de NH_4^+ en los acuíferos se retrase significativamente: $Na - arcilla + NH_4^+ \rightarrow NH_4 - arcilla + Na^+$.

Nitrificación aerobia del amonio: $NH_4^+ + 2O_2 \rightarrow NO_3^- + H_2O + 2H^+ \Delta G_r^\circ = -266.5 \text{ kJ/mol}$, tanto el amoníaco ionizado como el no ionizado pueden ser oxidados a NO_3^- en el agua en presencia de oxígeno elemental, mediante una reacción de oxidación de dos pasos, primero a NO_2^- y luego a NO_3^- por medio de especies como *Nitrosomonas*, *Nitrobacter* y *Nitrospira*. Como el oxígeno disuelto es requerido, esta reacción se limita a los suelos y agua subterránea someras.

Oxidación anaeróbica de amonio-anammox: $NH_4^+ + NO_2^- \rightarrow N_2 + 2H_2O$ $\Delta G_r^\circ = -362.8 \text{ kJ/mol}$, se produce bajo condiciones anaerobias donde están presentes especies de amonio y nitrito, como corrientes de aguas residuales o aguas subterráneas contaminadas. Las bacterias anammox usan el NH_4^+ como donante de electrones y al NO_2^- como aceptor convirtiendo a ambas especies en nitrógeno elemental, N_2 .

Desnitrificación: $5CH_2O + 4NO_3^- + 4H^+ \rightarrow 2N_2 + 5CO_2 + 7H_2O$ $\Delta G_r^\circ = -252.47 \text{ kJ/mol}$, cuando existe un donante de electrones de bajo pe , como carbono o sulfuro, el NO_3^- se puede usar como un receptor de electrones con casi el mismo rendimiento energético que el O_2 . *Pseudomonas denitrificans* reduce el NO_3^- a N_2 utilizando el carbono fijado (biomasa) como fuente de energía. Los quimiótrofos como *Thiobacillus denitrificans* usan sulfuro (H_2S o pirita) como sustrato para la desnitrificación. Como esta reacción requiere carbono orgánico, generalmente no ocurrirá en aguas oxigenadas donde las bacterias aeróbicas superan a los desnitrificadores para los sustratos de carbono disponibles. En aguas anaeróbicas con bajas concentraciones de NO_3^- , la desnitrificación a gas N_2 puede no estar completa, lo que resulta en la producción de gas de N_2O , ya que la reacción produce las siguientes especies de nitrógeno (Appelo y Postma, 2005):

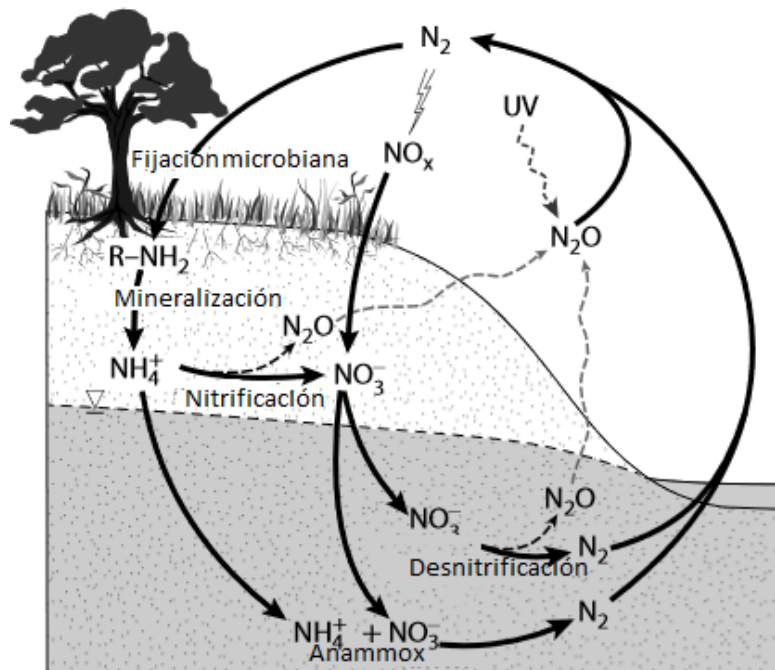
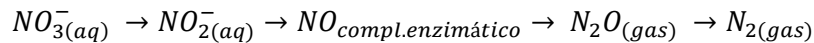


Figura 2. Ciclo del nitrógeno, mostrando los principales reservorios y reacciones desde la fijación del nitrógeno atmosférico por actividad microbiana hasta la mineralización del carbono orgánico y la transformación de regreso a N_2 atmosférico (tomada de Clark, 2015).

Dado que el NO_3^- se transporta como una sustancia conservadora, (no forma minerales insolubles que puedan precipitar ni se adsorbe significativamente), a través del acuífero, los procesos geoquímicos que pueden atenuar su concentración, son su reducción a N_2 (gas), ya sea mediante la desnitrificación, que no es una reacción reversible; la reducción asimilatoria de NO_3^- a NH_4^+ también puede generarse y en condiciones aeróbicas volver a generar NO_3^- . Sin embargo, este proceso tiene un rol subordinado; y la reducción de NO_3^- por materia orgánica (Clark, 2015).

2.5 Control de calidad de los datos

En todo análisis químico se pueden presentar dos tipos de errores: la precisión o error estadístico que refleja las fluctuaciones aleatorias en el procedimiento analítico y ésta se puede calcular haciendo repeticiones del análisis de la misma muestra, comparándolo con una muestra de referencia o bien en función de la desviación estándar, ya que esta es una medida de la variabilidad de las mediciones. Para disminuir este error una gran parte de las mediciones son automatizadas y en campo se deben reducir errores manuales. El segundo error, es la exactitud o error sistemático que muestra las desviaciones sistemáticas debido a fallas en los procedimientos o interferencias durante el análisis y este puede calcularse para los principales iones del agua subterránea, realizando el balance iónico o eléctrico indicado por la siguiente expresión (Appelo y Postma, 2005):

$$\text{Balance iónico (\%)} = \frac{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})} * 100$$

Esta ecuación expresa la condición de electroneutralidad, ya que en toda solución la concentración de cationes y aniones tienen que estar relacionadas entre sí, de manera que la disolución resulte eléctricamente neutra (Skoog y West, 1986). Un aspecto importante para realizar el balance es que las concentraciones deben estar en meq/L y con su correspondiente signo de carga eléctrica. Por lo general, este balance considera los cationes: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} , y para aniones: Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} y NO_3^- . Sin embargo, otras especies pueden contribuir significativamente, por ejemplo, cuando se trata de aguas subterráneas reducidas se puede considerar a los iones Fe^{2+} o NH_4^+ y para aguas ácidas, los iones H^+ y Al^{3+} (Appelo y Postma, 2005).

El resultado porcentual de este balance indicará el error del muestreo y procedimiento analítico. Normalmente, valores de error cercanos al 2% son inevitables, por ello muchos autores recomiendan como aceptables valores menores al 5% (Hem, 1985; Appelo y Postma, 2005). Nordstrom et al. (2009) consideran aceptable un error de hasta 10%. Sin embargo, a veces se pueden aceptar errores mucho más grandes a esto dependiendo del objetivo del estudio, en tales

casos se recomienda examinar los procedimientos analíticos y del muestreo. En otros casos, cuando las concentraciones de los iones son más altas se permiten magnitudes de error menores.

2.6 Gráficos para el análisis de agua subterránea

Para analizar la información geoquímica del agua subterránea distintos investigadores generaron formas gráficas de representar los datos, como las que a continuación se presentan.

2.6.1 Scatter, Bivariados y Bivariados normalizados

Los gráficos de Scatter se utilizan para representar la variación de un parámetro con respecto a otro. Estos gráficos permiten visualizar los efectos de interacción agua-roca, mezcla de diferentes tipos de agua; identificar procesos como intercambios iónicos, dilución y evolución del agua subterránea (Lloyd y Heathcote, 1985).

Los gráficos bivariados son aquellos que involucran más de dos parámetros, por ejemplo ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ', y los bivariados normalizados contrastan las proporciones entre diferentes parámetros, por ejemplo, un gráfico de $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ en el eje 'x' contra $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ en el eje 'y'; $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ vs HCO_3^- . Entre sus aplicaciones más comunes se encuentran: conocer el mecanismo controlador de iones en el agua subterránea; visualizar la variación de índices (Díaz y Alfonso, 2018).

2.6.2 Mifflin

Mifflin (1968) propuso un diagrama para delimitar y/o identificar las componentes de un sistema de flujo de agua subterránea, considerando a las especies iónicas que continúan aumentando a lo largo del camino de flujo. Su diagrama representa las relaciones iónicas entre la suma de las concentraciones de: Na^+ y K^+ para el eje 'x', y las de Cl^- con SO_4^{2-} para el eje 'y', ambas en escala logarítmica (Figura 3).

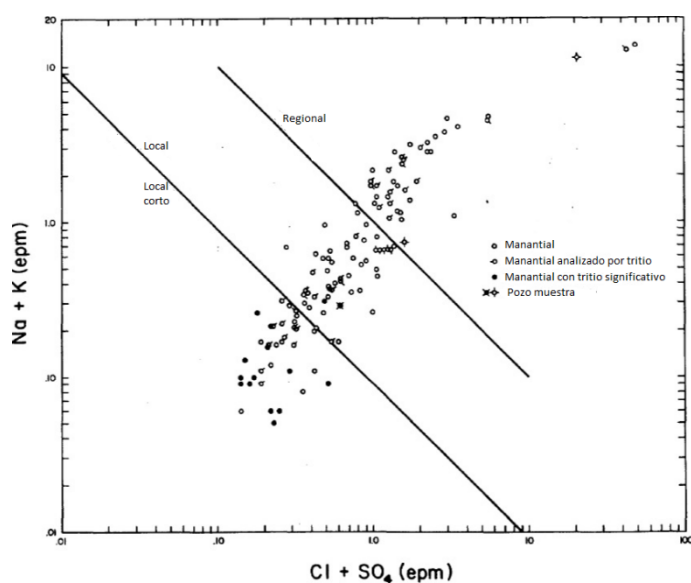


Figura 3. Diagrama de Mifflin, mostrando la relación entre la composición química del agua en equivalentes por millón (epm), el contenido de tritio y la clasificación de los manantiales para clasificar las componentes del sistema de flujo en Nevada (tomada de Mifflin, 1968).

El diagrama de Mifflin proporciona información sobre la evolución del agua subterránea a lo largo del flujo, permitiendo identificar flujos regionales, intermedios y locales; así como la caracterización de procesos evolutivos de origen geogénico o antropogénico (Sandoval-Montes et al., 2016).

2.6.3 Piper

El diagrama que Piper presentó en 1944 representa una evolución de los diagramas triangulares al proponer modificaciones importantes a los diagramas trilineales existentes, (principalmente a los de Hill y Langelier) para el análisis y visualización de datos hidroquímicos. Su diagrama (Figura 4) está basado en los constituyentes catiónicos y aniónicos más abundantes en aguas naturales para representar tipos químicos de agua. En el primer grupo se encuentran: Ca^{2+} y Mg^{2+} , conocidos como ‘alcalino térreos’; posteriormente, los ‘álcalis’, Na^+ y K^+ , el cual a pesar de ser común en aguas naturales es menos abundante que el Na^+ , por lo que es común ver agrupados a estos dos últimos cationes en diagramas de este tipo. Por otro lado, los aniones más comunes son: HCO_3^- conocido como ‘ácido débil’; SO_4^{2-} y Cl^- conocidos como ‘ácidos fuertes’. Los demás constituyentes tanto catiónicos como aniónicos menos abundantes que pudieran presentarse en cantidades apreciables en aguas naturales altamente concentradas o de composición inusual se suman con los tres componentes principales con los que están relacionados, (catión o anión) respectivamente, en propiedades químicas, de acuerdo a ciertos rangos de entrada calculados como recíprocos de peso combinando basados en los pesos atómicos internacionales de 1938 (para conocer estos valores revise la tabla 1 en Piper, 1944).

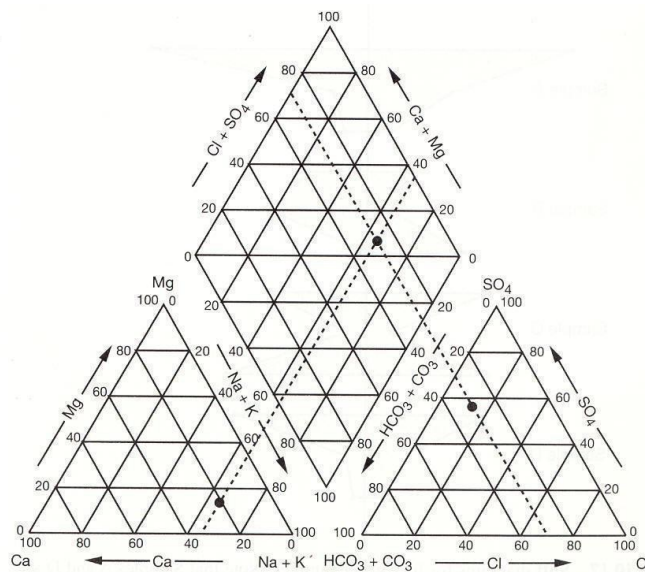


Figura 4. Diagrama de Piper estándar, indicando la proyección de los puntos del triángulo de cationes y aniones hasta su intersección en el diamante central (tomada de CFE, 2016).

Con las siete especies iónicas antes mencionadas, Piper describe gráficamente el carácter químico esencial del agua mediante un diagrama que consta de tres campos: dos triangulares ubicados en la parte inferior, uno de lado izquierdo para los cationes y el derecho para los aniones, en cada uno de estos campos triangulares se representan los valores de porcentaje de reacción de los tres grupos catiónicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) o aniónicos (Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-) con un único punto, obteniendo así dos puntos en el diagrama (para una muestra), que indican las concentraciones relativas de los diversos componentes disueltos de un agua natural. El tercer campo intermedio en forma de diamante, muestra el carácter químico general del agua a través del punto donde se interceptan las diagonales proyectadas de los puntos trazados en los triángulos de cationes y aniones (Figura 4).

Las escalas del diagrama de Piper están en términos de porcentaje del valor de reacción, esto es porque las concentraciones de los componentes disueltos se toman en equivalentes por millón y se expresan como un porcentaje de la suma de los equivalentes para todos los componentes, generando que los subtotales de los cationes y aniones sean el 50% del total, dado que, en prácticamente todas las aguas naturales, los cationes están en equilibrio químico con los aniones (Piper, 1944). Lo anterior implica que la suma de los porcentajes de los grupos (p.e, Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) de cada triángulo (cationes y aniones) sea 100% y por ello cada grupo iónico del diagrama tenga una escala de 0 a 100%.

De acuerdo a Piper (1944) el campo central de su diagrama puede dividirse en nueve áreas como se muestra en la figura 5. Las primeras cuatro divisiones hacen referencia a la dominancia de un grupo iónico, mientras en las siguientes se agrupan los aniones y los cationes: el área uno es dominada por los alcalino térreos, es decir, el Ca^{2+} y Mg^{2+} ; en el área dos los álcalis predominan; en la tres dominan los ácidos débiles, HCO_3^- y CO_3^{2-} ; en la cuatro los ácidos fuertes SO_4^{2-} , Cl^- y NO_3^- ; el área cinco Piper la describe como ‘alcalinidad secundaria’ o ‘dureza de carbonatos’, donde predominan el Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- ; área seis de ‘salinidad secundaria’, predominan el Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^- ; área siete de ‘salinidad primaria’, en ella se trazan el agua oceánica y muchas salmueras, cerca de su vértice derecho, dominan los álcalis y ácidos fuertes; área ocho de ‘alcalinidad primaria’ en ella se presentan las aguas que son extraordinariamente blandas en proporción a su contenido de sólidos disueltos, las especies dominantes son el Na^+ , K^+ y HCO_3^- . Finalmente, en el área nueve ninguno de los pares catión-anión de la clasificación utilizada supera el 50%, haciendo referencia a mezclas de agua.

Entre las utilidades de este diagrama están: la visualización de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas; detectar cambio catiónico, mezclas entre dos tipos de agua; procesos de dilución o precipitación de especies iónicas; validar o plantear hipótesis sobre la localización de la zona de recarga de los acuíferos (CFE, 2016).

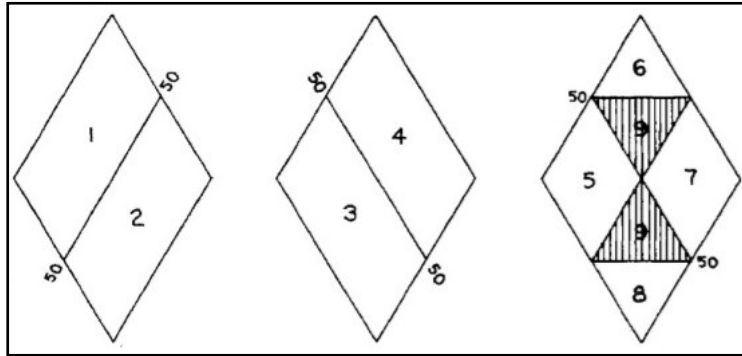


Figura 5. Subdivisiones del campo con forma de diamante del diagrama de Piper (tomada de Piper, 1944).

2.6.4 Schoeller

Es un gráfico semilogarítmico, donde el eje de las abscisas es escalado aritméticamente para ubicar de izquierda a derecha en intervalos regulares, las especies: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, cada una igual a una décima parte del valor de la concentración total. Mientras, en el eje de las ordenadas graduado en escala logarítmica toma los valores en miliequivalentes de cada uno de estos elementos, estableciendo puntos que posteriormente se unen con líneas rectas, las cuales después de unir todos los puntos parecerán curvas o líneas quebradas e indicarán la composición química de cada muestra de agua (Figura 6). Bajo este modelo, si dos tipos de agua examinadas difieren en composición, las curvas caerán una encima de la otra; por lo tanto, cuando una línea recta que une los puntos de dos elementos A y B de un tipo de agua es paralela a los puntos de unión para los mismos dos elementos A' y B' de otro tipo de agua, la relación de esos elementos será la misma en cualquier caso (Schoeller, 1959):

$$\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}, \text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}^-, \text{Cl}^- - \text{Na}^+ / \text{Cl}^-, \text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+ / \text{Mg}^{2+}$$

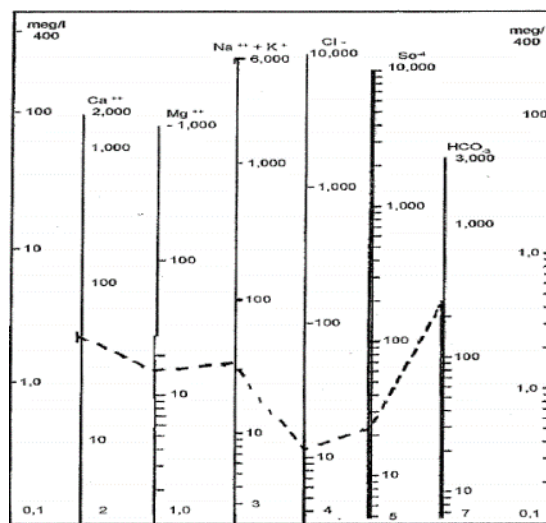


Figura 6. Ejemplo de diagrama de Schoeller (tomado de CFE, 2016).

Lo anterior implica que muestras de la misma composición, pueden tener concentraciones distintas, pero con las mismas relaciones entre los elementos, lo que se representará como líneas paralelas en el diagrama, y la distancia entre tales líneas es igual al logaritmo de la relación de su concentración (CFE, 2016).

2.6.5 Diagrama de Gibbs

Gibbs (1970) propuso dos diagramas para conocer los principales mecanismos que controlan las aguas naturales, uno de ellos considera a los principales cationes que caracterizan los miembros finales de las aguas superficiales del mundo, el Ca^{2+} para los cuerpos de ‘agua dulce/fresca’ y el Na^+ para representar los cuerpos de alta salinidad; el segundo diagrama toma en cuenta al Cl^- y HCO_3^- al ser los aniones que se encuentran en mayor concentración en las aguas superficiales. Con estos iones estableció las relaciones: $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ y $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$, como funciones de las sales totales disueltas en las aguas superficiales del mundo. Estas relaciones iónicas corresponden al eje ‘x’ y se grafican contra la variación en la salinidad total (STD), como se muestra en la figura 7.

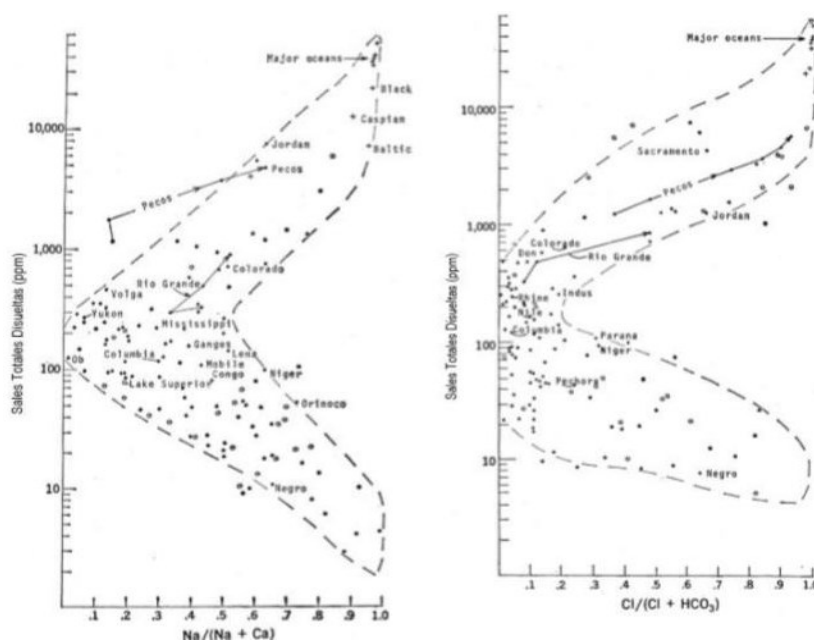


Figura 7. Diagramas de Gibbs que muestran las variaciones en la salinidad de distintos cuerpos de agua superficial (tomadas de Gibbs, 1970).

Los mecanismos que se toman en cuenta para los diagramas son (Figura 8): 1) la precipitación, para definir la composición química de los ríos, al ser aguas con baja salinidad son controladas por la cantidad de sales disueltas; 2) dominancia de las rocas, para las aguas que tienen como fuente principal la disolución o el intemperismo de las rocas y suelos, al encontrarse en un equilibrio parcial con los materiales de la cuenca en la que se encuentran; 3) procesos de evaporación y cristalización fraccionales, este mecanismo produce una amplia serie de composiciones desde ricas en Ca^{2+} ; de salinidad media; ricas en Na^+ ; y hasta de salinidad alta,

explicando tanto ríos como lagos donde la evaporación incrementa la salinidad y se genera la precipitación de CaCO_3 de la solución, incrementando la proporción relativa de Na^+ por el Ca^{2+} (Gibbs, 1970).

Como se mencionó anteriormente, el diagrama propuesto por Gibbs en 1970 es para aguas superficiales. Sin embargo, también ha sido usado para aguas subterráneas, por lo que Marandi y Shand (2018) analizaron y discutieron los procesos propuestos en el diagrama de Gibbs y aquellos que rigen la química del agua subterránea en el marco de este diagrama, proponiendo reconsiderar la presentación del contorno de “boomerang” (Figura 8) para parcelas que involucran sistemas de aguas subterráneas, ya que las interacciones agua-roca son las que dominan en estas aguas y por ende, ocupan un área mayor del diagrama.

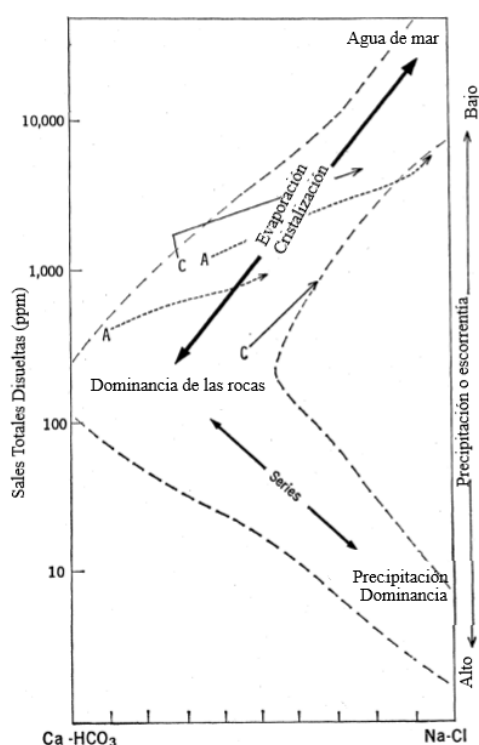


Figura 8. Diagrama con la división de los mecanismos dominantes de la composición química de las aguas superficiales (tomada de Gibbs, 1970).

Las diferencias más importantes que existen entre las aguas superficiales y las subterráneas, son:

- 1) los ríos y lagos típicamente se encuentran en desequilibrio dinámico tanto con los sedimentos de cuenca como con la geoquímica de la roca de fondo debido a la mezcla de aguas con tiempos de tránsito variables, por lo que, las concentraciones de Ca^{2+} y HCO_3^- son más altas que las de Na^+ y Cl^- , iones que sugieren aguas subterráneas más evolucionadas al tener tiempos de residencia mucho más largos a los típicos en aguas superficiales;
- 2) las aguas subterráneas, a diferencia de la mayoría de las aguas superficiales, pueden abarcar todo el rango de valores de la relación $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$, a niveles medios de STD, debido al mayor tiempo de interacción con los sedimentos y rocas en subsuelo;
- 3) las concentraciones de elementos principales en aguas subterráneas pueden ser críticamente afectadas por procesos distintos a los de aguas

superficiales, por ejemplo: para el SO_4^{2-} , la oxidación de pirita o la disolución de yeso; 4) algunos cambios en la evolución química del agua subterránea pueden no ser observados en el diagrama de Gibbs, por ejemplo de un tipo de agua ' $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ ' a un tipo ' $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ ', sin variaciones en las tazas $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ y $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$; 5) el proceso de evaporación como ocurre en las aguas superficiales puede ser insignificante para las aguas subterráneas, sobre todo cuando la capa freática está a más de unos pocos metros, resultando más probable que los procesos de interacción agua-roca, intrusión salina o la disolución de minerales de evaporita modifiquen tanto la salinidad como la química del agua subterránea (Marandi y Shand, 2018).

Por lo anterior, Marandi y Shand (2018) consideran que la forma del “boomerang” y la ubicación de los mecanismos establecidos para la identificación de los procesos que gobiernan la química de las aguas superficiales pueden dar información limitada cuando se trata de aguas subterráneas, las cuales, al ser afectadas por una gran diversidad de procesos y factores aumenta la dispersión de su ubicación en el diagrama de Gibbs en comparación con las aguas superficiales. Debido a ello, la aplicación del diagrama de Gibbs (1970) en la interpretación de la química del agua subterránea debe considerar, la química de las fuentes de recarga o condiciones iniciales del sistema, las interacciones agua-roca, los procesos de mezcla, el intercambio iónico y en general los procesos hidrogeoquímicos que puedan llevarse a cabo en el área de estudio, así como el tiempo y la dirección que cada camino de flujo pasa en contacto con los minerales de las rocas huésped.

2.6.6 Diagramas redox

Los diagramas redox son útiles para mostrar la estabilidad de las especies y minerales disueltos como una función de p_e o Eh y pH (Appelo y Postma, 2005). Muchas reacciones en el agua subterránea involucran la transferencia de electrones que originan cambios en los estados de oxidación de los reactantes y productos. En las reacciones redox no hay electrones libres (e^-), cada oxidación se acompaña de una reducción y viceversa, de modo que siempre se mantiene un equilibrio de electrones. Sin embargo, los procesos redox resultan más accesibles de estudiar como semirreacciones, por ejemplo, para conocer la actividad relativa del e^- , con la cual, se puede medir la tendencia oxidante o reductora de la solución, definida como: $pE = -\log[e^-]$, análoga a la expresión de pH para la actividad de protón, ambas cantidades adimensionales con interdependencia en sistemas de agua subterránea, ya que una gran diversidad de reacciones involucra la transferencia de electrones y protones. Si se asume el equilibrio, las reacciones que incluyen el pH pueden expresarse como pE (Freeze y Cherry, 1979).

Aunque, es posible tener varios niveles redox diferentes en el mismo lugar debido a que muchas reacciones redox ocurren muy lentamente, pueden ser irreversibles, y las bacterias necesarias para catalizar muchas de esas reacciones pueden ser poco abundantes o concentrarse en microambientes. Por ello, los diagramas redox son una aproximación muy buena para comprender de manera general las condiciones redox en sistemas subterráneos, mostrando la ocurrencia de equilibrio de iones o minerales como dominios relativos a pE/Eh y pH (Freeze y Cherry, 1979).

La condición redox se puede expresar en términos de pE, Eh (voltios) o ΔG (julios o calorías). El Eh se denomina potencial redox al ser la energía obtenida en la transferencia de 1 mol de e^- de un oxidante a H_2 . Donde la 'h' en Eh indica que el potencial está en la escala de hidrógeno y 'E' simboliza la fuerza electromotriz. Su relación con la pE, es: $pE = \frac{nF}{2.3RT} Eh$, donde F es la constante de Faraday ($9.65 \times 10^4 \text{ C/mol}$), R la constante del gas, T la temperatura absoluta y n el número de electrones en la reacción media (Freeze y Cherry, 1979).

2.7 Análisis estadístico

2.7.1 Análisis de Mezcla de Miembros Extremos (EMMA)

Como se mencionó en el capítulo anterior, la composición química natural del agua subterránea depende de diversos factores que definen diferentes tipos de agua y componentes del sistema de flujo (Appelo y Postma, 2005; Shand et al., 2007). Tales componentes podrían considerarse no alteradas en un medio homogéneo, donde solo dependen de factores naturales, que llegan a un equilibrio químico con su entorno. Sin embargo, las fracturas comúnmente presentes en el medio geológico pueden modificar ese sistema. Por ejemplo, Ander et al. (2006) mencionan que la química de un agua de poro, donde la difusión puede ser importante, es diferente a la química del agua en medio fracturado donde dominan la advección y dispersión.

Por otra parte, las obras de perforación, las diferencias en el diseño del pozo, el bombeo y los diferentes regímenes de bombeo a lo largo de la historia, también generan desviaciones en la química de un sistema no perturbado, que se espera provoquen una mezcla a lo largo del pozo entre los diferentes regímenes de flujo al interceptar lateral y verticalmente las aguas subterráneas químicamente estratificadas (Ander et al., 2006).

Por lo anterior, los cálculos de mezcla son de gran ayuda en la evaluación del agua subterránea, ya que implican calcular las proporciones en las que dos o más miembros finales se mezclan en una muestra. Y se han utilizado en tareas e investigaciones hidrológicas, por ejemplo, para separación por hidrograma, en equilibrio de masas de agua o solutos, en la identificación de

fuentes de recarga de agua subterránea, identificación y cuantificación de fuentes dominantes de agua que producen escorrentía, identificación de procesos geoquímicos, caracterización hidroquímica y validación de modelos conceptuales, evaluación de recarga de aguas subterráneas en áreas urbanas (Carrera et al., 2004; Barthold et al., 2011; Pelizardi et al., 2017).

Christophersen y Hooper (1992) propusieron un procedimiento de dos pasos preliminares para sistematizar los análisis de mezcla, es decir, independientemente del desarrollo matemático que sustente el análisis de mezcla, el primer paso consiste en identificar los miembros extremos que se mezclan en las muestras de agua, lo cual es esencialmente conceptual y puede ser apoyado en metodologías como el análisis de componentes principales, así como del mismo análisis de mezcla de miembros finales, EMMA (End Member Mixing Analysis), con el cual se encuentra el número mínimo de miembros extremos para explicar la variabilidad observada dentro de un conjunto de datos y ayuda a establecer la composición de estos posibles miembros extremos. El segundo paso consiste en calcular las proporciones de mezcla para los miembros extremos identificados en las mezclas de las concentraciones, este paso puede ser realizado por mínimos cuadrados lineales restringidos para cada muestra (Christophersen et al., 1990), en el cual se supone que el proceso de mezcla es lineal y depende completamente de la mezcla hidrodinámica (Barthold et al., 2011); por optimización no lineal, tomando en cuenta todas las mezclas, cuando las concentraciones de los miembros extremos son inciertas (Carrera et al., 2004); o geométricamente basado en la información de dos o n componentes principales mezclados (Laaksoharju et al., 2008).

Generalmente los cálculos de mezcla requieren el uso de especies conservadoras para determinar la dimensionalidad del sistema hidrológico, condición que puede ser difícil de cumplir debido a las reacciones químicas que ocurren en dichos sistemas (Barthold et al., 2011; Pelizardi et al., 2017), sobre todo en sistemas hidrogeológicos, donde las reacciones impulsadas por la interacción con superficies minerales y gases, además de los largos tiempos de residencia tienen un papel fundamental en la concentración del agua subterránea. Carrera et al. (2004) mencionan que calcular relaciones de mezcla para cualquier número de fuentes, n , es posible siempre que las concentraciones, de al menos, $n - 1$ especies conservadoras estén disponibles. Sin embargo, para estudios de separación hidrográfica comúnmente se utilizan: Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , K^+ , Fe , CO_3^{2-} , NO_3^- , sílice, isótopos de agua: $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{D}$ y alcalinidad (Barthold et al., 2011) considerados no conservativos.

En otros estudios de EMMA también se han utilizado especies consideradas no conservativas, por ejemplo, Morales-Casique (2012) quien utilizó Cl^- (conservativo), SO_4^{2-} y Ca^{2+} , que no son conservativos, debido a sus concentraciones contrastantes en los miembros finales, encontrando mejores resultados al agregar el Ca^{2+} en el análisis para explicar las variaciones en los procesos

de mezcla. Carrera et al. (2004) utilizaron las especies Cl^- y SO_4^{2-} para identificar y cuantificar las fuentes de entrada al agua subterránea de Barcelona considerando como miembros extremos al Río Besos y el mar Mediterráneo. Pelizardi et al. (2017) utilizaron tanto especies conservativas como no conservativas para identificar reacciones químicas dominantes, evaluando 3 procesos: la mezcla conservativa, disolución del yeso y de la magnesita; a partir del análisis de estos procesos ellos consideraron como especies conservativas al Cl^- , Na^+ , K^+ , y no conservativas al Mg^{2+} , CO_3^{2-} , Ca^{2+} y SO_4^{2-} , especies implicadas en las reacciones de disolución/precipitación de los minerales mencionados. Posteriormente, calculan las componentes conservativas desacopladas de las especies no conservativas mediante una combinación lineal de las especies implicadas en las reacciones detectadas, lo que consideran relaja la necesidad de usar especies ‘estrictamente’ conservativas y mejora los resultados. Tubau et al. (2014) emplearon Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ , N total y conductividad eléctrica para identificar reacciones hidroquímicas en agua subterránea. Olea-Olea et al. (2020) usaron los siguientes 8 marcadores: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y temperatura para 4 miembros extremos con lo que determinaron 4 componentes de flujo subterráneo. Yevenes y Mannaerts (2012) utilizaron como trazadores geoquímicos a los iones Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , NO_3^- y K^+ y como isotópicos al $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, para identificar a los miembros finales y cuantificar las contribuciones de estos miembros al flujo de una red de corrientes de una cuenca de captación para determinar fuentes de NO_3^- .

En resumen, para sistemas de agua subterránea el uso de especies no conservativas ayuda a tener mejores resultados en la evaluación de procesos de mezcla o identificación de reacciones químicas, debido a su naturaleza hidrogeoquímica.

Por otra parte, la mayoría de los métodos disponibles para calcular las relaciones o proporciones de mezcla asumen que las concentraciones de los miembros extremos son perfectamente conocidas, lo cual raramente sucede, ya que éstas varían en tiempo y espacio. Por lo que, Carrera et al. (2004) propusieron un método para aprovechar la información contenida en las mezclas de las muestras, el cual maximiza la probabilidad de las mediciones de concentración de las muestras con respecto a las relaciones de mezcla (previas) y a las concentraciones de los miembros extremos para estimar las relaciones de mezcla, al tiempo que reconoce la incertidumbre en las concentraciones de los miembros extremos. Este método supera los enfoques tradicionales, de mínimos cuadrados o mezcla lineal, en el cálculo de las relaciones de mezcla. Su método es una extensión del enfoque propuesto por Kent et al. (1990) y Castillo (2000) que requiere definir la confiabilidad de las mediciones (desviaciones estándar) y presupone que todas las relaciones de mezcla suman uno y son positivas.

Se decidió implementar el análisis de mezcla de miembros extremos considerando que, en muchas regiones de México, entre ellas su capital, los pozos tienen grandes áreas de rejillas que atraviesan diferentes unidades litológicas. Estas áreas pueden captar diferentes componentes de flujo dependiendo de la profundidad que alcancen (Olea-Olea et al., 2020; José Luis Lozano de la empresa “Construcciones y perforaciones Zyer S.A de C.V”, comunicación personal, 19 de abril de 2018). Ese mismo diseño de pozo fue instalado en la subcuenca de Chalco a principios de 1960, cuyas pantallas se colocaban en un rango de profundidad de 100 a 400 m hasta finales de 1980 (Ortega et al., 1993).

2.8 Línea base del agua subterránea

La idea de una línea base del agua subterránea surge a partir del proyecto ‘La calidad natural (línea base) de las aguas subterráneas en Inglaterra y Gales’, como una colaboración entre el British Geological Survey (BGS) y la Agencia de Medio Ambiente (EA), con el propósito de mejorar la gestión y protección de las aguas subterráneas, sentando las bases para una caracterización y monitoreo de la química natural del agua subterránea que definan su idoneidad a un determinado propósito, identifiquen las entradas de contaminación, así como los procesos de control dominantes y generen un marco contra el cual medir los impactos y tendencias antropogénicas para establecer si la calidad del agua subterránea se está deteriorando con el tiempo o no (Shand et al., 2007).

Debido al éxito del proyecto muchos otros autores de distintas instituciones y países han desarrollado sus líneas bases, lo que ha generado dificultad en definir detalladamente el concepto desde que surgió la idea de realizar una línea base aplicada a la calidad del agua subterránea, pues algunos autores han propuesto nuevos términos de línea base a los establecidos por la BGS y EA, con el propósito de mejorar la metodología a un determinado objetivo, por ejemplo, Bucciant et al. (2016) proponen el término ‘Baseline Hydrochemical (Compositional) Facies’ en su nuevo enfoque dirigido a investigar la estructura regionalizada de los datos geoquímicos al considerar el comportamiento conjunto de varios elementos químicos basándose en la teoría robusta del Análisis de Información Composicional, CoDA por sus siglas en inglés. Por lo que, el concepto puede variar dependiendo de la aplicación del término. Sin embargo, el más utilizado y en el que nos basamos para el desarrollo de este trabajo es:

“El rango en concentración (dentro de un sistema especificado) de un elemento, especie o sustancia química presente en disolución que se deriva por procesos naturales de fuentes geológicas, biológicas y atmosféricas naturales (Bearcock y Smedley, 2009)”.

Este concepto implica que la variabilidad natural en la química del agua subterránea es grande, (tanto espacial como temporalmente), al depender de múltiples factores que la afectan, como la química o composición de la lluvia, la litología del acuífero, el entorno geoquímico, las rutas de flujo del agua subterránea y el tiempo de residencia, por lo tanto, la línea base de un elemento o compuesto dado variará significativamente tanto entre acuíferos como dentro de ellos y debe considerarse como un rango de concentración para un entorno especial definido (sistema), en lugar de un solo valor. Algo fundamental en el concepto de línea base aplicado al agua subterránea, ha sido destacar que los límites superiores de las concentraciones de referencia pueden exceder los estándares de calidad ambiental o de agua potable, porque estos últimos generalmente se realizan por razones ecotoxicológicas o de salud humana y no consideran las distribuciones de las concentraciones observadas en el agua subterránea o de su calidad natural (Shand et al., 2007).

Dada la gran variedad de factores que modifican la composición química del agua subterránea, es difícil establecer una metodología con la cual encontrar el punto exacto en que la concentración de una especie deje de deberse a condiciones naturales del sistema, sobre todo para aquellas que sabemos pueden ser tanto de origen natural como por actividades antropogénicas, como en el caso del NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} y As. Por lo que, desde que se creó la línea base hasta la actualidad se han desarrollado distintas metodologías, sin existir una estrictamente definida o establecida para resolver el problema anterior. Aunque, sí se han establecido y manejado en múltiples estudios de línea base de agua subterránea los siguientes enfoques (Shand et al., 2007):

- 1.- Muestreo de gradiente ascendente y gradiente cruzado de áreas contaminadas.
- 2.- Extrapolación usando información histórica sobre calidad del agua
- 3.- Extrapolación a partir de ambientes geoquímicos similares
- 4.- Datación de las aguas subterráneas
- 5.-Evaluación de los cambios de gradiente descendente en la hidroquímica
- 6.- Modelado geoquímico
- 7.- Métodos estadísticos
8. Muestreo en zonas consideradas prístinas o no contaminadas

Los enfoques anteriores pueden usarse juntos y es común que se haga así, ya que es poco probable que existan datos suficientes para que cualquiera de estos sea completamente exitoso

por sí solo. En la siguiente tabla se describen 7 de estos métodos, ya que los números 1 y 5 tienen el mismo principio.

Tabla 2. Enfoques más utilizados para evaluar la química de una línea base de las aguas subterráneas (tomada y modificada de Shand et al., 2007).

Método	Uso	Limitaciones
Evaluación de información histórica de calidad del agua subterránea	Revela cualquier tendencia temporal que pueda reflejar aportes antropogénicos.	Los datos de monitoreo a largo plazo son raros, difíciles de conseguir. El rango de solutos monitoreados es limitado (a menudo para NO ₃ ⁻ y compuestos orgánicos). Los datos pueden ser de calidad variable. Los límites de detección pueden haber cambiado con el tiempo o ser demasiado altos para ser relevantes.
Comparación de la calidad del agua subterránea con gradiente ascendente y transversal	Permite evaluar las distribuciones espaciales en la química del agua subterránea en relación con las fuentes puntuales de contaminación	No es apropiado para áreas afectadas por la contaminación difusa o áreas donde las fuentes de contaminación no son obvias (por ejemplo, fosas sépticas). Es difícil de aplicar y debe tenerse cuidado para garantizar una comparación de igual a igual (evaluación de trayectos) debido a la heterogeneidad en la litología del acuífero, la geoquímica y el régimen de flujo de aguas subterráneas.
Comparación con ambientes geoquímicos similares	Comparación con el mismo acuífero o similar en una región diferente o con una sección confinada del mismo acuífero.	Heterogeneidad regional en la litología, geoquímica y flujo del agua subterránea del acuífero. La comparación química de agua subterránea confinada con no confinada tiene problemas debido a las diferencias impuestas por el tiempo de residencia del agua subterránea, la mezcla con agua más antigua, las diferencias en el flujo de agua subterránea y los cambios redox.
Modelado geoquímico	Puede proporcionar apoyo termodinámico a las hipótesis sobre la evolución química y contaminación de las aguas subterráneas; para hacer modelos cuantitativos de los efectos de mezclar un agua subterránea de referencia con un contaminante; y para identificar cambios que no son obvios a partir del estudio de los	Requiere cierta habilidad geoquímica y suficientes datos termodinámicos, comprensión del régimen de flujo del acuífero y conocimiento de las composiciones de los miembros finales para poner en los modelos Las reacciones biogeoquímicas no necesariamente en equilibrio termodinámico.

	datos mismos.	
Estadísticos	Puede distinguir composiciones "típicas" de "anómalas" y proporciona un resumen útil de los datos químicos del agua subterránea para un área determinada.	Debe llevarse a cabo simultáneamente con un estudio de procesos hidrogeoquímicos. Necesita ser consciente de que las composiciones anómalas pueden resultar de procesos naturales, así como de la contaminación.
Muestreo en zonas consideradas prístinas o no contaminadas	Para evaluar la calidad química del agua subterránea donde no hay rastro de impacto humano.	Son pocas las zonas que no han sido afectadas por las actividades humanas actualmente; el agua subterránea no perturbada puede encontrarse en zonas confinadas o de mucha profundidad (paleoaguas) para su muestreo.
Datación de las aguas subterráneas	Para evaluar cambios en la química del agua subterránea con el tiempo. Además, permite fechar aguas subterráneas de diferentes edades gracias a las distintas técnicas que existen.	Se recomiendan múltiples herramientas de datación debido a problemas de mezcla entre aguas de diferente tiempo de residencia durante el muestreo. Se debe complementar con análisis de las variaciones químicas a lo largo del gradiente hidráulico para ayudar a distinguir los sitios contaminados o resaltar cambios de las condiciones base con el tiempo.

Aunque los enfoques de la tabla 2 han sido utilizados por distintos autores, para observar la gran variabilidad de metodologías implementadas en la elaboración de una línea base, en la tabla 3 se presentan algunos artículos sobre líneas base, resumiendo la metodología empleada, su línea base y el/los enfoque(s), mencionados anteriormente, que utilizan.

Tabla 3. Muestra el título, metodología, línea base y referencia bibliográfica de artículos sobre línea base del agua subterránea.

Metodología	Línea base	Enfoque
Zabala et al. (2016) para identificar tipos químicos de agua y procesos fisicoquímicos realizan diagramas de Piper, Shöeller y Stiff. Para identificar cambios químicos temporales: comparan un periodo seco y otro húmedo, utilizando registros del 2008-2011. Curvas de frecuencia acumulativa; diagramas de caja y bigote con los	Rango de concentraciones y establecen los valores límites (umbral), tomando el percentil 90.	1, 2, 5 y 7

<p>percentiles 10, 25, 75 y 90; cálculo del promedio, mediana, desviación estándar, coeficiente de variación valor máximo y mínimo de los componentes mayoritarios y minoritarios.</p>		
<p>Koh et al. (2009) investigaron las características hidrogeoquímicas del Agua Subterránea (ASb) para dilucidar la calidad de línea base de los acuíferos basálticos de un área montañosa dominada por una cubierta natural del suelo en la isla volcánica de Jeju. Analizaron 63 muestras de ASb: 57 pozos y 6 de manantiales ubicados a mayor altitud que 200 msnm en febrero y diciembre de 2006 y noviembre-diciembre de 2007, durante la estación seca para representar las condiciones de flujo base de los acuíferos. Midieron parámetros de campo e iones principales, tritio y SiO₂</p> <p>Para identificar los principales procesos geoquímicos que controlan la química del ASb hacen un análisis de componentes principales (ACP), seleccionando los 4 primeros componentes, de los cuales 1, 3 y 4 representan la mineralización natural de la interacción agua-roca. Para evaluar el efecto de los procesos geoquímicos e hidrológicos en cada muestra realizaron un análisis de agrupamiento jerárquico (AAJ). Calcularon las concentraciones de CO₂ mediante cálculos de especiación usando PHREEQC y lo usaron como una variable sustituta del pH, también determinan los índices de saturación de la calcita. Estimaron los valores de umbral por 5 métodos: promedio $\pm 2\sigma$; desviaciones absolutas mediana $2\pm$ y mediana; técnica iterativa 2σ; inspección gráfica de las curvas de probabilidad acumulativa; e intersección de líneas en las curvas de probabilidad acumulativa. Comparan los valores de umbral obtenidos por el AAJ con los otros métodos. Gráficos de HCO₃⁻ vs Ca²⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, y SiO₂. Diagramas de probabilidad acumulativa junto con los diagramas de caja y bigote; matriz de correlación; coeficiente de correlación de Pearson. Para ver los procesos geoquímicos: diagrama de Piper; gráfica del índice de saturación (IS) de la calcita vs log PCO₂; gráfica de STD vs Tritio (grupo). Mapa con distribución de los grupos.</p>	<p>Determinan los valores de umbral y de fondo para el contenido mineral y para el NO₃⁻, basado en las concentraciones de STD y NO₃⁻.</p> <p>Establecen las zonas con contaminación y el límite de las naturales (elevaciones): el agua contaminada con NO₃⁻ se encontró cerca del límite de los usos de tierra, naturales y agrícolas de la zona occidental.</p> <p>Encuentran que los principales procesos geoquímicos que controlan la química del ASb son la interacción agua-roca y la contaminación (antropogénica). Esto lo soportan con las concentraciones de Tritio.</p>	<p>1, 4, 5, 7 y 8</p>
<p>Kim et al. (2015) evalúan la tendencia anual de las concentraciones de NO₃⁻ durante el período de 1997 a 2009. Con datos adicionales sobre concentración de NO₃⁻ para comparar y evaluar estadísticamente los niveles de NO₃⁻ con la localidad y escala de muestreo.</p> <p>Los niveles de fondo natural y los de contaminación antropogénica del NO₃⁻ en la región fueron establecidos estadísticamente mediante un modelo basado en aproximaciones considerando un modelo de mezcla normal-finito de dos componentes, debido a 1) el tamaño de las muestras del grupo de fondo natural es mucho más pequeño que el del</p>	<p>Concentraciones del valor de fondo del NO₃⁻. Y umbrales de 3.0 y 5.5 mg/L de NO₃⁻, para el agua subterránea de la roca madre y la aluvial, respectivamente.</p>	<p>2 y 7</p>

<p>contaminado, y 2) las concentraciones de NO_3^- se ven afectadas por procesos de atenuación natural. Por tanto, los umbrales de NO_3^-, como el nivel de concentración que indica contaminación, se seleccionó como el percentil 10 del grupo contaminado al ser los límites inferiores.</p> <p>Gráficas de NO_3^- vs muestreo anual, para evaluar los cambios históricos de los niveles de NO_3^-, así como de las muestras que exceden el estándar de agua potable.</p> <p>Obtienen una estadística descriptiva para cada conjunto de datos, como el promedio, desviación estándar, mediana; así como gráficas de caja y bigote; y la distribución normal del NO_3^-.</p>		
<p>Limbrick (2003) utiliza datos de 1894-1946 y 1976-2001 sobre las concentraciones de NO_3^- en un manantial, y las compara con datos de 2 ríos correspondientes a los últimos 25 años, del 1974 a 1999. Considera también la concentración promedio de NO_3^- del agua de lluvia durante los 2000.</p> <p>Usa gráficas de los años vs la concentración de NO_3^- (en manantiales); y de las concentraciones medias anuales de NO_3^- en distintas zonas. Gráfica comparativa entre el flujo de primavera medio diario y la concentración de NO_3^- en esos meses. Hacen un cuadro comparativo de los sitios de estudio, indicando el área de captación, uso de tierra, geología dominante y el índice de flujo base. Calcula el promedio, desviación estándar, rango, coeficiente de variación, valor máximo y mínimo, indicando fecha a la que corresponde la medición.</p>	<p>Concentración basal del NO_3^- en suministros de agua potable del acuífero, así como el periodo representativo para la línea base.</p> <p>Siendo la concentración de referencia 1 mg/L de 1894 a 1946 (manantial).</p>	1, 2 y 7
<p>Edmunds et al. (2003) determinan tiempo de residencia; ellos calcularon los valores mínimos, máximos y medianos para todos los parámetros medidos; diagramas de frecuencia acumulativa separando por acuífero confinado y no confinado para considerar procesos naturales e influencias humanas. El percentil 95 se utilizó como estimación del límite superior del rango de concentración basal. Determinan la influencia de la contaminación. Diagramas de distancia desde el afloramiento vs elementos mayores y menores, para mostrar la evolución geoquímica a lo largo de líneas de flujo y a través del límite redox. Caracterizan las concentraciones de los elementos mayores y menores espacialmente, geoquímicamente y con su tiempo de residencia.</p>	<p>Rango de concentraciones para cada elemento mayoritario y minoritario, con diagramas de caja y bigote y de frecuencia acumulativa explicando porque son naturales.</p>	1, 5 y 7
<p>Edmunds et al. (1987) consideraron los componentes: entrada atmosférica (1975-80 y 1980-82); el agua intersticial del suelo y la</p>		

<p>zona insaturada para determinar el ciclado de elementos entre la atmosfera, suelo y la zona insaturada, seleccionando 2 sitios que representan las condiciones de línea base; el agua intersticial en las secciones confinadas y libres del acuífero; el flujo saturado, principalmente de fisuras, a lo largo del gradiente hidráulico. Las muestras fueron tomadas en 1981 y 82's, y se añadieron algunos parámetros del 79's.</p> <p>Realizan un promedio de las concentraciones de solutos disueltos en la precipitación y agua de la zona insaturada. Perfiles de Cl⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Sr, a través de la Tiza superior, media e inferior (profundidad). Calculan el IS para la calcita y dolomita, así como las relaciones de actividad de Mg y Ca; también consideran el IS de 1976 para calcita, dolomita, barita, fluorita y calcedonia. Diagramas de variación de los iones principales y pH; así como de parámetros relacionados al redox (Eh, O₂, NO₃⁻, Fe_T y SO₄²⁻); de los elementos menores; de radioisótopos e isotopos estables; de los radioelementos y de las tasas de U y He, a lo largo de gradientes de flujo desde la base del afloramiento (distancia). Determinan la antigüedad/ tiempo de residencia de las aguas subterráneas. Perfiles geoquímicos del Ca²⁺, Mg²⁺ y Sr de la roca huésped vs profundidad. Gráfica de Ca²⁺ - SO₄²⁻ vs HCO₃⁻ considerando agua subterránea confinada y no confinada. Diagrama triangular de cationes (Na⁺+K⁺, Mg²⁺ y Ca²⁺) de las aguas intersticiales y agua subterránea regional. Gráficas de Na⁺, Mg²⁺, Li, K⁺, Sr y Br vs Cl⁻.</p> <p>Gráfico de temperatura de recarga derivada de los gases inertes vs distancia a lo largo de la línea de sección gradiente descendente.</p>	<p>Caracterización geoquímica del sistema; establece las condiciones (geoquímicas) naturales para la línea base, explicando el comportamiento de cada elemento, su concentración promedio y en algunos casos un intervalo de concentración que podría ser natural.</p>	<p>2, 4, 5, 7 y 8</p>
<p>Daughney et al. (2012) realizan un análisis de agrupamiento jerárquico para evaluar la representatividad de redes de monitoreo comparando el núm. de categorías de calidad del agua subterránea, hidroquímica, proporciones de los sitios de monitoreo, rangos de concentración para cada analito dentro de cada categoría; análisis de componentes principales y curvas de probabilidad acumulativa.</p>	<p>Rango gráfico-histórico de concentraciones del NO₃⁻-N que pertenece a la línea base.</p>	<p>2 y 7</p>
<p>Iwatsuki et al. (2005) evaluaron las condiciones hidrogeoquímicas hasta una profundidad de 1000 m bajo el nivel del suelo para construir un "modelo de condición de línea base" que describa el entorno hidroquímico sin perturbaciones antes de la excavación de las instalaciones del laboratorio subterráneo Mizunami (MIU), Japón.</p> <p>Las muestras de agua subterránea se recolectaron de cinco pozos aledaños al sitio de construcción.</p> <p>Se estimó el tiempo de residencia; identificaron y clasificaron las</p>	<p>Obtienen el modelo conceptual de los procesos químicos y un modelo tridimensional para la evolución del agua subterránea en y alrededor del sitio de</p>	<p>4, 5, 6 y 8</p>

<p>muestras por su tipo químico de agua y por la formación geológica/litológica en la que se encuentra la muestra; Se dedujeron los procesos de evolución de esas agrupaciones de agua subterránea. Para lograr lo anterior realizaron: gráficas de la elevación vs Si, DIC, SO_4^{2-}, F⁻, Cl⁻, Br, EC, pH, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, Eh, Tritio, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C. Gráficas de concentración de Cl⁻ vs Si, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, DIC y F⁻. Gráficas de $\delta^{18}\text{O}$ vs δD; $\delta^{13}\text{C}$ vs DIC; y de elevación vs $\delta^{18}\text{O}$, δD, Tritio, $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}C. Diagrama de Eh vs pH. Calcularon los índices de saturación de los constituyentes minerales. Identificaron las fuentes de salinidad con gráficos de la taza Na/Cl vs la taza de Br/Cl y Br vs Cl⁻. Construcción del modelo hidroquímico tridimensional de línea base alrededor del sitio de construcción, que evalúa las concentraciones de pH, STD, Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, HCO_3^-, F⁻, y Br.</p>	<p>construcción del laboratorio MIU antes de terminar su construcción.</p> <p>Explican las condiciones hidrogeoquímicas, (ambiente redox, identifican fuentes de salinidad), y las características de las aguas subterráneas antes de la perforación para el laboratorio.</p>	
<p>Moreau et al. (2019) tomaron 61 muestras de ASb en la región de Waikato de Abril-Mayo 2018: con 51 sitios aleatorios de referencia/‘línea base’ de la red del Estado Regional del Medio Ambiente (ERMA) en la región de Waika, porque están bien documentados; 9 sitios ubicados en las proximidades de fuentes sospechosas o conocidas de Contaminantes Orgánicos Emergentes, COE (planta de tratamiento de Aguas Residuales (AR), áreas urbanas e industriales, AR tratada) y 1 muestra que no se esperaba tuviera contaminación, para comparar. La estratificación de edad para seleccionar los sitios aleatorios consistió en 3 grupos con tiempo de residencia promedio (TRP) entre: 1 a 11 años agua ‘joven’; 11 a 50 años ‘intermedia’; y de 50 a 250 años ‘vieja’. El TRP se derivó de mediciones de tritio y trazadores ambientales.</p> <p>Las muestras fueron analizadas utilizando una pantalla semicuantitativa basada en objetivos de 723 compuestos de COE, con lo que se creó una lista sobre cuáles COE se encontraron y en que concentración. Los COE fueron clasificados en 7 grupos según sus usos, p.e., drogas de abuso, compuestos industriales, pesticidas. Generan un mapa con la distribución de los COE detectados en los sitios de ‘línea base’ en la región de Waikato. Calcularon la frecuencia de los COE detectados para cada sitio y lo colocan en una gráfica y en una tabla donde la comparan con valores de otros estudios europeos publicados. Diagrama de caja de las concentraciones de COE medidos vs el tipo de sitio donde se midió (contaminado, referencia y AR tratada); gráficas de concentración máxima de los COE en Waikato y en aguas subterráneas europeas, para cada tipo o sitio de ASb. Correlacionaron los COE con el uso de suelo, profundidad del pozo, litología y confinamiento del área de estudio: tabla con el núm. de sitios, compuestos y concentración de COE respecto al uso de suelo, litología y TRP; así como con los TRP: diagrama de caja de las</p>	<p>Establecen las concentraciones de los 73 COE encontrados en los sitios de referencia (0.1 a 11,000 ng/L); y el porcentaje de estos sitios con presencia de COE (91%); solo en 4 sitios de referencia no se detectó COE.</p> <p>Encontraron un rango más estrecho y concentraciones más bajas en las ASb más antiguas.</p>	<p>1, 2, 7 y 8</p>

concentraciones de los COE en los sitios vs TRP.		
<p>Marandi et al. (2012) usaron: información colectada entre 1954 y 2009 de 154 pozos, y de otros 5 pozos en producción, los cuales seleccionaron mediante 3 criterios: 1) buena representación espacial; 2) datos disponibles del período de monitoreo; y 3) existencia de química del agua, nivel de agua y tasa de bombeo, o al menos 2 de ellos del mismo pozo. Usan una mezcla simple de dos miembros finales para evaluar la magnitud del contenido de agua de mar en uno de los pozos de extracción situado en la costa, 2198. Consideran como representante de la composición química del ASb la del pozo tierra adentro, 2470; la cual se mezcló con diferentes proporciones de agua de mar y el resultado se comparó con la composición química del pozo 2198.</p> <p>Con base a información previa determinan el origen de formación de la composición química del agua subterránea en Voronka, obteniendo también facies químicas del agua (2007), composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y de radiocarbono del 2011; y los factores que afectan al cuerpo de agua subterránea: extracción para suministro público, intrusión de agua de mar, y la acumulación de agua subterránea salina (2005).</p> <p>Con la información previa consideran dos procesos principales, que pueden cambiar la calidad del ASb: 1) intrusión de agua de mar, y 2) el intercambio de agua entre el acuífero y los valles enterrados.</p> <p>Evalúan los cambios en los niveles de ASb de 1954 a 2009 (gráfica de nivel del AS en msnm vs años). Para determinar el 'background' o valor de fondo hacen: un diagrama de Piper con todas las muestras; medidas de isótopos: radiocarbono y $\delta^{18}\text{O}$ para establecer el rango de edad y tipo de agua; gráfica de años (1954-2009) vs la tasa $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ vs caudal vs STD del pozo 2470. Para determinar los procesos que cambian la calidad del ASb: gráficas de Cl^- vs Ca^{2+}, Na^+ de los pozos 2198 y 2470, junto con la línea de dilución de agua de mar, diagrama de Piper con las muestra 2198, 2470 y las diferentes proporciones de mezcla del pozo 2470 con agua de mar; gráfica con los cambios en extracción del ASb para los pozos 2198 y 2478 (cercano al valle enterrado) con los STD, tasa $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ para los años de 1960 a 2009, extrapolando los datos faltantes de 1998-2002; diagrama de Piper con los pozos 2478, 2179 y 2473, y los valores de background.</p>	<p>Establecen las concentraciones y condiciones del valor de fondo 'background' del cuerpo de ASb de Voronka con la información de 1954 a 2009. Así como, el rango en que fluctúa la tasa de $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ que pertenece a la composición de fondo natural y que las concentraciones por debajo o encima de esos valores puede ser causada por fugas de los valles enterrados o por intrusión del agua de mar.</p> <p>Generan el modelo conceptual que representa la composición de fondo natural del cuerpo de ASb Voronka y sus posibles cambios.</p>	1, 2, 4, 5 y 7
Bell et al. (2017) recabaron los datos de 170 sitios analizados previamente, donde se habían usado los mismos procedimientos de muestreo y métodos de análisis a los de su estudio para poder compararlos y juntar las bases de datos. Las áreas objetivo de este	Establecen la concentración promedio de CH_4 disuelto a través de la Gran Bretaña (GB) en los acuíferos muestreados, 45	

<p>estudio se centraron donde se considera que existen fuentes de gas no convencionales (FGN), pero había datos limitados o inexistentes de CH₄ en el agua subterránea. Las áreas se seleccionaron en base a la información geofísica, pozos, modelos 3D, mapas geológicos, y a un mapa que muestra la distancia de separación vertical entre los acuíferos principales y las rocas fuentes de gas; así como si eran áreas autorizadas para explotación de hidrocarburos, el interés del operador por áreas particulares; una buena distribución espacial, incluir acuíferos principales y secundarios (importantes para regiones pequeñas). Para consistencia del muestreo solo se seleccionaron fuentes de perforación (no manantiales ni pozos de captura). El periodo de muestreo fue de 2012 a 2015 con un total de 248 sitios muestreados una sola vez a excepción de un subconjunto, proporcional al tamaño de cada área analizada, que se muestreo trimestralmente por un año. Se midió la concentración de CH₄, metano y $\delta^{13}\text{C-CH}_4$.</p> <p>Determinan la estadística básica para cada región (valor mínimo, máximo, mediana); realizaron gráficas de frecuencia acumulativa para los acuíferos en cada área y de caja y bigote para cada área. Mapa con la distribución del CH₄ a distintos intervalos de concentración.</p> <p>Para identificar el origen del metano, considerando 2 posibilidades: biogénico y termogénico: calculan la tasa de CH₄/C₂H₆, y realizan gráficas de CH₄ vs C₂H₆, y $\delta^{13}\text{C-CH}_4$.</p>	<p>$\mu\text{g/L}$. El rango de concentración del CH₄. Los 3 sitios que exceden la concentración de peligro mínima posible de 1600 $\mu\text{g/L}$.</p> <p>Los porcentajes de concentración del CH₄: 80% < 10 $\mu\text{g/L}$ y ~ 45% < 1 $\mu\text{g/L}$. Mientras, un 99% de las muestras pertenecientes a los acuíferos principales tienen concentraciones < 100 $\mu\text{g/L}$.</p> <p>Mencionan los posibles factores que influyen en las concentraciones del metano disuelto en el agua subterránea de GB.</p> <p>Describen las variaciones trimestrales, encontrando fluctuaciones más grandes en pozos que no son regularmente bombeados y en los que tienen porosidad asociada con fracturas (0.5 – 264 $\mu\text{g/L}$).</p>	<p>1, 2, 7 y 8</p>
<p>Smedley et al. (2017) recolectaron 25 muestras de ASb en febrero de 2016, antes de que se llevará a cabo la exploración en busca de gas de esquisto aprobada en el valle, para establecer la línea base química del ASb: 15 del acuífero somero (principal) dentro del valle y 10 del acuífero coralino a lo largo de las márgenes del valle. Sus ubicaciones se establecieron es sitios considerados para la exploración de gas.</p> <p>Realizan gráficas de caja y bigote de los constituyentes mayores y menores en el ASb del acuífero superficial y coralino, mostrando las variaciones en las condiciones redox, así como los límites nacionales para el agua de consumo humano. Calculan la relación molar C1/C2 (CH₄/C₂H₆), para identificar el origen del metano. Mapa con la distribución del CH₄ en el valle.</p>	<p>Establecen la línea base química del ASb para los acuíferos del Valle de Pickering, UK, caracterizando el ambiente redox, tipos dominantes de agua, concentraciones de los constituyentes mayores y menores.</p> <p>Identifican que para el acuífero somero la línea base es alta en CH₄, y está fuertemente reducido, posiblemente por los depósitos de arcillas Cuaternarias/ Kimmeridge o a fuentes más profundas.</p> <p>Sugieren una mezcla de origen entre biogénico-termogénico del CH₄.</p>	<p>5, 7 y 8</p>
<p>Moritz et al. (2015) tomaron muestras de ASb de los acuíferos someros de St. Lawrence Lowlands entre agosto del 2012 y mayo del 2013 de 81 pozos privados, 34 municipales, y 15 de observación, antes de las actividades de fracturación a gran escala para la eventual explotación del gas de esquisto. En los pozos de observación (no se</p>	<p>El metano se encontró en un rango de < 0.0006 a 45.9 mg/L. Indican los porcentajes de sitios con una concentración promedio de 3.8 mg/L y</p>	

<p>usan para consumo humano), se purgó un volumen equivalente a 3 veces el volumen de agua en el pozo. Se midieron los parámetros fisicoquímicos, constituyentes mayores y menores. Para medir el $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ se consideraron solo 73 muestras que tenían concentraciones mayores a 0.03 mg/L de CH_4.</p> <p>Realizan un mapa con las concentraciones de CH_4 y su firma isotópica $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, junto con las estructuras geológicas y tectónicas. Calculan la estadística básica, (mediana, promedio, máximo, mínimo y desviación estándar) de las concentraciones del metano, etano, y $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$. Grafican la distribución de las concentraciones de metano de 0 a 50 mg/L y de 7 a 50 mg/L. Grafican la relación entre las concentraciones de metano y la distancia de los pozos de ASb a las fallas principales de la roca madre. Para identificar las fuentes de metano: grafican la relación entre las concentraciones de metano y $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$. Calcularon la tasa de concentración entre el metano y la suma de los gases etano, propano ($\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$). Grafican la relación entre las concentraciones de metano y la firma $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, por formaciones geológicas, indicando en áreas grises la parte biogénica y termogénica del metano. Hacen una gráfica de Bernard de la relación ($\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$) vs el $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, representando en áreas grises la parte del metano biogénico y termogénico; muestran también las curvas de mezcla teóricas A y B. Gráfica de las concentraciones del metano vs medidas del ASb de diferentes tipos químicos, como, Ca^{2+}, Mg^{2+} - HCO_3^-, Na^+ - SO_4^{2-}.</p>	<p>los que están por debajo de 1 mg/L CH_4.</p> <p>Descripción del ambiente hidrogeoquímico del ASb, explicando posibles procesos naturales que determinan las concentraciones del metano en el acuífero.</p> <p>Acuíferos que tienen una química de tipo Ca^{2+}, Mg^{2+} (HCO_3^-) y Na^+ - SO_4^{2-} están extremadamente agotados en metano (0.02 - 0.06); pero en ASb más evolucionadas afectadas por el intercambio de iones Ca^{2+} - Na^+ (Na^+ - HCO_3^-) y el intercambio con aguas salinas, el CH_4 aumenta rápidamente (de 0.34 a 7.6 mg/L). Este incremento se asoció al cambio de un ambiente somero oxigenado a uno más profundo y anóxico, donde los metanógenos pueden proliferar; la oxidación y pérdida del CH_4 es muy limitada.</p>	<p>5, 7 y 8</p>
<p>Bell et al. (2016) realizaron un reporte para conformar la encuesta nacional de referencia de CH_4 diseñada para complementar los datos existentes del CH_4 en ASb de GB y crear colectivamente una línea base nacional de dicho elemento en áreas de interés potencial para la extracción de hidrocarburos no convencionales.</p> <p>Utilizan datos de estudios previos, donde se hayan empleado los mismos métodos de análisis y procedimientos de muestreo. En esa base de datos, el 99% de las muestras tiene concentraciones de CH_4 menores a 500 $\mu\text{g}/\text{L}$ y el 1% restante tiene concentraciones entre 500 y 1680 $\mu\text{g}/\text{L}$.</p> <p>Las áreas de estudio se seleccionaron en base a la geología regional, modelos 3D, información geofísica y de los pozos, las fuentes potenciales de hidrocarburos, las áreas con permiso para extracción de hidrocarburos y el interés del operador hacia ciertas zonas; centrándose en aquellas donde hay fuentes de gas, pero tienen limitada o nula información del metano, así como fuentes no convencionales de gas. Se evitaron sitios cercanos a concentraciones altas conocidas, como los vertederos de CH_4, sin embargo, otros sitios cerca de zonas con actividad antropogénica si fueron considerados (operaciones</p>	<p>Establece las concentraciones del CH_4 en el ASb para cada área de estudio.</p> <p>Explican la calidad natural del CH_4 en el ASb en las diferentes áreas seleccionadas, mencionando los procesos y condiciones que deben ocurrir para que se presenten las concentraciones detectadas de CH_4.</p> <p>Destaca la presencia omnipresente del CH_4 en ambientes de agua subterránea de línea base.</p> <p>Para la mayoría de los casos la variabilidad anual de las concentraciones de CH_4 en el ASb es mínima. Las excepciones parecen ser cuando el acuífero es kárstico o rico en materia</p>	<p>1, 2, 5, 7 y 8</p>

<p>agrícolas a pequeña escala). Se recolectaron 248 muestras del 2012 al 2015, la mayoría de pozos de suministro y observación. Se midieron parámetros físicoquímicos e iones mayores y menores (gases disueltos). Se realizó un monitoreo trimestral aproximadamente durante un año, de un conjunto representativo (10% del total) de cada área de estudio, 17 en total.</p> <p>Estudiando primero cada área y después juntando la información para hacer una comparación. Para cada área realizan: gráficas de la frecuencia acumulativa del metano separando las concentraciones por el tipo de acuífero o formación litológica a la que pertenece la muestra de agua. Mapas para cada área de estudio con la distribución espacial por intervalos de concentración del CH₄; diagramas de caja y bigote de la concentración del CH₄ por área de estudio. Calculan la estadística básica de la concentración del CH₄ por formación litológica. Las medidas trimestrales también se procesaron separadamente, pero se analizaron conjuntamente. Realizaron gráficas de la concentración del CH₄ vs tiempo; comparan sus datos con los de otros acuíferos similares. Calculan la estadística básica del CH₄, un diagrama de frecuencia acumulativa y un mapa con su distribución para toda GB.</p>	<p>orgánica.</p> <p>~ 96% de los datos tienen concentraciones de metano por debajo de 100 µg/L, el 80% están por debajo de 10 µg/L y el 43% por debajo de 1 µg/L. Menos del 1% tuvo concentraciones superiores a 1600 µg/L, y ninguno de estos pozos es para consumo humano.</p>	
<p>Morgantini et al. (2009) eligen un área de estudio caracterizada por una baja presión antrópica, con bosques predominantes, pastizales y áreas agrícolas restringidas, para determinar la concentración de elementos mayores, traza y ultra-traza, así como de los parámetros físicoquímicos, en 131 muestras de ASb, colectadas de 2004-2007, en manantiales y pozos de los acuíferos de carbonato-evaporita, así como un acuífero aluvial, (15 muestras), de la región Apennine en Italia central. Las muestras son representativas de circulaciones someras y profundas.</p> <p>Para determinar la línea base utilizan un enfoque estadístico, basado en la interpretación de la distribución probabilística de las concentraciones de los elementos, por lo que elaboran diagramas de distribución de frecuencia acumulativa con los valores originales, poblaciones divididas teóricamente y combinadas teóricamente; estiman el valor medio y el intervalo de confianza para cada elemento. Calculan la estadística básica de la concentración de los iones principales y parámetros químico-físicos, elementos traza y de los grupos que determinan: mediana, valor máximo y mínimo, así como los valores de rango intercuartil, a 75 y 25. Con base en el diagrama de Langelier-Ludwig, distinguen 4 grupos de agua con diferente composición: a) Ca²⁺ - HCO₃⁻; b) Ca²⁺ - SO₄²⁻; c) Cl⁻ - Na⁺; d) Na⁺ - HCO₃⁻ (1 sola muestra). Realizaron cálculos de especiación mediante</p>	<p>Indican que el ASb tiene buena calidad con bajo impacto antropogénico; ya que las concentraciones más altas están más relacionadas con fuentes naturales que con la contaminación antropogénica, y la variabilidad en la composición del ASb, deriva principalmente de las interacciones agua-roca en un área geológicamente compleja.</p> <p>Asocian ciertas distribuciones de probabilidad para la mayoría de los elementos, así como facies químicas dominantes, salinidad y pCO₂ con un ASb de circulación somera y otras a la de circulación profunda. Consideran que las concentraciones más altas de las especies trazas y ultra-traza son representativas de la circulación profunda en el acuífero de carbonato-evaporita, mientras las concentraciones más bajas son relativas a la circulación somera en el acuífero</p>	<p>1, 5, 7 y 8</p>

<p>el software PHREEQC-2 y elaboran un diagrama de los IS de la calcita vs dolomita. Diagrama de HCO_3 vs $\text{Log } p\text{CO}_2$. Diagrama de caja y bigote para los elementos traza y menores. Para evaluar la carga disuelta asociada al ASb realizan un análisis de componentes principales para los elementos con casi el 60% de los datos por encima del límite de detección (LD). Se calcularon los flujos elementales para los elementos con 60% de la información, y se computarizaron para cada acuífero junto con la tasa de flujo total (comparan la carga disuelta total y los flujos elementales asociados al ASb con la carga disuelta total del río principal de la región).</p>	<p>carbonatado.</p> <p>Explican los procesos que pueden ocurrir para que se presenten tanto las condiciones hidroquímicas, como las concentraciones que detectaron de cada elemento.</p> <p>Determinan que el acuífero carbonatado aporta una contribución importante a la composición de las aguas superficiales en la región.</p>	
<p>Nisi et al. (2016) proponen una metodología para identificar facies geoquímicas de fondo/ línea base para la química del ASb en un sentido composicional y multivariado. Para ello utilizan una base del 1997 a 2009, (4444 muestras analizadas), distribuidas heterogéneamente (incluyendo sitios con actividad antropogénica importante) en la región de Tuscan, Italia.</p> <p>Para analizar el comportamiento multivariado del conjunto de datos siguieron la teoría del análisis de datos composicionales.</p> <p>Realizaron transformaciones logarítmicas para poder aplicar la teoría y posteriormente analizaron esas transformaciones con métodos como la distancia robusta de una composición (RDi) para determinar si una composición es anómala o no (involucra la covarianza mínima). El valor RDi también fue usado para dividir los datos en dos grupos, (uno representado por el cuerpo principal de la distribución multivariada alrededor del baricentro, el otro por sus colas). Posteriormente, determinaron las relaciones dentro de cada grupo, usando la función de partición en clúster CLARA (C. orientado a objetos). Calculan la media, valor mínimo y máximo de los parámetros fisicoquímicos e iones principales. Para identificar las facies y/o clasificar las muestras de agua realizaron los diagramas triangulares de aniones ($\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$) y cationes ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$) y el gráfico cuadrado de Langelier-Ludwig. Estas se ubican espacialmente indicando si en el acuífero huésped las capas son permeables o rocas fracturadas. Con los 2 últimos pasos indican los procesos de interacción agua-roca que pueden ocurrir para cada grupo. Gráficas comparativas de caja y bigote para el contenido químico de los iones principales en el ASb para los 5 grupos de las colas. Un diagrama de Piper con los grupos del cuerpo principal y las colas del análisis estadístico.</p>	<p>Reconocimiento de los procesos geoquímicos principales que explican las facies químicas generadas por la litología dominante de la zona.</p> <p>Proponen al baricentro del cuerpo principal de los datos multivariados como la facie de línea base geoquímica asociada principalmente con procesos de interacción agua-roca; mientras las colas representan diversos procesos geoquímicos que ocurren localmente (anomalías), los cuales están asociados tanto a procesos naturales como a contaminación, por lo que se discriminan de las facies de línea base regionales, pero pudieran sumárseles a escala local.</p> <p>Establecen los rangos de concentración de esos grupos.</p>	<p>1, 2 y 7</p>
<p>Buccianti et al. (2016) proponen un nuevo enfoque para determinar los valores de línea base o se fondo, dirigido a investigar la estructura</p>		

<p>regionalizada de los datos geoquímicos considerando el comportamiento conjunto de varios elementos químicos. El enfoque se base en la teoría robusta del Análisis de Información Composicional (CoDA). También introducen el concepto de facies composicionales hidroquímicas de línea base.</p>	<p>Diagrama de distribución de Mahalanobis y mapas con esa distribución para indicar los distintos comportamientos.</p>	<p>1 y 7</p>
<p>Huang et al. (2017) tomaron muestras de: agua subterránea somera, aguas producidas en la región de gas de esquito y del esquito en la región de Jiaoshiba, SO China. Analizando iones mayores, menores e isotopos.</p> <p>Analizan la química del agua subterránea somera mediante un diagrama de Piper, unos gráficos de caja y bigote para cada parámetro, valor máximo de los STD, rango de pH y tipo de agua dominante, rango y valor promedio del $\delta^{13}C$. Comparan los valores de cada índice con el estándar para agua subterránea de China. Realizan un experimento de interacción agua-roca entre el fluido de fracturamiento y el esquisto.</p>	<p>Determinan las principales reacciones geoquímicas que ocurren durante los procesos de fracturamiento hidráulico; establecen los rangos de STD por tipo de agua para el agua de buena calidad y para las aguas producidas por la explotación del gas de esquito con alta salinidad. Establecen contaminación de NO_3^- por los altos valores en algunas zonas cercanas a aéreas agrícolas. Encuentran que las concentraciones de STD aumentan 10 veces después del experimento interacción agua-roca, siendo las contribuciones dominantes el Ca^{2+}, Na^+, Cl^- y SO_4^{2-}. También aumentan las concentraciones de los elementos traza.</p>	<p>1, 6 y 7</p>

En general, todos los artículos y reportes de línea base buscan caracterizar la calidad ‘natural’ del agua subterránea; establecer los procesos dominantes que controlan el sistema; e interpretar las condiciones naturales del agua subterránea, contra las cuales se puedan evaluar los impactos de contaminación (BGS, 2020).

Se observó que las representaciones de la línea base más empleadas han sido los gráficos de caja y bigote, ya que muestran los rangos de datos de una población y los valores atípicos destacados; mapas de las distribuciones; histogramas y diagramas de frecuencia acumulativa o de probabilidad acumulativa, ambos útiles para diferenciar poblaciones en conjuntos de datos. La frecuencia acumulada representa el número acumulado de observaciones para cada valor en el rango observado, es decir cada punto en la curva representa el número total de muestras para todos los valores menores o iguales al valor actual; mientras la probabilidad acumulativa normaliza los valores de frecuencia por el número de muestras en el conjunto de datos para que sumen 1 o 100% (Shand et al., 2007). Aunque, estos diagramas también son usados para determinar la línea base a través de sus respectivas consideraciones estadísticas mediante el comportamiento de las curvas; establecimiento de los percentiles que representan las concentraciones naturales.

Aunque muchos autores consideran la influencia de flujos más profundos al analizar u observar ciertos comportamientos en la química del agua subterránea o los métodos de datación para identificar aguas más antiguas y jóvenes, con lo cual distinguir entre condiciones naturales y contaminantes, lo cual indudablemente hace referencia a la teoría de los sistema de flujo, en este trabajo se plantea analizar la química inorgánica del agua subterránea para identificar a las componentes del flujo subterráneo con las cuales evaluar sí hay o no contaminación para sentar las condiciones naturales por componente de flujo identificada en el sistema mediante una gráfica modificada de Schoeller, que al igual de las otras representaciones será de apoyo para evaluar contaminación y mostrará de forma práctica las concentraciones naturales del sistema.

Capítulo 3. Marco físico: Descripción de la zona de estudio

3.1 Geología y Estratigrafía Regional

El Cinturón Volcánico Transmexicano en el que se encuentra la subcuenca de Chalco se originó a partir del Mioceno medio-tardío por el vulcanismo asociado a la rotación antihoraria del arco que forma la sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999), relacionado a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera debajo de la placa de América del Norte (Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005). Lo conforman riolitas, dacitas, andesitas y traquitas generalmente cubiertas por basaltos, que forman las montañas (Alvarez, 1961). Como parte del relieve del Cinturón Volcánico Transmexicano se encuentra la Cuenca de México una altiplanicie lacustre con un área aproximada de 9600 Km² (Ortega y Farvolden, 1989) y altitud promedio de 2240 msnm limitada por sierras de origen volcánico, abanicos y llanuras aluviales (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) como las Sierras de Pachuca y Tezontlalpan al norte, la Sierra Nevada al este, la Sierra de las Cruces al oeste y la Sierra del Chichinautzin al sur (Herrera et al., 1989). Esta última, cerro el antiguo drenaje de la cuenca hacia el sur hace casi un millón de años, lo que favoreció la formación de un extenso sistema de lagos de aproximadamente 1689 Km² en las partes bajas de la cuenca (Arce et al., 2013; Ruiz-Angulo y López-Espinoza, 2015), los cuales eran: Zumpango, Ecatepec, Texcoco, México, Xochimilco y Chalco (Durazo y Farvolden, 1989).

La mayoría de los autores coincide en que el relleno de la Cuenca de México es de depósitos lacustres y derrames de lava de composición variada, desde basalto a dacita, con dominancia de andesitas, en la parte superior con materiales epiclásticos y depósitos piroclásticos de tobas e ignimbritas en la parte inferior. A estos, les subyace un basamento de depósitos de conglomerados calcáreos y anhidritas, relacionados con el grupo Balsas, Formaciones Morelos

y Xochicalco (De Cserna et al., 1988; Pérez-Cruz, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2013, 2015). Las rocas más antiguas reconocidas en sondeos de pozos profundos son calizas marinas del Cretácico Inferior cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior pertenecientes a la Formación Mexcala (Enciso-De la Vega, 1992).

De acuerdo con Pérez-Cruz (1988), el relleno de la Cuenca de México puede describirse en cuatro unidades: 1) Calizas del Cretácico que constituyen el basamento; 2) Unidad Volcánica Inferior (UVI), correlacionada con la provincia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental, hecha de productos volcánicos efusivos y piroclásticos; 3) Unidad Volcánica Superior (UVS), constituida por rocas piroclásticas, con menor aporte de rocas efusivas y 4) Unidad de depósitos lacustres y fluviales como arcillas, limos y arenas.

Considerando principalmente el estudio hecho por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), se describe de manera general la secuencia estratigráfica para la CM considerando las formaciones más representativas de cada periodo (Figura 9):

Como parte de las rocas basales más antiguas reportadas en perforaciones profundas se encuentran las formaciones: Xochicalco, constituida por una secuencia de calizas principalmente calcilutíticas y calcilimolíticas con nódulos de pedernal, se depositó en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda. Morelos, aflora al sur de la Sierra Chichinautzin, es una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes con un espesor de ~ 900 m. Cuautla, calizas fosilíferas con intercalaciones de lutitas que aflora al sur de la Sierra Tepoztlán, al norte de Zumpango y ampliamente distribuida en el sector meridional de la CM, encontrada en los pozos Mixhuaca-1 a 1575 m y Tulyehualco-1 a 2100 m, cuya diferencia en altitud se atribuyó al desplazamiento de fallas del Terciario y Cuaternario. Y Mexcala, una secuencia Flysch de grauvacas, limolitas y lutitas que también aflora al sur de la Sierra Chichinautzin y se depositó en aguas someras.

Del Paleoceno al Eoceno Medio, se presenta el plutonismo del tronco granítico de Colotepec, el cual intrusión a la Formación Xochicalco. Posteriormente, entre las rocas sedimentarias de origen continental del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano se encuentra el Grupo Balsas, un conglomerado oligomítico de caliza con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro con un espesor aproximado de 500 m a 600 m (De Cserna et al., 1988).

Las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano son predominantemente andesíticas y dacíticas, sobreyacen discordantemente a los depósitos clásticos continentales y tienen un espesor promedio de 600-700 m (De Cserna et al., 1988). Los derrames lávicos de

composición andesítica a riódacítica presentan fenocristales de oligoclasa, sanidina, cuarzo, augita e hiperstena y yacen en una matriz de micro-intercrecimientos de feldespato y cuarzo, con magnetita, apatito y zircón intergranulares (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

ERA-TEMA	SISTEMA	SERIE	PISO	Ma	VÁZQUEZ-SÁNCHEZ Y JAIMES-PALOMERA (1989) (1)			
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLÓCENO		0.1	LAGUNAS CHICHIL, F. BOPO-TRE, NAUTZIN, CÁTEPETC, F. TZACCICHUATL			
		PLEISTOCENO	CALABRIANO			FORMACIÓN TLÁLOC		
						FORMACIÓN EL PINO		
						FORMACIÓN LLANO GRANDE		
	TERCIARIO	NEÓGENO	PLIOCENO	PIACENZIANO		ROCAS VOLCÁNICAS, RIOLITA NAVAJAS, F. LAS CRUCES, F. ZEMPOALA		
				ZANCLEANIANO		FORMACIÓN OTOM		
			MIOCENO	MESSINIANO		DEPOSITOS VOLCÁNICOS	GRUPO PACHUCA	
				TORTONIANO		ROCAS EXTRUSIVAS		
				SERRAVALLIANO		FORMACIÓN TEPOZTLÁN		
		LANGHIANO						
		BURDIGALIANO						
		PALEÓGENO	OLIGOCENO	CHATTIANO		ROCAS VOLCÁNICAS, RIOLITA TILZAPOTLA		
				RUPELIANO				
				PRIABONIANO				
				BARTONIANO				
				LUTETIANO				
			EOCENO	YPRESIANO				
				THANETIANO				
				PALEOCENO	SINOMBRE			
DANIANO								
MAASTRICHTIANO								
MESOZOICO	CRETÁCICO	CAMPANIANO			FORMACIÓN MEXCALA			
		SANTONIANO			FORMACIÓN CUAUTLA			
		CONIACIANO						
		TURONIANO						
		CENOMANIANO						
		ALBIANO			F. MORELOS, F. EL DOCTOR			
		APTIANO			FORMACIÓN KOCHICALCO			
		BARREMIANO						
		HAUTERIVIANO						
		VALANGINIANO						
BERRIASIANO								

Figura 9. Secuencia estratigráfica de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) para la Cuenca de México.

Las rocas extrusivas del Mioceno Medio al Tardío consisten en andesitas de lamprobolita o de augita, con andesina, feldespatos, piroxenos y anfíboles, como minerales esenciales; magnetita, ilmenita, clorita, calcita, cuarzo y apatito como accesorios. En la parte sur de la Cuenca de México estos depósitos se han encontrado en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los baños, la Sierra de Guadalupe, Sierra de las Cruces y Texcoco.

La actividad volcánica del Oligoceno al Plioceno se consideró como el Grupo Pachuca, el cual está conformado principalmente por sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánicas y tobas, separadas por suelos.

Finalmente, durante el Plioceno y Cuaternario se presentaron depósitos volcánicos y volcanoclásticos, con una morfología de ‘abanicos’ debido a la actividad y erosión de las

estructuras volcánicas de las Sierras: Chichinautzin, de las Cruces y Nevada, que han depositado espesores cercanos a los 650 m en algunos sitios (De Cserna et al., 1988; Arce et al., 2015). Este periodo también incluye a las formaciones El Pino, que agrupa rocas máficas de los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla y otros aislados; así como Tláloc que agrupa las coladas lávicas de la Sierra de Río Frío de composición andesítica, latítica y dacítica de anfíbol, lamprobolita, hiperstena y fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y piroxenos en matriz vítrea.

3.2 Geología y Geomorfología de la subcuenca

Como límite norte de la subcuenca de Chalco se encuentra la Sierra de Santa Catarina que tiene una extensión de 12 km y hasta 6 km de anchura (Lugo-Hubp et al., 1994). Está constituida por seis conos de escoria, dos domos andesíticos, un derrame fisural y un cono de tobas de doble cráter, alineados de manera preferencial E-O (Figura 10). La composición geoquímica varía de andesítica, traquiandesítica, basalto traquiandesítico a andesita basáltica (Ortiz-Enríquez, 2017). Los derrames de lava también fueron clasificados como andesita de hiperstena y basalto, el cual presenta una pasta bastante oscura por estar impregnada de magnetita finamente diseminada y fundamentalmente vidriosa, en ella nadan muchísimas varillas de plagioclasas, sobre todo de labradorita, bytownita y unas más grandes de olivino (Lugo-Hubp et al., 1994). En la andesita de hiperstena también se detectó algo de augita (Molina-Berbeyer, 1956). Por el método de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ la Sierra de Santa Catarina ha sido fechada entre los 23 a 132 Ka (Jaimes-Viera et al., 2018).

Lugo-Hubp et al. (1994) consideran que la Sierra de Santa Catarina inició su formación en el occidente con el volcán Yuhualixqui y culminó hacia el oriente con el domo Tecuatzi (Figura 10), aparentemente en un período breve, surgiendo en una zona de debilidad y sepultando algunos conos volcánicos anteriores. El relieve de esta sierra ha sido afectado por la actividad humana, como son las canteras para extracción de material, agricultura y avance de la mancha urbana (Lugo-Hubp et al., 1994).

El Campo Volcánico del Chichinautzin que se extiende desde el Nevado de Toluca hasta la Sierra Nevada y limita el sur de la subcuenca (Figura 10) comprende productos como escudos, domos, conos de escoria y flujos de lava fisurales de composición basáltica, traquibasáltica y andesítica, principalmente (Bloomfield, 1975).

En la parte central de la subcuenca se encuentra el área del ex lago de Chalco y cerca de este, en la planicie, se encuentra un anillo de rocas piroclásticas de 100 m de altura y 1500 m de diámetro llamado cerro de Xico, el cual se generó por la interacción de magma basáltico con agua y se fusiona con otro semejante nombrado Xico Viejo (Figura 10) (De Cserna et al., 1988).

El relleno de la planicie de aproximadamente 2000 m reposa sobre el basamento del Cretácico Superior, reconocido en el pozo Tulyehualco (al límite oeste de la subcuenca) a 2100 m de profundidad (Huizar, 1993).

En los cerros de Tlapacoya, Papayo y Telapón también se detectó andesita de hiperstena, en los últimos dos con presencia de augita. En los cerros Tenayotl y Tesoyoc al sur de la subcuenca, así como en los cerros El Pino y Tejocote al norte, se encuentran corrientes de basalto de olivino y andesita-basalto (Figura 10) (Molina-Berbeyer, 1956).

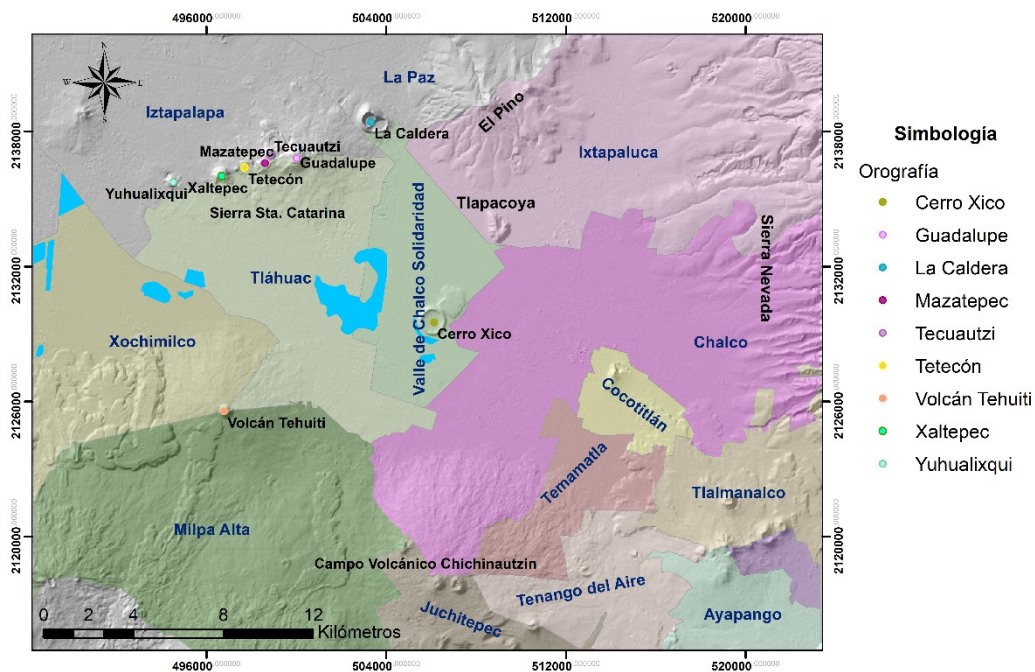


Figura 10. Se muestran los municipios y/o alcaldías que conforman la subcuenca de Chalco, así como algunas de las características topográficas principales.

3.2.1 Fallas

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) infirieron fallas normales sepultadas a partir de alineamientos de conos cineríticos monogénicos de las formaciones Chichinautzin y El Pino con lo que propusieron la presencia de un graben en la subcuenca de Chalco, nombrado el Graben de Chalco con orientación ENE-OSO, el cual fue confirmado más tarde por Campos-Enríquez et al. (1997) al identificar la existencia de fallas con tendencia E-O poco profundas que conforman estructuras de tipo graben y medio-graben, así como por un alto estructural de orientación NE-SO, que coincide con el alineamiento de los volcanes Xico y Tlapacoya. Estas fallas dividen al graben en dos porciones: la occidental que es asimétrica y más profunda que la oriental y corresponde al medio graben E-O, que podría hacer posible un flujo E-O a profundidad; la oriental (Figura 11). Las fallas normales limitantes del Graben de Chalco coinciden al norte con

la Sierra de Santa Catarina y al sur con un lineamiento paralelo entre el volcán Teuhtli y Topilejo (Rodríguez-Chávez, 2003).

Como parte de la zona de cizallamiento Tenochtitlán se encuentra el graben de Santa Catarina orientado NE-SO y limitado por dos fallas normales (Arce et al., 2013, 2015) (Figura 11). En 1990 Mooser atribuyó el origen de la Sierra de Santa Catarina a un cizalleo en un sistema de fallas al ENE, donde una falla principal inclinada al sur controla al volcán Yuhualixqui y una serie de conos sepultados en la parte septentrional (más antiguos de la sierra) y otra secundaria antitética, casi paralela a la anterior, e inclinada al norte corresponde a la posición de los volcanes más jóvenes (Lugo-Hubp et al., 1994). De Cserna et al. (1988) también reconocieron una falla de tensión con orientación N 75-80° E que controla la Sierra de Santa Catarina y otra N 5° E sobre la que se orienta el volcán Guadalupe.

La característica tectónica más joven es la serie de fallas normales E-O del Campo Volcánico del Chichinautzin, al que pertenecen las fallas de Xochimilco y Xicomulco con orientación E-O, que ocupan parte de la subcuenca de Chalco, estas fallas tienen su bloque caído al norte (García-Palomo et al., 2008) (Figura 11).

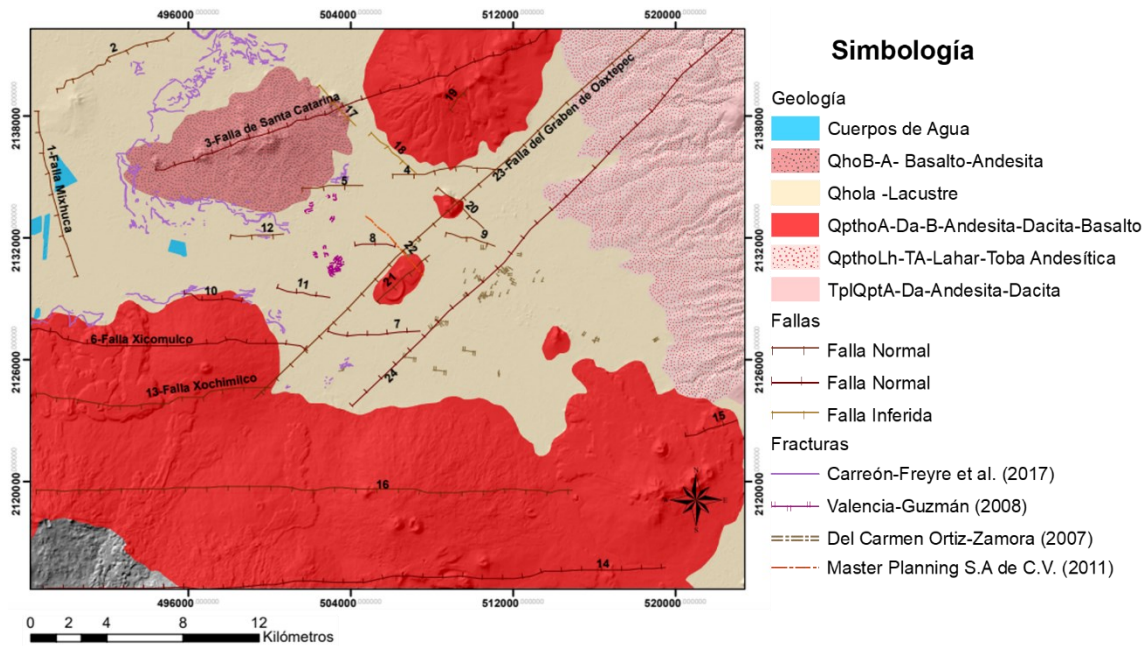


Figura 11. Rasgos estructurales en la subcuenca de Chalco, con sus respectivos números de identificación para indicar su fuente y otros rasgos en la tabla 4. La clasificación geológica corresponde al SGM (s.f).

Por otra parte, enjambres sísmicos recientes con epicentros en Xochimilco-Milpa Alta de extensión noroeste-sureste y norte-sur con un movimiento lateral menor de este-oeste (Campos-Enríquez et al., 2015), generaron grietas en la zona al igual que sismos pasados alrededor de la CM, entre ellos el sismo del 19 de septiembre de 2017 que dejó daños estructurales en construcciones e infraestructura entre ellas tuberías hidráulicas, banquetas y pavimentos del área

metropolitana. Carrreón-Freyre et al. (2017) realizaron un levantamiento y registro de las fracturas provocadas por dicho sismo (Figura 11), en su investigación destacan que el fracturamiento superficial más intenso se encontró confinado a una estructura en forma de graben entre las fallas normales Mixhuca y Copilco. Además, mencionan que los patrones de deformación y fracturamiento estuvieron determinados por las estructuras regionales, contactos litológicos y cambios en la morfológica del terreno. En el mapa de la figura 11 se digitalizaron aquellas que se encontraban dentro del polígono de estudio, colocando las fuentes a las que corresponden.

Las fracturas reportadas por Valencia-Guzmán (2008) y Ortiz-Zamora (2007) están asociadas al bombeo en el acuífero regional, del que se abastece la ZMCM, dentro de la subcuenca de Chalco.

Ortiz-Zamora (2007) reporta diferentes familias de fracturas regionales, con una longitud de varios cientos de metros y aperturas en superficie entre 0.50 y 2 metros. Algunas de las familias paralelas al camino de acceso a los pozos del ramal Mixquic-Santa Catarina presentan una orientación N-S, mientras el resto tiene formas y orientaciones irregulares (Figura 11). La autora también menciona que la colada de basaltos, que cruza la línea de pozos mencionados y cubre una distancia de aproximadamente 600 m terminando justo antes del Canal General, presenta menos fracturamiento que en la zona donde la colada termina. La fuente de esta colada de basaltos se ubica en el Volcán Guadalupe de la Sierra de Santa Catarina (Ortiz-Zamora, 2007).

De manera que las dos zonas principales de fracturamiento en el estudio de Ortiz-Zamora (2007) son (Figura 11): los límites de la colada de basalto bajo la superficie lacustre y en una zona de basaltos someros pertenecientes a la colada. En la primera zona, existe una deformación vertical del terreno mayor a 10 m cerca de los pozos 7 y 11 del ramal Mixquic-Santa Catarina (Figura 12).

Las fallas inferidas reportadas en el Atlas de peligros naturales del municipio Valle de Chalco Solidaridad para el año 2011 elaborado por Master Planning, S.A. de C.V., se conoce que son del tipo normal (Figura 11). Sin embargo, por la simbología del Atlas no se tiene la seguridad de la dirección de las fallas (bloque hundido). En cuanto al Graben de Oaxtepec, este fue confirmado y completado con la información de Marín-Córdova et al. (2004) quienes se basaron en modelos tectónicos de Mooser y De Cserna, considerando que las fallas de tipo normal en Xico, Ixtapaluca, Ayotla y Chalco están asociadas al Graben Oaxtepec. Todas las referencias correspondientes a las fallas se muestran en la tabla 4.

Además de las fallas y fracturas digitalizadas (Figura 11), otros autores también han reportado fracturas de diferentes escalas en la subcuenca que no se digitalizaron ya que no contaban con

las coordenadas o bien no eran superficiales como en los casos de microfracturas detectadas en núcleos sedimentarios, por ejemplo: Carreón-Freyre et al. (2006) reportan una fractura de varias decenas de longitud con orientación N 10° E en la parte norte de la subcuenca al margen de la planicie lacustre, además de microfracturas a diferentes profundidades de su núcleo sedimentario de 15 m de largo para las cuales mencionan que hay factores geológicos que propician su generación, tipo y propagación, pero los factores antropogénicos como las tasas de bombeo intensas generan importantes esfuerzos de tensión vertical y horizontal. González-Morán et al. (1999) mencionan que el área de Chalco-Xochimilco presenta fracturas de 1 m de ancho y 200 m de longitud. Molina-Berbeyer (1956) dedujo la presencia de una falla a una profundidad entre los 50 y 75 m, al ESE del cerro de Xico, mediante la interpretación geoquímica del B³⁺. Este mismo autor menciona que existe otra falla entre los cerros La Caldera y El Pino en la localidad de Tlapizahua.

Tabla 4. Fuentes y algunas características de las fallas mostradas en la figura 11

Numero de Falla	Nombre	Características	Fuente/Estudios
1	Falla Mixhuca	-	Carreón-Freyre et al. (2017); Arce et al. (2019)
2	Falla Normal Asociada al Graben de Santa Catarina	-	Arce et al. (2019)
3	Falla de Santa Catarina	-	Arce et al. (2019); Vásquez-Serrano et al. (2019)
4,5,8,9	Sistema de Fallas E-O de la subcuenca de Chalco	Con dirección de inclinación N y S; actividad sísmica asociada	Campos-Enríquez et al. (2015)
6	Falla de Xicomulco	Con una longitud de 14.2 km; dirección de inclinación N; actividad sísmica asociada	Arce et al. (2019); Nieto-Torres y Martín (2019)
7,10,11	Sistema de Fallas E-O de la subcuenca de Chalco	Con dirección de inclinación N y S; actividad sísmica asociada	Campos-Enríquez et al. (2015); Nieto-Torres y Martín (2019)
12	Sistema de Fallas E-O de la subcuenca de Chalco	-	Arce et al. (2019)
13	Falla de Xochimilco	Con una longitud de 13.5 km; dirección de inclinación N; actividad sísmica asociada	Arce et al. (2019); Nieto-Torres y Martín (2019); Vásquez-Serrano et al. (2019)
14	Falla Normal	-	Campos-Enríquez et al. (2015)
15	Falla Normal	-	
16	Falla Normal	-	Arce et al. (2019)
17	Falla Inferida	-	
18	Falla Inferida	-	
19	Falla Normal	-	Master Planning, S.A. de C.V. (2011)
20	Falla Normal	Con actividad sísmica asociada	
21	Falla Normal	-	Master Planning, S.A. de C.V. (2011)
22	Fractura	-	
23 y 24	Falla del Graben de Oaxtepec NE-SO	-	Marín-Córdova et al. (2004); Master Planning, S.A. de C.V. (2011)

Debido a la presencia de fallas y fracturas digitalizadas (Figura 11) y reportadas prácticamente en toda la subcuenca, se considera que estos rasgos estructurales representan otro factor a considerar en la modificación de la dinámica subterránea y/o relación entre las componentes de flujo (Ander et al., 2006).

3.3 Estratigrafía

Considerando el estudio de Arce et al. (2019) donde se hace una datación con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del material geológico de la Cuenca de México, a continuación, se presentan las unidades que se consideran parte de la subcuenca de Chalco, desde lo más antiguo a lo reciente:

Formación Morelos

Compuesta de calizas y dolomitas marinas poco profundas del Albiense-Cenomaniense, con nódulos de pedernal (sílex) y un espesor máximo de 900 m. La edad de esta formación no pudo obtenerse con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por la abundante microfauna, pero se sabe se superpone a la Formación Mexcala que es más joven, mediante una falla de empuje con tendencia NNE-SSO, llamada falla de Cañón de Lobos. Está formación se ha descrito en el pozo Tulyehualco 1, ubicado en el límite oeste de la subcuenca, a 1800 m.

Formación Mexcala

Está dominada por calizas arcillosas de color gris oscuro con abundantes foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos y radiolarios que gradualmente se desplazan hacia arriba a una intercalación de lutitas, limolitas y areniscas. Fries (1960) definió una edad Turoniense-Maastrichtiense con un espesor máximo de 1500 m.

Formación Tepoztlán volcánica del Mioceno

Definida por Fries (1960) como una secuencia de escombros volcánicos de composición andesítica con un espesor máximo de 800 m, presente en las proximidades de las aldeas de Malinalco, Chalma, Tepoztlán y Tlayacapan. Esta secuencia incluye una intercalación de depósitos de lavas, piroclásticos y lahares que varían en composición de andesitas a dacitas. Su edad varió entre 22.8 y 18.8 Ma y rocas más jóvenes de 13 Ma. Debido a esta cronología y composición química otras estructuras volcánicas se han agrupado como parte de esta Formación, como es el caso del volcán Tláloc fechado en ~ 14.5 Ma, y algunas rocas volcánicas de los pozos profundos en la Cuenca de México, entre ellos el pozo Tulyehualco 1, a profundidades de 1740 y 930 m con edades de 22.1 y 15 Ma.

Secuencia Volcánica de la Sierra Nevada

Esta serie volcánica está orientada a N-S. Los estratovolcanes Tláloc y Telapón son las estructuras más antiguas con 1.8 y 1.4 Ma respectivamente. Aunque, varias erupciones explosivas más jóvenes se originaron en el volcán Tláloc como las sucesiones de varias capas y Cuauhtémoc, fechadas en 31 y 21 Ka respectivamente. El Iztaccíhuatl estuvo activo entre 1.1 Ma hasta 0.45 Ma, con el flujo de lava más joven fechado en 9 Ka. Finalmente, el volcán Popocatepetl comenzó su actividad aproximadamente a 0.33 Ma generando la estructura Ventorrillo, previamente a la construcción del cono moderno que actualmente está activo. Químicamente la composición de la Sierra Nevada varía desde andesita a riolita para las estructuras Tláloc y Telapón. Mientras, el Iztaccíhuatl y Popocatepetl van desde andesita a dacita. Las alturas topográficas de Sierra Nevada están formadas por flujos de lava y cúpulas de lava, intercaladas con depósitos piroclásticos. Las tierras bajas que rodean estos cuatro volcanes principales están formadas por una intercalación de depósitos piroclásticos y epiclásticos, así como depósitos de avalancha de escombros. Los depósitos de la Sierra Nevada no han sido identificados en los pozos profundos, pero la piedra pómez Tutti Frutti uno de los depósitos más jóvenes de la Sierra producido por una erupción de tipo Pliniano ha sido reconocido en el centro de la CDMX y subcuenca de Chalco.

Campo Volcánico Chichinautzin

Está constituido por más de 220 estructuras monogenéticas con edades desde 1.2 Ma a 0.00016 Ma. Las edades reportadas en la sucesión estratigráfica de Chichinautzin de 1, 0.8, 0.2, 0.1 y 0.08 Ma (Arce et al., 2013), parece plausible que la actividad fuera continua en tiempo, siendo la actividad más reciente de < 0.04 Ma la más documentada en la literatura. Con base en la edad, tipo de estructura y composición química las estructuras Cerro de la Estrella, Peñón del Marqués, Sierra de Santa Catarina y Tlapacoya, estas últimas dos pertenecientes a la subcuenca de Chalco, fueron agrupadas en el Campo Volcánico Chichinautzin. Tlapacoya tuvo una edad de 1.1 Ma. La estructura El Papayo, ubicada entre los volcanes Telapón e Iztaccíhuatl se ha considerado que también podría pertenecer a este campo volcánico con base a su edad de 0.17 Ma. Aunque la composición química del Chichinautzin es bastante amplia la mayoría de los productos son de composición andesítica basáltica, basaltos, andesitas, e incluso dacitas.

Depósitos Lacustres

Estos se han estudiado por pozos poco profundos de entre 30 a 500 m de profundidad con edades desde 0.22 Ma hasta la reciente. En los pozos San Lorenzo Tezonco y Tulyehualco 1 aparecen desde los 604 m y 700 m respectivamente, hacia arriba y se intercalan con capas volcánicas. Los más antiguos podrían tener una antigüedad de 1 Ma por la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el pozo San Lorenzo Tezonco.

Huizar (1993) realizó la interpretación de muestras de canal y registros geoelectricos del ramal Mixquic-Santa Catarina, Xico, Tlachique e Ixtapaluca, así como de cortes geológicos de pozos piezómetros de la planicie realizados por la Comisión de Aguas del Valle de México, describiendo los primeros 400 m de profundidad para la planicie de la subcuenca. Los primeros 100 m de la parte oeste constan de depósitos lacustres limo-arcillosos y van disminuyendo hacia la orilla de la planicie donde se intercalan con material aluvial. Los mayores espesores de estos depósitos se encuentran hacia el sureste del Cerro de Xico, donde alcanzan los 300 m. Los depósitos lacustres se componen esencialmente de vidrio volcánico de cuya alteración se producen arcillas como illita y montmorillonita también contienen horizontes delgados de arena fina y tobas. Subyaciendo a los materiales lacustres existen sedimentos aluviales, brechas y derrames volcánicos.

Debido a la actividad volcánica de los últimos miles de años de estructuras como la Sierra Nevada y el Nevado de Toluca, se generó la dispersión y el depósito de piroclastos en amplias regiones de la Cuenca de México, como sucede en la subcuenca de Chalco donde se han reconocidos algunos (Ortega-Guerrero et al., 2015). En una sección de un núcleo sedimentario extraído de la parte central del antiguo lago de Chalco, se encontró la presencia de dos tefras, identificadas y fechadas en el sitio arqueológico de Tlapacoya: en la parte inferior, se identificó la Gran Ceniza Basáltica, ca. 34,000 años A.P, y en la parte superior, la pómez con andesita, ca. 14,500 a 15,000 años A.P. (Caballero-Miranda, 1997).

En otro estudio paleolimnológico, al analizar los primeros 26.7 m de depósitos sedimentarios, también se identificó a la Gran Ceniza Basáltica, un depósito compuesto por bandas de ceniza media que alterna con bandas de sedimentos lacustres con ceniza fina, cuyo origen asociaron al volcán Teuhtli por la correspondencia en edades, litología y existencia de espesores mayores de este depósito en la parte sur de la subcuenca, que van disminuyendo hacia el norte. Las erupciones identificadas corresponden a la Pómez Toluca Superior, procedente del Nevado de Toluca; la Pómez Tutti Frutti y Pómez Ocre ambas del Popocatepetl (Ortega-Guerrero et al., 2015).

En la secuencia sedimentaria de Chalco debido a que la actividad volcánica es contemporánea a la deposición del relleno sedimentario, ocurre una rápida alteración de ceniza volcánica y pumicita que genera suelos ricos en alofano e imogolita, minerales arcillosos de bajo orden similares a geles, que en condiciones de deshidratación pueden transformarse a gibbsita y halloysita (Carreón-Freyre et al., 1998).

En otros estudios paleolimnológicos se han detectado las siguientes fases minerales:

Dentro de los primeros 15 metros de sedimento lacustre se encontraron esmécticas; alofano; montmorillonita con diferentes grados de cristalización; óxidos de hierro en condiciones variables de oxidación y reducción (Carreón-Freyre et al. 2006).

En los primeros 26.7 m de cinco pozos ubicados en el lago de Chalco y dos en zonas inundadas cerca del mismo, se detectaron: principalmente feldespatos, cuarzo, anfíboles y minerales arcillosos, y en menores cantidades minerales autigénicos, como pirita, calcita y estruvita (Ortega-Guerrero et al., 2015).

En secuencias de hasta 122 m se identificaron: minerales siliciclásticos tales como plagioclasa, anfíbol, biotita; cantidades menores de piroxeno, olivino; minerales arcillosos como caolinita y esmectita; carbonatos autigénicos: calcita y siderita; pirita; estruvita y vivianita presente ocasionalmente. También, se identificaron facies volcanoclásticas en un rango de composición de máfica a félsica, con mayor abundancia de las máficas; así como limo rico en carbonatos principalmente calcita y calcita magnésica, aunque también se identificaron dolomita y ankerita; anortita sódica; ópalo; augita; magnesiohorblenda; yeso; anortita; tremolita; moscovita; cuarzo; fluorapatita; magnesioferrita e ilmenita, estos últimos tres minerales son de presencia probable pues el autor sugiere hacer otros análisis para corroborar su identificación (Herrera-Hernández, 2011; Ortega-Guerrero et al., 2017).

En un estudio más reciente, a partir de la correlación de 3 secuencias sedimentarias se llegó hasta una profundidad de 520 m, en los cuales se encontraron arcillas limosas con carbonatos masivos, sedimentos finamente laminados y volcaniclásticos con ceniza y lapilli, con base en la susceptibilidad magnética se estimó que aproximadamente los 260 m superiores están dominados por materiales clásticos de grano fino, primordialmente de origen lacustre ricos en microfósiles e intercalados con horizontes de origen volcánico, entre los 260 y 300 m los sedimentos clásticos son más gruesos y están intercalados con horizontes finos, posiblemente de origen fluvial y lacustre. Por debajo de los 300 m dominan las unidades volcanoclásticas con intercalaciones de flujos de lava y conglomerados aluviales localmente alterados por hidrotermalismo entre los 512 y 520 m de profundidad (Lozano-García et al., 2017).

3.4 Hidrogeología

Ortega et al. (1993) definen 3 unidades hidrogeológicas debajo del acuitardo lacustre, considerando la geología y propiedades hidráulicas: 1) depósitos volcánicos del Cuaternario que forman un acuífero libre importante de basaltos y piroclastos en las estribaciones de la Sierra Chichinautzin y Santa Catarina; 2) depósitos aluviales-piroclásticos que forman un importante acuífero no confinado donde termina el borde lacustre oriental de la planicie y un acuífero

semiconfinado debajo del acuitardo lacustre; y 3) rocas volcánicas del terciario las cuales afloran en la Sierra Nevada (Figura 12).

Niedzielski (1991) dedujo que el acuífero en la zona del ramal Mixquic-Santa Catarina es en general libre, excepto en algunos lugares donde está ligeramente confinado (pozos 11, 13 y 14). Esto concuerda con que se haya detectado un flujo de lava basáltica fracturada interceptada a 80 m de profundidad en el pozo 3 de la línea de bombeo Mixquic-Santa Catarina y se sugiera continua entre el volcán la Caldera y la planicie sedimentaria, en él también se presentó un aumento en el contenido mineral del agua subterránea que fluye por ahí (Krivochieva y Chouteau, 2003). Ortega (1993) menciona que el flujo de agua subterránea y migración de solutos en el acuitardo está controlado por fracturas en los primeros 25 m de profundidad.

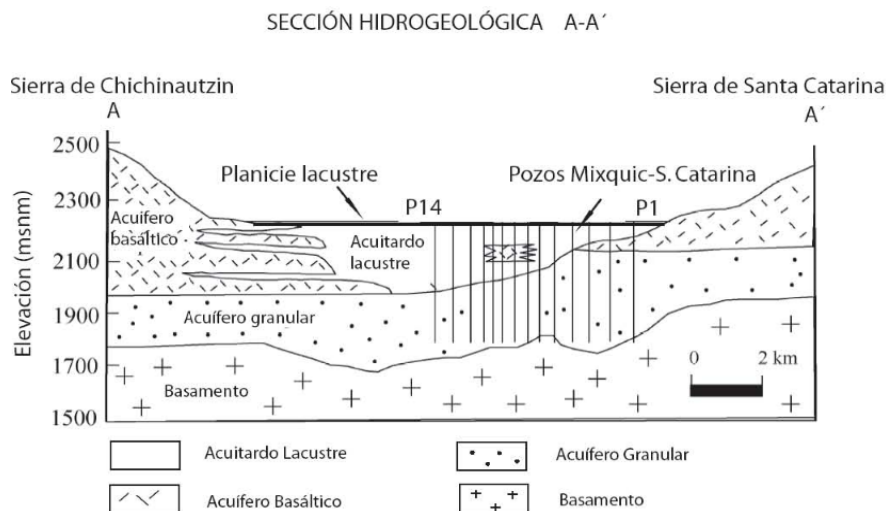


Figura 12. Sección hidrogeológica de Ortega et al. (1993) a lo largo del ramal Mixquic-Santa Catarina (tomada de Ortiz-Zamora, 2007), ubicada en el mapa de la figura 13.

Con base en las características litológicas, estructurales, del tipo de suelo y permeabilidades en el pie de monte y de valores hidrodinámicos obtenidos mediante pruebas de bombeo hechas en 1989 en la planicie de la subcuenca Huizar (1993) definió las siguientes 3 unidades hidrogeológicas (Figura 12), las cuales concuerdan con las de Ortega et al. (1993) y otros autores:

1. Unidad poco permeable: zona lacustre ubicada en la porción oeste de la planicie de Chalco que constituye un acuitardo cóncavo con un espesor promedio de 100 m, que varía de aproximadamente 5 m en los lados y hasta 200 m en el centro. Presenta una permeabilidad de 10^{-6} m/seg. De acuerdo con Ortega et al. (1993) el acuitardo está compuesto de una secuencia de capas de grano fino muy poroso (80-90%), depósitos cuaternarios ricos en MO con finas camas horizontales de arena volcánica, denominas capas duras.

2. Unidades permeables: aquellas cuyos materiales poseen tanto permeabilidad primaria como secundaria, como la unidad piedemonte, constituida por depósitos clásticos de la Sierra Nevada y Río Frío. La unidad de montaña, constituida por derrames masivos de andesitas y dacitas en las Sierras de Río Frío y Nevada, así como por el cerro El Pino. Las coladas, separadas por brecha volcánica y en algunas partes por depósitos glaciares, estos derrames sufren fracturamiento con el que se estima una permeabilidad secundaria más importante que la permeabilidad de matriz. Estas unidades, inmediatamente por debajo del acuitardo, forman un acuífero semiconfinado de más de 400 m de espesor, el cual va disminuyendo desde el centro (planicie) de la Subcuenca hacia sus bordes laterales, provocando que el acuífero pase gradualmente a condiciones libres.
3. Unidades de alta permeabilidad: incluye el área aluvial, una pequeña superficie del piedemonte y la porción restante de la zona montañosa. Los depósitos fluviales se mezclan con derrames de brecha volcánica y se interdigita lateralmente con los depósitos del piedemonte, mientras hacia la parte oeste son cubiertos por depósitos lacustres. Por su espesor y permeabilidad, esta unidad tiene un rol primordial en la recarga de la planicie de Chalco. Estas unidades constituyen un acuífero libre granular de alta permeabilidad, que varía entre 10^{-3} y 10^{-4} m/s, principalmente por la presencia de fracturas.

De acuerdo con Huizar (1993) estas unidades, entre los 0 y 200 m de profundidad, están separadas en su parte noroeste del acuífero de Texcoco por un parteaguas de rocas andesíticas. Mientras, en el área de Tláhuac están comunicadas con el acuífero de Xochimilco, porque el marco litológico es el mismo, por lo menos en la zona de transición entre ambas subcuencas. Al este, la planicie de Chalco es independiente del valle de Puebla por la presencia de la Sierra Nevada. Finalmente, al sur el Campo Volcánico del Chichinautzin separa estas unidades de las de Cuautla y Cuernavaca, aunque algunos autores como Aguayo C. y Marín C, consideran que, bajo los 400 m de profundidad respecto al nivel de la planicie, puede existir flujo hacia los dos últimos valles mediante zonas preferenciales.

Distintos autores concuerdan en una estratificación en cuanto a la mineralización del agua en la subcuenca:

Krivochieva y Chouteau (2003) con base en los levantamientos magnetotelúricos y electromagnéticos de tres perfiles de la región este de Santa Catarina, detectaron la roca de fondo o basamento a una profundidad de al menos 800-1000 m y por encima de ella distintas

capas , que de superficie a fondo agruparon en : 1) capa de arenas, ceniza volcánica y arcillas de 20 a 40 m de espesor, baja permeabilidad y no saturada; 2) capa muy conductiva de arenas y cenizas de 200 m de espesor, saturada con agua altamente mineralizada (1000-1600 ppm); 3) acuífero granular, una capa con 60 m de espesor que corresponde a arena más gruesa y grava, saturada con agua mezclada que tiene de 400 a 1000 ppm; 4) unidad de basaltos fracturados que inicia a una profundidad de 280 m, junto con material piroclástico de resistividades que incrementan gradualmente y corresponden al acuífero principal de agua ‘dulce’ (< 300 ppm). Para explicar las resistividades detectadas en capas de la primera zona sugirieron dos hipótesis: intemperismo de rocas volcánicas profundas que forma una capa de saprolito, que conserva la textura de la roca original y forma arcillas secundarias; o bien, que sean basaltos altamente fracturados o porosos a profundidades de 80-100 m, que podrían representar un camino de flujo natural para la propagación de agua subterránea contaminada proveniente del basurero, que está a un costado del volcán La Caldera, hacia dentro de la subcuenca, posibilidad sugerida también por la presencia de NO_2^- , NO_3^- y gases procedentes de la descomposición de materia orgánica detectados a una profundidad de 75 m en un pozo de agua abandonado en las laderas de la Sierra de Santa Catarina.

Ortega et al. (1993) detectaron que las concentraciones de Cl^- aumentaban en el acuífero piroclástico-aluvial desde las áreas de recarga más alejadas de la llanura con 12 mg/L a 36 mg/L en la periferia de la planicie lacustre. Mientras, en pozos del acuífero profundo había un rango de 15 a 50 mg/L y el agua del acuitardo presentaba un rango de cientos a miles de mg/L, que aparentemente era provocado por procesos de evaporación. También, encontraron un pozo al noroeste de la Sierra de Santa Catarina cercano a la línea de pozos de Santa Catarina que presentó aproximadamente 4000 mg/L de Cl^- a los 70 y 85 m de profundidad. Sin embargo, el Cl^- en los pozos de Santa Catarina, dentro del acuífero regional, no exceden los 40 mg/L, por lo que desconocen si esas concentraciones son naturales o aumentaron después del bombeo intensivo, pero sugieren que el acuitardo aporta Cl^- y otros constituyentes químicos al acuífero debido a la inversión de su gradiente hidráulico.

Las principales áreas de recarga por infiltración se encuentran al sur y este de la subcuenca y se corresponden con el Campo Volcánico del Chichinautzin y la Sierra Nevada, respectivamente, (Figura 13) (Rodríguez y González, 1989). En ellas, se ha reportado una precipitación media anual de entre 1800 mm en la Sierra del Chichinautzin y de 1200 mm en la Sierra Nevada (Edmunds et al., 2002) de las cuales se estima un volumen de recarga de aproximadamente 21.2 – 30.0 m^3/s en la parte sur de la Cuenca de México (Birkle et al., 1998). De acuerdo con la CONAGUA (2020) el volumen de recarga total media anual para el Valle de Toluca, en el cual se encuentra una gran porción de la subcuenca de Chalco, es de 74.0 $\text{hm}^3/\text{año}$.

Rodríguez y González (1989) mencionan que la Sierra de Santa Catarina actúan como una zona preferencial de recarga al sistema en comparación con la planicie de la subcuenca, porque presenta una permeabilidad media-alta, haciendo que el flujo entre directamente al material granular, piroclastos y rocas fraturadas que constituyen el acuífero en explotación. Lesser y González (2005) agregan también como zonas de infiltración secundarias al volcán El Pino (Figura 13).

Se considera que antes de la explotación del acuífero principal de la subcuenca, por los años 50's, la subcuenca era un área de descarga del flujo subterráneo con un gradiente hidráulico ascendente en el acuitardo. Sin embargo, con el bombeo del acuífero principal el gradiente se ha ido invirtiendo cerca de la periferia del acuitardo, donde el espesor es menor a 100 m y donde es menor a 50 m hay una inversión completa. Mientras, en el centro de la subcuenca, considerando los datos de 5 a 50 m de profundidad, donde el acuitardo tiene su máximo espesor de aproximadamente 300 m, el gradiente sigue ligeramente ascendente (Ortega, 1993).

Cuando la subcuenca aún era zona de descarga natural existían manantiales en los pies de la Sierra Chichinautzin y volcán Tlapacoya, donde la calidad del agua era excelente. Mientras, en la base del volcán Xico eran considerados de mala calidad. Todos esos manantiales descargaban en el Lago de Chalco, que se drenó por medio de canales en los 1940 y la subcuenca comenzó a usarse para crecimiento de vegetales, granos y pastoreo de ganado, para lo cual se estimó un volumen de extracción de 1.3 m³/seg, incluyendo suministro local, agua bebible y otras actividades (Ortega et al., 1993).

A principios de 1960 se perforaron los primeros pozos a profundidades superiores de 200 m, para exportar agua a la CDMX, con lo que desaparecieron los manantiales de las laderas. En los 1980 se perforaron los 14 pozos del ramal Mixquic-Santa Catarina a profundidades de 400 m para satisfacer la demanda de agua en la CDMX, y otros pozos profundos al sureste de Xico (Ortega et al., 1993). Unos años después, se consideró que la calidad del agua en la parte central del campo de pozos de Santa Catarina era excelente, a pesar de la relativa cercanía con el basurero y drenaje de alcantarillado abierto, porque las capas de arcilla no permitieron la filtración de contaminantes de esas fuentes (González-Morán et al., 1999).

3.5 Registros litológicos de pozos y correlaciones litoestratigráficas

A continuación, se describen los registros litológicos y correlaciones litoestratigráficas encontrados en la subcuenca de Chalco (Figura 13), que pertenecen a las correlaciones litoestratigráficas interpretadas a partir de análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos de los pozos perforados por Valencia-Guzmán (2002); a los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) de Valencia-Guzmán (2008); a los registros litológicos de Morales-Pérez

(2018) y del IPN (2007); así como, a los registros de perforaciones junto con los resultados de estudios geofísicos en todo el valle, en el caso de Ortega et al. (1993).

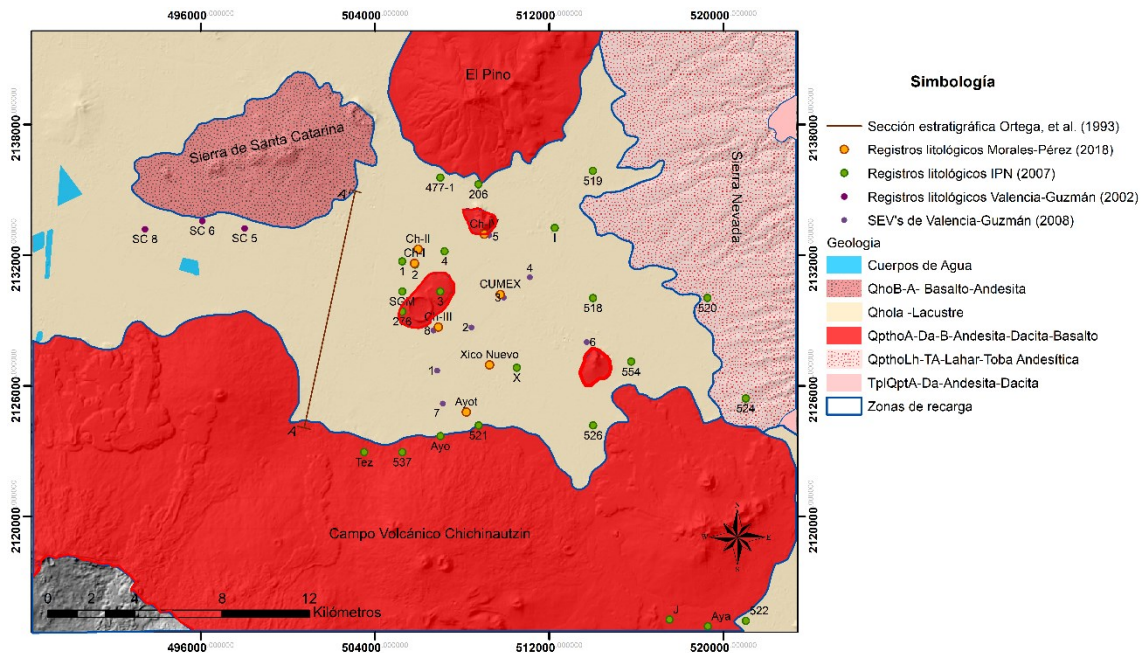


Figura 13. Ubicación de la sección estratigráfica mostrada en la figura 12, los registros litológicos encontrados con su respectiva referencia y las zonas de recarga en la subcuenca. La clasificación geológica corresponde al SGM (s.f).

Los registros litológicos hechos por Morales-Pérez (2018), de color amarillo en la figura 13, fueron interpretados por una empresa privada para la CAEM, quienes describen los primeros estratos como depósitos sedimentarios compuestos de material lacustre, arcillas y arenas, los cuales llegan a tener su mayor espesor en el pozo San Martín 'Xico Nuevo' a 200 m de profundidad, y menor en los pozos 'Ch-IV', 'Ch-III' y 'Ayot', cercanos a cerros o estructuras volcánicas, donde la presencia de basalto, tobas y conglomerados ocurre aproximadamente a los 60 m en los dos primeros pozos y a los 20 m comienzan intercalaciones del material volcánico con sedimentario en el último. Posteriormente, se encuentran conglomerados y tobas que podrían estar relacionados a eventos de actividad efusiva y explosiva del Popocatepetl. Finalmente, la unidad basáltica considerada parte del acuífero superior fue identificada con fracturas y de color negro aproximadamente entre los 280 y 400 m de profundidad.

La descripción anterior concuerda, tanto con los registros del IPN ubicados en la parte lacustre de la subcuenca ('X', '1', '2', '4', 'SGM', '206', '276', '477-1', '518', '554', ver figura 14), como con las secciones de Valencia-Guzmán (2008), quien encontró espesores variables, pero no mayores a 100 m de profundidad en todas sus líneas de correlaciones litoestratigráficas, de material limo arenoso, arcilla arenosa y acilla, los cuales cubren una secuencia de escoria

volcánica, arenas y conglomerados clásticos finos que alcanzan 150 m de profundidad en la línea '8-1-7' de SEV's; 200 m en la línea que va del cerro de Tlapacoya a Cocotitlán ('5-4-6') y hasta 250 m de profundidad en la línea '1-4' de SEV's; posteriormente, hasta los 400 m de profundidad, donde llegaron sus SEV's, detectan roca dura constituida por flujos de lava y escoria, intercalados con lentes de ceniza y material piroclástico de fino a grueso.

Por otra parte, los pozos del IPN ubicados en el Campo Volcánico del Chichinautzin ('Tez', '537', 'J' y 'Aya' de la figura 14) no presentan material arcilloso en los primeros metros ni a lo largo de la sección muestreada, que llega hasta los 240 m aproximadamente, a excepción del pozo '537' que presenta material arcilloso a los 90 m. Por otra parte, los pozos cercanos al Campo Volcánico del Chichinautzin presentan una capa de arcillas más reducida en comparación con los que se encuentran en el centro de la subcuenca (Figura 14), lo cual concuerda con que los mayores espesores del acuitardo se encuentren en el centro de la planicie para ir disminuyendo radialmente hacia los sistemas montañosos de la subcuenca (Ortega y Farvolden, 1989).

La correlación litoestratigráfica de Valencia-Guzmán (2002) corresponde a los primeros 280 m de profundidad de la porción sureste de la Sierra de Santa Catarina con los pozos N° 8, 6 y 5 presentados en el mapa de la figura 13. Y la describe como una intercalación de material volcánico y fluvio-lacustre: constituida principalmente por sedimentos gruesos a medios de gravas, arenas medias y poca arcilla. Considera que el primer material volcánico encontrado fue emitido durante la formación de la sierra de Chichinautzin, el cual se depositó sobre sedimentos fluvio-lacustres preexistentes, permitiendo en algunos casos la mezcla entre esos materiales. Cubriendo a los depósitos anteriores, se encuentra una secuencia intercalada e interdigitada entre derrames de lava y material piroclástico, que representa la actividad volcánica de la que se formó la propia Sierra de Santa Catarina, así como material emitido por el volcán Yahualixqui para el pozo N° 8, y del volcán Xaltepec para los pozos N° 6 y 5. Este material volcánico se interdigita y en otros casos cubre nuevamente a sedimentos fluviales y lentes de sedimentos lacustres. Además, la autora infirió poca influencia de los lagos en la ladera sur de la Sierra de Santa Catarina debido a que una capa muy delgada de sedimentos lacustres, constituidos principalmente de arena limosa, cubrió una parte del material volcánico de los tres pozos analizados.

La información que proporcionan estos registros se correlaciona con las descripciones hidrogeológicas hechas en la subcuenca y permiten contemplar una visión más completa del sistema hidrogeológico.

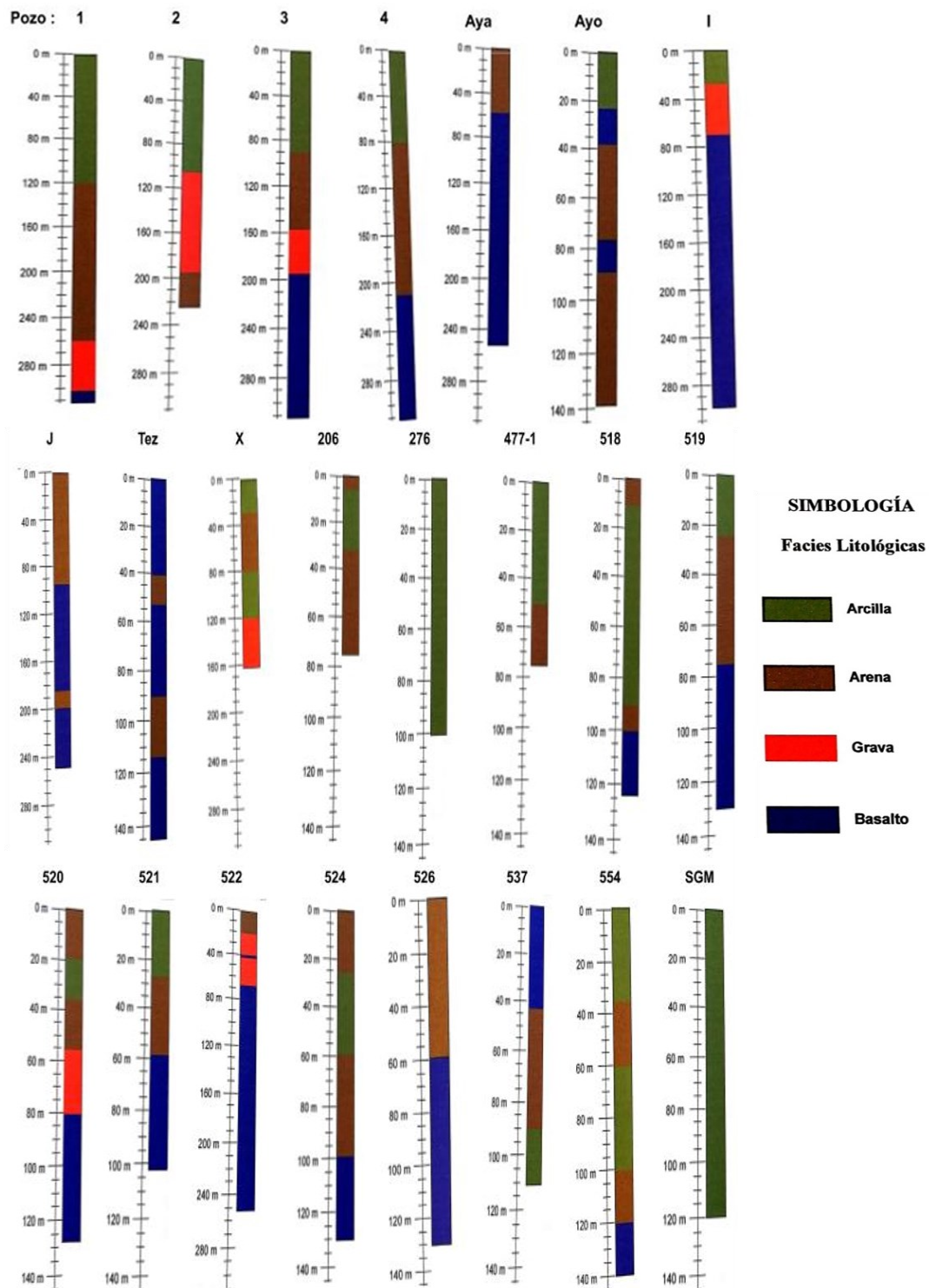


Figura 14. Registros litológicos elaborados por el IPN y ubicados en el mapa de la figura 13; las dos tonalidades de café y verde simbolizan arena y arcilla respectivamente (tomados de IPN, 2007).

3.6 Hidrología

Los principales ríos de la subcuenca son: el río San Francisco Acuatla, al norte; el río de Tlalmanalco o de la Compañía, al este, y el río Amecameca al sureste. El río Tlalmanalco es de aguas permanentes, pero con pequeño caudal, nace en las estribaciones occidentales del

Ixtaccihuatl, continua por la barranca del Negro, pasando cerca de San Rafael, Tlalmanalco, Miraflores y canalizado pasa cerca del Moral, Ex Hda. La Compañía y San Lucas, continua por la base del cerro de Tlapacoya hasta Tlapizahua y de ahí es conducido artificialmente al Lago de Texcoco (Molina-Berbeyer, 1956), ver figura 15. El río Amecameca tiene numerosos afluentes y es de régimen permanente, aunque su caudal no es considerable; nace en la barranca de unión entre el Iztaccihuatl y el Popocatepetl, desciende por las faldas de la Sierra Nevada y llega hasta Tenango del Aire, Santa Bárbara, Olivar y Temamatla, donde desemboca hacia la planicie de Chalco (Molina-Berbeyer, 1956) (Figura 15).

En la parte media de la subcuenca se encuentra el antiguo vaso del Lago de Chalco (Figura 15), en el cual desembocaban los principales ríos, anteriormente mencionados, y con sus aportes el lago tenía un área aproximada de 60 km² (Molina-Berbeyer, 1956). Este cuerpo de agua comenzó a sufrir un proceso de desecamiento a partir del establecimiento humano, que se agudizó con la desviación artificial de los principales ríos que lo alimentaban (Figura 15). También, recibía el aporte de arroyos que bajan por las laderas de la Sierra de Santa Catarina y Chichinautzin durante la época de lluvias, y de las aguas de numerosos manantiales localizados principalmente hacia la antigua ribera meridional de Chalco (Rzedowski y Rzedowski, 1979). La desecación total del lago se permitió con la construcción del Canal de la Compañía durante el mandato de Porfirio Díaz (UAM y Comisión de cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía, 2011), esto favoreció la precipitación de los minerales, que se encontraban disueltos en el lago, y la posterior salinización de los suelos en esas zonas (Domínguez-Rubio, 1997).

Mediante el análisis litológico de núcleos de sedimento provenientes del Lago de Chalco, Ortega-Guerrero et al. (2015) estimaron que ocasionalmente en épocas de bajos niveles de la lámina de agua, el lago se separó en dos cuerpos, uno al este y otro al oeste de Xico. De estos, el del lado este ocupó una depresión ligeramente más profunda que la del sector oeste. El lago tiene una extensión de 6 km en el centro de la subcuenca y es de aproximadamente 3 m de profundidad (Ortega-Guerrero et al., 2017).

De acuerdo con Ortiz-Zamora (2007), la depresión en la que se ubica el actual lago se debe a la subsidencia por la extracción de agua de catorce pozos, cuya operación inició en 1984. Esta depresión, recibe aportes pluviales y escurrimientos de zonas más altas, así como de aguas residuales domésticas de las colonias aledañas; de la zona agrícola de Tláhuac y Valle de Chalco Solidaridad, así como descargas industriales menores (Ayala-Perez y Avilés-Alatraste, 1997). Por otra parte, el aumento en las tasas de extracción de agua subterránea, también agudizó la salinización de los suelos cercanos al lago al aportar más sales a la zona no saturada, que se acumularon en los horizontes superficiales del suelo (UAM y Comisión de cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía, 2011; Hernández-Juárez, 2019).

El río La Compañía conduce las descargas de los municipios de Ixtapaluca, Chalco y Valle de Chalco. Por su parte, el río Amecameca lleva las descargas de granjas porcícolas y avícolas, nixtamaleras y de la producción de queso, pertenecientes a los poblados de Amecameca, Santa Cruz de Tamariz, Poxtla, Zentlalpan y San Isabel Chalma, y recibe las descargas de los municipios de Amecameca, Ayapango, Tenango del Aire, Temamatla y Chalco (Figura 15). Estas aguas residuales son conducidas desde el ejido de Mixquic hasta el Canal General, atravesando el municipio de Valle de Chalco Solidaridad para desembocar en el Canal de la Compañía (Comisión de Cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía, 2016) (Figura 15). Finalmente, la subcuenca drena artificialmente hacia las planicies de Xochimilco por el canal de Amecameca y hacia Texcoco a través del canal La Compañía (Huizar, 1993). Los canales La Compañía y Canal de Chalco que atraviesan la subcuenca son alcantarillados sin revestimiento, cuya agua transportada varía a lo largo del año tanto en calidad como en cantidad (Huizar et al., 2004). Y han llegado a desbordarse en temporada de lluvias, principalmente los canales de agua residual aledaños a la zona del lago (Hernández-Juárez, 2019).

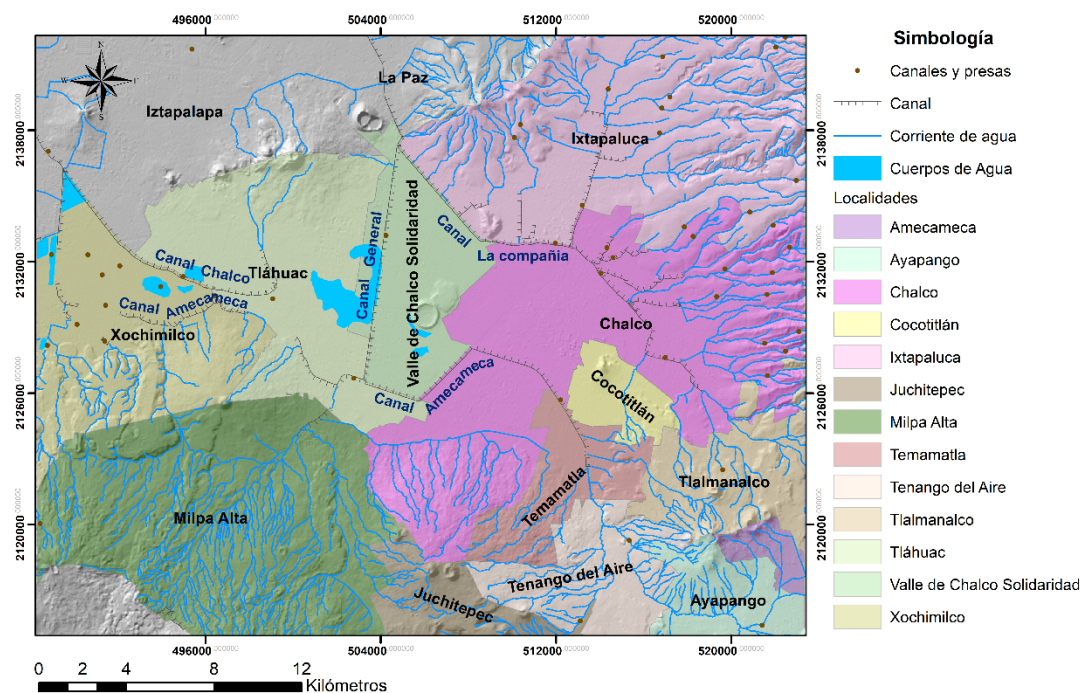


Figura 15. Ubicación de los cuerpos naturales de agua superficial y canales obtenidos del INEGI (s.f) y de las localidades que conforman la subcuenca de Chalco.

Los manantiales tanto de agua dulce como mineralizada, que se encontraban en la parte sur de la subcuenca, han desaparecido por el descenso paulatino del nivel piezométrico, y se han convertido en sumideros aprovechados por los habitantes de la zona para canalizar sus desagües de aguas negras (Rodríguez y Gonzalez, 1989). Toda esta información, indica el impacto considerable que tienen las actividades humanas en los cuerpos de agua superficiales, que al estar ligados con los subterráneos pueden influir gravemente en su calidad natural.

3.7 Clima

El clima de la subcuenca se clasifica como templado subhúmedo (García, 1966) con lluvias en verano y lluvias ocasionales en invierno provocadas por frentes fríos típicos de la temporada (Ortega-Guerrero et al., 2017). Además de una precipitación media anual de 540 mm (García, 1998). Sin embargo, existen variaciones climáticas dentro de la subcuenca, de acuerdo con la carta climatológica del INEGI escala 1:1000,000 (Figura 16), las cuales están basadas en la clasificación climática de Köppen modificada por García (1998) para reflejar más apropiadamente las características climáticas del territorio mexicano. Su clasificación fue estructurada a partir de los datos de temperatura y precipitación total mensual y anual, donde el grupo climático 'B' hace referencia a climas secos y el 'C' a climas templados húmedos. Sus subtipos presentes en la subcuenca son el 'BS₁kw' que representa un clima semiseco templado con verano cálido, tiene una temperatura media anual entre 12 y 18 °C; la temperatura del mes más frío varía entre -3 y 18 °C, y la temperatura del mes más cálido supera los 18 °C, pero menor a los 22 °C. Su régimen de lluvias es de verano con un porcentaje de lluvias invernal, respecto al total anual, entre 5 y 10.2 %. Mientras, el 'C(E)(w₂)(w)' hace referencia a un clima semifrío subhúmedo de humedad alta (INEGI, 2005).

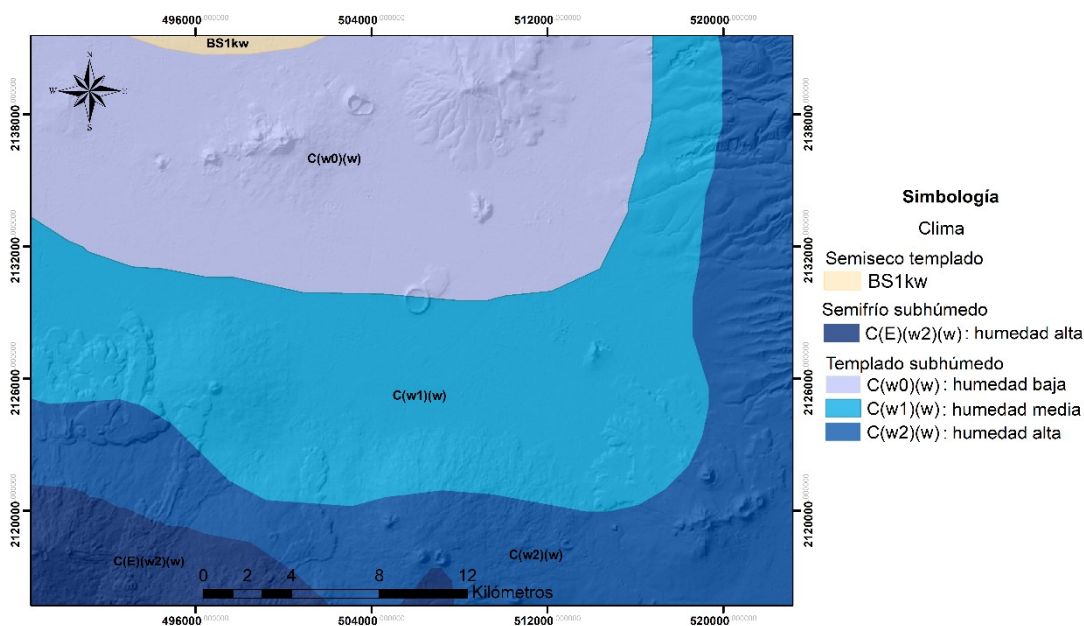


Figura 16. Clasificación climática de la subcuenca de Chalco, obtenida de INEGI (2008).

El tipo 'C(w)(w)' es un clima templado subhúmedo con lluvias de verano y sequía en invierno, con un porcentaje de lluvia invernal menor de 5 % del total anual y una precipitación en el mes más seco menor a 40 mm. Sus subtipos, son: C(w₂)(w) el más húmedo de los subhúmedos, se caracteriza por una temperatura y precipitación promedio anuales de 16.5 °C y 1128.2 mm, respectivamente, y tiene un cociente P/T (precipitación total en mm, sobre temperatura media

anual °C) mayor de 55.0. El $C(w_1)(w)$ intermedio en cuanto a grado de humedad, presenta temperatura y precipitación promedio anuales de 18.1 °C y 842.0 mm, respectivamente, con un cociente P/T entre 43.2 y 55.0. Finalmente, el $C(w_0)(w)$, que es el más seco de los subhúmedos con una temperatura promedio anual de 19.4 °C y una precipitación promedio anual de 749.1 mm y un cociente P/T menor de 43.2 (INEGI, 2005).

El estudio de Bouvier et al. (1993) menciona que las lluvias definen tres temporadas en todo el año en la subcuenca: la lluviosa, entre los meses de junio a septiembre que representa 71% de las lluvias anuales; la seca, entre noviembre a abril, conformando un 12% de la lluvia anual; y la de transición en los meses de mayo y octubre, representando el 17% de la lluvia anual.

Esta información climatológica comprueba lo importante que son el Campo Volcánico Chichinautzin y la Sierra Nevada en la recarga del sistema subterráneo de la subcuenca, al ser áreas subhúmedas con regímenes de lluvia entre alto y medio.

3.8 Usos de suelo y vegetación

De acuerdo con Rzedowski y Rzedowski (1979) la parte norte de la planicie lacustre estaba cubierta por asentamientos humanos, por lo menos desde 1979, año de su publicación, y solo hacia la parte suroriental se encontraba una zona de pantanos alcalinos de uno o dos metros de profundidad. Huizar et al. (2004) mencionan que las laderas urbanizadas de los volcanes extintos en la Sierra de Santa Catarina carecen de instalaciones de drenaje para recoger los efluentes de las industrias y las viviendas.

La mayor parte de la subcuenca presenta uso de suelo agrícola y urbano, aproximadamente el 50.3 % y 29.0 %, respectivamente (Figura 17). Se considera que el cambio de uso de suelo en la subcuenca comenzó con la desecación del antiguo lago de Chalco para aumentar las áreas destinadas al cultivo de especies comestibles y posteriormente para la ganadería y viviendas (Hernández-Juárez, 2019). Rzedowski y Rzedowski (1979) mencionan que la vegetación en el área ha sido severamente afectada por la actividad humana, ocupando las partes bajas para la agricultura; el piedemonte por pastizales inducidos y algunos otros cultivos; únicamente algunas zonas más altas de las sierras Chichinautzin y Nevada aún presentan áreas cubiertas por bosques de pino y encino (Figura 17).

Con el reparto agrario al término de la Revolución Mexicana (1917) se conformaron los ejidos de Tláhuac, Tulyehualco (suroeste), Mixquic (centro-sur), Tlaltenco (noroeste), Tetelco (centro-sur) e Itayopan de Tláhuac (suroeste), la mayoría ubicados al sur y suroeste de la subcuenca (UAM y Comisión de cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía, 2011).

De acuerdo con Hernández-Juárez (2019), las actividades que destacan en la zona circunvecina al nuevo Lago de Chalco son la agricultura y ganadería de traspatio. En Tláhuac, Tulyehualco y Mixquic se cultivan plantas y flores de ornato, así como 25 especies comestibles: maíz, avena, quintonil, rábano, ajo, cebolla, poro, acelga, romerito, espinaca, amaranto, betabel, huazontle, apio, cilantro, lechuga, dalias, coliflor, brócoli, calabaza, chilacayote, haba, verdolagas, chile, tomate. De esas especies, predominan las hortalizas y quelites. Sin embargo, todos los cultivos dependen de la temporada y/o demanda. En su producción se utiliza el agua tratada para riego y agroquímicos, principalmente insecticidas, como: Baygon; Voliam; Foley Rey; Lumax; Muralla Max y Pirimor. Otros métodos de control de plaga, son el uso de cal y plaguicidas/herbicidas; los abonos, de menor frecuencia, como la composta, lombricomposta, rastrojo, hongos y bacterias, aserrín, sedimento, fertilizantes, sulfato, urea y el estiércol de res que es el más común, aunque también emplean de borrego, caballo, gallina, mula y res.

Milpa Alta es una de las alcaldías más importantes en el sector agrícola de la CDMX, especializada en cultivar y transformar el nopal, aproximadamente el 80% de ese alimento consumido en la capital del país proviene de esta demarcación, así como, el mole. El municipio Villa Milpa Alta, ubicado en las laderas del volcán Teuhtli, es uno de los grandes productores de nopal-verdura y desde 1986 realizan la ‘feria del nopal’ en el mes de junio para promover su consumo y comercialización, realizando diversos platillos a base de ese alimento (INAFED, s.f.; Alcaldía Milpa Alta, 2019a). Debido a la importante producción que genera el municipio, se instaló una fábrica donde elaboran productos como shampoo, jabones, cápsulas nutricionales, entre otros (Figura 17) (Alcaldía Milpa Alta, 2019b).

De acuerdo con Ramírez-Esquivel (1995) las actividades agrícolas fueron acompañadas de una creciente urbanización y establecimiento de fábricas en los municipios de Chalco, Mixquic, Ixtayopan, Ixtapaluca, entre otros y en la delegación Tláhuac (Figura 17).

La Comisión de Cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía (2016) considera que los desechos de las fábricas de mezclilla, papelera y de las zonas industriales de Ixtapaluca y Chalco; de los hospitales: ‘Hospital de María’, ‘Hospital SAME’ de Chalco, ‘Hospital General de Zona número 71 del IMSS’, ‘Hospital Huitzilzingo’; y de granjas de pollo, representan un factor de contaminación para las aguas de los canales y subterráneas en caso de fugas o un manejo inadecuado de los mismos.

De acuerdo con AIC-ANIAC (1995) aproximadamente el 75% del total de la industria en la Cuenca de México se encuentra ubicada en zonas de pie de monte y montañosas, lo que representa un peligro para el sistema de agua subterránea, porque la mayoría opera sin controles ambientales; la generación y disposición de desechos líquidos y sólidos es desconocida; y esas áreas son consideradas vulnerables al ser de permeabilidad alta (González-Morán et al., 1999).

En las capas de información geográfica de la subcuenca, se tienen digitalizadas zonas industriales importantes, como los corredores de Ixtapaluca y Chalco, y fábricas de diferentes sectores (Figura 17), siendo mayoritarios el alimentario y metalmecánico. Algunas fábricas de la subcuenca han desaparecido, como es el caso de ‘Fábrica de Celulosa El Pilar’, que fue de las industrias importantes en el país (Silva, 2015). Otras, producen distintos tipos de productos de la misma materia prima, como las papeleras que generan distintos tipos de papel. La alimentaria, como Yakult, ubicada en Ixtapaluca, donde genera sus productos lácteos y los envases de poliestireno para el empaquetado. Además, es una de las dos existentes en todo el país. Las industrias química y farmacéuticas se agruparon en la clasificación ‘otras’, junto a otros sectores, debido a su pequeña población en la subcuenca (Figura 17). Sus nombres, productos, coordenadas y pagina web se presentan en la tabla 5 del anexo 1.

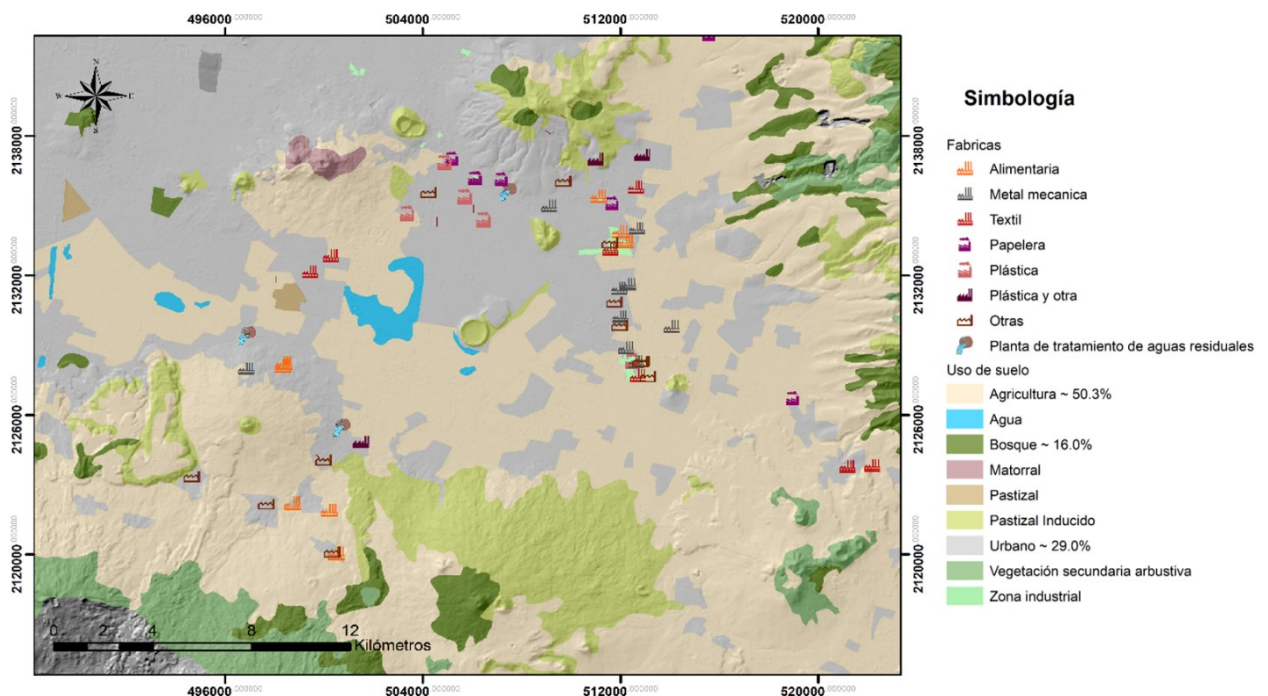


Figura 17. Distribución del uso de suelo y vegetación de (INEGI, 2013a) con sus principales porcentajes y ubicación de fábricas y plantas de tratamiento identificadas en la subcuenca de Chalco (Tabla 5 de anexos).

En cuanto la disposición de residuos en la subcuenca, se reporta la existencia de un gran basurero sobre la falda del antiguo volcán La Caldera de la Sierra de Santa Catarina, al norte de la subcuenca (Huizar et al., 2004). Considerado una posible fuente de contaminación por lixiviación de los desechos depositados, porque la pluma contaminante puede desplazarse a través del material volcánico de la Sierra de Santa Catarina, donde hay intercalaciones de colados ‘sanos’ fracturados (Rodríguez y González, 1989). Además, la falta de drenaje, pavimentación y los tiraderos clandestinos de basura en algunas partes de la subcuenca, representan un problema de contaminación potencial hacia el acuífero, por los diferentes

desechos líquidos que generan estas actividades y son drenados hacia una red de canales con partes a cielo abierto, que también trae consecuencias a la salud para los habitantes de localidades cercanas (Ramírez-Esquivel, 1995).

Por otra parte, la subcuenca cuenta con zonas clasificadas como Suelo de Conservación de la Ciudad de México, dentro de ellas se encuentra la porción del nuevo Lago de Chalco (González-Morán et al., 1999; Rodríguez-Gamiño et al., 2013), áreas que tienen un alto valor ecológico debido a la gran diversidad de flora, fauna, masa forestal y actividades agropecuarias (Aguilar y Escamilla, 2013).

Capítulo 4. Metodología

Para poder comprobar la hipótesis se planteó el siguiente esquema metodológico general: analizar los iones principales en agua subterránea bajo la teoría de los sistemas de flujo para identificar a las componentes del sistema subterráneo en la subcuenca. Posteriormente, considerando las características de cada componente de flujo y del ambiente natural de la subcuenca evaluar algunas de las principales especies inorgánicas disueltas en agua subterránea asociadas a contaminación para identificar y descartar a los sitios con concentraciones afectadas por actividades humanas.

4.1 Previo a campo

Durante los meses de junio a octubre del año 2018 se buscaron estudios previos sobre el agua subterránea en la subcuenca de Chalco, consultando tanto fuentes en línea (tesis y artículos), como trabajos en la biblioteca de CONAGUA para consultar documentos sobre aprovechamientos de agua subterránea y del organismo administrativo. Con la información recabada se elaboró una base de datos con la ubicación de los pozos o manantiales, rasgos geológicos, parámetros fisicoquímicos y contenido de iones disueltos en el agua subterránea, la cual se evaluó espacial y gráficamente para generar una visión general de la subcuenca y las posibles componentes de flujo. Con ello, se seleccionaron a los sitios representativos de las posibles componentes identificadas y aquellos reportados contaminados, que permitieran una distribución lo más uniforme posible en la subcuenca. Se decidió realizar esta selección de los sitios de muestreo para poder probar o rechazar la hipótesis, que un análisis de la composición química inorgánica del agua subterránea guiado por la teoría de los sistemas de flujo podría permitir identificar las concentraciones naturales de aquellas afectadas por actividades humanas. Por lo que era importante contemplar en el muestreo a todas las posibles componentes de flujo en la subcuenca y tener sitios referencia de contaminación.

Posteriormente, se pidieron los permisos pertinentes para muestrear a la dependencia encargada de cada pozo e información adicional, como la profundidad de la perforación, nivel estático del agua subterránea, informes sobre la geología del pozo, roca encajonante y tramos ranurados.

Previo a las salidas de campo se lavan las botellas de polietileno, jeringas, portafiltro y el material de apoyo con una solución de ácido nítrico al 10%, y se enjuagan con agua destilada.

4.2 Trabajo en campo

Durante el trabajo de campo se muestrearon 40 sitios de agosto a noviembre del año 2018. Al llegar a un sitio de muestreo se tomaban las coordenadas y se procedía a ‘ambientar’ los envases de polietileno con el agua subterránea, enjuagando tres veces antes de tomar las muestras de agua. Si se trataba de un pozo, al abrir la llave de agua, se esperaban unos minutos (de cinco a diez, aunque dependía de lo permitido por el encargado) antes de tomar las muestras para asegurar que el agua proviniera del subsuelo y no fuera la almacenada en la tubería. Evitando así, impurezas que pudieran haber sido generadas en el tiempo que el agua se mantuvo almacenada en la red hidráulica (Figura 18).



Figura 18. Toma de muestra en: a) manantial y b) pozo, donde por el caudal pequeño que presentó el pozo se prefirió captar el agua antes de que saliera del tubo, sin rozar sus paredes.

En el caso de los manantiales, se buscaba una salida de agua subterránea que permitiera la toma de muestras con el material de apoyo, que eran mitades de botellas de plástico. Es decir, un manantial de flujo considerable y cuya exposición permitiera poner en contacto directo el material para muestrear con el agua subterránea para evitar, en medida de lo posible, que el agua colectada tuviera interacción con la atmósfera (Figura 18). Cuando los manantiales no tenían las características mencionadas, se mejoraba su exposición o salida escarbando un poco alrededor hasta que la boca de la botella pudiera estar en contacto directo con el agua. Y cuando no era

posible escarbar, las muestras de agua se tomaron con la jeringa, por el diámetro pequeño de su boquilla.

4.2.1 Medición de parámetros fisicoquímicos

Los parámetros fisicoquímicos registrados en campo fueron: Conductividad Eléctrica (CE) y Sólidos totales disueltos (STD) utilizando un medidor impermeable de la marca Oakton. El potencial eléctrico (Eh) y potencial de Hidrógeno (pH) fueron medidos con otro medidor multiparámetro de la misma marca (Oakton), cuyo electrodo se mantenía hidratado con una disolución de cloruro de potasio (KCl) 3 M. La temperatura se media con un termómetro digital marca Hanna; mientras el oxígeno disuelto (OD), dureza, alcalinidad, CO₂ y sulfuros, para los sitios en los que se consideraba pertinente (olor a azufre), se medían usando kits de la marca LAMOTTE siguiendo el instructivo correspondiente para cada parámetro (Figura 19).

Cada día de muestreo, antes de utilizar los medidores multiparamétricos se calibraban con sus respectivas soluciones buffer. Y para cada registro, éstos y el termómetro se enjuagaron con agua destilada antes y después de usarse. El material de cada kit también se purgaba con el agua del pozo o manantial y al terminar de usarlo se limpiaba con agua destilada. Los residuos generados durante las mediciones se almacenaron en una botella para su posterior tratamiento en laboratorio.

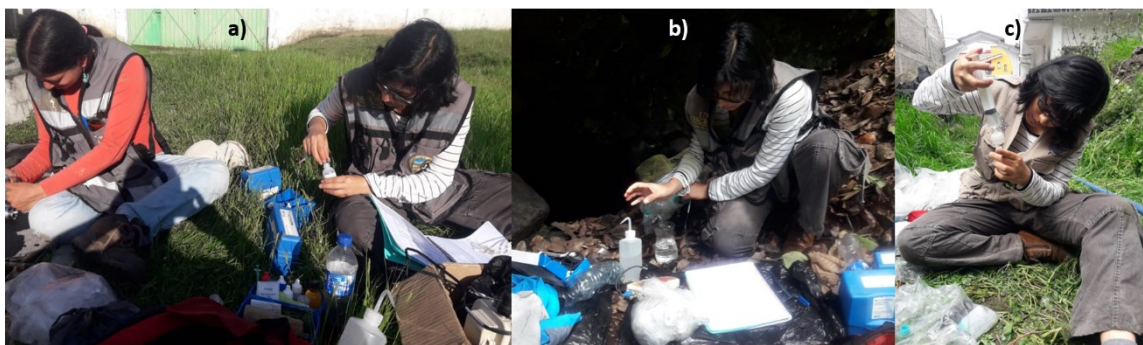


Figura 19. a) Medición de parámetros fisicoquímicos con los kits LAMOTTE; b) Medición de pH y Eh con el medidor multiparamétrico Oakton; c) Filtrado para cationes, aniones y elementos traza.

4.2.2 Colecta de muestras de agua

Se colectaron 40 muestras de agua para su posterior análisis en laboratorio de las principales sustancias disueltas en el agua subterránea, separándolas en, cationes: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, NH₄⁺ y Mg²⁺; aniones: Cl⁻, F⁻, HCO₃⁻, NO₂⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ y PO₄³⁻; elementos traza: Zn y Sílice. Las botellas se llenaron mediante un filtrado por goteo (para no romper ni dañar el filtro) usando un portafiltro y una membrana *millipore* de nitrocelulosa de 0.45 μm y una jeringa de 20 mL (Figura 19). Posteriormente, las muestras de cationes y elementos traza, se acidificaron con

ácido nítrico (HNO_3) de alta pureza, hasta alcanzar un $\text{pH} \sim 2$ para evitar la precipitación de los iones (Appelo y Postma, 2005). Finalmente, las muestras se almacenaron para el transporte en una hielera para mantenerlas aproximadamente a $4\text{ }^\circ\text{C}$, con el objetivo de conservación de los cationes y evitar la proliferación de bacterias que consumen materia inorgánica.

4.3 Análisis de laboratorio

El análisis de cationes y aniones se llevó a cabo en el Laboratorio de Cromatografía de Líquidos del Instituto de Geología, UNAM, mediante una cromatografía de iones usando un cromatógrafo de líquidos constituido por dos bombas binarias modelo 1525, un automuestreador modelo 717 plus, un detector de conductividad modelo 432 y un desgasificador en línea modelo AF, todos estos equipos de la marca Waters.

Las condiciones de trabajo para el análisis de aniones fueron: una columna analítica IC-Park Anion HR marca Waters de 4.6×75 mm, empacada con partículas de $5\text{ }\mu\text{m}$ para la fase estacionaria y una mezcla de acetonitrilo/butanol/concentrado de boratos en agua para la fase móvil en modo isocrático a un flujo de 1 mL/min . Para el análisis de cationes las condiciones de trabajo fueron: una columna metrosep C6 250 de 250×4.0 mm de Metrohm, empacada con partículas de diámetro de $5\text{ }\mu\text{m}$ para la fase estacionaria y una mezcla ácido nítrico/ácido dipicolónico para la fase móvil en modo isocrático con un flujo de 0.9 mL/min .

El control de calidad para la cromatografía de iones consiste en construir curvas de calibración preparadas a partir de materiales de referencia certificados (MRC) trazables al NIST (National Institute of Standards and Technologies). Posteriormente, se analiza un blanco que corresponde a agua ultrapura y cada 10 muestras procesadas se analiza un MRC que contiene todos los analitos determinados como muestra. Con los valores encontrados se construyen cartas control para cada analito. Y cada 10 muestras se analiza un duplicado de alguna de ellas. Se determina la desviación porcentual relativa, la cual debe ser menor al 3 %.

Los elementos traza fueron analizados en el laboratorio de Espectroscopias Atómicas del Instituto de Geología, UNAM, mediante un plasma de acoplamiento inductivo con un espectrofotómetro de emisión óptica con el equipo Perkin Elmer Optima 8300, un instrumento de detección multielemental. El método de análisis está basado en el método epa6010d de la Environmental Protection Agency (2014), el cual indica los controles de calidad, que básicamente son blancos de análisis y muestras de concentración conocida analizadas cada 10 muestras.

4.4 Trabajo de gabinete

Para elaborar los mapas se usaron las herramientas Mapa Digital de México para escritorio versión 6.3 y ArcMap 10.4.1, donde toda la información se trabajó en coordenadas Universal Transversal de Mercator (UTM), con el Datum World Geodetic System 1984 (WGS84) y escala 1:250000.

Para generar el sistema de información geográfica se descargaron y delimitaron bajo el polígono del área de estudio las cartas E14-2 escala 1:250000, del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de climatología (INEGI, 2008), uso de suelo y vegetación (INEGI, 2013a), los datos del continuo de elevaciones mexicano 3.0 (CEM) con una resolución de 15 m (INEGI, 2013b) y los rasgos hidrográficos correspondientes a la Región Hidrológica RH26Dp: Texcoco y Zumpango escala 1:50000 (INEGI, s.f). Mientras, del Servicio Geológico Mexicano (SGM) se descargó la carta geológico-minera (SGM, s.f).

También, se integró la información bibliográfica sobre fallas, fracturas, secciones geológicas, registros litoestratigráficos, datos de elevación del nivel estático del agua subterránea del año 2017 obtenidos de Florez-Peñaloza (2019) para realizar la red de flujo de agua subterránea, y las fábricas para las cuales se verificó estuvieran en actual funcionamiento a través de su información de contacto (Tabla 5 del anexo 1) y la visualización de su ubicación usando la herramienta 'street view' de Google maps. Finalmente, se agregó parte de la información obtenida en campo sobre los sitios de muestreo, como su ubicación y concentraciones de algunos parámetros fisicoquímicos e iones en el agua subterránea.

Los mapas de isolíneas de concentración de algunos parámetros fisicoquímicos y de la elevación del nivel estático del agua subterránea para la zona de estudio se realizaron con el software Surfer versión 13.6.618, en el cual también se quitaron algunas isolíneas de carga hidráulica para mejorar su visualización en la zona noreste de la subcuenca. El movimiento general de las aguas subterráneas se consideró perpendicular a las isolíneas de elevación del nivel freático (Domenico y Schwartzm, 1990).

Con el Notepad⁺⁺ de Phreeqc versión 3 se calculó el Índice de Saturación (IS) de los posibles minerales de interacción con el agua subterránea, a partir de las especies: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Zn, Cu y Sílice, así como el pH de cada muestra, los cuales se presentan en diagramas de Caja y Bigote para una mejor visualización. Todas las gráficas (Scatter, Bivariados, normalizadas y modificada de Schoeller) y diagramas (de Caja y Bigote, Eh vs pH, Mifflin y Gibbs) se realizaron con el software Matlab R2015a, excepto el Diagrama de Piper, realizado con el Software Aquachem 2011.1.

4.4.1 Control de calidad de los datos

Para realizar el balance iónico se consideraron los siguientes iones: Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- y SO_4^{2-} , de acuerdo con Appelo y Postma (2005). Se consideró el ion NH_4^+ porque las muestras tienen un pH entre 6.8 y 8. Para los casos en que los sitios presentaron un valor menor al límite de detección (LD), se consideró la mitad de dicho límite para realizar el balance y no colocar un cero.

Se aceptaron y usaron como datos confiables a los sitios de muestreo que presentaron un error en el balance iónico menor al 10% (Freeze y Cherry, 1979; Nordstrom et al., 2009).

4.4.2 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA)

Se decidió realizar el análisis estadístico, EMMA, porque supone que cada muestra de agua es el resultado de una mezcla entre dos o más fuentes (miembros extremos de una base de datos) de composiciones completamente no conocidas, debido a su variación temporal y espacial. Situación que se cumple en este estudio, primero porque la composición del agua subterránea depende de múltiples factores (como se mencionó en el capítulo 2) y porque la composición final medida en una muestra de agua subterránea extraída de un pozo, es resultado de una mezcla entre diferentes tipos de agua o componentes del sistema de flujo, debido a fracturas profundas, el diseño del pozo (varios tramos ranurados) y el volumen de extracción (ver sección 2.8.1).

Además, permite estimar las proporciones de mezcla usando la composición hidroquímica del agua. Por ello, el primer paso consiste en conocer cuáles son los miembros extremos de los sitios muestreados, o lo que es igual, las concentraciones de las fuentes, a partir de las cuales se derivan las demás del conjunto muestreado. Para ello, se utilizaron los diagramas de Piper, Mifflin y de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$).

Con base en el diagrama de Piper se identificaron los sitios que sugieren el inicio o final de un camino o proceso evolutivo, es decir, se seleccionaron a los miembros más extremos de cada área: bicarbonatada; clorurada y/o sulfatada, ya sean cálcicas-magnésicas o sódicas-potásicas. Con los diagramas de Mifflin y de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) se verificó que los sitios seleccionados como miembros extremos siguieran representando las concentraciones más contrastantes de la base de datos. Y al evaluarlos bajo la teoría de sistemas de flujo se infirió representan diferentes tipos de agua de mayor o menor evolución hidroquímica.

Para realizar el EMMA se utilizó el software MIX, elaborado por Carrera et al. (2004), el cual requiere un archivo de entrada con extensión '.prn' que contenga a las fuentes y sitios de muestreo caracterizados por las concentraciones de las especies que se decidan analizar, las

proporciones iniciales de mezcla y la covarianza que caracteriza la incertidumbre de los miembros extremos y las relaciones de mezcla.

La selección de especies para los análisis de mezcla depende del modelo hidroquímico teórico o de referencia, puesto que en él se establecerán las especies más útiles dependiendo de los objetivos que tenga el estudio en cuestión (Tubau et al., 2014). Como en este estudio, se desea conocer las componentes del sistema de flujo, se consideran las principales especies inorgánicas disueltas en el agua subterránea (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}), que ayudan a caracterizar la evolución química inorgánica de este líquido de acuerdo con Chebotarev (1955), Mifflin (1968) y Piper (1944), así como, la temperatura que puede ser un indicativo de la profundidad a la que circulaba el agua (Edmunds y Smedley, 2000). También, se planteó evaluar la contaminación en la subcuenca, por lo que se añade a la principal especie asociada a dicho problema, el NO_3^- , especie usada por autores como Yevenes y Mannaerts (2012) en EMMA's (ver sección 2.8.1).

Cuando un sitio presentó alguna concentración de esos iones por debajo del LD se le asignó la mitad de dicho límite para no colocar un cero y que tuvieran una concentración de entrada. Para las proporciones iniciales de mezcla se consideró que todas las fuentes explicaban en la misma proporción a cada sitio de muestreo (equivalente a un 0.25), cumpliendo la condición, que al sumar las relaciones de mezcla el resultado sea igual a 1.

El software MIX arroja un archivo con las relaciones de mezcla finales y las concentraciones 'verdaderas' de las fuentes. Es decir, aquellas que el software calcula como las concentraciones más cercanas a la naturaleza o realidad, de las cuales provienen todos los sitios muestreados.

Con las proporciones de mezcla finales y las concentraciones 'verdaderas' de las fuentes, dadas por el programa en el paso anterior, se realizó otro archivo '.prm' que se procesó nuevamente en el software MIX para obtener mejores resultados. Las nuevas relaciones de mezcla finales se utilizaron para agrupar los sitios de muestreo dependiendo de la fuente que dominará en estas.

Con las concentraciones 'verdaderas' de las fuentes se realizó una tabla colocando únicamente los valores que el software indicó como positivos, porque no existen las concentraciones negativas en la naturaleza; en su lugar, se dejaron los valores determinados en la primera corrida, ya que todos eran positivos. Esto con el fin de comparar a las fuentes calculadas por el software y a las identificadas con el análisis gráfico.

4.4.3 Identificación y caracterización de las componentes del sistema de flujo

Se realizó una tabla comparativa de los grupos obtenidos a partir del EMMA con las mismas especies utilizadas en ese método con el objetivo de analizar sus características considerando la teoría de los sistemas de flujo para definir las componentes de flujo. Este análisis se complementó con la distribución espacial y gráfica de cada grupo en la subcuenca.

Para caracterizar a las componentes de flujo subterráneo se realizaron los diagramas de Piper, dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) y Mifflin, este último también señala a los sitios que presentan concentraciones de NO_3^- mayores al límite de detección. La asociación de los grupos a componentes de flujo del sistema se usó para todas las evaluaciones posteriores.

Los diagramas de caja y bigote de los índices de saturación calculados se interpretaron considerando el manual de Parkhurst y Appelo (2013) y con ellos se evaluaron tendencias evolutivas, principalmente catiónicas, también observadas en el diagrama de Piper, de las componentes de flujo identificadas (por grupo), por lo que para aquellos que solo fueron explicados por una muestra se analizó su tabla comparativa.

Para determinar el o los proceso(s) que domina(n) la composición química inorgánica de las componentes de flujo se realizó un diagrama de Gibbs y gráficos Bivariados para conocer los mecanismos subyacentes de modificación de las concentraciones iónicas en el agua subterránea. En ambos casos, se distinguieron a los sitios con concentraciones de NO_3^- menores al LD, mediante la numeración ascendente generada a partir de su distribución en el diagrama de Mifflin; y a los sitios que superaron o igualaron el LD con sus respectivas concentraciones de NO_3^- para el caso del grupo 2. Mediante su análisis también se verificó la correspondencia de los grupos con las componentes de flujo identificadas.

4.4.4 Evaluación de las principales especies asociadas a contaminación

Se realizó un gráfico de scatter entre las principales especies asociadas al impacto humano, el NO_3^- y SO_4^{2-} , para identificar comportamientos, que se analizaron considerando su distribución en la subcuenca y las características tanto naturales como sociales de la misma, con el propósito de identificar a las fuentes de contaminación y conocer las zonas donde la actividad humana ha impactado en mayor medida el agua subterránea de la subcuenca.

Para los sitios que no presentaron una tendencia clara en la relación NO_3^- - SO_4^{2-} , se evaluó su concentración de NO_3^- para determinar si son debidas a factores naturales o antropogénicos, mediante mapas con las características geológicas de la subcuenca, su distribución espacial y concentraciones de dicha especie iónica y OD. Este análisis, se complementó con gráficas de la

relación NO_3^- contra OD y HCO_3^- , tomando en cuenta la simbología de los conjuntos generados con la gráfica NO_3^- contra SO_4^{2-} , para conocer que sitios podrían presentar desnitrificación.

El PO_4^{3-} se analizó solo en el sitio que presentó valores por arriba del límite de detección.

4.4.5 Obtención de la línea base

Del diagrama de Mifflin elaborado por grupo con las etiquetas de NO_3^- se quitaron los sitios que se consideraron contaminados con base en los análisis anteriores y se enumeraron los restantes, siguiendo la línea evolutiva que permite este diagrama para poder generar una idea de las trayectorias de flujo no contaminadas. Dicha numeración, se ubicó espacialmente junto con las isolíneas de elevación al nivel estático y de las concentraciones de pH y OD para identificar zonas denominadas de ‘entrada y salida’ del flujo subterráneo en la subcuenca.

Considerando las zonas de recarga y descarga, tanto a nivel subcuenca como regional (lugar que ocupa la subcuenca dentro de la Cuenca de México), las áreas que tienen mayor influencia humana, la red de flujo y el comportamiento de las concentraciones de pH y OD, se definieron los principales caminos de flujo subterráneo sin aparente contaminación, de los cuales se consideró a los sitios representativos del inicio y fin de su trayectoria de flujo, como representantes de las principales zonas consideradas de entrada y salida del flujo subterráneo en la subcuenca.

Para comprobar que los sitios considerados hasta este punto como naturales pueden representar la línea base, se evalúan sus características considerando la componente de flujo a la que pertenecen y los rangos de concretación por componente de flujo, generados a partir de los sitios representativos de las zonas consideradas entradas y salidas del flujo subterráneo. Estos rangos de concentración, se plasmaron en una gráfica modificada de Schoeller que distingue a los sitios con la numeración generada en el diagrama de Mifflin y presenta a los iones de mayor a menor concentración con respecto a los sitios considerados de ‘salida’ y ‘entrada’ del flujo subterráneo.

Para complementar el análisis anterior se realizaron unos diagramas redox que consideran las principales especies del nitrógeno y azufre en aguas subterráneas, así como una tabla comparativa entre los sitios que conformaron las rutas naturales del flujo subterráneo, respetando el grupo al que pertenecen y la numeración generada con el diagrama de Mifflin en el caso de los grupos con una sola muestra, mostrando el valor máximo, mínimo, promedio y desviación estándar de los siguientes parámetros: profundidad, pH, CE, alcalinidad, CO_2 , OD, NH_4^+ y sulfuros.

Finalmente, los sitios que no presentaron un comportamiento relacionado con contaminación se establecieron como representantes de las condiciones base del sistema subterráneo y se

presentaron nuevamente en una gráfica modificada de Schoeller distinguiendo a las componentes del sistema de flujo en la subcuenca.

Capítulo 5. Resultados

La información obtenida en campo sobre las características generales de los sitios de muestreo, como su número de identificación, profundidad del pozo, municipio al que pertenece, ubicación y el uso que tiene el agua se presentan en la tabla 6 del anexo 2. Mientras, los parámetros físicoquímicos registrados en campo y los resultados del análisis de laboratorio se presentan en las tablas 7 y 8 del anexo 3, respectivamente.

Para mostrar la distribución de los sitios de muestreo y analizar el comportamiento de las isolíneas de elevación al nivel estático del año 2017 en la subcuenca se presenta la figura 20. Los 40 sitios de muestreo se encuentran distribuidos entre la zona lacustre y los pies de monte de las Sierras y Cerros que bordean la subcuenca (Figura 20).

Las líneas de igual potencial del nivel estático del agua subterránea muestran que el régimen de flujo subterráneo en la subcuenca se caracteriza por ir desde las partes más altas hacia la zona oeste (Figura 20), donde conecta con la subcuenca de Xochimilco. También, hay un flujo subterráneo de lado del Graben de Santa Catarina, que sigue hacia el noreste, considerando la flecha cercana al Cerro de la estrella y la que se encuentra en los márgenes del cerro El Pino que señala hacia el norte (Figura 20).

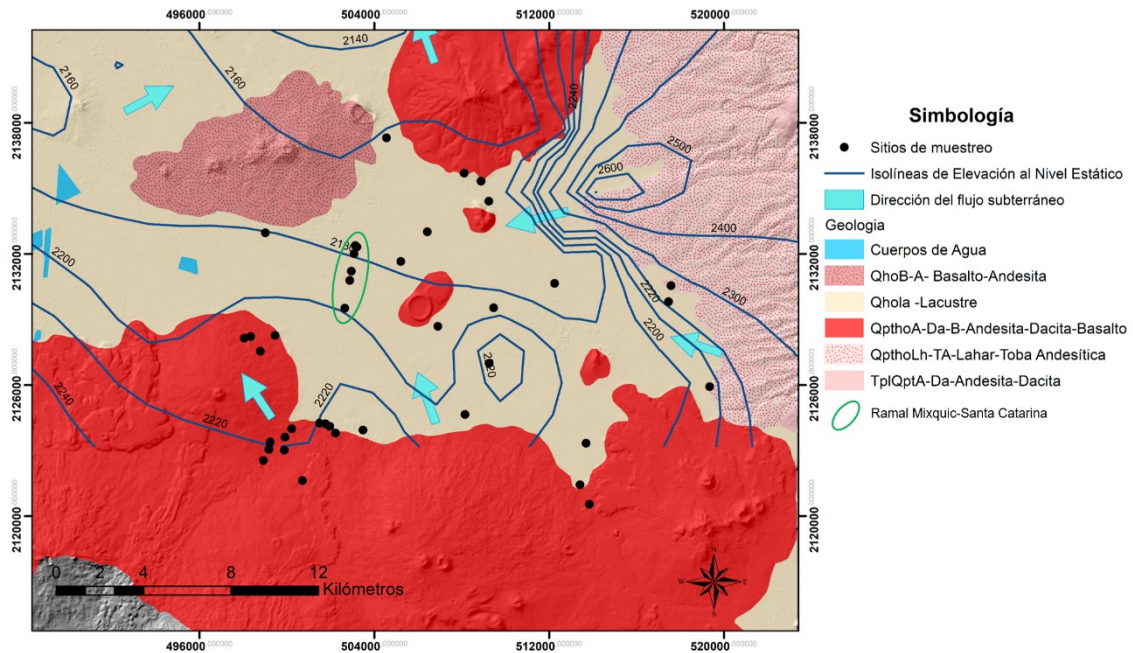


Figura 20. Distribución de los sitios de muestreo y la red de flujo del agua subterránea del 2017 elaborada con los datos obtenidos de Florez-Peñaloza (2019).

5.1 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA)

A continuación, se presentan los diagramas que ayudaron a identificar a los miembros extremos de los sitios de muestreo en la subcuenca (Figuras 21, 22 y 23) o bien, las fuentes que requiere el método estadístico EMMA para calcular las proporciones de mezcla de esas fuentes en las muestras.

Dentro del diamante central del diagrama de Piper solo tres muestras se encuentran por encima del 50% del eje ' $Cl^- + SO_4^{2-}$ ' (Figura 21): una de ellas se ubica en el rombo superior del diamante y corresponde a la fuente 2. Mientras, la fuente 4 comparte el rombo derecho del diamante central con otra muestra.

El resto de las muestras se distribuye en los rombos inferiores al 50% del eje ' $Cl^- + SO_4^{2-}$ ', donde se encuentran las otras dos fuentes, ambas ubicadas en los extremos del conjunto que va desde los 20 hasta casi 100% del eje ' $Na^+ + K^+$ ' (Figura 21): el triángulo invertido de color azul cielo ubicado en la parte izquierda del conjunto corresponde a la fuente 1, mientras el triángulo naranja del extremo derecho corresponde a la fuente 3.

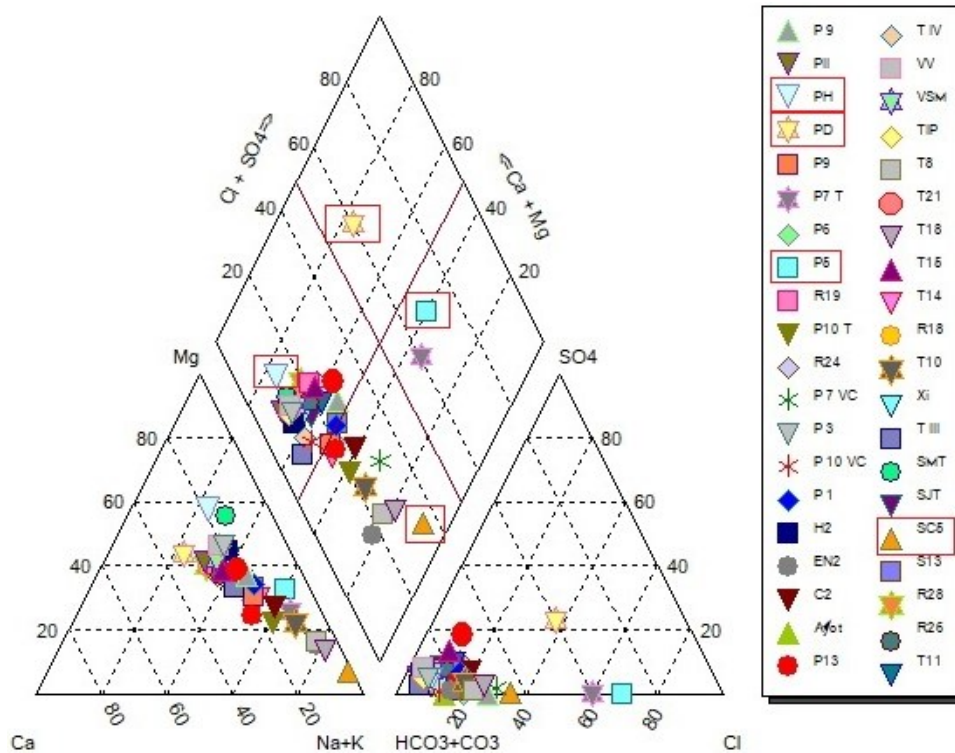


Figura 21. Diagrama de Piper de los sitios de muestreo, encerrando en polígonos rojos a los miembros extremos de la base de datos, donde el sitio PH es la fuente 1; el PD es la fuente 2; el SC5 es la fuente 3 y el P5 es la fuente 4.

Para comprobar que los sitios identificados en el diagrama de Piper son los miembros extremos de la base de datos o los sitios fuente, se resaltan en las gráficas de Mifflin (Figura 22) y cationes (Figura 23). De manera general, las fuentes se distribuyen a lo largo del diagrama de Mifflin (Figura 22): el sitio que corresponde a la fuente número 1 se encuentra dentro del conjunto de muestras ubicado entre los 0.4 y 2 meq/L de 'Na⁺ + K⁺' y de 0.1 a 1 meq/L del eje 'Cl⁻ + SO₄²⁻', el cual corresponde con la parte más inferior de todas las muestras ubicadas en este diagrama. La fuente número 2 se encuentra un poco más adelante del área central del diagrama, que va de 1 a 10 meq/L y está rodeada por un número menor de muestras. Finalmente, los sitios correspondientes a las fuentes '3' y '4' se encuentran en el extremo derecho del diagrama, ambos por encima de los 30 meq/L de 'Na⁺ + K⁺' y 20 meq/L del eje 'Cl⁻ + SO₄²⁻', donde son las únicas dos muestras. Aunque, no parecen sitios contrastantes, la fuente 4 está un poco más enriquecida en 'Cl⁻ + SO₄²⁻' y la fuente 3 lo está en 'Na⁺ + K⁺'.

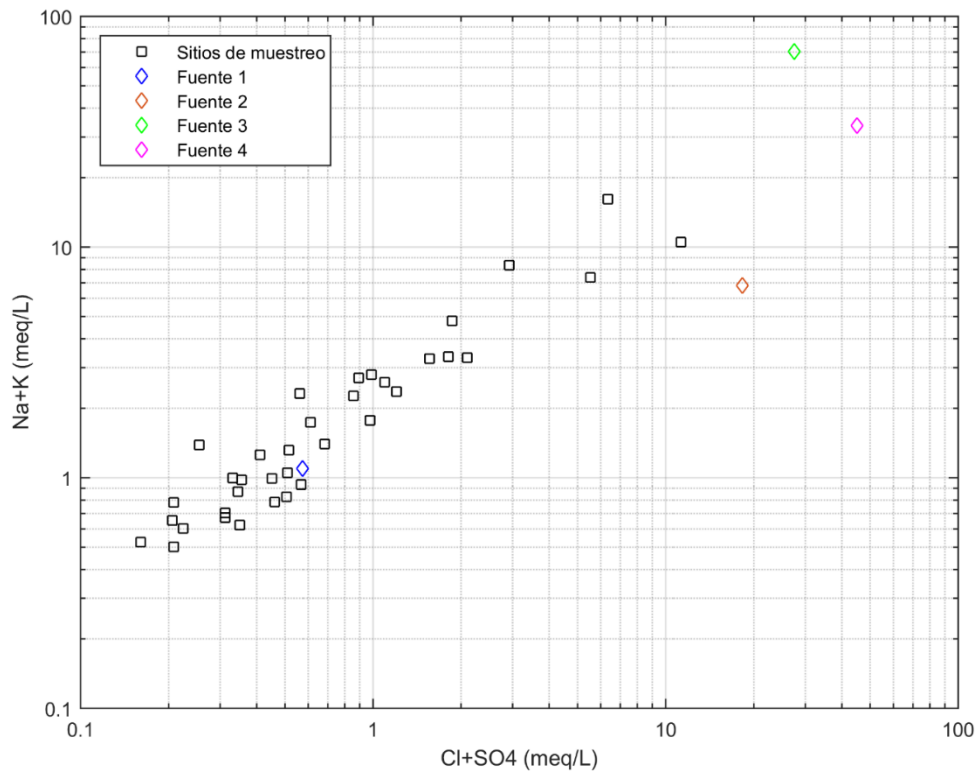


Figura 22. Diagrama de Mifflin de los sitios de muestreo, indicando a las fuentes con rombos de color.

La diferenciación de estos sitios fuente también se observa en el diagrama de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), donde parecen tener mayor contraste con el resto de las muestras (Figura 23). La fuente 3 además de presentar mayor concentración de ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' (~ 1670 mg/L) tiene un contenido bajo en ' $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ' de 84.5 mg/L. Este comportamiento es contrario al que presenta la fuente 2, que posee la mayor concentración de ' $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ' de ~ 344 mg/L y concentraciones bajas en ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' de 161 mg/L (Figura 23).

Por otra parte, la fuente 1 se encuentra junto con la gran mayoría de las muestras, en el extremo inferior izquierdo del diagrama de cationes (Figura 23), cuya área de aglutinación llega casi hasta los 200 mg/L de ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' y aproximadamente hasta los 57 mg/L de ' $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ '. La fuente 4 se encuentra con concentraciones casi intermedias de ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' y muy cercana al máximo de ' $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ', siendo sus valores de 789 y 303 mg/L, respectivamente (Figura 23).

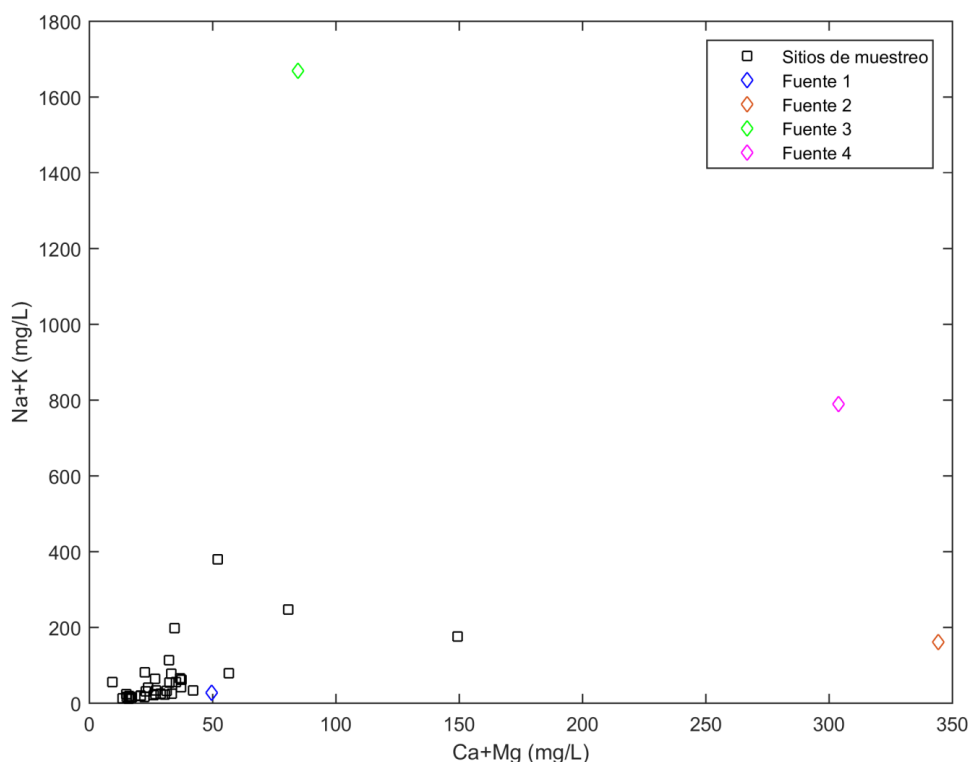


Figura 23. Diagrama de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) de los sitios muestreados, identificando a las fuentes con rombos de color.

Los 4 sitios identificados como miembros extremos de la base de datos o fuentes mediante la evaluación preliminar de los diagramas de Piper (Figura 21), Mifflin (Figura 22), y de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) (Figura 23), se muestran en la tabla 9. En ella, se aprecia que el miembro extremo o fuente 1 tiene las concentraciones más pequeñas de entre todas las fuentes con respecto a las especies iónicas mayoritarias en el agua subterránea a excepción del SO_4^{2-} que está por debajo del límite de detección en la fuente 4.

Por otra parte, la fuente 1 presenta la concentración de NO_3^- más alta de todas las fuentes. Las concentraciones de las 8 especies iónicas de las siguientes 3 fuentes no presentan una tendencia continua de aumento o disminución, por ejemplo, los iones Na^+ , K^+ y HCO_3^- aumentan de la fuente 2, a la 4 y tienen su máxima concentración en la fuente 3 que corresponde a 1555.9, 113.9 y 3108.1 mg/L, respectivamente (Tabla 9). El Ca^{2+} aumenta de la fuente 3 > 4 > 2. En el caso del SO_4^{2-} , la fuente 4 tiene una concentración menor al límite de detección de 0.7 mg/L, posteriormente, su concentración aumenta en la fuente 3 y presenta la más alta en la fuente 2 de 338.4 mg/L. En el caso de la temperatura, esta va aumentando de la fuente 1 a la 4, habiendo una diferencia de 4.9 °C en el intervalo indicado. Tanto la fuente 3 como la 4 presentan concentraciones menores al límite de detección para el NO_3^- , que es de 1.5 mg/L (Tabla 9).

Tabla 9. Concentraciones de las 9 especies utilizadas para el análisis de EMMA de las 4 fuentes identificadas, donde < LD = menor al límite de detección; LD en mg/L: NO₃⁻ =1.5; SO₄²⁻ = 0.7. En negritas se encuentran los valores más altos de cada especie.

Fuente	No. Inventario	ID	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	T
			mg / L								
Fuente 1	304	PH	22.3	4.9	32.5	17.1	13.6	9.2	237.9	15.0	18.7
Fuente 2	305	PD	150.3	10.8	155.0	189.2	397.8	338.4	730.4	8.4	19.2
Fuente 3	109	SC5	1555.9	113.9	63.2	21.4	960.3	24.1	3108.1	< LD	21.1
Fuente 4	219	P5	746.2	42.9	223.7	80.1	1602.9	< LD	1218.3	< LD	23.6

Para evaluar la proximidad de las fuentes identificadas mediante los diagramas de Piper (Figura 21), Mifflin (Figura 22), y de dispersión (Na⁺ + K⁺) vs (Ca²⁺ + Mg²⁺) (Figura 23) con la estimación estadística se presentan las concentraciones de las fuentes ‘verdaderas’ dadas por el software MIX (Tabla 10), donde las concentraciones en negritas corresponden a las determinadas por el software en la primera corrida de los datos, dado que en la segunda resultaron con signo negativo. De manera general, se observa que, a pesar de las variaciones en las concentraciones de las fuentes en cada parámetro considerado, las tendencias señaladas para la tabla 9 se mantienen para la tabla 10. La fuente 1 presenta menores concentraciones; la fuente 3 posee las máximas concentraciones de Na⁺, K⁺ y HCO₃⁻, la fuente 4 las de Mg²⁺ y Cl⁻ y la fuente 2 las de Ca²⁺ y SO₄²⁻ (Tabla 10). Las excepciones se presentan en el NO₃⁻ y en la temperatura, que pasaron a ser mayor y menor, respectivamente, en la fuente 2.

Las proporciones de mezcla de cada fuente para cada muestra obtenidas con el análisis de miembros extremos (EMMA), se muestran en la tabla 11, donde se observa que la fuente 1 predomina en un 90% de los datos, esto es prácticamente todas las muestras a excepción de 4 sitios, de los cuales en dos domina la fuente 2 representando un 5% del conjunto de datos. La fuente 3 y 4 solo explicaron un sitio, por lo que cada una representa un 2.5% de los datos.

Tabla 10. Concentraciones de las 9 especies utilizadas para el análisis de EMMA de las 4 fuentes ‘verdaderas’ determinadas por el software MIX en la segunda corrida; aquellas en negritas resultaron ser negativas, por lo que se colocaron las determinadas en la primera corrida.

Fuente	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	T
	mg / L								
Fuente 1	22.3	0.2	2.3	3.4	13.6	9.2	50.6	5.5	18.5
Fuente 2	150.3	10.8	137.3	199.4	15.5	422.4	648.5	10.7	16.9
Fuente 3	1591.4	115.8	54.0	8.3	906.7	7.7	3265.7	0.75	21.0
Fuente 4	700.5	37.2	248.2	100.9	1769.1	12.8	1023.2	0.75	26.0

Un aspecto importante que se observa de las relaciones de mezcla para el sitio 'T21' es que en él predominan casi en la misma proporción las fuentes 1 y 2, existiendo una diferencia entre las relaciones de mezcla de dichas fuentes de 0.026, favorable para la fuente 2. Mientras, la fuente sin dominancia alguna para este sitio es la 4 (Tabla 11). Esta diferenciación, es más marcada en las muestras 'R19' del grupo 1 y las que fueron seleccionadas como fuente 2 'PD' y 3 'SC5', que tienen dos ceros y un valor muy pequeño como proporciones de mezcla de las otras fuentes (Tabla 11). En otras muestras, no se encuentra dominancia solo con una fuente, como sucede con la fuente 3 en los sitios 'R26' y 'VSM', o la fuente 2 en el sitio 'EN2' (Tabla 11).

Tabla 11. Proporciones de mezcla para cada sitio de muestreo obtenidas mediante el análisis de mezcla, marcando con color azul cielo a los sitios con relación de mezcla mayor de la fuente 1; durazno para la fuente 2; olivo para la fuente 3 y magenta para la 4.

ID	Fuente 1	Fuente 2	Fuente 3	Fuente 4
SJT	0.958	0.007	0.003	0.032
S13	0.881	0.055	0.037	0.027
C2	0.869	0.056	0.049	0.027
EN2	0.947	0	0.028	0.025
T10	0.834	0.068	0.084	0.014
T15	0.942	0.022	0.004	0.032
T8	0.786	0.064	0.142	0.008
T18	0.617	0.122	0.259	0.003
T21	0.413	0.439	0.148	0
R28	0.92	0.037	0.013	0.03
R24	0.953	0.011	0.001	0.035
SC5	0	0	0.934	0.066
R18	0.908	0.043	0.024	0.024
R19	0.967	0	0	0.033
T14	0.867	0.063	0.055	0.015
T11	0.885	0.06	0.028	0.026
R26	0.962	0.004	0	0.034
P5	0.044	0	0.103	0.853
P6	0.886	0.042	0.047	0.026
P7 T	0.721	0.003	0.06	0.216
P9	0.903	0.034	0.038	0.025
P10 T	0.915	0.021	0.04	0.025
P13	0.936	0.015	0.02	0.029
PII	0.941	0.023	0.01	0.026
Xi	0.905	0.043	0.03	0.022
Ayot	0.881	0.059	0.039	0.022
H2	0.966	0.003	0.001	0.031
VSM	0.963	0.005	0	0.032
SMT	0.959	0.008	0.002	0.031
PH	0.868	0.078	0.035	0.018
PD	0	0.739	0	0.261

T IV	0.961	0.005	0.004	0.03
T III	0.927	0.028	0.025	0.02
P 10 VC	0.931	0.023	0.022	0.025
P 1	0.96	0.002	0.004	0.034
P 7 VC	0.895	0.023	0.043	0.039
P 9	0.834	0.068	0.06	0.038
TIP	0.917	0.039	0.022	0.022
VV	0.923	0.037	0.016	0.024
P 3	0.923	0.034	0.019	0.024

5.2 Identificación y caracterización de las componentes del sistema de flujo

Para poder identificar las componentes de flujo en la subcuenca, se presentan las concentraciones de las especies iónicas y temperatura, usadas en el procesamiento del EMMA mediante la clasificación generada también a partir de este análisis (Tabla 12).

Considerando los valores máximos de las especies iónicas de la tabla 12, se aprecia que el ordenamiento ascendente en cuanto a la abundancia de las especies visto en la tabla 9, correspondiente a las fuentes, se mantiene para los grupos generados con el EMMA, solo para el Na^+ , K^+ y Mg^{2+} . Para el caso del Ca^{2+} , Cl^- y HCO_3^- cambian en los dos últimos elementos de su distribución, el Ca^{2+} cambia de $3 > 1$ a $1 > 3$; mientras, el Cl^- y HCO_3^- cambian de $2 > 1$ a $1 > 2$, sin embargo, la diferencia entre estos dos grupos en el caso del Cl^- es de tan solo 0.54 mg/L. Las concentraciones de SO_4^{2-} cambian en el segundo y tercer término de $3 > 1$ a $1 > 3$. En general, los cambios en el ordenamiento ascendente de las especies engloban al grupo 1, ya que es el grupo conformado con la mayor cantidad de pozos y por tanto con un intervalo de concentraciones más amplio respecto de los otros grupos, esto no significa que necesariamente tenga la mayor variabilidad, puesto que, el grupo 2 que contiene solo dos muestras, presenta diferencias de concentración más contrastantes para los iones: Mg^{2+} de 72 mg/L; Ca^{2+} de 123 mg/L y SO_4^{2-} con 173 mg/L, que en el grupo 1 son de 45, 26 y 30 (mg/L), respectivamente (Tabla 12).

El grupo 1 contiene las concentraciones más pequeñas de Na^+ y K^+ , 10.5 y 1.3 mg/L, respectivamente. Por otra parte, el Na^+ presenta un valor máximo de miles, en el grupo 3, y de centenas para el resto de los grupos, mientras el K^+ va de los cientos en ese mismo grupo a las decenas en los demás (Tabla 12). En cuanto a la temperatura, el grupo 1 es quien posee tanto el valor máximo como el mínimo de 28.6 y 13.6 °C, respectivamente. En el grupo 2 existe una diferencia de 1.2 °C entre los 2 valores de temperatura, siendo el valor promedio 18.6 °C (Tabla 12).

Tabla 12. Datos estadísticos de las 9 especies usadas en el EMMA para los cuatro grupos. En negritas se encuentran los valores más altos, considerando el valor promedio en los grupos 1 y 2

Grupo	Parámetro estadístico	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Temperatura
		mg/L								°C
1	Máximo	359.72	20.32	50.96	29.74	398.35	30.84	971.50	22.88	28.6
	Mínimo	10.59	1.33	5.47	3.87	2.63	0.35	74.03	0.75	13.6
	Promedio	52.64	5.24	16.17	13.27	36.82	7.57	213.94	5.51	18.9
	DE	70.30	4.15	9.13	5.48	72.26	6.45	169.90	6.82	4.4
2	Máximo	159.99	16.65	155.01	189.25	397.81	338.44	803.24	8.41	19.2
	Mínimo	150.27	10.85	83.09	66.29	74.55	165.05	730.44	4.60	18.0
	Promedio	155.13	13.75	119.05	127.77	236.18	251.75	766.84	6.50	18.6
	DE	6.87	4.11	50.85	86.94	228.59	122.60	51.47	2.69	0.8
3	SC5	1555.94	113.88	63.20	21.36	960.33	24.12	3108.09	< LD	21.1
4	P5	746.21	42.94	223.67	80.14	1602.89	< LD	1218.32	< LD	23.6

Para analizar y caracterizar a los grupos obtenidos con el EMMA se presentan las siguientes figuras. En el diagrama (Ca²⁺ + Mg²⁺) vs (Na⁺ + K⁺), el grupo 1 presenta las concentraciones más bajas, concentrándose mayoritariamente entre 0 y 50 mg/L de 'Ca²⁺ + Mg²⁺' y de 0 a 200 mg/L de 'Na⁺ + K⁺', solo tres muestras de este grupo sobre pasan los intervalos indicados llegando a los 400 mg/L de 'Na⁺ + K⁺' y 100 mg/L de 'Ca²⁺ + Mg²⁺'. El grupo dos también presenta concentraciones inferiores a los 200 mg/L de 'Na⁺ + K⁺', pero las mayores en cuanto a la relación 'Ca²⁺ + Mg²⁺' al tomar valores de 150 y ~ 344 mg/L. Por su parte el grupo 3 que también se ubica entre 50 y 100 mg/L de 'Ca²⁺ + Mg²⁺', lo diferencia su contenido en 'Na⁺ + K⁺' que es el más alto de todos los grupos. Finalmente, el grupo 4 presenta concentraciones intermedias de 'Na⁺ + K⁺' y muy cercanas a la máxima de 'Ca²⁺ + Mg²⁺' (Figura 24).

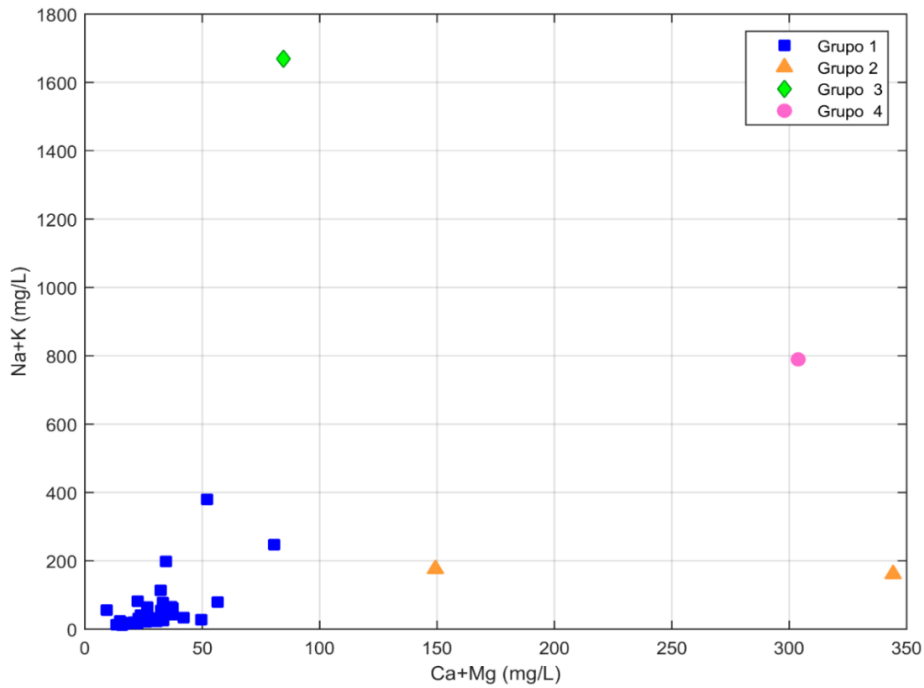


Figura 24. Diagrama de dispersión ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) vs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) de los sitios muestreados identificados por grupos.

En la figura 25 se presenta el diagrama de Mifflin por grupos e identificando a los sitios con concentraciones de NO_3^- superiores o iguales al límite de detección (1.5 mg/L). Se observa que el grupo 1 presenta las concentraciones más bajas de los iones que utiliza este diagrama, concentrándose entre 0.1 y 2 meq/L en el eje ' $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ ' y de 0.1 a 4 en el eje ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ' y contiene varios sitios con NO_3^- . Posteriormente, se encuentra el grupo 2 entre los 5 y 20 meq/L de ' $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ ', ambos sitios con NO_3^- . Y al final del diagrama, por encima de los 20 meq/L tanto de ' $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ ' como de ' $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ', se ubican los grupos 3 y 4 que no contienen NO_3^- (Figura 25).

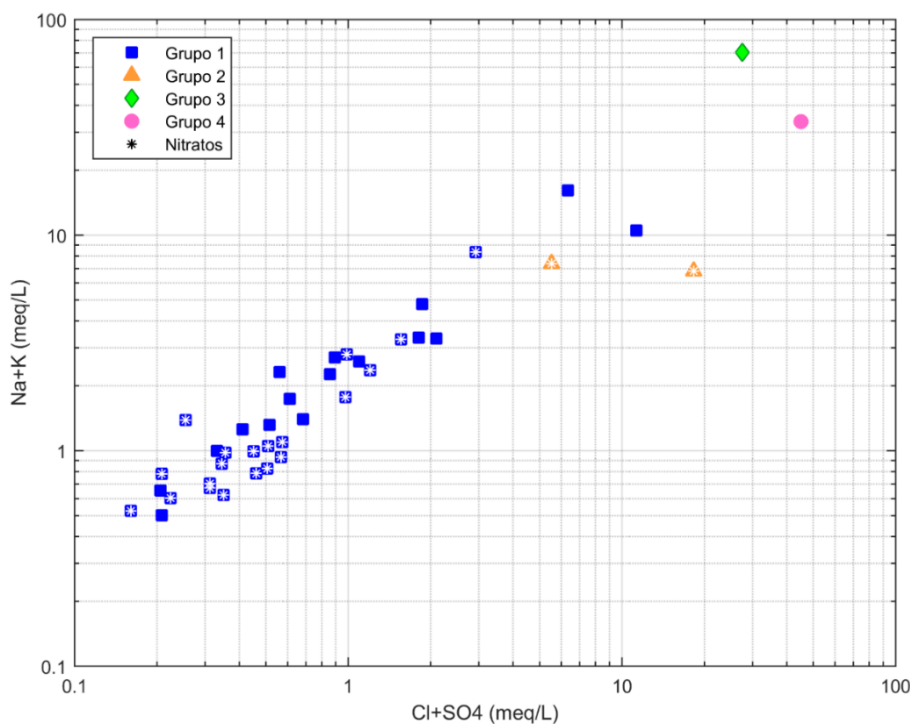


Figura 25. Diagrama de Mifflin de los sitios de muestreo por grupo, indicando con un * de color blanco aquellos que presentan concentraciones de NO_3^- superiores al LD.

A continuación, se presenta la distribución de los grupos generados a partir del EMMA en el mapa de la figura 26, donde se aprecia que el grupo 1 se encuentra en toda la subcuenca al ser el grupo con mayor número de sitios de muestreo.

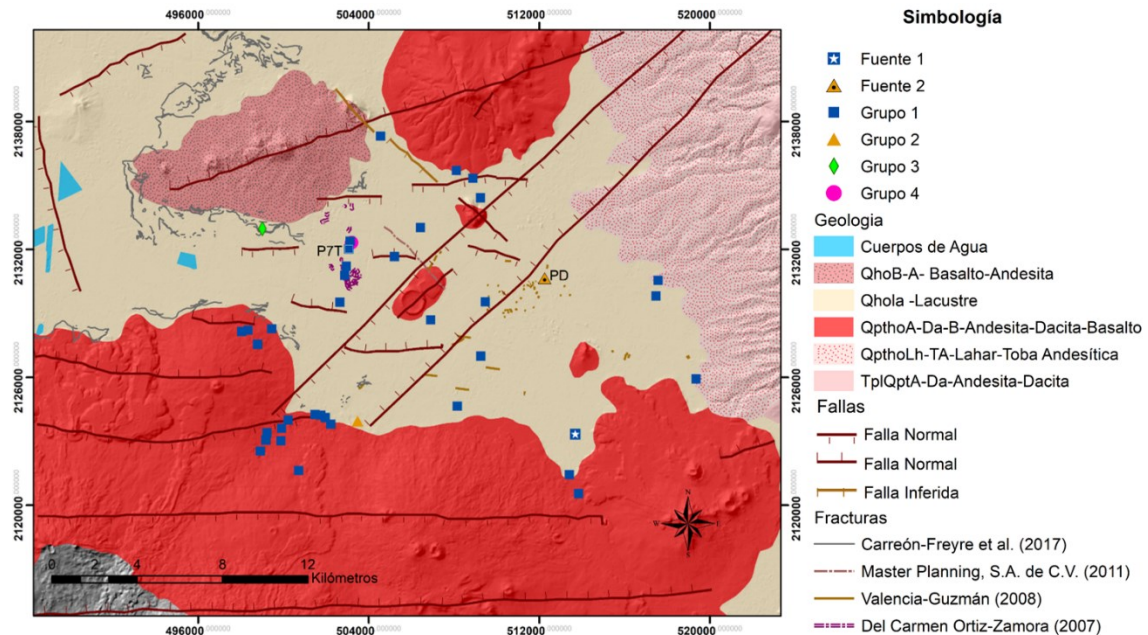


Figura 26. Mapa de distribución de los grupos obtenidos a partir del EMMA junto con las fallas y fracturas, donde las fuentes 1 y 2 (PD) se indican con un borde negro y un punto central de color; también se indica con un borde azul claro el sitio 'P7T'.

El grupo 2 se encuentra en la parte este de la subcuenca, cerca de una de las fallas del Graben Oaxtepec y rodeado por una familia de fracturas, así como en el suroeste, cerca del extremo inferior de la falla antes mencionada (Figura 26). Los grupos 3 y 4 se encuentran en o cerca de zonas con fracturas, el primero, a las orillas de la Sierra de Santa Catarina y el segundo, un poco más al centro de la planicie por donde se encuentra el lago de Chalco. Estos últimos 3 grupos se ubican en la zona lacustre (Figura 26).

En la figura 27, se presenta el diagrama de Piper de acuerdo con la agrupación generada por el análisis EMMA. Se observa que la mayoría de las muestras, esencialmente las del grupo 1 que es el más abundante, caen en el área inferior del rombo central, es decir, por debajo de la línea del 40% considerando el eje ' $Cl^- + SO_4^{2-}$ ', donde la especie iónica predominante es el HCO_3^- . Sin embargo, las muestras se dispersan a lo largo del eje ' $Na^+ + K^+$ ', el cual al dividirse a la mitad (50%), de acuerdo con la clasificación de Piper (1944), las muestras que caen de lado izquierdo corresponden al grupo de 'alcalinidad secundaria' comúnmente llamadas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas; mientras las de lado derecho, con porcentajes mayores al 50% en este eje, pertenecen al grupo de 'alcalinidad primaria' o bien, bicarbonatadas sódicas.

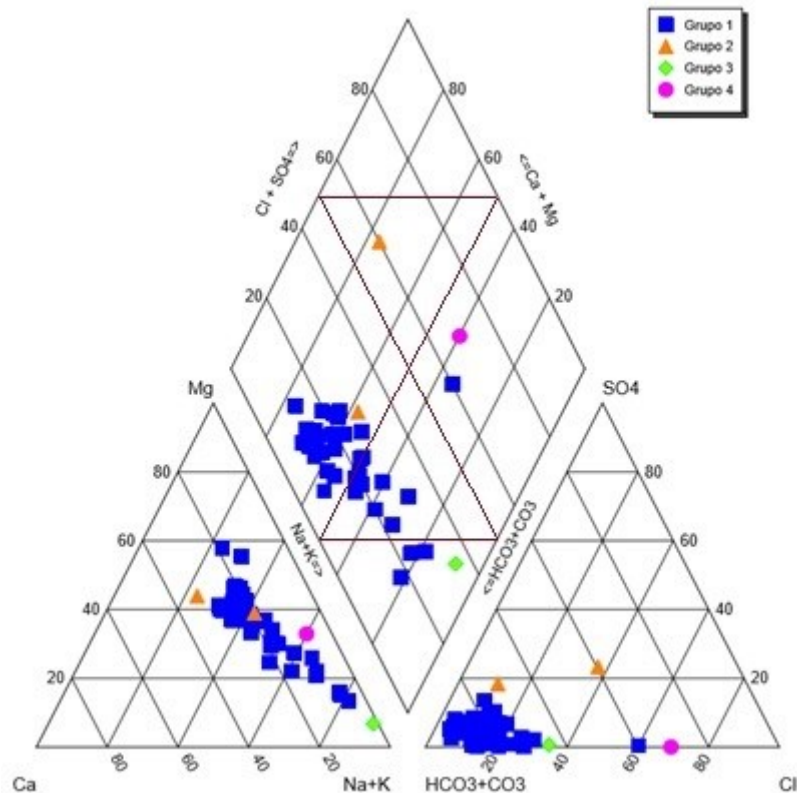


Figura 27. Diagrama de Piper con los sitios de muestreo identificados por grupos; los triángulos color vino dentro del rombo indican zonas de mezcla.

De acuerdo a la clasificación de Piper (1944) el gráfico central con forma de diamante puede subdividirse considerando el 50% de cada eje o lado del diamante, quedando 4 formas triangulares y dos rombos dentro del diamante, como se observa en la figura 27 en color vino, donde los 2 triángulos centrales que se tocan en un vértice representan mezclas de agua, área en la que se ubica la fuente del grupo 2 y algunas otras muestras del grupo 1. Mientras, en el rombo derecho se ubican dos muestras de agua que corresponderían a un tipo de agua clorurada y/o sulfatada sódica, de ellas la que presenta mayor concentración de Cl^- y/o SO_4^{2-} corresponde al grupo 4.

En el triángulo de los cationes (inferior derecho) se aprecia que en ninguna muestra domina el Ca^{2+} , porque todas se localizan por debajo de la línea del 40% de este catión (Figura 27). En el triángulo de los aniones de este diagrama se observa que las dos muestras con mayor concentración de SO_4^{2-} , de entre las demás muestras, son las correspondientes al grupo 2, una de ellas está por encima de la línea del 20% de este anión y la otra está por debajo más orientada hacia el conjunto del grupo 1 en donde dominan el HCO_3^- (zona inferior izquierda) por debajo de la línea del 60% de HCO_3^- , donde también se ubica el grupo 3. Sin embargo, este grupo en el triángulo de los cationes se ubica en el extremo de la línea que va desde donde domina el Mg^{2+}

hacia donde dominan el Na^+ y el K^+ , siendo la muestra con mayor porcentaje de concentración de estos dos iones.

En las figuras 28 y 29 se presentan los índices de saturación de las especies minerales y químicas detectadas por el software Phreeqc para los grupos 1 y 2, respectivamente, mediante diagramas de caja y bigote. Mientras, para los grupos 3 y 4 se indican con una tabla comparativa, que también señala el estado al que tiende cada especie en la solución, es decir a precipitar de ella o mantenerse en disolución (Tabla 13).

En la figura 28 se observa que la mayoría de las especies químicas están por debajo del cero, solamente la calcedonia y el cuarzo se encuentran con índices de saturación positivos para este grupo; algunas presentan valores promedio cercanos al cero, entre valores negativos y positivos, como la dolomita, calcita y aragonita.

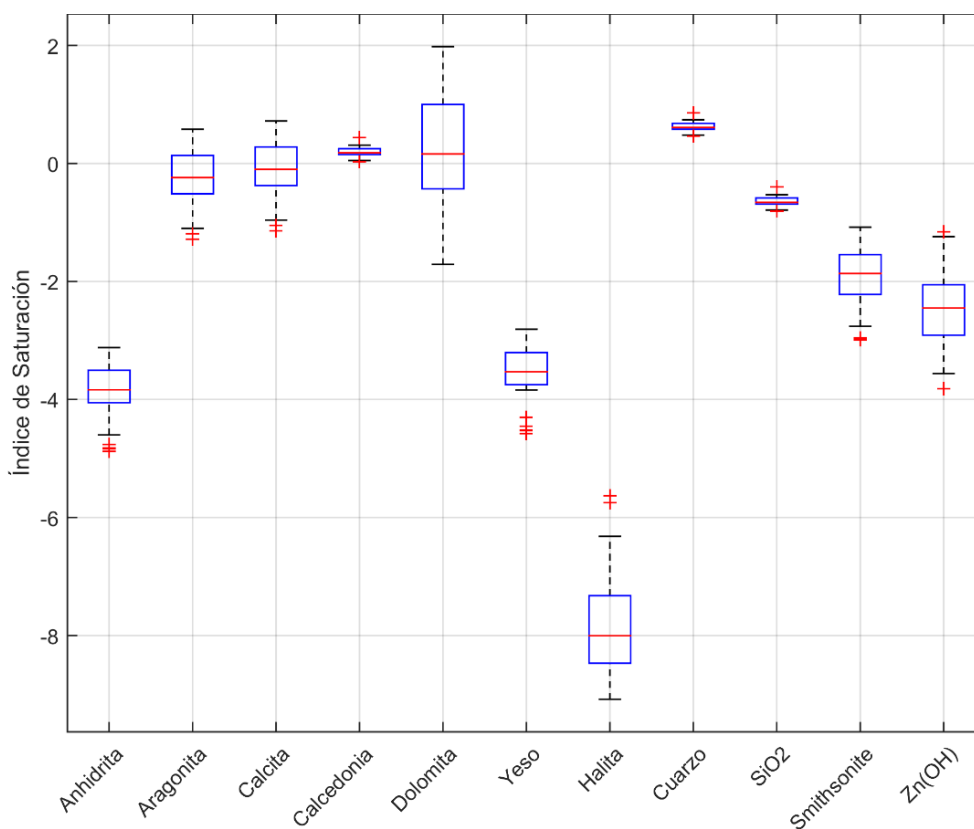


Figura 28. Diagrama de caja y bigote de los índices de saturación de las probables especies minerales y químicas para el grupo 1.

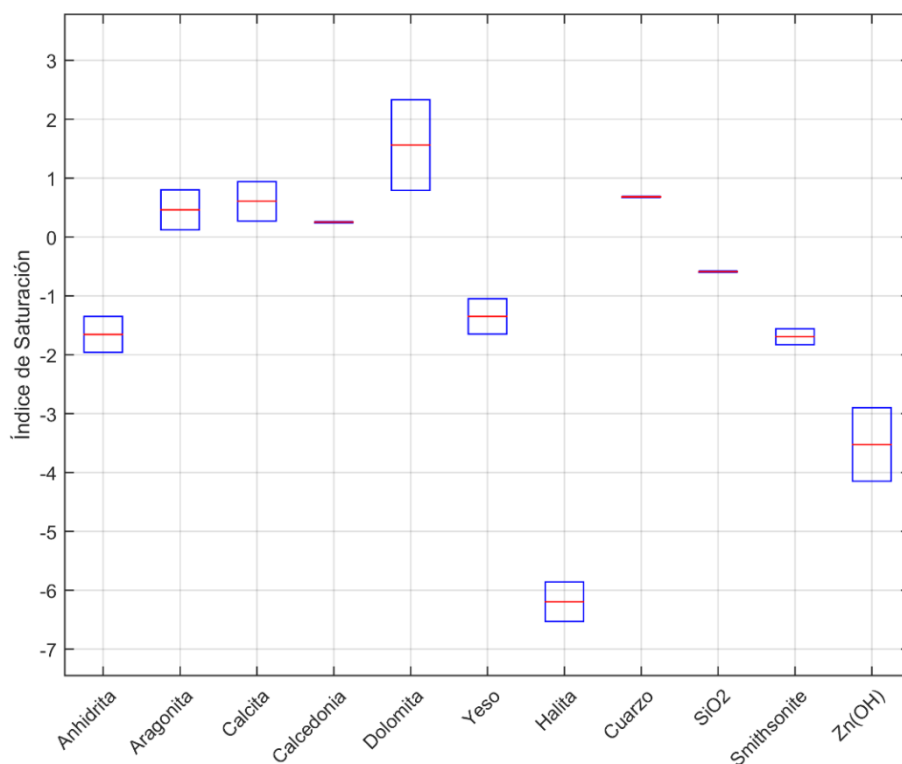


Figura 29. Diagrama de caja y bigote de los índices de saturación de las probables especies minerales y químicas para el grupo 2.

En el caso del grupo 2 (Figura 29) hay mayor número de especies minerales con índices de saturación positivos, entre ellas están la aragonita, calcita, calcedonia, dolomita y cuarzo. Finalmente, en los grupos 3 y 4 las especies reflejan la misma tendencia y solo se diferencian en los valores del índice de saturación que presenta cada especie (Tabla 13).

Tabla 13. Índices de saturación de las probables especies minerales de los grupos 3 y 4; cuando el IS = 0 indica que la disolución está en equilibrio respecto de la especie mineral, si el IS > 0 indica que esta sobresaturada, por lo tanto, la especie mineral precipita y viceversa, cuando el IS < 0 (Parkhurst y Appelo, 2013); las abreviaturas: ‘Di’ = disuelto y ‘P’= precipitado.

Especie		Índice de Saturación (IS)			
Nombre	Fórmula	Grupo 3	Tendencia P/Di	Grupo 4	Tendencia P/Di
Anhidrita	CaSO ₄	-3.61	Di	-4.82	Di
Aragonita	CaCO ₃	0.95	P	0.42	P
Calcita	CaCO ₃	1.09	P	0.56	P
Calcedonia	SiO ₂	0.18	P	0.30	P
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	3.04	P	1.93	P
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-3.31	Di	-4.51	Di
Halita	NaCl	-4.51	Di	-4.60	Di

Cuarzo	SiO ₂	0.61	P	0.73	P
Dióxido de silicio	SiO ₂	-0.66	Di	-0.54	Di
Smithsonite	ZnCO ₃	-2.04	Di	-2.44	Di
Hidróxido de Zinc	Zn(OH) ₂	-3.62	Di	-4.45	Di

Para identificar los procesos dominantes en la composición química de las componentes de flujo de agua subterránea, se presentan los diagramas de Gibbs considerando la agrupación obtenida con el EMMA y el contenido de NO₃⁻. Se observa que ningún sitio de muestreo se ubica en el área donde domina la precipitación y que en los grupos 1 y 2 domina el tipo ‘interacción agua-roca’, donde mayoritariamente los sitios que contienen NO₃⁻ se encuentran cerca del límite donde domina la precipitación, ubicándose por debajo de los 400 ppm de STD (Figuras 30 y 31).

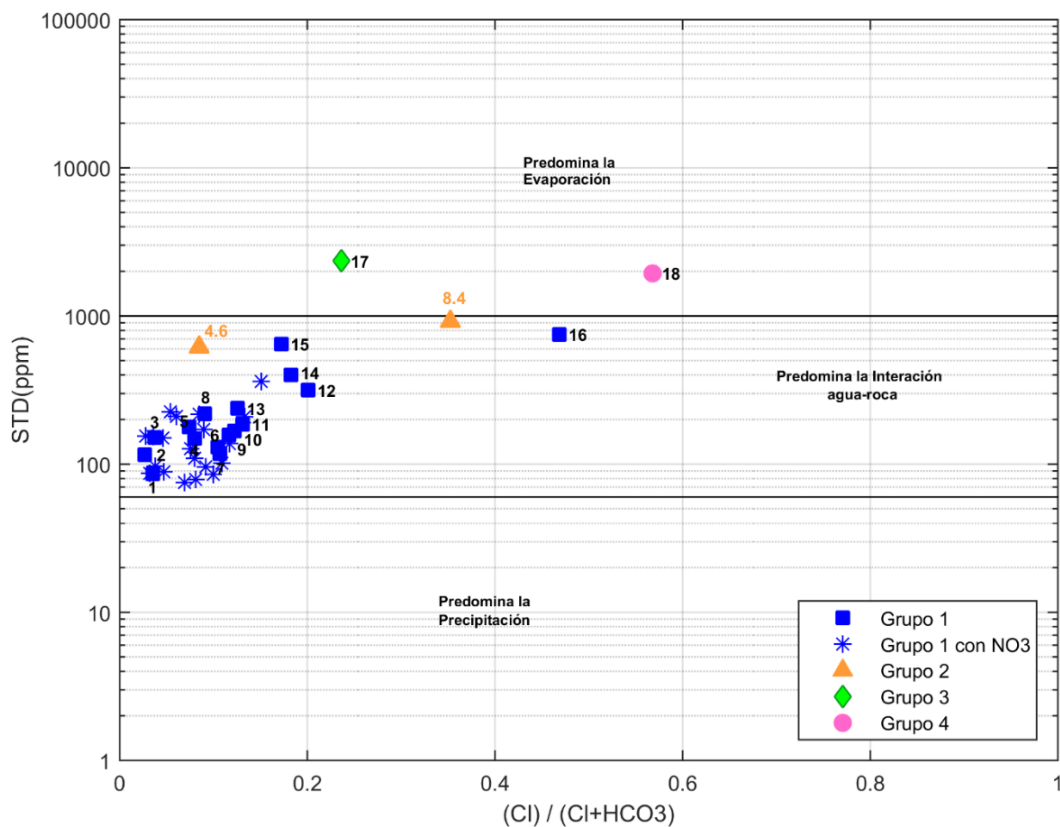


Figura 30. Diagrama de Gibbs respecto a los aniones presentado por grupo. Se enumeran los sitios que se consideran de evolución natural y se distinguen aquellos que presentan NO₃⁻ por encima del LD, en el grupo 1 con simbología de estrella y en el 2 con su respectiva concentración del anión.

Cerca del límite donde domina la evaporación, por encima de los 600 ppm de STD se encuentran 4 sitios, dos de ellos son del grupo 1 y los otros conforman el grupo 2, del cual el sitio con mayor concentración de NO₃⁻, 8.4 mg/L, se encuentra entre el límite mencionado

(interacción agua-roca y evaporación) (Figuras 30 y 31). Este sitio de muestreo también se observa más alejado del resto de los sitios en el diagrama de los cationes (Figura 31), ya que la mayoría se ubica por encima del 0.6 del eje $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$.

Los grupos 3 y 4 se ubican en la parte inferior del área donde domina la evaporación (Figuras 30 y 31). Ambos se encuentran muy cerca en cuanto a STD con una diferencia de 410 ppm. Sin embargo, se aprecia que el grupo 3 contiene mayor concentración de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ que el 4, pero menor concentración de Cl^- ya que su cociente es menor que el del grupo 4 (Figura 31).

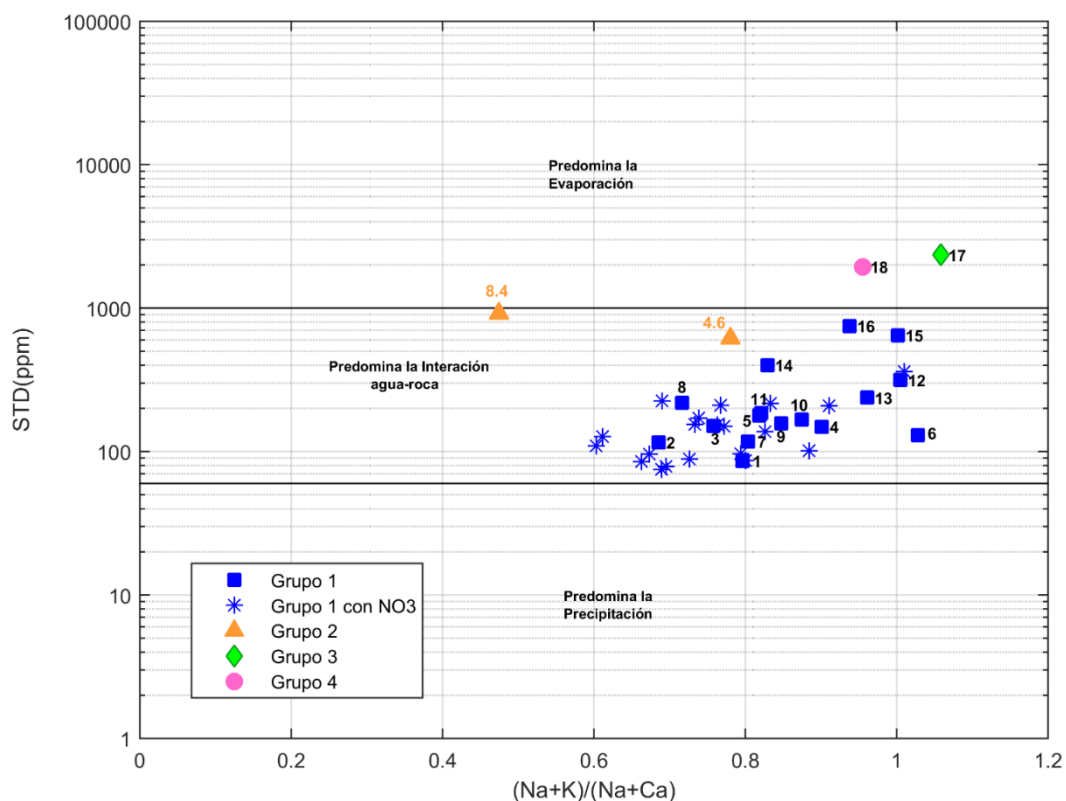


Figura 31. Diagrama de Gibbs respecto a los cationes presentado por grupo. Se enumeran los sitios que se consideran de evolución natural y se distinguen aquellos que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con simbología de estrella y en el 2 con su respectiva concentración del anión.

Para identificar los procesos que modifican las concentraciones iónicas en el agua subterránea, se presentan los diagramas bivariados normalizados considerando los grupos obtenidos en el EMMA y el contenido de NO_3^- . La mayoría de los sitios del grupo 1 caen dentro del rectángulo central al igual que el grupo 4, que se ubica cerca de uno de los límites del área mencionada (Figuras 32 y 33). La tendencia general del grupo 1 en la figura 32 es una diagonal que va de la esquina superior derecha del rectángulo, donde se concentran los sitios con contenido de NO_3^- igual o superior al LD, hacia la inferior izquierda, donde se observan sitios con NO_3^- menores al LD a excepción de uno de los tres que se ubican fuera del rectángulo de intemperismo de silicatos. Podría considerarse que el grupo 3 se encuentra en la parte más extrema de la diagonal

que dibuja el grupo 1, ya que éste tiende más hacia el rectángulo de ‘disolución de evaporitas’. En el otro extremo de la diagonal se encuentra el grupo 2 con el sitio que presenta NO_3^- más altos fuera del rectángulo, junto con otros 3 sitios del grupo 1 (Figura 32).

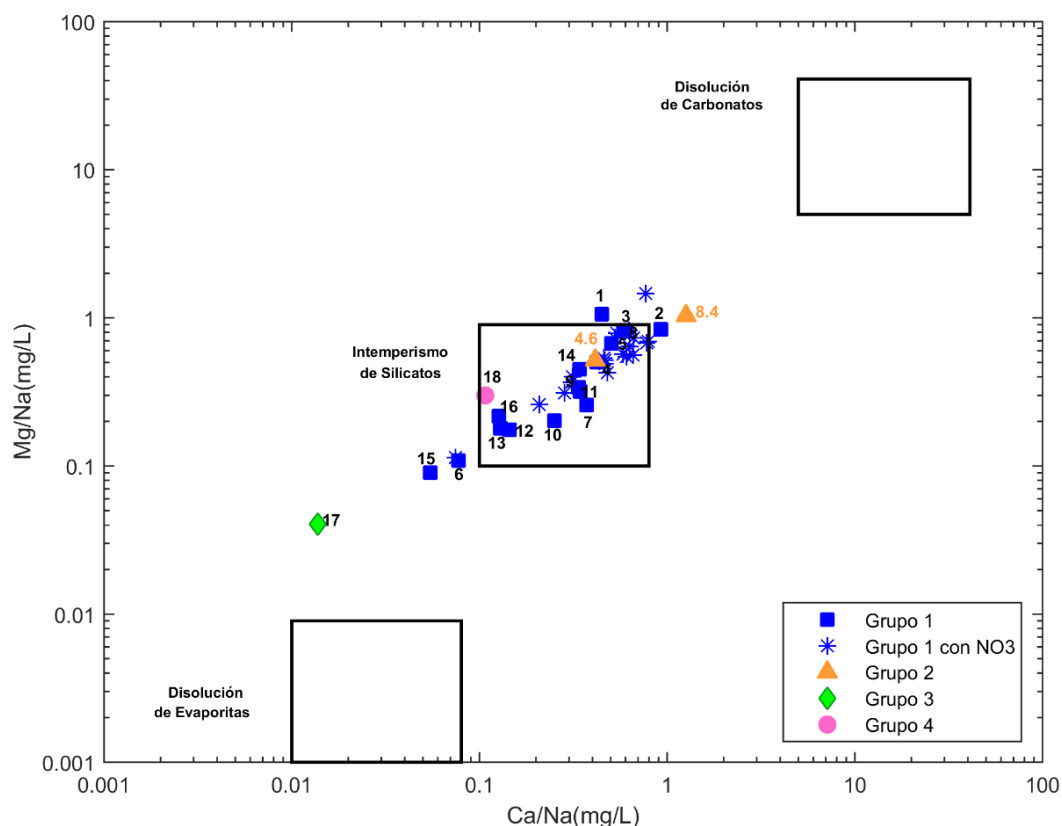


Figura 32. Diagrama Bivariado de $\text{Ca}^{2+} / \text{Na}^+$ vs $\text{Mg}^{2+} / \text{Na}^+$ en mg/L por grupo, indicando tres procesos dominantes en la evolución del agua subterránea. Se distinguen los sitios que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con un * y en el 2 con su respectiva concentración del anión.

En la figura 33 se observa básicamente las mismas tendencias que en la 32: los sitios con concentración igual o mayor al LD de NO_3^- se encuentran en la parte superior derecha del rectángulo de ‘intemperismo de silicatos’. Mientras, los que están por debajo del LD predominan en la parte inferior de la línea un poco curva que tiene dos desviaciones una que sale por el lado izquierdo del rectángulo y la otra más pequeña que va hacia el extremo inferior izquierdo, las cuales terminan con el grupo 3 y el 4, respectivamente. El grupo 2, se ubica igual que en la figura 32 con un sitio dentro del área de los silicatos en la parte superior junto con los del grupo 1 y el otro sitio con mayor contenido de NO_3^- fuera del rectángulo mencionado al igual que otros dos sitios del grupo 1.

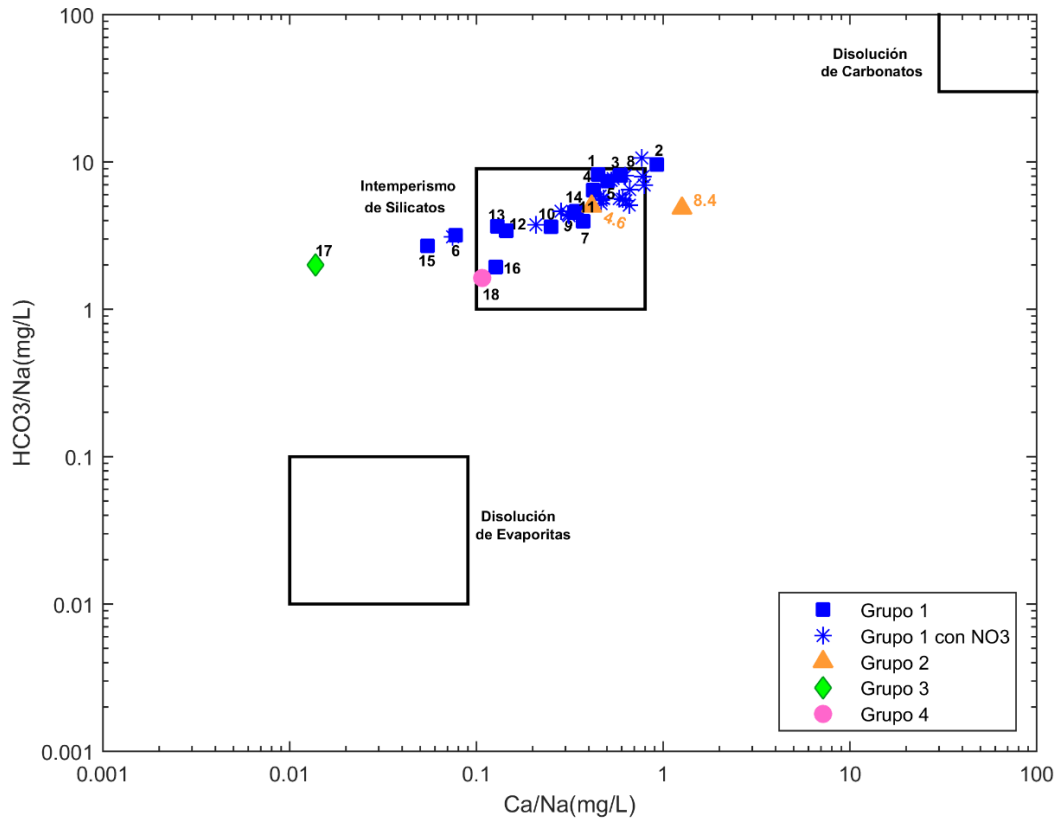


Figura 33. Diagrama Bivariado de $\text{Ca}^{2+} / \text{Na}^+$ vs $\text{HCO}_3^- / \text{Na}^+$ en mg/L por grupo, indicando tres procesos dominantes en la evolución del agua subterránea. Se distinguen los sitios que presentan NO_3^- por encima del LD, en el grupo 1 con un * y en el 2 con su respectiva concentración del anión.

5.3 Evaluación de las principales especies asociadas a contaminación

La evaluación de las principales especies asociadas a actividades antropogénicas (NO_3^- y SO_4^{2-}) se realizó con una gráfica de Scatter para observar la relación entre dichas especies, como se observa en la figura 34, que se divide en dos gráficos. Con base en esta relación se generan nuevas agrupaciones, que para no confundir con las ya establecidas se denominaran conjuntos.

La primera gráfica 'a)' indica la relación entre el NO_3^- y SO_4^{2-} de todas las muestras; en el caso de las que presentaron valores inferiores al límite de detección, se utilizó la mitad de dicho límite para poder graficarlas y se observan como una línea vertical que parte de 0.75 mg/L del eje de los NO_3^- .

En el gráfico 'a)' se observa que dos muestras tienen valores muy altos de SO_4^{2-} en comparación con todas las demás y que ambas pertenecen al grupo 2; por otra parte, las concentraciones de SO_4^{2-} en estos sitios superan a las de NO_3^- por dos órdenes de magnitud. Los valores de SO_4^{2-} son de 165.1 mg/L y el máximo corresponde a 338.4 mg/L, con valores de NO_3^- de 4.6 y 8.4 mg/L, respectivamente. Los valores de estas dos muestras además de pertenecer al grupo 2 se

agruparon en un denominado conjunto 1, abreviado 'C1' en la figura 34, debido a su relación SO_4^{2-} - NO_3^- .

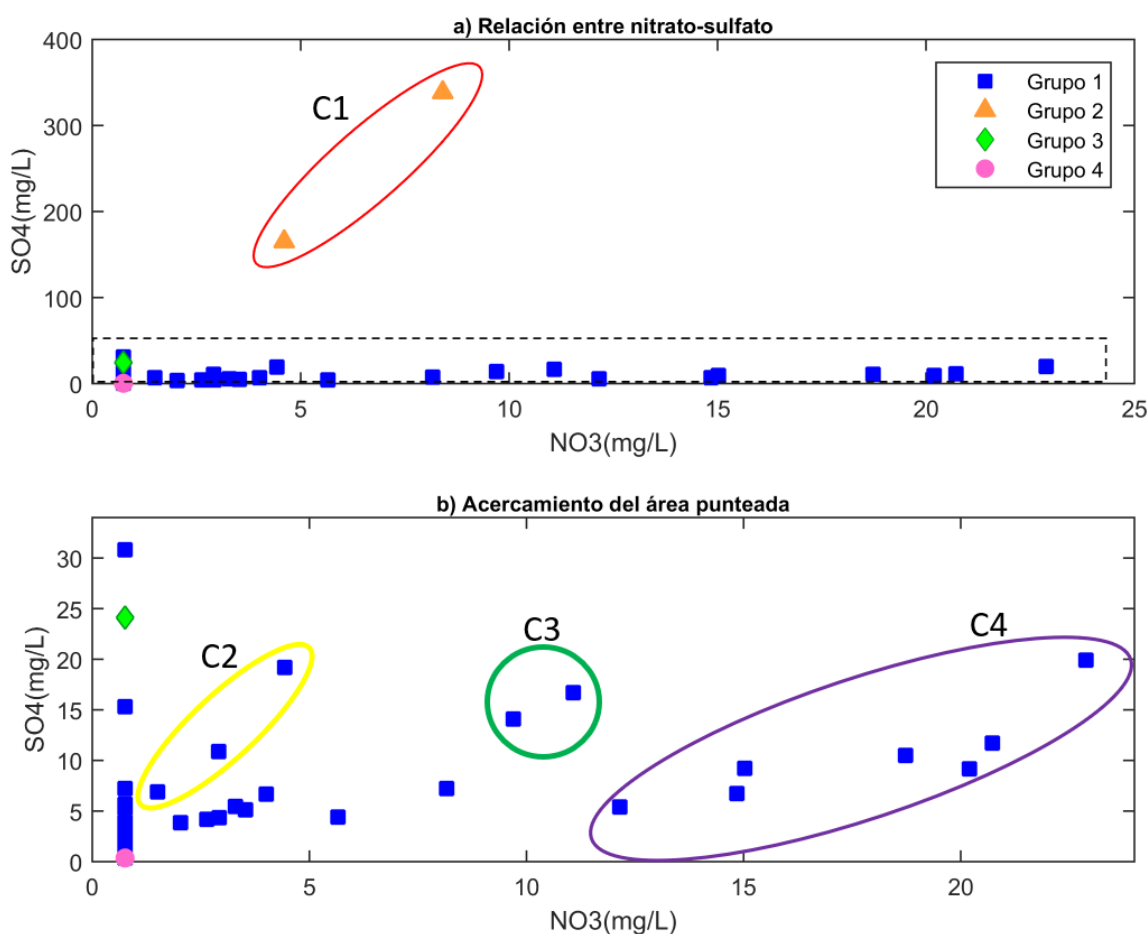


Figura 34. Grafica de scatter que muestra la relación entre las especies NO_3^- y SO_4^{2-} para cada grupo, donde C1 = Conjunto 1; C2 = Conjunto 2; C3 = Conjunto 3; C4 = Conjunto 4; a) muestra todos los sitios de muestreo; b) acercamiento al área punteada de la sección 'a'.

La sección 'b)' de la figura 34 es un acercamiento del rectángulo punteado que aparece en la sección 'a)' de la misma figura, para observar mejor el comportamiento de las especies en cada sitio de muestreo. En esta sección los valores de SO_4^{2-} disminuyen 1 orden de magnitud en comparación con los de la sección 'a)', abarcando un rango de concentración de los 0.35, (que corresponde a la mitad de su límite de detección), a los 30.8 mg/L. Mientras, los NO_3^- van desde la mitad de su límite de detección, 0.75 mg/L hasta los 22.8 mg/L.

Por otra parte, a pesar de la dispersión que presentan los sitios muestreados en esta sección, se observan algunas tendencias: ya sean lineales, como en el denominado conjunto 3 (C3); de agrupación entre muchos sitios ubicados en la sección de baja concentración de NO_3^- y SO_4^{2-} , aquellos que aparentemente no presentan una tendencia o comportamiento claro; de aumento gradual de SO_4^{2-} a concentraciones básicamente nulas de NO_3^- , en donde se encuentran los sitios

del grupo 3 y 4. Para todas las demás tendencias se encuentran los sitios correspondientes al grupo 1, entre ellas está el conjunto 2 donde los SO_4^{2-} aumentan más que los NO_3^- y el conjunto 4 donde ocurre lo contrario.

La distribución de dichas tendencias se muestra en la figura 35, donde se aprecia que los conjuntos 1 y 2, se encuentran en zonas urbanas esparcidos en las zonas norte, centro-oriental y oriental, así como al sur de la subcuenca. El conjunto 4 se encuentra en o cerca de grandes áreas dedicadas a la agricultura en la zona sur de la subcuenca, ya sea que algunos otros sitios de este conjunto estén ubicados dentro de una zona urbana. Los sitios con concentraciones de NO_3^- y SO_4^{2-} menores al límite de detección se encuentran esparcidos en la subcuenca, concentrándose mayoritariamente en la zona centro, muy pocos se encuentran en la zona sur. Mientras, solo 3 sitios presentan concentraciones inferiores al límite de detección de ambas especies, NO_3^- y SO_4^{2-} (Figura 35).

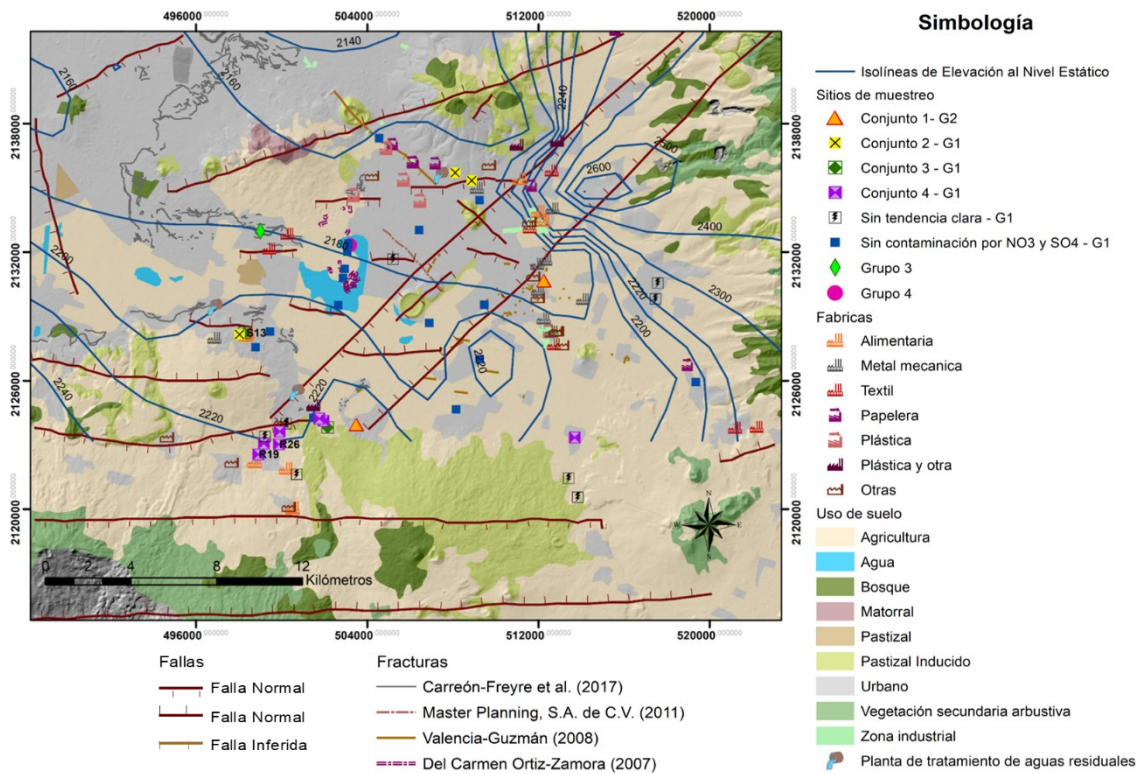


Figura 35. Ubicación de los conjuntos indicando el grupo al que pertenecen en la simbología, 'G1 = grupo 1'; 'G2 = grupo 2'; se añaden los sitios restantes por grupos junto con la red de flujo, fallas, fracturas y uso de suelo.

Para evaluar el comportamiento de las concentraciones de NO_3^- en el agua subterránea, se grafican las relaciones del NO_3^- con el oxígeno disuelto y HCO_3^- , respetando los conjuntos generados con la figura 34 y la agrupación obtenida con el EMMA (Figura 36).

Los conjuntos 2 y 4 junto con los sitios que no muestran una tendencia clara y los sitios T21 y S13 de los conjuntos 1 y 3, respectivamente, presentan concentraciones de oxígeno disuelto alrededor de los 5 mg/L. Solamente los grupos 3 y 4 no presentaron concentraciones de oxígeno. Por otra parte, el conjunto 2 y los grupos 3 y 4 presentan las concentraciones de HCO_3^- más altas, los demás sitios tienen concentraciones muy bajas de este anión (Figura 36).

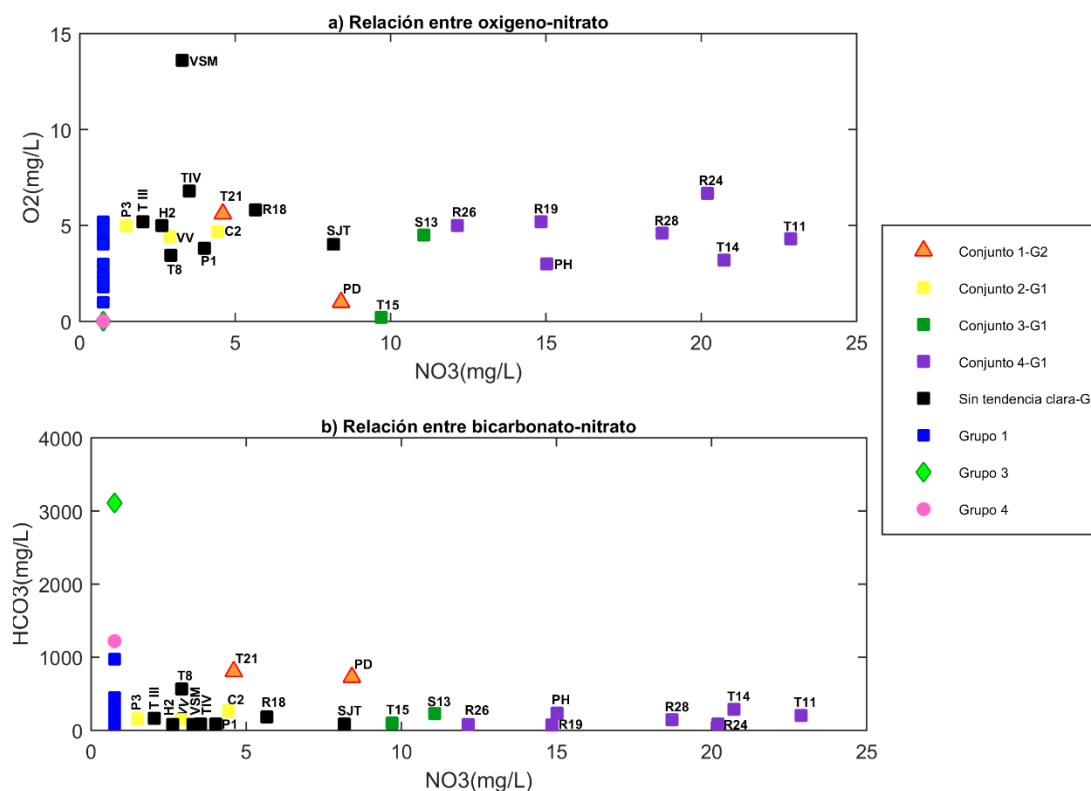


Figura 36. a) Relación NO_3^- vs oxígeno disuelto y b) NO_3^- vs HCO_3^- ; ambos gráficos muestran el ID de los sitios que pertenecen a alguno de los conjuntos generados en la figura 34, indicando el grupo al que pertenecen en la simbología, donde 'G1 = grupo 1'; 'G2 = grupo 2'; los sitios restantes presentan solo su clasificación por grupos.

5.4 Obtención de la línea base

Para generar una idea de la evolución hidrogeoquímica natural que existe en la subcuenca, se graficaron y enumeraron los sitios con $\text{NO}_3^- < \text{LD}$ mediante la relación que tienen los iones en el diagrama de Mifflin. Se aprecia que solo 18 de los 40 sitios de muestreo no poseen concentraciones de NO_3^- mayores o igual al límite de detección y que éstos pertenecen a los grupos 1, 3 y 4 (Figura 37). Esto significó que un 55% de las muestras resultaron tener una concentración de NO_3^- superior a 1.5 mg/L, lo cual es notable al comparar la figura 37 con la figura 25, ya que desaparece una gran mayoría de los integrantes del grupo 1 y por completo el grupo 2. Lo que resulto en una tendencia más lineal o menos aglutinada en los sitios restantes (Figura 37).

Para visualizar tendencias que ayuden a definir caminos naturales de flujo subterráneo y a evaluar el comportamiento del NO_3^- , se presentan los mapas de un área más cercana a la subcuenca con la ubicación de los 18 sitios con $\text{NO}_3^- < \text{LD}$ señalados con su respectiva numeración de evolución basada en el diagrama de Mifflin (Figura 37). Además, de los sitios con concentraciones de $\text{NO}_3^- > \text{LD}$, indicando su respectiva concentración de este anión. Para ambos casos se indica la simbología y el grupo al que pertenece cada sitio de muestreo. También, se añaden las isolíneas de concentración del oxígeno disuelto que toman como valores mínimo y máximo, 0.5 y 14 ppm, respectivamente, además de ir a intervalos de contorno de 1 ppm (Figura 38) y las isolíneas de pH (Figura 39).

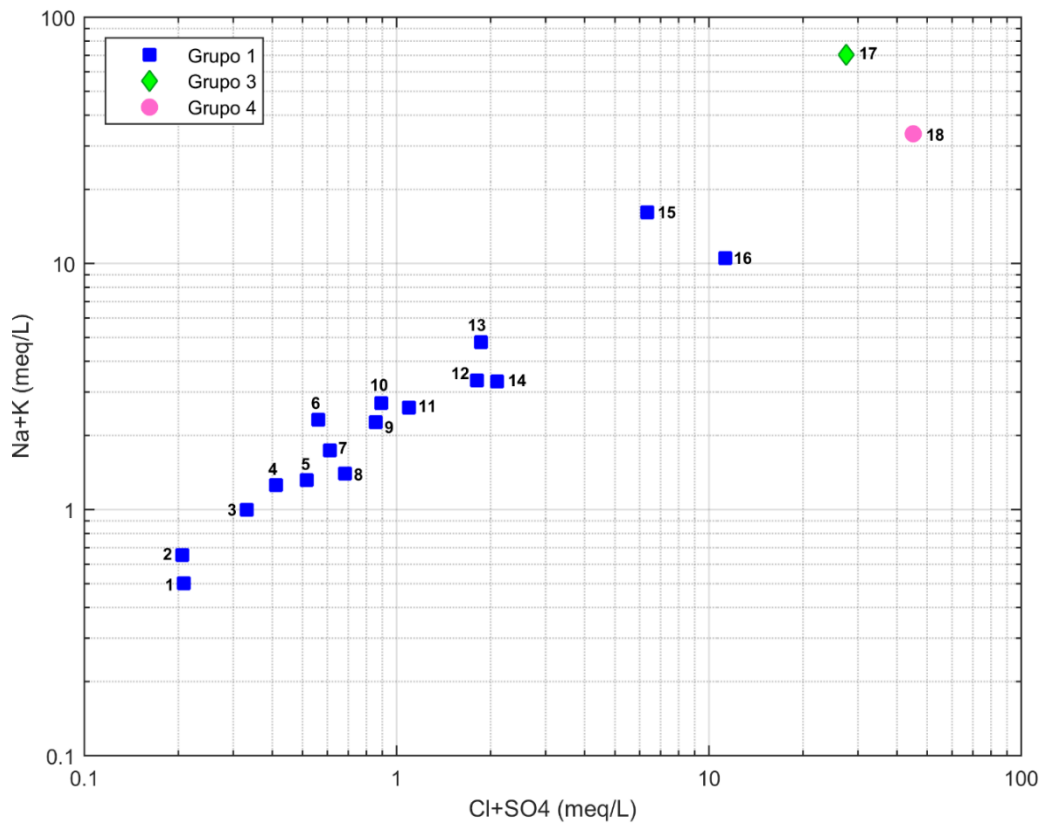


Figura 37. Numeración de los sitios de muestreo por grupo que presentan concentraciones de NO_3^- por debajo del LD de acuerdo con el diagrama de Mifflin.

Se observa que las concentraciones de oxígeno disuelto van disminuyendo desde las periferias de la subcuenca, zonas en donde también predominan los sitios con concentraciones mayores o iguales a 1.5 mg/L de NO_3^- , hacia el centro de ésta. En la parte noreste, se encuentra la máxima concentración de oxígeno disuelto, 13.6 ppm, dentro de un pequeño asentamiento urbano cercano a las faldas de la Sierran Nevada, misma zona en donde se ubica otro sitio con la mitad de la máxima concentración de oxígeno disuelto en la subcuenca, de 6.8 ppm, ambos sitios pertenecen al grupo 1 (Figura 38).

En la zona suroeste de la subcuenca, donde se ubica una gran mayoría de sitios con las concentraciones más altas de NO_3^- , las concentraciones de oxígeno disuelto van desde 0.2 ppm hasta los 6.6 ppm. Para los sitios con concentraciones de NO_3^- menores a 1.5 mg/L las concentraciones de oxígeno disuelto van desde 0 ppm hasta los 5.2 ppm, lo que corresponde a una concentración promedio de 3.2 ppm, lo que coincide con que se ubiquen mayoritariamente en zonas centro de la subcuenca, ya que solo dos sitios en la parte centro presentan concentraciones más altas a la anteriormente mencionada, que corresponden a 8.4 mg/L de NO_3^- dentro de un halo de oxígeno disuelto de 1.5 ppm, y el otro de 4.1 mg/L cercano a la isolínea de 3.5 ppm de O_2 (Figura 38).

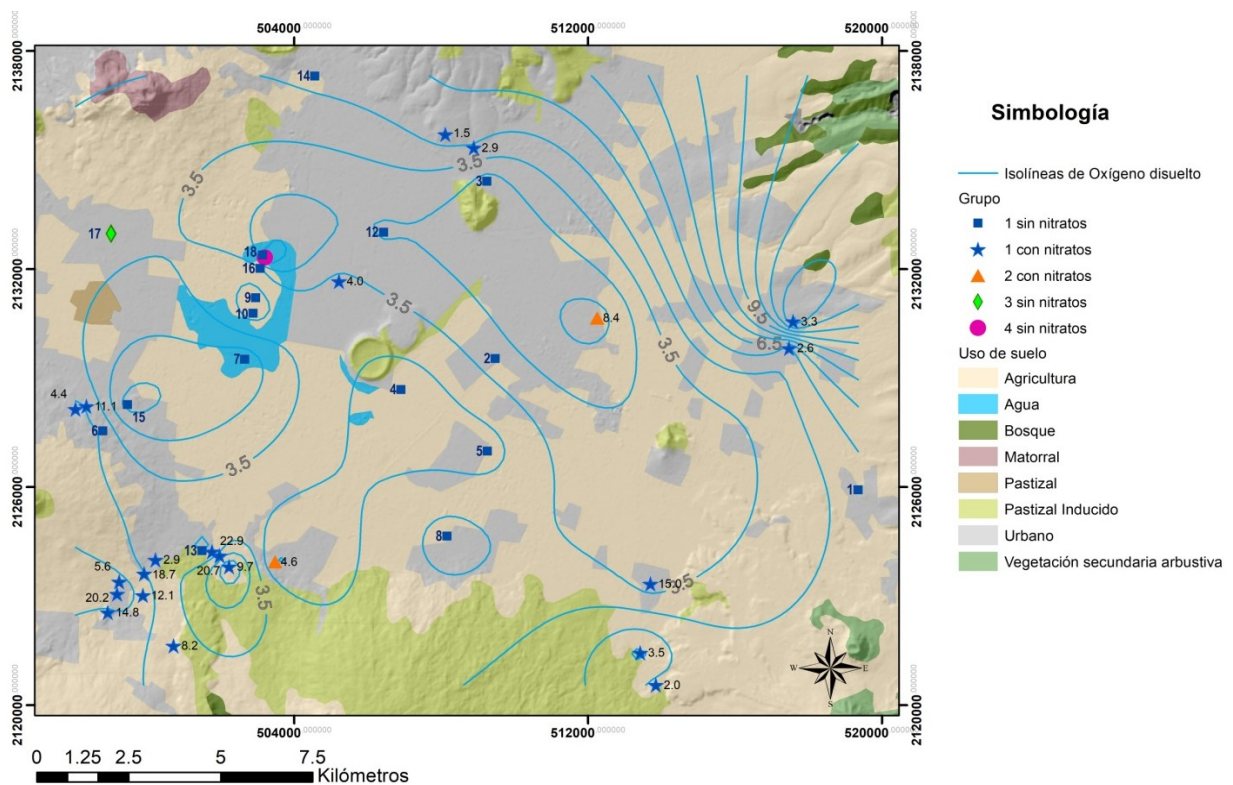


Figura 38. Acercamiento a los sitios de muestreo divididos por grupo y contenido de NO_3^- , junto con las isolíneas de oxígeno disuelto. Los sitios muestran su concentración de NO_3^- en color negro y su numeración asignada con el diagrama de Mifflin en color azul.

En general, los sitios con concentraciones mayores o iguales a 1.5 mg/L de NO_3^- tienen una concentración promedio de 4.7 ppm de oxígeno disuelto (Figura 38).

En cuanto a la numeración de los sitios que presentaron concentraciones de NO_3^- inferiores al límite de detección, se aprecia que los números iniciales se encuentran de la mitad de la subcuenca hacia el lado este, mientras los más altos en su gran mayoría se ubican de lado oeste de la subcuenca (Figuras 38 y 39).

En la figura 39 se presentan los sitios de muestreo divididos por grupo y si contienen o no NO_3^- mayores o iguales al límite de detección, además de las isolíneas de pH que van desde 6.8 hasta 8.8 a intervalos de contorno de 0.1 unidades de pH. Se observa que los valores alcalinos de pH que van desde los 7.5-7.6 hasta los 8 se encuentran en la parte este de la subcuenca y a partir de la isolínea de 8 unidades de pH hacia el lado oeste de la subcuenca las concentraciones de pH aumentan, aunque tienen un valor promedio de 8.2. Por lo anterior, el pH tiende a aumentar de la zona este hacia la zona oeste de la subcuenca, aunque uno de los sitios pertenecientes al grupo 2, identificado como la Fuente 2, muestra una excepción a lo anteriormente mencionado al presentar el valor de pH más bajo de entre todas las muestras, que corresponde a 6.9.

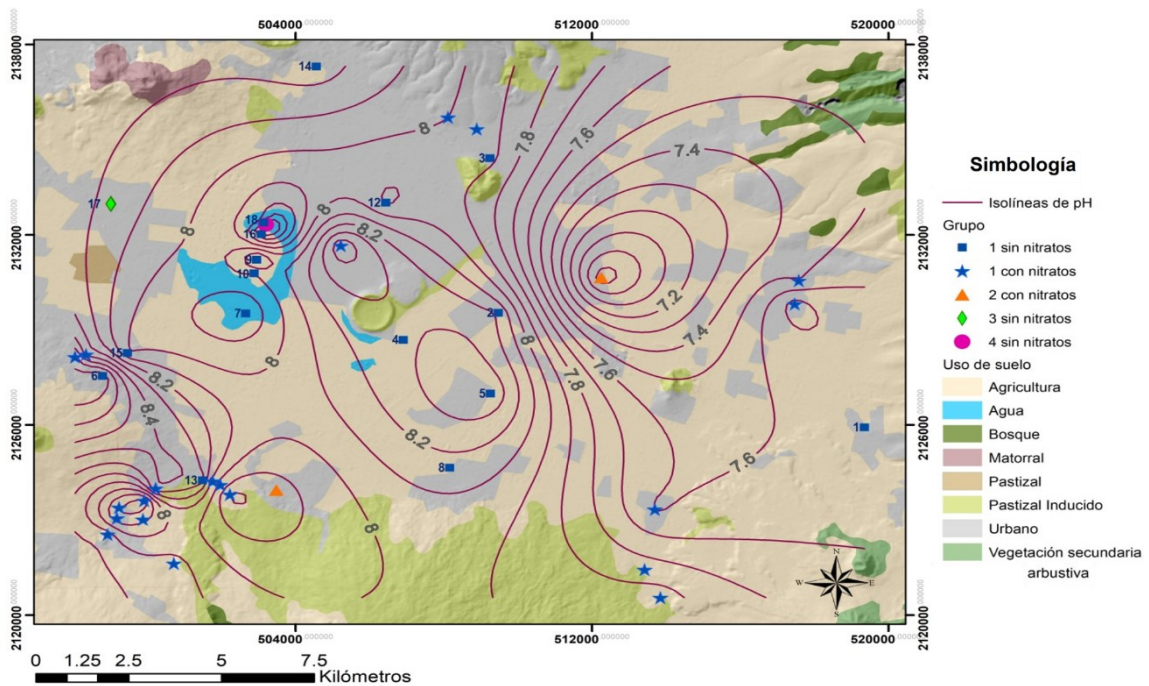


Figura 39. Acercamiento a los sitios de muestreo divididos por grupo y contenido de NO_3^- , indicando su numeración asignada con el diagrama de Mifflin en azul, junto con las isolíneas de pH.

Se definieron cuatro caminos de flujo subterráneo principales en la subcuenca, así como, dos zonas consideradas representativas de la salida y una de la entrada del agua subterránea, considerando solamente a los sitios que presentaron NO_3^- menores al LD, las tendencias del oxígeno disuelto, pH y en las direcciones de flujo de años anteriores (Figura 40).

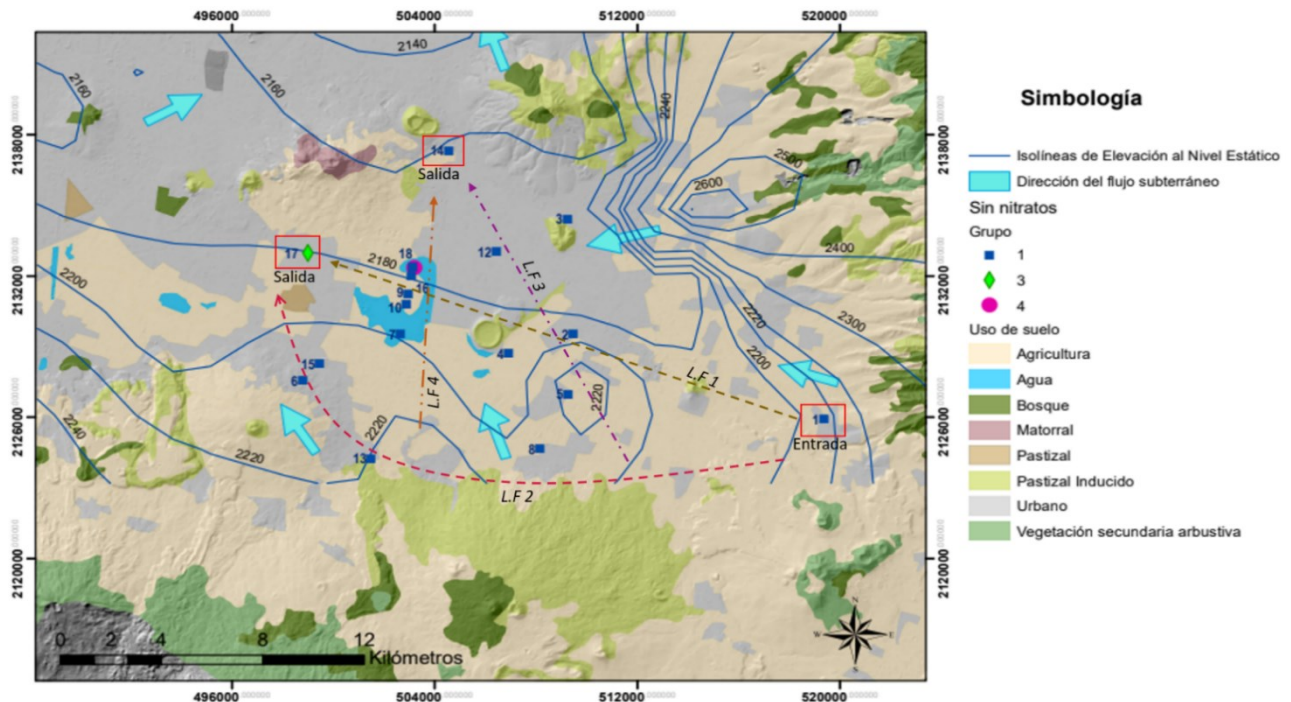


Figura 40. Principales líneas de flujo identificadas en la subcuenca, en rectángulos rojos se encuentran los sitios que representan la entrada y salida del flujo subterráneo; L.F = línea de flujo.

Para evaluar a los sitios de las principales rutas o caminos del flujo subterráneo en la subcuenca que contemplaron solamente a los sitios con NO_3^- menores al LD, se muestran las concentraciones de estos sitios mediante una gráfica modificada de Schoeller, acomodando los iones del de mayor concentración al de menor, remarcando a los sitios de entrada y salida identificados en la subcuenca (Figura 41). También, se presentan las concentraciones de otras especies disueltas en el agua subterránea, así como de parámetros fisicoquímicos de esos mismos sitios (Tabla 14). El sitio que representa la zona de entrada del agua subterránea presenta las concentraciones más bajas casi en todos los iones, excepto en el Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Ca^{2+} . Por su parte, el sitio que representa la zona de salida del agua subterránea establece las concentraciones más altas para los iones de HCO_3^- , Na^+ y K^+ (Figura 41).

Se observa que la concentración más alta de sulfuros está en el grupo 1 con 5.0 ppm, aunque también presenta concentraciones nulas de esta especie iónica, igual que en el grupo 4. Mientras, en el grupo 3 las concentraciones son pequeñas, de 0.5 ppm. El NH_4^+ solo presentó concentraciones mayores al límite de detección en dos de todas las muestras, la más alta se presenta en el grupo 4 con un valor de 58.5 mg/L y la segunda pertenece al grupo 1 con 16.8 mg/L (Tabla 14).

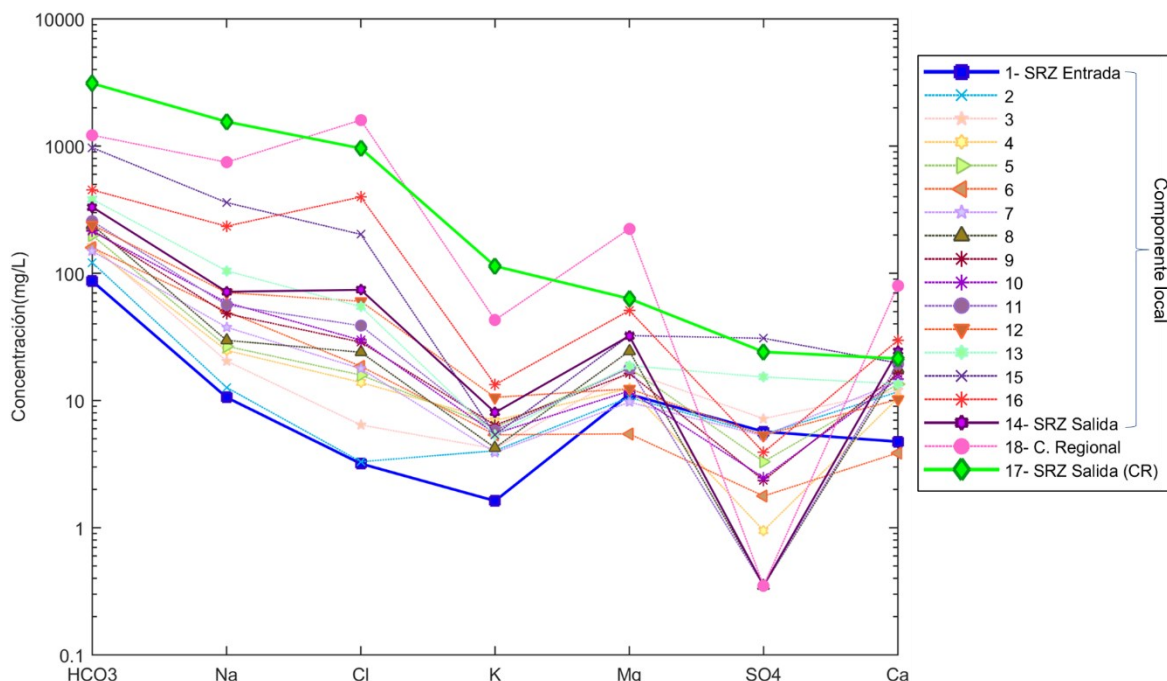


Figura 41. Gráfica modificada de Schoeller de los sitios que podrían representar la línea base de la subcuenca. En la simbología se distingue a los sitios por su respectiva numeración asignada con el diagrama de Mifflin y la componente de flujo a la que se asocian, donde 'CR = Componente Regional' y 'SRZ = Sitio Representativo de la Zona de'.

En cuanto a los parámetros fisicoquímicos, se observa que el valor promedio de profundidad, 341.1 m, de los sitios del grupo 1 es similar al de los grupos 3 y 4. El grupo de mayor alcalinidad es el 4 con 1480 ppm, mientras el 1 presenta el valor más pequeño de esta propiedad que corresponde a 52 ppm. El CO₂ presenta una concentración mayor a 50 ppm en el grupo 4 (que es de una sola muestra), mientras en el grupo 1 las concentraciones van desde cero hasta 26 ppm. En cuanto al oxígeno disuelto, el grupo 1 es donde se encuentra la mayor concentración, de 5.2 ppm y un valor mínimo de 1.0 ppm lo que le da un valor promedio de 3.6 ppm, mientras para los grupos 4 y 3 no se encontró presencia de oxígeno disuelto (Tabla 14).

Tabla 14. Concentraciones de algunos parámetros fisicoquímicos medidos en campo, especies iónicas y profundidad de pozo de los sitios que no presentaron contaminación por NO₃⁻ dentro de sus respectivos grupos; en los grupos 3 y 4 se coloca el ID del sitio y su número de evolución de acuerdo con el diagrama de Mifflin; DE = Desviación estándar.

Grupo	Parámetro estadístico	Profundidad	pH	Alcalinidad	CO ₂	OD	Sulfuros	NH ₄ ⁺
		m		ppm				mg/L
1	Máximo	454.4	8.7	344.0	26.0	5.2	5.0	16.8
	Mínimo	130.0	7.6	80.0	0.0	1.0	0.5	< LD
	Promedio	341.1	8.1	175.8	3.5	3.6	2.5	16.8
	DE	119.3	0.3	77.8	6.0	1.3	1.8	-

3	SC5-17	349.0	8.1	652.0	22.0	0.0	0.5	< LD
4	P5-18	386.5	7.3	1480.0	> 50	0.0	0.0	58.5

Para visualizar a los sitios que presentan concentraciones de sulfuro y amonio en la subcuenca, se presenta un mapa con el uso de suelo y vegetación y los sitios que conformaron las rutas naturales del flujo subterráneo, indicando su respectiva numeración de evolución respecto al diagrama de Mifflin y el grupo al que pertenecen marcando con un círculo pequeño a los que contienen NH_4^+ y sulfuros, en este último caso también se indican los otros sitios con sulfuros que no pertenecen a los sitios asociados como representantes de condiciones naturales. Se observa que los sitios con concentraciones de NH_4^+ y sulfuros se ubican en la porción oeste de la subcuenca (Figura 42).

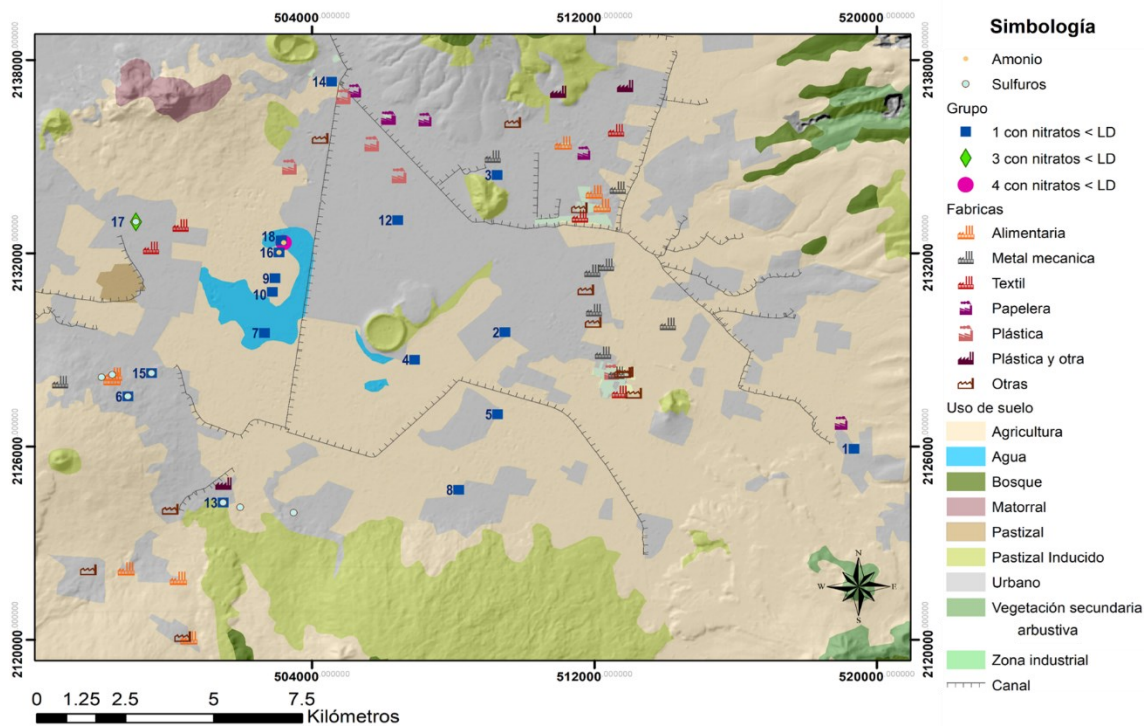


Figura 42. Acercamiento a los sitios considerados sin contaminación por NO_3^- en sus respectivos grupos y numeración asignada con el diagrama de Mifflin, en círculos pequeños de diferente color se indican los sitios que contienen sulfuros y amonio; junto con las fábricas, uso de suelo y canales.

Para analizar el comportamiento del NH_4^+ y los sulfuros, se presentan los diagramas redox para las principales especies de nitrógeno y azufre en el agua subterránea considerando todos los sitios de muestreo. En el diagrama de la figura 43 se identifica al sitio del grupo 1 que presentó NH_4^+ mediante su numeración determinada en el diagrama de Mifflin, de la figura 37. Se observa que todas las muestras se ubican en las porciones de N_2 y SO_4^{2-} (Figuras 43 y 44, respectivamente).

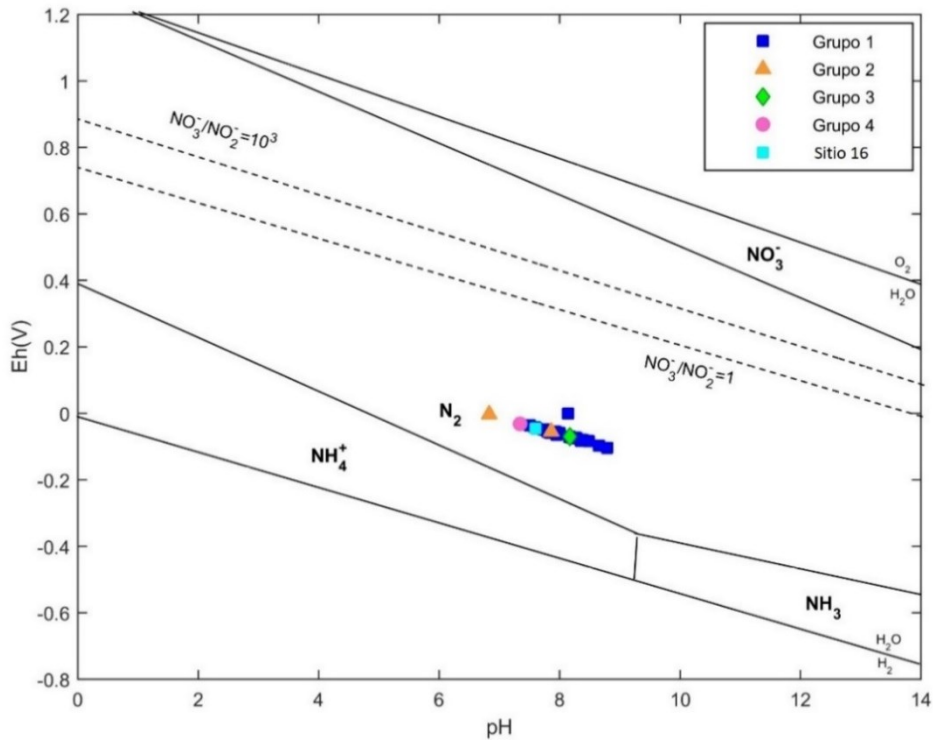


Figura 43. Diagrama redox para parte del sistema N-O-H a 25 °C; dibujado para $[P_{N_2}] = 0.77$ y 10^{-3} como actividad de especies disueltas. Los límites metaestables se indican con líneas discontinuas, elaborado con el esquema de Appelo y Postma (2005).

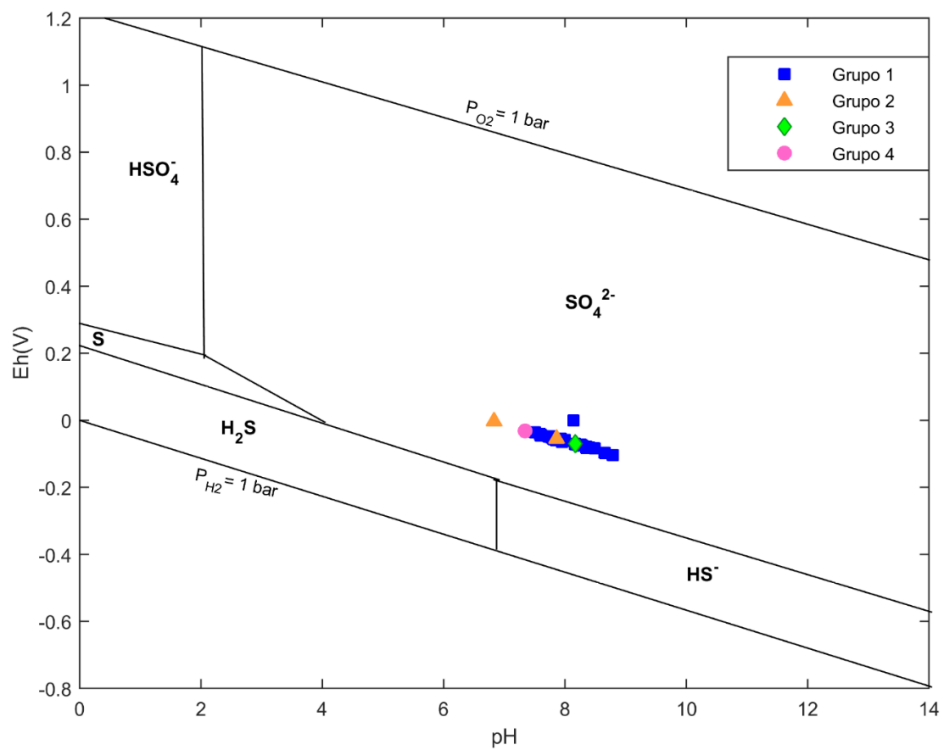


Figura 44. Diagrama redox para parte del sistema S-O-H a 25 °C y 1 bar; la actividad total de las especies disueltas es 10^{-3} ; S indica azufre elemental, elaborado con el esquema de Brookins (1988).

Finalmente, en la figura 45 se presenta la línea base del agua subterránea para la subcuenca de Chalco indicando las componentes naturales identificadas.

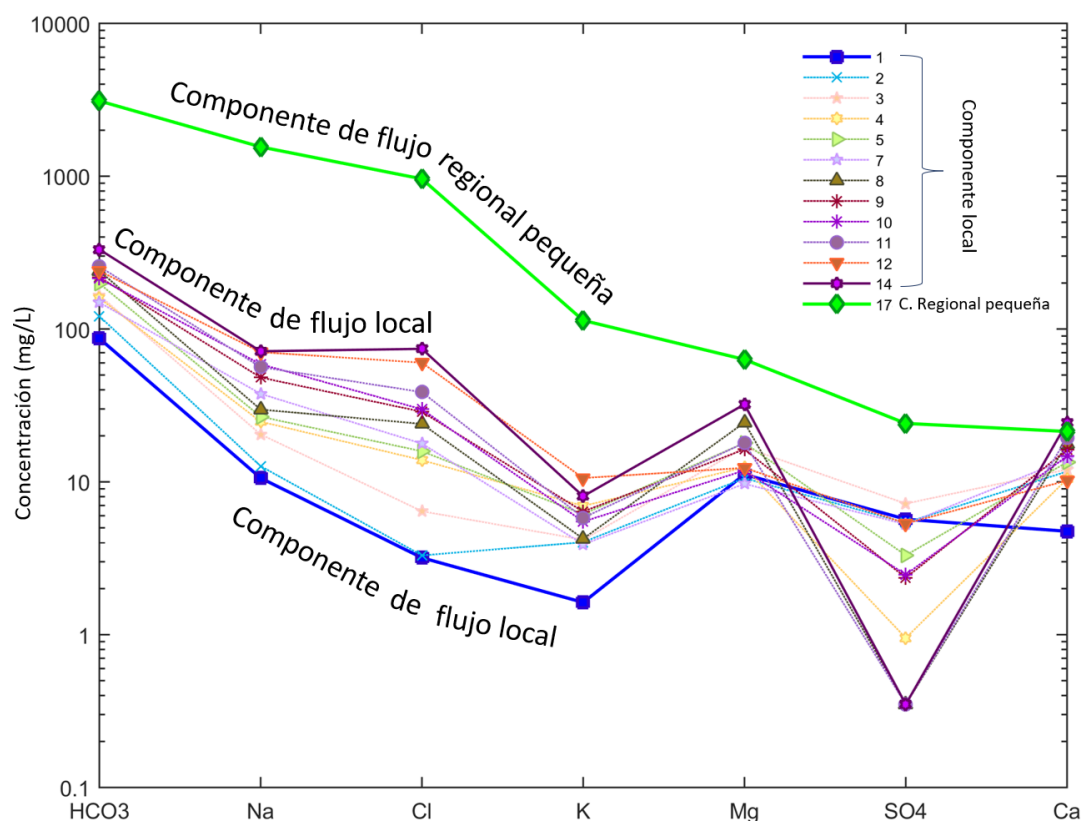


Figura 45. Gráfica modificada de Schoeller para representar la línea base hidroquímica inorgánica del sistema de flujo de agua subterránea en la subcuenca de Chalco, donde 'C.' = Componente.

Capítulo 6. Discusión

A pesar de los hundimientos del terreno, la inversión de gradientes hidráulicos en el acuitardo y los abatimientos del nivel estático del agua subterránea registrados en los alrededores y dentro de la subcuenca desde años anteriores (Ortega et al., 1993; Lesser y Cortés, 1998; Ortiz-Zamora, 2007), la red de flujo del año 2017 (Figura 20), presenta algunas de las principales direcciones del flujo subterráneo identificadas en redes de flujo de otros años: 1978, 1992, 1993, 2014 de Florez-Peñaloza (2019) y 2004 de Huizar et al. (2004). Por lo que, esos comportamientos, que se han mantenido en las direcciones de flujo, podrían considerarse como tendencias generales del sistema subterráneo en la subcuenca: el flujo desde la Sierra Nevada hacia el oeste; del sur del Campo Volcánico del Chichinautzin hacia el norte de la subcuenca; del suroeste de la subcuenca hacia Xochimilco o al noroeste; del sureste de la subcuenca de Xochimilco (cerca del volcán Teuhtli) hacia el noroeste de la subcuenca de Chalco. Estos dos últimos flujos pueden indicar que las subcuencas de Chalco y Xochimilco no son sistemas completamente

independientes, ya que en otros estudios se ha mencionado que existe conectividad hidráulica al menos en los límites de las subcuencas (Huizar, 1993).

Aunque puedan inferirse tendencias principales en el flujo subterráneo de la subcuenca, también se observa otro tipo de comportamiento en la red de flujo que podría estar asociado a la explotación intensiva del recurso, como lo es la aglutinación de las isolíneas de carga hidráulica en la porción noreste de la subcuenca (Figura 20), perteneciente al municipio de Ixtapaluca, lo que podría representar un abatimiento, pues en las estribaciones de las sierras dentro de la subcuenca es donde se realiza la mayor extracción de agua subterránea (Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica, 1991). Además, en dicho municipio Lesser y González (2005) reportan la concentración de un gran número de pozos para riego y abastecimiento de agua potable que generaron abatimientos de hasta 25 m en el periodo de 1985-2003.

Por otra parte, las dos direcciones de flujo en la parte norte de la subcuenca hacia la subcuenca de Texcoco, una ubicada en el volcán El Pino con dirección oeste y la otra encima de la Sierra de Santa Catarina con dirección este (Figura 20), también se han visto en redes de flujo de años anteriores (ya mencionadas) y podrían indicar que la subcuenca tiene otra salida, hacia el Graben de Santa Catarina. Por lo que, la Sierra de Santa Catarina considerada zona secundaria de recarga para la subcuenca (Rodríguez y Gonzalez, 1989; Lesser y González, 2005) hidrogeológicamente podría funcionar más como una zona de salida del flujo subterráneo para esta.

6.1 Determinación de las componentes del sistema de flujo

Con base en el diagrama de Piper (Figura 21) los sitios PH, PD, P5 y SC5 presentan las concentraciones más contrastantes, cada sitio fuente se encuentra en uno de los cuatro rombos que conforman el diamante central y a su vez presentan las concentraciones más altas de los iones que dominan el tipo de agua al que pertenecen, por ejemplo, la fuente 1 que pertenece a las aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas posee los porcentajes más altos en cuanto a $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ y HCO_3^- de ese tipo de agua. Esa diferenciación, se comprueba con los diagramas de cationes y Mifflin, figuras 23 y 22, respectivamente, donde los sitios fuente al ubicarse en diferentes intervalos de concentraciones que casi siempre van aumentando de la fuente 1 a la 4, sugieren que hay una secuencia de evolución hidroquímica en esa dirección. Por lo anterior, esos sitios se aceptaron como miembros extremos del sistema de flujo subterráneo en la subcuenca y considerando la secuencia de evolución hidrogeoquímica de Chebotarev (1955) y Mifflin (1968) cada fuente se asoció a un tipo de agua de acuerdo con su composición química (Tabla 9):

a) La fuente 1 representa un agua poco evolucionada o de reciente infiltración y de circulación relativamente somera o no tan profunda, ya que posee la menor temperatura, un indicador de la profundidad de circulación (Edmunds y Smedley, 2000). Y las concentraciones más pequeñas de los principales iones en el agua subterránea, Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , de entre todas las fuentes. Esto concuerda con su ubicación (Figura 26) cerca del pie de monte del Campo Volcánico del Chichinautzin, ~ 955.6 m al este y ~ 1911.2 m al sur de dicha estructura, el cual proporciona una recarga considerable al sistema por infiltración de la lluvia debido a la presencia de basaltos fracturados a profundidad (Rodríguez y González, 1989; Chouteau et al., 1994). Por otra parte, los iones de mayor concentración en esta fuente son el HCO_3^- , Mg^{2+} y el Na^+ , los cuales, hacen referencia a un agua subterránea con poco tiempo de circulación, ya que el catión Na^+ es el más abundante en la composición química del agua de lluvia (Gibbs, 1970; Rodríguez et al., 2004). Mientras, el contenido de HCO_3^- va aumentando de manera considerable conforme el agua circula por el subsuelo y la zona no saturada (Freeze y Cherry, 1979). En cuanto al Mg^{2+} , pudo haberse adquirido en los primeros metros de recorrido, ya que en los sedimentos lacustres de la CM se han detectado hidróxidos de aluminio, hierro y magnesio (Mesri et al., 1975; Warren y Rudolph, 1997) y en la subcuenca se han encontrado dentro de los primeros 120 m: esmectitas, principalmente montmorillonita; augita; magnesio-hornoblenda; tremolita; presencia probable de magnesioferrita; anfíboles; piroxenos; biotita; olivino; estruvita; dolomita; ankerita e illita; todos ellos, con magnesio en su estructura (Carreón-Freyre et al., 2006; Herrera-Hernández, 2011; Ortega-Guerrero et al., 2017).

b) La fuente 2 representa aguas de composición hidroquímica intermedia, al ser la que mayor contenido de SO_4^{2-} y Ca^{2+} presenta, ya que este anión es indicativo de flujos subterráneos de mayor circulación, ya sea longitudinal o a profundidad, en comparación con un agua de poca evolución química donde el anión predominante es el HCO_3^- (Chebotarev, 1955). Mientras, el aumento en Ca^{2+} puede sugerir que esta agua ha circulado por un camino de flujo distinto al de la fuente 1, así como, por más tiempo para permitir que el Na^+ dominante en el agua de lluvia no sea el catión predominante en esta fuente. Por otra parte, esta fuente posee una temperatura y una concentración de Cl^- mayores a la fuente 1, y se encuentra más alejada de las 2 principales zonas de recarga en la subcuenca (Figura 26), aproximadamente a 5735.7 m del pie de monte de la Sierra Nevada y ~ 8207.2 m del Campo Volcánico del Chichinautzin, por lo que se infiere proviene de un flujo subterráneo más profundo y/o de mayor recorrido.

c) Las fuentes 3 y 4 representan aguas hidroquímicamente más evolucionadas, al ser las que mayor contenido de Cl^- tienen, lo que las hace ubicarse en la parte final del diagrama de Mifflin (Figura 22). Además, por sus valores más altos de temperatura y su ubicación en la zona oeste de la subcuenca más alejadas de las principales zonas de recarga (Figura 26), se

infiere que provienen de circulación más profunda y de mayor recorrido. Sin embargo, las diferencia su contenido catiónico (Figura 23): en la fuente 3 dominan el Na^+ y K^+ ; mientras, en la fuente 4 domina el Mg^{2+} , lo que podría sugerir distintos caminos de flujo desde zonas de recarga diferentes.

Aunado a lo anterior, al comparar las concentraciones ‘verdaderas’ de las fuentes (Tabla 10) con las obtenidas de los análisis de laboratorio (Tabla 9) se observa que los comportamientos generales de los iones dominantes mencionados arriba para cada fuente se mantienen a pesar de los cambios obtenidos con las estimaciones del software MIX, por esta razón, las concentraciones de laboratorio de los sitios identificados como fuentes se consideraron adecuadas para representar la variabilidad de las concentraciones de los sitios muestreados.

Por otra parte, la dominancia notoria de solo una fuente en las relaciones de mezcla (Tabla 11) para la mayoría de los sitios y la nula relación con otras fuentes en algunos (VSM, R19, EN2), puede sugerir que los procesos de mezcla entre los diferentes tipos de agua, que representan los sitios fuente, no son muy importantes en la subcuenca a pesar de la presencia de grandes fallas (Figura 26), que representan un factor de alteración o control del flujo subterráneo (Ander et al., 2006).

Sin embargo, algunos sitios presentaron proporciones de mezcla pequeñas (T8, T18, T21, P7T y PD) con una o dos fuentes más (Tabla 11), lo que podrían indicar una ligera mezcla entre las componentes del sistema de flujo o una relación a causa de la contaminación. En el primer caso, la extracción podría generar esa mezcla por la profundidad de las secciones ranuradas en los pozos de extracción. Además, los sitios P7T y PD que presentan mezcla con el grupo 4 se ubican en zonas donde se ha reportado subsidencia del terreno debido a la extracción intensiva (Figura 26) (Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2010). Aunado a ello, en el diagrama de Piper se encuentran algunos sitios dentro de las áreas de mezcla entre las facies químicas (Figura 27).

Los sitios del grupo 1 al ser mejor explicados por la fuente 1 (Tabla 11) se considera representan la componente de flujo local del sistema en la subcuenca, porque ninguna de las principales especies iónicas empleadas en el EMMA (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), presenta su mayor concentración en este grupo (Tabla 12) y tanto en el diagrama de cationes como en el de Mifflin se ubica en la parte inferior de los mismos (Figuras 24 y 25), sugiriendo que es el grupo de menor evolución hidroquímica. Por otra parte, dentro de este grupo el catión y anión dominante son el Na^+ y el HCO_3^- (Tabla 12), respectivamente, los cuales se asocian con aguas de infiltración reciente, ya que el catión Na^+ predomina en la composición del agua de lluvia y también se encuentra en algunos minerales como la montmorillonita, anortita sódica, plagioclasa y anfíboles detectados en los primeros 120 m de la planicie (Ortega-Guerrero et al., 2017). Mientras, el HCO_3^- es adquirido rápidamente durante la circulación de la zona no

saturada hacia la saturada (Freeze y Cherry, 1979) y es asociado con caminos de flujo someros y/o cortos (Chebotarev, 1955; Domenico, 1972). Esto concuerda con la presencia del grupo 1 en la parte inferior del rombo central en el diagrama de Piper (Figura 27), porque en otras zonas de características geológicas similares, rocas volcánicas y sedimentarias, se ha considerado que las aguas de la facie bicarbonatada cálcica-magnésica tienen una evolución ligera (Bello et al., 2019).

Las características anteriores se relacionan con el hecho que el grupo 1 sea el que más miembros tiene y se encuentre ampliamente distribuido, tanto en laderas como en planicie (Figura 26), ya que de los 1100 km² que tiene de área la subcuenca solo 240 km² corresponden a la planicie lacustre (Ortega-Guerrero et al., 2017). Y comparados, por ejemplo, con los 9600 km² de la Cuenca de México (Birkle et al., 1998), donde se han reportado diferentes componentes de flujo (locales, intermedias, regionales y subtipos de estas) en proporciones menos contrastantes (Cardona y Hernández, 1995; Huizar et al., 2004; Olea-Olea et al., 2020), sugieren que la subcuenca al no ser de gran tamaño presente caminos de flujo de menor longitud que favorecen la dominancia de la componente local. Además, de estar rodeada por estructuras volcánicas que permiten una infiltración importante: sus francos sur y este son dos de las principales zonas de recarga para el sistema subterráneo de la CM (Birkle et al., 1998). En la zona norte, aunque se considera el flujo subterráneo se dirige hacia ella, la infiltración sigue ocurriendo en la Sierra de Santa Catarina y el volcán El Pino que fungen como fuentes secundarias para las subcuencas adyacentes (Lesser y González, 2005).

El amplio rango de temperaturas en el grupo 1, presenta una diferencia de 15 °C entre la temperatura máxima y mínima (Tabla 12), puede deberse a la influencia de las condiciones climáticas en la zona superior o de flujo activo de acuerdo con Makarenko (1948), lo cual concuerda con su asociación a una componente local. Aunque, también es posibles que fallas a profundidad faciliten el flujo de aguas más profundas y calientes hacia la superficie, las cuales se han reportado en la subcuenca (Molina-Berbeyer 1956) y se ha inferido ocurre en otras zonas de la CM (Edmunds et al., 2002; Olea-Olea et al., 2020).

El grupo 2 al ser mejor explicado por la fuente 2 se asocia con una componente de flujo intermedia pequeña, porque como grupo mantiene la concentración más alta de SO₄²⁻ respecto de los demás, pero dentro de sí, el anión dominante es el HCO₃⁻ (Tabla 12). Esto, lo hace del tipo 'HCO₃⁻ + SO₄²⁻' de acuerdo con la secuencia de evolución de Chebotarev (1955), que es hidroquímicamente más evolucionado a la componente local pero menos que una intermedia donde el SO₄²⁻ predomina del HCO₃⁻. Además, se encuentra en la parte intermedia del diagrama de Mifflin (Figura 25) y se ha enriquecido en 'Ca²⁺ + Mg²⁺' (Figura 24), lo que sugiere es un

flujo que ha pasado más tiempo en el medio geológico en comparación con la componente local, ya sea con recorridos de mayor longitud o profundidad.

Se considera posible haber muestreado una componente de flujo intermedia pequeña en la subcuenca, debido a sus dimensiones y a que fue una de las zonas naturales de descarga del sistema de la CM (Durazo y Farvolden, 1989; Ortega y Farvolden, 1989). Por ejemplo, el sitio fuente del grupo 2 al ser un manantial artesiano ubicado dentro de la planicie (Figura 26), pudo haber pasado el tiempo y camino de flujo necesarios para enriquecerse en SO_4^{2-} y acercarse a la superficie. En el otro sitio del grupo 2, al ubicarse en el pie de monte del Chichinautzin se podría inferir que hay una extracción de agua subterránea lo suficientemente alta, como para capturar un agua hidroquímicamente más evolucionada a la de una zona de recarga importante (Figura 26), donde debería encontrarse a profundidades mayores a 100 m, que es la profundidad del pozo (Tabla 6 de anexos). Esa extracción, también podría explicar las relaciones de mezcla que presentó este sitio, las cuales son muy similares entre las fuentes 1 y 2, porque la primera representa un tipo de agua de poca evolución hidroquímica que debería dominar en áreas de recarga, como el Chichinautzin. Además, la otra pequeña proporción de mezcla de este sitio con la fuente 3 (Tabla 11), hace más probable que el bombeo atraiga a la superficie a aguas más profundas generando mezcla entre ellas, ya que el pozo no se encuentra sobre una falla superficial (Figura 26) y por su temperatura no muy alta de 18 °C (Tablas 7 y 12), tampoco es posible inferir que una falla a profundidad pudiera permitir mezcla entre las componentes. Y en otras partes de la CDMX se ha considerado que las tazas de extracción generan la captación de flujos más regionales (Edmunds et al., 2002; Olea-Olea et al., 2020).

Finalmente, los grupos 3 y 4 están representados por sus respectivas fuentes, que solo se explican de manera significativa así mismas (Tabla 11). Aunque, el grupo 4 presenta una ligera mezcla con el grupo 3, lo cual también podría estar asociado con el bombeo, ya que el pozo pertenece al ramal Mixquic-Santa Catarina (Figura 20), donde se han reportado abatimientos importantes a causa de la extracción, que permitieron la formación del lago de Chalco y fracturas (Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2010).

El grupo 3 resulto ser el más diferenciado al no presentar influencia de las demás fuentes (Tabla 11). Ambos grupos (3 y 4) se consideran de mayor evolución hidroquímica y se asocian a una componente de flujo regional al ubicarse en el extremo superior del diagrama de Mifflin (Figura 25) y presentar temperaturas más altas a las de la componente intermedia pequeña y del valor promedio de la componente local (Tabla 12). Sin embargo, se diferencian tanto por su contenido catiónico (Figura 24), como aniónico (Tabla 12): el grupo 3 presenta las concentraciones más altas en Na^+ y K^+ , los cuales, se considera también van aumentando a medida que el agua va circulando por el medio geológico, porque el K^+ es más difícil de adquirir (menos abundante e

intercambiable) y el Na^+ junto al alto contenido en Cl^- asemejan la salinidad del agua de mar, composición a la que tienden las aguas subterráneas hidroquímicamente más evolucionadas (Miffilin, 1968). Mientras, el grupo 4 al presentar las concentraciones más altas en Cl^- se considera el de mayor evolución hidroquímica de todos los grupos, porque el contenido aniónico es menos variante de la geología que el catiónico (Chebotarev, 1955). Además, concuerda con su ubicación en la facie clorada cálcica-magnésica en el diagrama de Piper (Figura 27), la cual está asociada con aguas subterráneas antiguas y profundas (Olea-Olea et al., 2020). Por lo anterior, el grupo 3 se asocia con una componente de flujo regional pequeña y el grupo 4 con una regional.

Debido a la ubicación de estos grupos (Figura 26) se considera posible que esos pozos estén capturando una componente de flujo regional porque la subcuenca era una de las antiguas zonas de descarga del flujo subterráneo y ambos se ubican en la zona oeste hacia donde tiende el flujo subterráneo dentro de la subcuenca (Figura 20) por lo que están más alejados de las principales zonas de recarga, este y sur. Por otra parte, en el caso del grupo 3 al ubicarse más cerca del límite noroeste pudiera provenir tanto de un flujo profundo de la Sierra Nevada como de alguna zona de recarga externa a la subcuenca considerando la conectividad hidráulica en el límite oeste de la misma y las tendencias generales en la red de flujo actual y de años anteriores, (mencionadas en el apartado anterior), que sugieren la dirección desde el sur de la CM hacia el noroeste de la subcuenca se ha mantenido por algunos años. En ambos casos, debido a su alto contenido de alcalinos se considera que el flujo pudiera estar circulando por rocas volcánicas del Terciario reconocidas tanto en la CM como en la subcuenca (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Ortega et al., 1993) o en rocas del Mioceno y Plio-Pleistoceno de acuerdo al perfil estratigráfico de Arce et al. (2019), ya que en todas ellas se han identificado andesitas en la composición predominante y estas se han relacionado con concentraciones altas de Na^+ en aguas subterráneas de otras zonas de la CM (Edmunds et al., 2002).

El grupo 4 al ser el más evolucionado se considera viene de un flujo subterráneo más profundo que el grupo 3 por lo que podría estar circulando, como han asociado Ortega y Farvolden (1989) y Huizar et al. (2004) para flujos profundos de la CM, en rocas sedimentarias del Cretácico, las cuales contienen calizas y dolomitas, así como material volcánico del Eoceno y Oligoceno de composición principalmente riolítica (Arce et al., 2019), de donde también podría adquirir su alto contenido en Mg^{2+} además de los minerales ferromagnesianos presentes en la estratigrafía de la subcuenca a profundidades menores (Carreón-Freyre et al., 2006; Herrera-Hernández, 2011; Arce et al., 2013; Ortega-Guerrero et al., 2017).

Por otra parte, el hecho de que los sitios de muestreo se distribuyan en diferentes partes del diagrama de Piper (Figura 27) y se observen tendencias en su comportamiento, podría sugerir

que las componentes del sistema subterráneo tienen caminos de flujo distintos, a pesar de que todas provienen de la infiltración de lluvia y/o derretimiento glacial (Sierra Nevada). Incluso entre muestras del mismo grupo hay diferencias que también dependen de su interacción con el medio geológico, la zona en la que son captadas y otros tipos de influencia que han ejercido factores antropogénicos, por ejemplo: presencia de NO_3^- en las componentes local e intermedia pequeña (Tabla 12 y Figura 25) normalmente debida a actividades antrópicas (Appelo y Postma, 2005); la gran concentración de Cl^- que presenta el sitio del grupo 1 ubicado muy cerca del grupo 4 (Figura 27) para pertenecer a una componente local que se caracteriza por salinidades bajas. Sin embargo, la evaluación de estas características se discute en las siguientes secciones.

Con base en las características mencionadas para cada grupo y el triángulo izquierdo del diagrama de Piper (Figura 27) podría considerarse que la evolución catiónica general en la subcuenca tiende de la facie magnésica hacia una de mezcla, donde no domina ninguno de los 4 cationes, hasta llegar a la sódica-potásica, donde se ubican los dos grupos de mayor evolución hidroquímica. Esa evolución general también se ha visto en otras partes de la CM (Cardona y Hernández, 1995). Al considerar el rombo central del diagrama, la evolución dominante de las aguas subterráneas tiende de la facie bicarbonatada cálcica-magnésica hacia la bicarbonatada sódica-potásica, lo que podría indicar procesos de intemperismo e intercambio iónico a lo largo del recorrido subterráneo, pues en regiones de geología similar se han observado tales procesos en evoluciones hidroquímicas de ese tipo (Huneau et al., 2011).

Esas tendencias y consideraciones anteriores pudieran verse reflejadas también de forma general con los índices de saturación de las especies químicas esperadas, porque la mayoría de las especies minerales tienden a la disolución en el grupo 1 (Figura 28), coincidiendo con su asociación a una componente local, donde el tiempo y recorrido de circulación es relativamente corto y por ello ningún mineral satura la solución. Aunque, considerando el valor promedio de los sitios de este grupo, la dolomita tiende a precipitar de la disolución, por lo que es probable que los otros minerales con magnesio en su estructura, reportados en los primeros metros de la planicie en la subcuenca, generen una saturación pequeña en dicho catión que con las condiciones termodinámicas adecuadas logre propiciar la precipitación de la dolomita para la mayoría de los sitios (Figura 28).

En el grupo 2, la tendencia de las especies minerales a precipitarse aumenta, (lo que permite que no domine ningún catión), ya que está asociado a una componente de mayor tiempo de circulación y trayectorias más largas que las del grupo 1 (Figura 29). Además, las especies con SO_4^{2-} siguen tendiendo a la disolución, pero en menor medida que en el grupo 1, ya que este grupo se asoció a una componente intermedia pequeña donde dicho anión es importante pero no el dominante. Finalmente, en los grupos 3 y 4 la disolución de halita disminuye respecto de los

grupos 1 y 2 (Tabla 13), ya que son de mayor evolución hidroquímica y han tenido más tiempo para aumentar su concentración de Cl^- y Na^+ . Por otra parte, en la mayoría de los grupos, los minerales que tienden a la precipitación son los silíceos, asociados al ambiente volcánico de la subcuenca.

Aunque la predominancia de la interacción agua-roca sea evidente en el agua subterránea, en las figuras 30 y 31, también se puede inferir que los sitios pertenecientes a la componente local que presentan NO_3^- son los que menos interacción con el medio geológico han tenido al concentrarse más cerca del límite donde domina la precipitación, mientras los que pertenecen a una evolución considerada natural, con base en el diagrama de Mifflin (Figura 37), van aumentando su contenido en STD, aniones y cationes hasta llegar al área donde predomina la evaporación, que de acuerdo con Marandi y Shand (2018) en aguas subterráneas esa interpretación es distinta a la de aguas superficiales. Por lo que, considerando las profundidades de los pozos de extracción de los grupos 3 y 4, superiores a los 350 m (Tabla 6 de anexos), es imposible que estén influenciados por las condiciones climáticas. Por una parte, los cambios estacionales del clima llegan a influir en la temperatura del agua subterránea hasta una profundidad de 27 m de acuerdo con SenStadt (2011) y dado que el clima en la subcuenca es templado subhúmedo, las variaciones de temperatura no son muy contrastantes (el promedio va de 16.5° a 19.4 °C) por lo que no se espera tengan influencia a más de 35 m de profundidad, siendo la muy lenta circulación de los flujos asociados a componentes regionales, de acuerdo con Makarenko (1948), lo que genere el aumento en su contenido iónico al tener más tiempo de interacción con el medio geológico. Por otra parte, la ubicación del grupo 2 entre los sitios de mayor y menor evolución hidroquímica concuerda con su asociación a una componente intermedia pequeña (Figuras 30 y 31).

El hecho que la mayoría de los sitios estén influenciados por el intemperismo de silicatos (Figuras 32 y 33) se relaciona con su abundancia en la composición basáltica que presentan las estructuras volcánicas del Campo Volcánico del Chichinautzin, El Pino (p.e: feldespatos, piroxenos, anfíboles), así como a los minerales ferromagnesianos que constituyen la Sierra Nevada, mencionados anteriormente. El comportamiento de los sitios de menor evolución (numeración pequeña) que salen de esa categoría, podría deberse a su menor tiempo de interacción con el medio geológico, que implica menor posibilidad de disolver rocas e ir adquiriendo especies iónicas. En el caso de los sitios con NO_3^- también fuera de la categoría ‘intemperismo de silicatos’, podría indicar que las actividades antropogénicas o de contaminación tienen mayor influencia en ellos (Figuras 32 y 33). El proceso de intemperismo de los silicatos resultó ser más importante que los procesos de intercambio iónico, ya que no se encontró relación ni correlación importante al analizar la siguiente relación: $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} -$

$\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$) vs $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$ que es indicativa del intercambio iónico (Armengol et al., 2017).

6.2 Análisis de la contaminación

Los comportamientos presentados de la relación SO_4^{2-} vs NO_3^- en las figuras 34 y 35 se asocian a las siguientes fuentes de contaminación:

Conjunto 1: aunque ambas muestras pertenecen a una componente intermedia pequeña, donde el SO_4^{2-} es un anión dominante por naturaleza, el hecho de que presenten valores relativamente bajos de NO_3^- en comparación con los SO_4^{2-} en una relación casi lineal y se ubiquen en áreas urbanas con fracturamientos y/o cerca de fallas que podrían estar facilitando el recorrido de contaminantes, como se ha visto en otros lugares de la subcuenca (Ortiz-Zamora, 1996), podría indicar que están siendo contaminadas con aportes de aguas residuales, probablemente domésticas, ya que estas poseen en proporciones variables NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} y Cl^- como aniones importantes y Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ y NH_4^+ en cuanto cationes, debido en gran parte por los desechos fecales, orina y detergentes que continen (López y Martín, 2017). Por lo que, estas aguas podrían estar influenciando las concentraciones naturalmente altas de SO_4^{2-} en esta componente, así como las de NO_3^- , otros iones y parámetros fisicoquímicos, como el pH, que puede ir de 6 a 9 (López y Martín, 2017).

Se considera existe contaminación por NO_3^- , porque en componentes que circulan a mayor profundidad el oxígeno disuelto es muy poco o nulo, lo que genera un ambiente reductor donde los NO_3^- son reducidos en teoría hasta $\text{N}_{2(g)}$, por desnitrificación o bien mediante otros donadores de electrones comunes como el Fe^{2+} , H_2S y CH_4 (Appelo y Postma, 2005). En este caso, las muestras al estar asociadas a una componente intermedia pequeña deberían tener concentraciones bajas de oxígeno disuelto y NO_3^- . Sin embargo, esto no ocurre, la muestra que presenta mayor concentración de NO_3^- tiene concentraciones casi nulas de oxígeno disuelto (Figura 36), por lo que la presencia de este anión no parece natural. Mientras, el otro sitio presenta concentraciones de oxígeno disuelto más altas y de NO_3^- ligeramente menores a las de la muestra anterior (Figura 36). Esto último podría deberse por una parte a la variabilidad en las proporciones de los iones que puede existir entre aguas residuales. Y, por otra parte, a los procesos de mineralización, fijación, absorción, volatilización y en general biogeoquímicos del N que puedan llevarse a cabo en el suelo antes de que los lixiviados entren en contacto con el agua subterránea. En cuanto al oxígeno disuelto, este podría explicarse por las proporciones de mezcla tan similares que presentó con la fuente 1 (Tabla 11), asociada a la componente local, donde el oxígeno disuelto puede ser naturalmente alto. Y esta concentración de oxígeno podría permitir la nitrificación aerobia del amonio, donde este catión se transforma en NO_3^- .

Por otro lado, el manantial fue el único que presentó una concentración alta de PO_4^{3-} y en la subcuenca solo se reportó una capa de 4 a 5 cm de espesor formada principalmente por cristales de 2 a 3 cm de estruvita (asociados a factores naturales) a 80 metros de profundidad en una zona inundada de la planicie lacustre, cerca del Lago de Chalco (Pi et al., 2010). Por lo que, las concentraciones naturales para el PO_4^{3-} en la componente intermedia pequeña, deberían ser muy bajas al ser esa la única fuente natural para este anión reportada en la estratigrafía de la subcuenca y ser ésta una componente que se estima circula a mayor profundidad.

Considerando que las condiciones para la formación y conservación de este mineral son zonas húmedas con acumulación de guano y anoxia (Hutchinson, 1950). En caso de presentarse naturalmente en otras partes de la subcuenca, sería en la zona centro de la planicie, donde se encuentra el lago, terrenos inundados y el sedimento lacustre tiene mayor espesor que harían probable las condiciones para su formación. Sin embargo, este sitio se encuentra en la porción este de la subcuenca (Figura 26), casi en el límite del acuitardo, donde en los registros litológicos de pozos ubicados cerca de este sitio (Figura 13, Sección 3.5) se observa que los sedimentos lacustres llegan a una profundidad máxima de 100 m en algunas zonas, pero los depósitos aluviales y piroclásticos se vuelven dominantes, lo que no hace probable las condiciones naturales para la formación de este mineral.

Además, el tiempo de contacto/interacción entre la componente intermedia pequeña y la estruvita debería ser menor al de la componente local, por la mayor profundidad a la que se estima circula. Esto, podría sugerir que las concentraciones de PO_4^{3-} para la componente intermedia pequeña no deberían ser superiores a las de la componente local. Sin embargo, se observa lo contrario haciendo más probable que los aportes de aguas residuales generarán esa cantidad de PO_4^{3-} al agua subterránea al ser otro de los aniones mayoritarios en estas. Por otra parte, este manantial podría estar presentando concentraciones de SO_4^{2-} más altas a las del otro sitio debido a su cercanía con fábricas del tipo metalmecánica, donde compuestos sulfatados, (sulfato ferroso, sulfato de cobre, sulfato de níquel), y otros tipos de compuestos de azufre, como el metabisulfito de sodio y ácido sulfúrico, son empleados en diferentes procesos de la industria metalmecánica (Secretaría Distrital de Ambiente, 2010; López-Badilla et al., 2016), las cuales pueden estar influyendo en la composición de las aguas residuales.

Los siguientes tres conjuntos están asociados a la componente local, que al circular a menor profundidad es más vulnerable a contaminarse.

El conjunto 2 se relaciona con efluentes de las distintas industrias que rodean los sitios, a pesar de no presentarse fracturas en las fábricas cercanas, sí existen fallas que pasan tanto por los sitios como por las fábricas, las que podrían estar facilitando la percolación de dichos efluentes. Aunque, en México las tuberías reciben los desechos de múltiples actividades antropogénicas e

incluso de la lluvia, es muy probable que las aguas residuales de zonas industriales esten enriquecidas con los desechos de ese sector y contaminen las aguas subterráneas, como ha ocurrido en otras partes del mundo (Subbarao et al., 1996; Selvakumar et al., 2017).

Por otra parte, la subcuenca es una zona que ha sufrido hundimientos desde hace muchos años (Pérez-Centeno, 2009; Solano-Rojas et al., 2015), los cuales pueden afectar las tuberías generando fugas. En este caso, considerando la red de flujo, las fábricas que podrían influir en el comportamiento de este conjunto son: la textil con compuestos de azufre en los vertidos de los procesos de desengrasado, tintura, carbonizado y lavado (Sans y Ribas, 1989). Papelera, durante la elaboración de la celulosa/pulpa donde los procesos más utilizados son Kraft o del sulfato; del sulfito y de sosa, los cuales involucran sulfuro sódico, sulfato sódico, ion bisulfito, entre otros compuestos de azufre también empleados en el blanqueamiento y brillantez del papel (Sans y Ribas, 1989; Mendoza-González, 2001). Alimentaria, durante los diversos procesos de lavado pueden estar presentes los detergentes sulfatados y en algunos casos el dióxido de azufre, bisulfitos y sulfitos usados como conservadores de alimentos (Gilvonio, 1974; Ruiz y Jiménez, 2009; Urfalino y Quiroga, 2011; Gutierrez y Mamani, 2013). Metalmecánica, mencionada en el conjunto 1; plástica y otras, que a pesar de tener diferentes procesos productivos y materias primas, las constantes en aguas residuales industriales son los compuestos inorgánicos como sales, óxidos, ácidos y bases inorgánicas, metales pesados, etc., que pueden aparecer en otras aguas residuales pero en estas son más abundantes (Lloret et al., 1995; Fundación Entorno, 1998) y en menor proporción la materia orgánica. Aunque, en los sectores alimentario y paplero esa proporción es mayor (Flores-Elizondo, 2014), esto podría explicar las concentraciones menos importantes del NO_3^- respecto al SO_4^{2-} , además del recuperado de ciertas fibras o residuos de la materia orgánica primaria u otros compuestos dependiendo del tipo de industria, que normalmente muchos sectores hacen para ‘limpiar’ sus aguas residuales, maximizar rendimientos y ganancias, al ser útiles como materias primas secundarias en otros sectores (Castells, 2000; ASPAPEL, 2008). Otra constante en los desechos industriales son los gases de monóxido de carbono, óxido de azufre y nitrógeno (Aramendi-Azkarate et al., 2001; Orozco-Barrenetxea et al., 2004; López-Badilla et al., 2010) que pueden ser una fuente secundaria o menos directa de la aportación de SO_4^{2-} y NO_3^- al agua subterránea, por el tiempo que la lluvia tarda en infiltrarse; dispersión de las nubes contaminantes dependiendo de las condiciones atmosféricas y topográficas, principalmente (Aránguez et al., 1999); y de los procesos de atenuación biológica y química que puedan generarse en el suelo y durante su infiltración.

Los conjuntos 3 y 4 se ubican en zonas agrícolas de las faldas del Campo Volcánico del Chichinautzin, donde la permeabilidad primaria y secundaria de las rocas volcánicas podría facilitar la entrada de contaminantes, como se ha inferido en otras ocasiones tanto para el

municipio de Milpa Alta como en otras áreas del Campo Volcánico del Chichinautzin (Krivochieva y Chouteau, 2003). Además, de las fallas y/o grietas cercanas podrían facilitar una percolación relativamente mayor que en los otros conjuntos ubicados en la planicie, donde hay una capa de arcilla.

El conjunto 3 se asocia a fertilizantes que contienen especies de nitrógeno y azufre en proporciones similares, siendo el sulfato de amonio uno de los más comúnmente empleados, muy soluble a 20 °C, contiene 10% de NH_4^+ y 23% de SO_4^{2-} (Ruíz, 1999), lo que podría explicar la tendencia casi lineal de su comportamiento gráfico. Además, Hernández-Juárez (2019) menciona que los fertilizantes químicos son la segunda fuente más común de añadir nutrientes al suelo para algunos municipios del suroeste de la subcuenca.

El conjunto 4 se podría considerar como contaminación no puntual al ubicarse en un área de gran producción de nopal verdura, donde no solo se cultivan en el denominado suelo de conservación, dedicado a la agricultura, también están intercalados entre casas, calles y pendientes del terreno (Bonilla, 2009). Para su producción lo que más utilizan es abono orgánico, que es estiércol de diferentes animales, principalmente res (Hernández-Juárez, 2019; Eco Vida, 2015), los cuales presentan mayor contenido de nitrógeno que de fósforo y azufre (López-Martínez et al., 2001). De acuerdo con Flores-Valdez (2001) en plantaciones tradicionales de nopal verdura se emplea una cobertura de 10 a 15 cm de estiércol cada dos o tres años y en sistemas intensivos, como podría ser Milpa Alta, de 100 a 200 t/ha de abono orgánico. Aunque, en ocasiones también se usa fertilizantes químicos, comúnmente urea o sulfato de amonio de 1 a 3 veces al año. Estas cantidades de fertilizantes pueden no ser completamente asimiladas por las plantas y llegar al agua subterránea.

Otro factor importante en la producción de este nopal es el suministro de Ca^{2+} , que se complementa con cal (CaCO_3) o yeso (Fierro et al., 2003). En Milpa Alta, el suelo se encala antes de colocar el abono orgánico (Eco Vida, 2015), lo cual podría retener o capturar en cierto grado a los SO_4^{2-} , ya que en un estudio para la remoción de este anión en soluciones acuosas se obtuvo una eficiencia de remoción baja usando cal (Verdugo-Gallegos, 2013). Sin embargo, todos estos factores podrían explicar las concentraciones más altas de NO_3^- respecto a los SO_4^{2-} en el agua subterránea para esta zona. Aunado a ello, Aguilar y Santos (2011) mencionan que normalmente en áreas de cultivo al sur de la CDMX es carente el sistema de drenaje, siendo más comunes las fosas sépticas, que pueden contribuir con el aumento de los NO_3^- más que de SO_4^{2-} .

Finalmente, para los otros sitios de la componente local que no muestran un patrón específico de la relación $\text{NO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ (Figuras 34 y 35), se considera presentan contaminación por NO_3^- , porque en la subcuenca no se ha reportado ninguna fuente/yacimiento mineral que explique las altas concentraciones de este anión. De acuerdo con Pacheco y Cabrera (2003) las pequeñas

cantidades de nitrógeno en rocas ígneas solo pueden aportar algún NO_3^- a las aguas naturales durante su meteorización y considerando ambientes terrestres, el ciclo del nitrógeno ocurre principalmente en el suelo: su fijación, amonificación, nitrificación y desnitrificación, ya sea asimilatoria para requerimientos celulares, o desasimilatoria, como aceptores de electrones en condiciones anaeróbicas; dependiendo en gran medida de la actividad microbiana (Castillo, 2005).

Por otro lado, el contenido de nitrógeno total (orgánico e inorgánico) en los suelos varía entre 0.2 y 0.7% para la denominada capa arable (0-25 cm) y conforme aumenta la profundidad del perfil el porcentaje disminuye (Blasco, 1970). Todos esos factores hacen que de manera natural, el agua subterránea presente cantidades muy pequeñas de NO_3^- y generalmente en los primeros metros, donde las concentraciones de oxígeno disuelto son más altas y lo hacen estable. Además, en el agua subterránea los NO_3^- también van disminuyendo debido a las condiciones anaeróbicas que se van generando en su trayectoria (es por ello que los sitios pertenecientes a componentes regionales no presentan NO_3^-). Sin embargo, cuando hay aporte antropogénico la capacidad de depuración natural difícilmente es suficiente para limpiar el sistema (Pacheco y Cabrera, 2003), como se observa en la figura 36, donde únicamente tres de los sitios contaminados presentan una disminución de NO_3^- y oxígeno disuelto así como un aumento de HCO_3^- conforme avanza el flujo subterráneo (considerando la red de flujo) que va del sitio 'R19' al 'S13' (Figura 35), comportamiento que autores como Freeze y Cherry (1979) asocian a la desnitrificación.

Otro indicativo de contaminación en sistemas volcánicos de acuerdo con Morgenstern y Daughney (2012) es la presencia de concentraciones altas de materia orgánica a bajas concentraciones de oxígeno disuelto (OD), aceptando un rango de 6 a 10 mg/L de OD para aguas subterráneas óxicas, característica que se observa en la mayoría de sitios con NO_3^- , tanto en la figura 36 como figura 38, donde resaltan los del suroeste que a pesar de estar en laderas del Campo Volcánico del Chichinautzin, fuente importante de recarga, sus concentraciones de OD fluctúan entre 0.2 a 6.6 ppm con altos contenidos de NO_3^- de hasta 22.9 mg/L.

Aún considerando que los sedimentos lacustres del cuaternario son ricos orgánicamente (Ortiz-Zamora y Ortega-Guerrero, 2010), que representan una fuente natural de mayor importancia al contenido de nitrógeno en las rocas, debido a su muy lenta degradación (Appelo y Postma, 2005) y distribución en la subcuenca, los distintos procesos de reducción del NO_3^- podrían tener el tiempo suficiente para mantener en equilibrio el sistema de aguas subterráneas, con bajas concentraciones de este anión, como se observa en otros sitios de la componente local (Figuras 37 y 38), que están por debajo del LD de 1.5 mg/L, y que podría considerarse preservan las condiciones base del sistema subterráneo, ya que en otras líneas base se han presentado valores

de 0.1 hasta 3.0 mg/L de NO_3^- para aguas subterráneas bien oxigenadas (Daughney et al., 2012; Kim et al., 2015). Sin embargo, en la subcuenca el agua subterránea presenta concentraciones de OD bajas (Figura 38) con excepción de algunas zonas, como al este donde se ubica el sitio con la concentración más alta de 13 ppm y 3.3 mg/L de NO_3^- , asociado a contaminación porque al estar cerca de la Sierra Nevada, fuente importante de recarga, tendría menos tiempo de interacción con la parte sedimentaria, que posee materia orgánica, y se esperaría tuviera una concentración mínima del anión. Además, en ambientes volcánicos y/o sedimentarios, que son más similares al de la subcuenca, las concentraciones naturales de NO_3^- van de 0.25 a menos de 2.5 mg/L (Koh et al., 2009; Morgenstern y Daughney, 2012).

6.3 Línea base

Con base en la distribución geográfica de la evolución observada en el diagrama de Mifflin (Figura 37) de los sitios que no fueron asociados a contaminación, así como en las tendencias del contenido de oxígeno disuelto (Figura 38) y pH (Figura 39) que en general disminuyen o aumentan de forma inversa entre ellos, se podría considerar a las porciones este y oeste como zonas de entrada y salida, respectivamente, del agua subterránea en la subcuenca, considerando que conforme el agua subterránea va fluyendo e interactuando con el medio geológico, sus concentraciones de OD van disminuyendo y el pH va aumentando. Mientras, los sitios '1' y '17' podrían considerarse como representantes naturales de esas zonas, al marcar la dirección principal del flujo subterráneo.

El grupo 2 es de las excepciones en la tendencia de disminución del pH, porque el sitio ubicado al este de la planicie presenta el valor más bajo, 6.8 y el de la porción suroeste tiene un valor ligeramente menor (7.8) a los otros sitios de esa zona (~ 8.1) considerada como salida del flujo subterráneo (Figura 39). De acuerdo con Appelo y Postma (2005) los procesos naturales de acidificación del agua subterránea son: producción de CO_2 por oxidación de materia orgánica y respiración de las raíces en el suelo, que parece poco probable en este grupo al estar asociado a una componente intermedia pequeña, donde la influencia del suelo debería ser mínima, como se interpretó en los diagramas de Gibbs (Figuras 30 y 31). Sin embargo, la oxidación de MO proveniente del lixiviado de las aguas residuales con las que se relacionó el grupo 2, podría explicar, tanto los valores de pH, como las altas concentraciones de CO_2 en el grupo (Tabla 7: T21 y PD), porque durante la descomposición biológica de compuestos orgánicos hay dos fases, de transición y ácida, en las que el contenido de $\text{CO}_{2(\text{gaaq})}$ es importante, en la primera la concentración aumenta de manera considerable y en la segunda se vuelve el dominante (Orozco-Barrenetxea et al., 2004). Mientras, las reacciones anaerobias por condiciones redox naturales, como la reducción de SO_4^{2-} y NO_3^- solo aportan pequeñas cantidades de CO_2 (Freeze y Cherry, 1979). Otro proceso natural, que podría generar valores de pH más bajos que la

oxidación de MO es la oxidación de pirita, porque estequiométricamente la primera reacción produce sólo 1 CO₂ y la segunda 8 iones de hidrógeno, esto haría más probable que únicamente el sitio del grupo 2 con el pH más bajo estuviera influenciado por este proceso de acidificación. Sin embargo, al ser la pirita un mineral común en sistemas volcánicos como la subcuenca, otros sitios de flujos provenientes de unidades volcánicas también presentarían valores de pH bajos. Lo cual, hace más probable que ese sitio del grupo 2, este influenciado por las aguas residuales del sector metalmeccánico que le rodea (Figura 35), donde la pirita también es un material común para el cromado de acero, fundiciones, etcétera (Acomet Metales y Minerales S.L., s.f.) y en algunos casos los desechos del sector son ácidos (Alvarez y Proaño, 2006).

Por otra parte, considerando la red de flujo y los sitios no asociados con contaminación anteriormente, se distinguen cuatro caminos de flujo ‘naturales’ principales (Figura 40), los cuales concuerdan tanto con las tendencias en redes de flujo de años anteriores en la subcuenca, (mencionadas al inicio de la discusión), como con el comportamiento general de las isolíneas de OD, pH y distribución de la evolución de esos sitios ‘naturales’. Dos de esos caminos tienen como sitios representativos de su ‘inicio’ y ‘fin’ a los mismos indicados para las zonas de ‘entrada’ y ‘salida’ del flujo subterráneo. Mientras, los otros dos caminos de flujo indican otra ‘salida’ importante en la subcuenca, representada por el sitio ‘14’ que tiene concentraciones bajas de OD y un pH alcalino, similar al del otro representante de ‘salida’ (Figuras 38 y 39).

Estos sitios establecen un rango de concentración natural para cada ión principal respecto de la composición inorgánica del agua subterránea (Figura 41), que no debería ser sobrepasado por los otros sitios considerados naturales que conformaron las líneas de flujo (Figura 40). Sin embargo, al estar involucrados sitios de las componentes local y regionales en algunas rutas del flujo subterráneo propuestas, como por la incertidumbre en especificar que ruta toma cada sitio y con ello el sitio de salida contra el cuál compararlo. Además, de la posible anomalía que disminuye el contenido de SO₄²⁻ del sitio de salida ‘14’ con respecto del de entrada, el proceso para discernir si los sitios fuera de algún rango natural están asociados a procesos naturales o contaminantes, requiere la evaluación de otros parámetros (Tabla 14 y Figuras 41, 42, 43 y 44):

El hecho de que los sitios asociados a la componente local superen las concentraciones del sitio de salida ‘17’ asociado a una componente regional pequeña puede sugerir contaminación, como ocurre en los sitios ‘15’, ‘16’ y ‘14’ (Figura 41). El sitio ‘16’ es el único de la componente local con concentraciones de NH₄⁺ altas, una especie que comunmente no supera 1 mg/L en agua subterránea al menos que sea un agua vieja fuertemente reducida, donde llega a superar los 10 mg/L, o este asociada a contaminación (Shand et al., 2007). Eso hace posible que el sitio ‘18’ representante de una componente regional de mayor evolución que la del ‘17’ pueda presentar una concentración alta de NH₄⁺ de manera natural. Sin embargo, es 5.8 veces mayor a lo visto

naturalmente en otros sistemas reducidos y considerando el diagrama de Eh-pH todas las muestras de la subcuenca tienen condiciones redox que hacen termodinámicamente más probable y estable la presencia de nitrógeno molecular (N_2), esto hace más probable un aporte externo de NH_4^+ .

De acuerdo con Christensen et al. (2001) en varias plumas contaminadas por lixiviados de vertederos en agua subterránea se presentan distintas condiciones redox a lo largo de la pluma, tanto vertical como horizontalmente, que pueden explicar la concentración más alta de NH_4^+ en el sitio '18' a la del '16' a pesar de la corta distancia que existe entre ambos y de sus profundidades de pozo tan similares, 386.5 m y 399 m, respectivamente (Tabla 6 de anexos); así como la ausencia de NH_4^+ en el sitio '11' que está muy cerca de los anteriores (Figura 42), pero con una profundidad de pozo mayor a la de ellos, de 454.4 m, donde la pluma puede ya no influir. Además, en esas fases donde el NH_4^+ es importante también ocurre la reducción de SO_4^{2-} y básicamente no hay NO_3^- ni OD, lo que concuerda con las bajas concentraciones de NO_3^- y OD, así como con la tendencia de disminución del SO_4^{2-} que presentan estos sitios (Figuras 38 y 41). Debido a que los sitios '11' y '14' no tienen las mismas condiciones que los anteriores, su aparente reducción en SO_4^{2-} (que se observa también en otros sitios) podría deberse a procesos naturales.

Por otra parte, Krivochieva y Chouteau (2003) mencionan que otros sitios del mismo ramal al que pertenecen los anteriores (Mixquic-Santa Catarina), pero un poco más cercanos a la Sierra de Santa Catarina, 6 años después de su perforación presentaron contaminación por NO_3^- , NO_2^- y MO asociada a lixiviados del basurero de Santa Catarina. En este caso, por la distancia que hay del basurero a los sitios con NH_4^+ , que varía entre 5 y 6 km (medida en el software ArcGIS) y considerando que la distancia promedio de una pluma contaminante es de 400 m (Christensen et al., 2001) es más probable que el origen de los lixiviados provenga del canal cercano a los sitios (Figura 42).

Los sitios '17', '6', '15' y '13' presentan sulfuros que de acuerdo con el diagrama de Eh-pH no es la especie termodinámicamente más estable en el sistema, porque se requieren condiciones más reductoras, las cuales en un flujo regional sí podrían presentarse, como representa el sitio '17' que además muestra una disminución en SO_4^{2-} y bajo contenido de sulfuros (Tabla 14), comportamiento que también muestra el sitio '6'. Mientras, en los otros dos sitios ocurre lo contrario, tienen altas concentraciones de SO_4^{2-} y sulfuros más altos a los anteriores, características que podrían indicar influencia de contaminación. Por una parte, su ubicación en un área de recarga que distintos autores consideran importante para el sistema subterráneo (Rodríguez y González, 1989), les daría condiciones redox oxidantes, como comúnmente ocurre en áreas de recarga (Freeze y Cherry, 1979) y considerando que también es un área a la que se

dirige el flujo subterráneo (está cerca de la zona de salida), el potencial redox se volvería ligeramente reducido, como para lograr los procesos de desnitrificación observados en algunos sitios de esta zona. Aún considerando ambos escenarios la reducción de SO_4^{2-} no tendría lugar, como se observa en el sitio '6', y sin ella la presencia de sulfuros de manera natural se vuelve difícil. Por otro lado, al estar cerca de otros sitios contaminados por NO_3^- que también presentaron sulfuros (Figura 42), es probable que la gran cantidad de MO añadida con los abonos, de uso predominante en la porción suroeste de la subcuenca (como se menciona en la sección anterior), genere secciones someras con una fuerte capacidad reductora para la producción de sulfuros. Además, el estiércol de caballo es uno de los sustratos orgánicos con más éxito para promover la actividad de bacterias reductoras de SO_4^{2-} (Castillo-Hernández, 2013). Las fábricas de alrededores, también podrían proporcionar sulfuros, que son comunes en sus desechos (López y Martín, 2017).

Por otra parte, Ortega et al. (1993) menciona que los manantiales que llegaron a existir en las faldas del Campo Volcánico del Chichinautzin eran de baja salinidad, y en este caso el sitio '15', aunque no es un manantial está asociado a una componente local que en general presentó menor evolución hidroquímica inorgánica, por lo que sus concentraciones de Cl^- y Na^+ más elevadas a la del resto del grupo 1 podrían confirmar su contaminación.

De acuerdo con Freeze y Cherry (1979) en algunas regiones sedimentarias el agua sufre reversiones en la secuencia de aniones dominantes, siendo más común el aumento en HCO_3^- y disminución de SO_4^{2-} , por lo que la aparente anomalía en las concentraciones de SO_4^{2-} presentada en sitios de mayor evolución hidroquímica de la componente local (Figura 45) puede estar asociada a factores naturales en la subcuenca, ya que no se observan tendencias claras de impacto antropogénico. La regresión de SO_4^{2-} a HCO_3^- no altera el aumento progresivo en Cl^- , que al ser minoritario en rocas y sedimentos no llega a saturarse, al menos en la componente local. Además, de no generar concentraciones apreciables de sulfuros. Este comportamiento del SO_4^{2-} , también fue reportado por Cardona y Hernández (1995) al analizar una sección del sur de la ciudad hacia el lago de Texcoco.

La representación de las condiciones base en otros sistemas subterráneos del mundo se hace principalmente con gráficas de probabilidad o frecuencia acumulada, diagramas de caja y bigote considerando diferentes percentiles o mediante parámetros estadísticos (Shand et al., 2007). En este caso, la gráfica modificada de Schoeller se considera más fácil de visualizar al señalar los rangos de concentración de manera escalonada, de mayor a menor concentración para las distintas especies analizadas (Figura 45); ayuda a dar una idea clara del comportamiento del sistema; permite el análisis de anomalías o tendencias; muestra las concentraciones en las unidades más comunes para las principales especies disueltas en agua subterránea; permite

diferenciar los rangos de concentraciones por componentes. Aunque, con este estudio solo una muestra representativa de flujos regionales se consideró natural, en gran parte por la amplia distribución o dominancia de la componente local en la subcuenca, por lo que haría falta definir con más detalle las concentraciones base de componentes más evolucionadas en la subcuenca.

Este trabajo podría representar un paso importante en las investigaciones de línea base, ya que anteriormente, distintos estudios como los de Edmunds et al. (1987) y (2002), asociaban algunas concentraciones y/o comportamientos estadísticos de éstas con la existencia de flujos más profundos y/o de mayor recorrido, pero no se identificaban las concentraciones base/naturales de cada componente de flujo perteneciente al sistema como en este trabajo. El caso de estudio más relacionado con la idea anterior fue el de Morgantini et al. (2009) donde asociaron ciertas distribuciones de probabilidad de las concentraciones de distintos elementos; facies químicas; concentraciones de salinidad y presión de CO₂ a dos tipos de circulación: somera y profunda de unidades acuíferas diferentes. Sin embargo, no fueron analizadas como componentes de flujo de un solo sistema subterráneo y por ende, su análisis de contaminación no se fundamentó en la teoría de sistemas de flujo de agua subterránea, como en este trabajo, sino en los métodos estadísticos (distribuciones de probabilidad, análisis de componentes principales y diagramas de caja y bigote) evaluados con las características naturales de la zona, al igual que en otros estudios.

Por otra parte, el análisis de mezcla de miembros finales (EMMA) aunque no había sido empleado para los estudios de líneas base resultó de gran ayuda, no solo para agrupar a distintas muestras con concentraciones similares, sino también para analizar el comportamiento grupal de los iones principales en agua subterránea de las muestras. Lo cual, permitió identificar las cuatro componentes del sistema de flujo subterráneo en la subcuenca, con las cuales se evaluó si los sitios de muestreo estaban o no contaminados al examinar su composición química inorgánica y algunas propiedades fisicoquímicas. Sin embargo, el EMMA sí se había empleado para identificar las componentes de un sistema de flujo en el estudio de Olea-Olea et al. (2020).

La línea base presentada en este trabajo, como cualquier otra, brinda una idea clara de las condiciones naturales, en este caso de la subcuenca de Chalco. Sin embargo, no representa toda la variabilidad temporal y espacial que puede haber en el sistema subterráneo, aspecto que deberá considerarse en los análisis o evaluaciones posteriores.

En distintos países, principalmente en el Reino Unido, se han obtenido avances importantes en el manejo, cuidado y administración del agua subterránea con los estudios de línea base (BGS, 2020), por lo que México podría no ser la excepción y sentar un precedente con esta metodología en esas materias, brindando conocimiento imprescindible para entender el funcionamiento de cada sistema subterráneo al fundamentar los estudios de línea base en la

teoría de sistemas de flujo y para poder evaluar el impacto de las actividades humanas en el líquido, al sentar los rangos de concentración naturales de cada componente del sistema. Con lo cual, se supere por completo la ideología de considerar contaminación a concentraciones atípicas o consideradas muy altas de ciertos parámetros fisicoquímicos y/o iones sin evaluar los factores naturales que influyen en la composición del agua subterránea. Y de comparar contra las normas oficiales pertinentes o contra índices de calidad generales que no evalúan la particularidad de cada sistema subterráneo y por ende no consideran el ambiente natural que afecta la composición química del agua subterránea, cuando se trate de determinar la calidad natural de esta. E incluso, cuando no sea así, pues como se mencionó, el conocimiento que proporcionan estos estudios podría ser vital para entender el ambiente subterráneo y evitar malas prácticas en su administración.

Capítulo 7. Conclusiones

Se identificaron y caracterizaron cuatro componentes del sistema de flujo subterráneo en la subcuenca:

- Local: presenta las concentraciones más bajas de los principales iones en agua subterránea (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) de entre todas las componentes, pero dentro de sí el ion predominante es el HCO_3^- . Presenta un amplio rango de temperatura asociado a su condición en la zona superior o de flujo activo. Y es la componente de flujo que dominó en la subcuenca, ya que esta no es de gran tamaño y la rodean al sur y este, zonas de recarga importantes.
- Intermedia pequeña: con una relación ' $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ ', presenta las concentraciones más altas de SO_4^{2-} de entre todas las componentes, pero dentro de sí sigue dominando el anión HCO_3^- , lo que la hace hidroquímicamente más evolucionada a una local, pero menos que una intermedia donde domina el SO_4^{2-} .
- Regional pequeña: con altas concentraciones de Cl^- , Na^+ y K^+ que la hacen hidroquímicamente más evolucionada a una intermedia.
- Regional: hidroquímicamente más evolucionada al presentar la concentración más alta de Cl^- y diferenciada catiónicamente por su alto contenido en Mg^{2+} .

Las componentes de flujo identificadas pueden variar en el tiempo ya que son parte de un sistema dinámico, tanto natural, como antropogénico.

Las principales fuentes contaminantes y componentes de flujo afectadas fueron:

- Aguas residuales domésticas que afectaron a la componente intermedia pequeña (grupo 2).
- Aguas residuales industriales que generaron un visible aumento del SO_4^{2-} respecto del NO_3^- en algunos sitios de la componente local (conjunto 2).
- Fertilizantes con proporciones de nitrógeno y azufre similares, como el sulfato de amonio comunmente empleado en la subcuenca, que afectaron al denominado conjunto 3 correspondiente a la componente local.
- Abonos orgánicos que aumentaron el contenido de NO_3^- más que el de SO_4^{2-} , en el caso del conjunto 4, también de la componente local.
- Posible influencia de lixiviados del canal que pasa por el centro de la subcuenca en dos sitios del ramal Mixquic-Santa Catarina, que corresponden a la componente local y a la componente regional.

Se observó que las zonas más afectadas por la contaminación fueron las más cercanas a los pies de monte de las sierras que delimitan la subcuenca, principalmente alrededor del volcán Teuhtli.

Se identificó que las fuentes contaminantes no solo pueden afectar la composición química inorgánica natural del agua subterránea al aumentar las concentraciones de un soluto o especie iónica, también pueden modificar los procesos de atenuación naturales, como son las reacciones de óxido-reducción, entre ellas la desnitrificación que sólo se observó en tres sitios de la subcuenca y no fue muy significativa. Y la presencia de sulfuros en ambientes subterráneos termodinámicamente poco reductores, incluso, en algunos casos, a concentraciones altas de SO_4^{2-} .

La línea base hidroquímica inorgánica de la subcuenca muestra una evolución natural aniónica, en las componentes local y regionales, que tiende a disminuir en los SO_4^{2-} y enriquecerse en los HCO_3^- sin afectar el enriquecimiento progresivo en Cl^- , ni generar concentraciones apreciables de sulfuros, ya que estos solo se observaron en zonas agrícolas, donde el abono podría representar un medio adecuado para su proliferación. Considerando a los cationes, el agua subterránea tiene una línea de evolución predominante que va desde la facie bicarbonatada cálcica-magnésica hacia una bicarbonatada sódica-potásica. Además, se identificó que los procesos dominantes en la composición química inorgánica del agua subterránea son la interacción agua-roca y el intemperismo de silicatos.

Se considera se cumplió el objetivo principal y la hipótesis de este trabajo al lograr establecer la línea base hidroquímica inorgánica de la subcuenca evaluando la composición química inorgánica del agua subterránea a través de las componentes de flujo subterráneo identificadas y

considerando el ambiente natural del área de estudio. Aunque, la línea base representa un marco de referencia para futuras investigaciones, siempre será necesario tomar en cuenta las condiciones y variaciones naturales para analizar el sistema subterráneo.

Debido a que no existe una metodología única para elaborar una línea base se considera que la empleada en este trabajo es exitosa desde la perspectiva inorgánica y de los sistemas de flujo, al analizar los iones principales en agua subterránea para lograr distinguir entre sitios contaminados y naturales. Por ende, podría emplearse para otros sistemas subterráneos de características similares o distintas, ubicados en zonas que han sido alta o moderadamente modificadas por actividades humanas.

Por lo anterior, se comprueba que los objetivos e hipótesis planteados en este trabajo se cumplieron.

7.1 Reflexiones finales

Una visible mejora en el método para determinar la línea base, con lo cuál también podría usarse en zonas con poca o nula actividad antropogénica, sería la implementación de isótopos, usados ampliamente en estudios de línea base, para corroborar las fuentes de origen de las especies asociadas a contaminación. Por ejemplo, para esta zona de estudio, sería de mucha utilidad analizar los isótopos del SO_4^{2-} por ser importante en la secuencia de evolución aniónica, en sistemas volcánicos y en muchas actividades humanas.

La determinación de la línea base mediante la teoría de sistemas de flujo en México podría ser muy útil no sólo en el ámbito científico, también en el práctico para mejorar los esquemas administrativos del agua subterránea, porque si se conocen las concentraciones y características naturales de cada sistema de flujo se podrían tomar desiciones adecuadas a cada caso, por ejemplo, para la mitigación de sitios o zonas contaminadas, implementando las técnicas adecuadas al conocer el tipo de contaminación; para evitar futuros eventos de contaminación al identificar zonas vulnerables, de recarga y/o descarga del sistema; en evaluaciones del impacto humano o de los esfuerzos realizados para la remediación mediante la comparación contra los valores base, considerando siempre la variabilidad natural que pueda existir; para evitar captar componentes más evolucionadas que naturalmente serán inadecuadas para el consumo humano; para reestructurar las normas e índices de calidad del agua subterránea cuyos límites deberán adecuarse a cada sistema de flujo, o tal vez más importante, para dejar atrás la idea de evaluar la calidad natural del agua subterránea con normas e índices de calidad para determinado uso del líquido.

En el caso de la subcuenca de Chalco este estudio podría ser útil para re-evaluar las medidas de prevención y conservación de la calidad natural del agua subterránea que se llevan a cabo, así como de la normatividad referente a la disposición de los residuos sólidos o líquidos que generamos en distintos sectores (doméstico, industrial, agrícola y ganadero) para reducir el riesgo de contaminación del agua subterránea. Administrativamente, la identificación de las componentes de flujo y de la evolución química que presentan podría destinarse agua de la componente intermedia pequeña para el sector industrial o actividades que no requieran un agua pura o cristalina. Por otra parte, podría modificarse el diseño de los pozos para futuras perforaciones evitando que capturen diferentes tipos de agua o componentes de flujo, aunque esto también depende del volumen de extracción.

Referencias

- Acomet Metales y Minerales S.L. (s.f). *Pirita (FeS₂) Bisulfuro de Hierro*. Aditivos de fusión. Consultado el 20 de julio de 2020. <https://www.acomet.es/index.php/pirita>
- Aguilar, A. G., & Santos, C. (2011). Informal settlements' needs and environmental conservation in Mexico City: An unsolved challenge for land-use policy. En *Land Use Policy* (Vol. 28, pp. 649–662).
- Aguilar Guillermo, A., & Escamilla Herrera, I. (2013). Introducción. En *La sustentabilidad en la ciudad de México. El suelo de conservación del Distrito Federal* (pp. 5–19). MAPorrúa.
- AIC-ANIAC. (1995). *El Agua y la Ciudad de México*. Academia de la Investigación Científica A.C. y Academia Nacional de Ingeniería A.C., México.
- Alcaldía Milpa Alta. (2019a). *Los 12 Pueblos de Milpa Alta: Villa Milpa Alta*. Gobierno de los pueblos, Gobierno de la Ciudad de México. http://www.milpa-alta.cdmx.gob.mx/Pueblo_VillaMilpaAlta.html
- Alcaldía Milpa Alta. (2019b). *Milpa Alta en la Actualidad*. Gobierno de los pueblos, Gobierno de la Ciudad de México. <https://www.milpa-alta.cdmx.gob.mx/datos.html>
- Alvarez Cruz, F., & Proaño Jiménez, D. (2006). *Implementación de un sistema de tratamiento de aguas residuales para una empresa metal-mecánica*. Universidad de Guayaquil.
- Alvarez, M. J. (1961). PROVINCIAS FISIOGRAFICAS DE LA REPUBLICA MEXICANA. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 24(2), 3,5-20. <https://www.jstor.org/stable/44173915>
- Ander, E. L., Shand, P., & Wood, S. (2006). *Baseline Report Series: 21. The Chalk and Crag of north Norfolk and the Waveney Catchment*. British Geological Survey Commissioned Report No. CR/06/043N.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution* (2a ed.). A.A. Balkema Publishers.
- Aramendi-Azkarate, S., Sarasua Aranberri, M., Marañón Zalduondo, J., San Martín Zorrilla, A., & Villanueva Villamor, J. A. (2001). *Industria Alimentaria y Medio Ambiente* (BITEZ S.L

(trad.)). Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.

- Aránguez, E., Ordóñez, J. M., Serrano, J., Aragonés, N., Fernández-Patier, R., Gandarillas, A., & Galán, I. (1999). Contaminantes atmosféricos y su vigilancia. *Revista Española de Salud Pública*, 73(2), 123–132.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., & Ramírez-Espinosa, J. (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 774.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0774-6>
- Arce, José Luis, Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. del C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., & Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123–143.
<https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a1>
- Arce, José Luis, Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320–332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>
- Arizabaldo, R. D., & Díaz, G. (1991). *La contaminación del agua subterránea y su transporte en medios porosos* (Vol. 6). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Armengol, S., Manzano, M., Bea, S. A., & Martínez, S. (2017). Identifying and quantifying geochemical and mixing processes in the Matanza-Riachuelo Aquifer System, Argentina. *Science of The Total Environment*, 599–600, 1417–1432.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.046>
- ASPAPEL (Asociación Española de Fabricantes de Pasta Papel y Cartón). (2008). *Guía de gestión de residuos (fabricación de pasta, papel y cartón)* (p. 112).
http://www.aspapel.es/sites/default/files/publicaciones/Doc_84.pdf
- Ayala-Perez, L. A., & Avilés-Alatraste, O. A. (1997). Calidad del agua y concentraciones de nutrientes. En *Ecología del humedal de San Pedro Tláhuac. Un sistema lacustre del Valle de México* (pp. 31–41). Universidad Autónoma Metropolitana.
- Barthold, F. K., Tyralla, C., Schneider, K., Vaché, K. B., Frede, H.-G., & Breuer, L. (2011). How many tracers do we need for end member mixing analysis (EMMA)? A sensitivity analysis. *Water Resources Research*, 47(8). <https://doi.org/10.1029/2011WR010604>
- Bearcock, J., & Smedley, P. L. (2009). Baseline groundwater chemistry : the Magnesian Limestone of County Durham and North Yorkshire. En *Groundwater Programme: Vol. OR/09/030*. <http://nora.nerc.ac.uk/8147/>
- Bell, R. A., Darling, W. G., Manamsa, K., & Ó Dochartaigh, B. É. (2016). *The Baseline Concentrations of Methane in Great British Groundwater - the National Methane Baseline Survey*. British Geological Survey Open Report, OR/15/071.
- Bell, R. A., Darling, W. G., Ward, R. S., Basava-Reddi, L., Halwa, L., Manamsa, K., & Ó Dochartaigh, B. E. (2017). A baseline survey of dissolved methane in aquifers of Great Britain. *Science of the Total Environment*, 601–602, 1803–1813.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.191>
- Bello, M., Ketchemen-Tandia, B., Nlend, B., Huneau, F., Fouepe, A., Fantong, W. Y., Ngo Boum-Nkot, S., Garel, E., & Celle-Jeanton, H. (2019). Shallow groundwater quality

- evolution after 20 years of exploitation in the southern Lake Chad: hydrochemistry and stable isotopes survey in the far north of Cameroon. *Environmental Earth Sciences*, 78(474), 19. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8494-7>
- Beltrán-Bernal, T. (1998). La desecación del lago (ciénaga) de Chalco. *El Colegio Mexiquense, AC*, 29, 1–4.
- BGS (British Geological Survey). (2020). *Baseline chemistry of groundwater in UK aquifers*. UKRI, Natural Environment Research Council. <https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/quality/BaselineUK/home.html>
- Birkle, P., Torres Rodríguez, V., & González Partida, E. (1998). The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption. *Hydrogeology Journal*, 6, 500–517. <https://doi.org/10.1007/s100400050171>
- Blasco Lamenca, M. (1970). Bioquímica del nitrato. En *Microbiología de Suelos: Curso* (pp. 126–177). Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA.
- Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64(1), 476–497. <https://doi.org/10.1007/BF01820679>
- Bonilla-Flores, M. (2019). *Estructura y dinámica poblacional de Potamocypris smaragdina (Vávra, 1891) (Crustacea: Ostracoda) y su relación con parámetros ambientales en el actual lago de Chalco*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bonilla Rodríguez, R. (2009). Agricultura y tenencia de la tierra en Milpa Alta: Un lugar de identidad. *Argumentos*, 22(61), 249–282.
- Bouvier, C., Didon, E., Niedzielski, H., & Huizar, R. (1993). Hidrología e Hidrogeología en la cuenca de Chalco: Descripción y Perspectivas. *ContactoS*, 10, 19–29. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41387.pdf
- Brookins, D. G. (1988). Eh-pH Diagrams for Geochemistry. En *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-73093-1>
- Buccianti, A., Nisi, B., & Raco, B. (2016). Towards the Concept of Background/baseline Compositions: A Practicable Path? En S. Martín-Fernández, J; Thió-Henestrosa (Ed.), *Compositional Data Analysis* (Vol. 187, pp. 31–43). Springer Proceedings in Mathematics & Statistics. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-44811-4_3
- C.M.I.S.A (Consortio Mexicano de Ingeniería, S.A de C.V . (1995). *Estudio geohidrológico de la zona Sureste del Estado en varias localidades del Estado de México* (p. 249). Comisión Estatal de Agua y Saneamiento del Estado de México.
- Caballero-Miranda, M. E. (1997). Reconstrucción paleolimnológica del Lago de Chalco, México, durante el último máximo glacial - el registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A.P. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 91–100.
- Campos-Enríquez, J. O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R., Gómez-Contreras, P., Flores-Márquez, E. L., & Birch, F. S. (1997). The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, 62(1), 23–35. <https://doi.org/10.1190/1.1444123>
- Campos-Enríquez, José Oscar, Lermo-Samaniego, J. F., Antayhua-Vera, Y. T., Chavacán, M., & Ramón-Márquez, V. M. (2015). The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 315–335.

<https://doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a13>

- Candela-Lledó, L. (1999). Conferencia N.1.2: La contaminación de las aguas subterráneas por las actividades agrarias en España: Visión desde la investigación. En J. Samper, A. Sahuquillo, J. Capilla, J. Gómez Hernández, & I. T. de España (Eds.), *La contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente, textos de las Jornadas celebradas en Valencia* (pp. 53–63). Asociación Internacional de Hidrogeólogos.
- Cardona, A., & Hernández, N. (1995). Modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el valle de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 10(3), 71–90.
- Carreón-Freyre, D. C., Gama-Castro, J., Palacios-Mayorga, S., & Garnica-Anguas, P. (1998). *Propiedades y clasificación de los suelos residuales de México* (pp. 75–80). Memorias de la XIX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos.
- Carreón-Freyre, D. C., Hidalgo-Moreno, C. M., & Hernández-Marín, M. (2006). Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 237–250. <https://doi.org/10.18268/BSGM2006v58n2a6>
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Gutiérrez-Calderón, R., López-Quiroz, P., Alcántara-Durán, C., González-Hernández, M., & Centeno-Salas, F. (2017). Posible influencia de la subsidencia y fracturamiento en la Ciudad de México en las construcciones dañadas por el sismo del 19 de Septiembre de 2017. *Gaceta de Iztapalapa*, 13. http://gacetadeiztapalapa.com.mx/wp-content/uploads/2017/10/fracturas_sismo2017.pdf
- Carrera-Hernández, J., & Gaskin, S. J. (2008). Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico. *Journal of Hydrology*, 353(3–4), 228–246. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.012>
- Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Castillo, O., & Sánchez-Vila, X. (2004). A methodology to compute mixing ratios with uncertain end-members. *Water Resources Research*, 40(12), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2003WR002263>
- Carrillo Rivera, J. J., Peñuela Arévalo, L. A., Huízar Álvarez, R., Cardona Benavidez, A., Ortega-Guerrero, M. A., Vallejo Barba, J., & Hatch Kuri, G. (2016). Conflictos por el agua subterránea. En J. O. Moncada Maya, Á. López López, & I. de G. UNAM (Eds.), *Geografía de México: Una reflexión espacial contemporánea* (1a ed., pp. 151–166). <https://www.researchgate.net/publication/312986198>
- Castells, X. E. (2000). Tipologías de residuos en orden a su reciclaje. En *Reciclaje de residuos industriales: aplicación a la fabricación de materiales para la construcción* (pp. 113–163). Ediciones Díaz de Santos.
- Castillo-Hernández, J. C. (2013). *Procesos Biogeoquímicos de sulfato-reducción involucrados en la remediación de los drenajes ácidos de mina y las balsas de fosfoyeso*. Tesis doctoral, Universidad Internacional de Andalucía.
- Castillo, O. (2000). *Mètode general per a la quantificació de la recàrrega en un àrea urbana: Aplicació al cas de Barcelona (General method for quantifying urban groundwater recharge: The Barcelona city case)*. Tesis de doctorado, Tech. Univ. of Catalonia.
- Castillo Rodríguez, F. (2005). Ciclos Biogeoquímicos. En M. D. Roldán Ruiz, R. Blasco Plá, M. J. Huertas Romera, F. J. Caballero Domínguez, C. Moreno-Vivián, & M. Martínez Luque-Romero (Eds.), *Biología Ambiental* (pp. 151–256). Editorial Tébar.
- CFE (Comisión Federal de Electricidad). (2016). *Técnica de gráficas para la interpretación hidrogeoquímica en estudios geohidrológicos*.

- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering—1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1–2), 22–48. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(55\)90015-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(55)90015-6)
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Castillo, R. R., Moran, T. G., & Jouanne, V. (1994). Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico Basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 31(1–4), 85–106. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90049-3)
- Christensen, T. H., Kjeldsen, P., Bjerg, P. L., Jensen, D. L., Christensen, J. B., Baun, A., Albrechtsen, H.-J., & Heron, G. (2001). Biogeochemistry of landfill leachate plumes. *Applied Geochemistry*, 16(7–8), 659–718. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(00\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(00)00082-2)
- Christophersen, N., & Hooper, R. P. (1992). Multivariate analysis of stream water chemical data: The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1), 99–107. <https://doi.org/10.1029/91WR02518>
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R. P., Vogt, R. D., & Andersen, S. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members — A step towards second-generation acidification models. *Journal of Hydrology*, 116(1–4), 307–320. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90130-P](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90130-P)
- Clark, I. (2015). *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b18347>
- Comisión de Cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía. (2016). *Sobreexplotados mantos de la cuenca Chalco-Amecameca*. Consultado el 25 de diciembre de 2019. <http://comisiondelacuena.org/sobreexplotados-mantos-de-cuenca-chalco-amecameca/>
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Chalco-Amecameca (1506), Estado de México*. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/edomex/DR_1506.pdf
- CONAGUA. (2020). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Chalco-Amecameca (1506), Estado de México*. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/edomex/DR_1506.pdf
- Daughney, C. J., Raiber, M., Moreau-Fournier, M., Morgenstern, U., & van der Raaij, R. (2012). Use of hierarchical cluster analysis to assess the representativeness of a baseline groundwater quality monitoring network: Comparison of New Zealand's national and regional groundwater monitoring programs. *Hydrogeology Journal*, 20(1), 185–200. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0786-2>
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L. M., & Mota-Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 104, 1–71.
- Díaz Alarcón, J. A., & Alfonso Pérez, M. D. P. (2018). *ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA Y DIAGNÓSTICO DE PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN CONTROLADA EN AGUA SUBTERRÁNEA: CASO POZO UPTC, SOGAMOSO*. Tesis de licenciatura, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Dirección General de Construcción & Operación Hidráulica. (1991). *Piezometría en el valle de México*. Departamento del Distrito Federal, México.
- Dirección General de Estadística e Información Ambiental. (s.f). *4. Agua: Calidad del agua*.

- SEMARNAT. Consultado el 19 de septiembre de 2020.
http://www.paot.org.mx/centro/ine-semarnat/informe02/estadisticas_2000/informe_2000/04_Agua/4.6_Calidad/index.htm#:~:text=En México se emplea el,valor mejor es la calidad.
- Domenico, P. A. (1972). *Concepts and Models in Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill.
- Domenico, P. A., & Schwartzm, F. W. (1990). *Physical and chemical hydrogeology* (2a ed.).
- Domínguez-Mariani, E. (1996). *Geoquímica del Agua Salina del Acuitardo Lacustre y Riesgo de Contaminación al Acuífero Subyacente que abastece a la Ciudad de México: México D.F.* Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Domínguez-Mariani, E., Cabrera, C. V., Mijangos, F. M., Reyes, E. G., & Hermosillo, O. M. (2015). Determinación de los procesos hidrogeoquímicos participantes en la composición del agua de las fuentes de abastecimiento a pobladores de la delegación Iztapalapa, D.F., México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 299–313.
- Domínguez-Rubio, I. (1997). Caracterización de los suelos. En *Ecología del humedal de San Pedro Tláhuac. Un sistema lacustre del Valle de México* (pp. 17–25). Universidad Autónoma Metropolitana.
- Durazo, J., & Farvolden, R. N. (1989). The groundwater regime of the Valley of Mexico from historic evidence and field observations. *Journal of Hydrology*, 112(1–2), 171–190.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90187-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90187-X)
- Eco Vida. (2015, 23 de noviembre). Nopales Milpa Alta 1x05 [video]. Youtube.
<https://www.youtube.com/watch?reload=9&reload=9&v=3EpaG3ocYFU>
- Edmunds, W. ., & Smedley, P. . (2000). Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry*, 15(6), 737–752.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00079-7)
- Edmunds, W. M., Carrillo-Rivera, J. J., & Cardona, A. (2002). Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *Journal of Hydrology*, 258(1–4), 1–24.
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00461-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00461-9)
- Edmunds, W. M., Cook, J. M., Darling, W. G., Kinniburgh, D. G., Miles, D. L., Bath, A. H., Morgan-Jones, M., & Andrews, J. N. (1987). Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, U.K.: a basis for groundwater quality management. *Applied Geochemistry*, 2(3), 251–274. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90042-4](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90042-4)
- Edmunds, W. M., Shand, P., Hart, P., & Ward, R. S. (2003). The natural (baseline) quality of groundwater: A UK pilot study. *Science of the Total Environment*, 310(1–3), 25–35.
[https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(02\)00620-4](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(02)00620-4)
- Enciso-De la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 10(1), 26–36.
- Environmental Protection Agency. (2014). *United States Environmental Protection Agency. Método 6010D (SW-846): Espectrometría de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente.* <https://www.epa.gov/esam/epa-method-6010d-sw-846-inductively-coupled-plasma-atomic-emission-spectrometry>
- Escolero Fuentes, Ó. A. (2018). Los sistemas de flujo de aguas subterráneas. En *Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México* (1a ed., pp. 57–83). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

- Ezcurra, E. (1992). Crecimiento y colapso en la cuenca de México. *Ciencias*, 25, 13–27. <http://revistas.unam.mx/index.php/cns/article/download/11261/10586>
- Facultad de Ingeniería. (1983). *0442 Estudio Geohidrológico Regional de la Zona Chalco-Amecameca, Estado de México. Contrato No. GZA-81-72 GD* (p. 135).
- Fagundo-Castillo, J. R., Alconada-Magliano, M. M., Carrillo-Rivera, J. J., & González-Hernández, P. (2014). Caracterización de los flujos de agua subterránea a partir de su salinidad. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 1(3), 63–80.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303–306. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0303:STPOCA>2.3.CO;2)
- Fierro A., A., Rodríguez, A., & Montiel S., D. (2003). *La fertilización Mineral en el Rendimiento de Nopalitos en (Opuntia Ficus-Indica (L.) Mill.) en el Sur del D.F.* (pp. 178–179). Memoria IX Congreso Nacional y VII Congreso Internacional Sobre Conocimiento y Aprovechamiento del Nopal.
- Flores-Elizondo, R. (2014). Desarrollo Económico-Social: México. En *Los afluentes y los ríos: la construcción social del medio ambiente en la Cuenca Lerma-Chapala* (1a ed., pp. 101–144). Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Occidente (ITESO).
- Flores-Márquez, E. L., Jiménez-Suárez, G., Martínez-Serrano, R. G., Chávez, R. E., & Pérez, D. S. (2006). Study of geothermal water intrusion due to groundwater exploitation in the Puebla Valley aquifer system, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 14(7), 1216–1230. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0029-0>
- Florez-Peñalosa, J. R. (2019). *Análisis del comportamiento histórico de la red de flujo de agua subterránea en la cuenca de México*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 60, 236. <http://xcaret.igeofcu.unam.mx/bolgeol60.html>
- Fundación Entorno. (1998). *Informe medio ambiental del sector metalmecánico*.
- García-Palomo, Armando, Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., & Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742008000100010
- García, E. (1966). Los climas del Valle de México según el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por la autora. En *Conferencia Regional Latinoamericana, Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, Simposio sobre el Valle y la Ciudad de México, México* (pp. 27–48). International Geophysical Union.
- García, E. (1998). *Tipos de clima*. CONABIO “Climas (Clasificación de Köppen, modificada por García)”. Consultado el 25 de diciembre de 2019. <http://www.microrregiones.gob.mx/zap/PDFs/ANEXOCLIMA.pdf>
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*, 170(3962), 1088–1090. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>

- Gilvonio Alegria, R. L. (1974). *Estudio de la utilización del bisulfito de sodio en la conservación de frutas*. MOTTA PERU S.A.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227–283. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a2>
- González-Morán, T., Rodríguez, R., & Cortes, S. A. (1999). The Basin of Mexico and its metropolitan area: water abstraction and related environmental problems. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 607–613. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00043-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00043-7)
- González-Torres, E. A., Morán Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285–297. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a11>
- Gutierrez Castro, E. E., & Mamani Huisacayna, O. R. (2013). *Evaluación de la influencia de aditivos gras (sorbato de potasio, benzoato de sodio y bisulfito de sodio) en la estabilidad de aceitunas verdes rellenas con rocoto-pimiento*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Hantush, M. S., & Jacob, C. E. (1955). Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union*, 36(1), 95. <https://doi.org/10.1029/TR036i001p00095>
- Hatch Kuri, G., & Carrillo Rivera, J. J. (2017, julio). *¿Qué hacer con el agua subterránea?* Nexos. <https://www.nexos.com.mx/?p=32765>
- Hem, J. D. (1985). Evaluation of water composition. En *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water* (3a ed., Vol. 2254, pp. 42–57). Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Hernández-Juárez, N. L. (2019). *Análisis de las condiciones socio-agrícolas en la zona circunvecina al nuevo lago de Chalco*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Herrera-Hernández, D. (2011). *Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Herrera, I., Martínez, R., & Hernández, G. (1989). Contribucion para la administración científica del agua subterránea de la cuenca de Mexico. *Geofísica Internacional*, 28(2), 297–334.
- Huang, T., Li, Y., Pang, Z., Wang, Y., & Yang, S. (2017). Groundwater baseline water quality in a shale gas exploration site and fracturing fluid - shale rock interaction. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 638–641. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.171>
- Huizar Alvarez, R., Carrillo-Rivera, J. J., Ángeles-Serrano, G., Hergt, T., & Cardona, A. (2004). Chemical response to groundwater extraction southeast of Mexico City. *Hydrogeology Journal*, 12(4), 436–450. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0343-3>
- Huizar Alvarez, Rafael. (1993). Simulación matemática del sistema acuífero de Chalco-Amecameca, México. *Geofísica Internacional*, 32(1), 57–79.
- Huneau, F., Dakoure, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N. F.,

- Jirakova, H., & Le Coustumer, P. (2011). Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 423–439. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.043>
- Hutchinson, G. E. (1950). Survey of contemporary knowledge of biogeochemistry 3. The biogeochemistry of vertebrate excretion. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 96, 553.
- INAFED (Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal). (s.f). *Milpa Alta*. Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México: Delegación del Distrito Federal. Consultado el 16 de abril de 2020. <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM09DF/delegaciones/09009a.html>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (s/f). *SIATL Simulador de Flujos de Agua de Cuencas Hidrográficas*. Recuperado el 1 de julio de 2021, de https://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2005). *Guía para la interpretación de cartografía: climatológica*.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2008). *Climatología*. Conjunto de datos vectoriales escala 1:1000000. Unidades climáticas. <https://www.inegi.org.mx/temas/climatologia/default.html#Descargas>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2013a). *Carta de uso de suelo y vegetación*. Conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación escala 1:250 000 serie V Conjunto Nacional Ciudad de México. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825568597>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2013b). *Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM)*. <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>
- Ingraham, J. L., & Ingraham, C. A. (1998). Los microorganismos y el medio ambiente. En H. Prentiss (Ed.), & J. J. Nieto, E. Quesada, & A. Ventosa (Trads.), *Introducción a la microbiología II* (Vol. 2, pp. 705–732). Editorial Reverté, S.A.
- IPN (Instituto Politécnico Nacional). (2007). *Estimación de conductividades hidráulicas horizontales y verticales, utilizando una correlación de facies litoestratigráficas de alta resolución en la parte noroeste del acuífero Chalco-Amecameca, Estado de México*. Informe Final. Convenio No. OAVM-GT-MEX-.
- IPNI (International Plant Nutrition Institute). (2019). *Fuentes de Nutrientes-Específicos*. IPNI CANADA. <http://www.ipni.net/publication/nss-es.nsf/catalog?ReadForm&cat=>
- Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S., & Mizuno, T. (2005). Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU). *Applied Geochemistry*, 20(12), 2283–2302. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.09.002>
- Jaimes-Viera, M. C., Martin Del Pozzo, A. L., Layer, P. W., Benowitz, J. A., & Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Kafri, U., & Yechieli, Y. (2010). *Groundwater Base Level Changes and Adjoining Hydrological Systems*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-13944-4>

- Kent, J. T., Watson, G. S., & Onstott, T. C. (1990). Fitting straight lines and planes with an application to radiometric dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90094-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90094-E)
- Kim, K.-H., Yun, S. T., Kim, H.-K., & Kim, J. W. (2015). Determination of natural backgrounds and thresholds of nitrate in South Korean groundwater using model-based statistical approaches. *Journal of Geochemical Exploration*, 148, 196–205. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.10.001>
- Koh, D.-C., Chae, G.-T., Yoon, Y.-Y., Kang, B.-R., Koh, G.-W., & Park, K.-H. (2009). Baseline geochemical characteristics of groundwater in the mountainous area of Jeju Island, South Korea: Implications for degree of mineralization and nitrate contamination. *Journal of Hydrology*, 376(1–2), 81–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.016>
- Krivochieva, S., & Chouteau, M. (2003). Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, 52(1), 23–43. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00231-8](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00231-8)
- Laaksoharju, M., Gascoyne, M., & Gurban, I. (2008). Understanding groundwater chemistry using mixing models. *Applied Geochemistry*, 23(7), 1921–1940. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.02.018>
- Larqué-Saavedra, B. S., Valdivia Alcalá, R., Islas Gutiérrez, F., & Romo Lozano, J. L. (2004). Valoración económica de los servicios ambientales del bosque del municipio de Ixtapaluca, Estado de México. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 20(4), 193–202. <https://www.revistascca.unam.mx/rica/index.php/rica/article/view/22602/21693>
- Lesser-Carrillo, L. E., Lesser-Illades, J. M., Arellano-Islas, S., & González-Posadas, D. (2011). Balance hídrico y calidad del agua subterránea en el acuífero del Valle del Mezquital, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 323–336.
- Lesser Illades, J. M., & Cortés Pérez, M. Á. (1998). El hundimiento del terreno en la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje. *Ingeniería Hidráulica en México*, 13(3), 13–18.
- Lesser Illades, J. M., & González Posadas, D. (2005). Evolución piezométrica del acuífero de la Ciudad de México. En *V Congreso de Aguas Subterráneas, Hermosillo, Sonora* (pp. 1–9). Asociación Geohidrológica Mexicana.
- Lesser Illades, J. M., Sánchez Díaz, F., & González Posadas, D. (1990). Aspectos geohidrológicos de la ciudad de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 5(1), 52–60. <https://biblat.unam.mx/es/revista/ingenieria-hidraulica-en-mexico/articulo/aspectos-geohidrologicos-de-la-ciudad-de-mexico>
- Limbrick, K. J. (2003). Baseline nitrate concentration in groundwater of the Chalk in south Dorset, UK. *The Science of the Total Environment*, 314–316(03), 89–98. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(03\)00098-6](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(03)00098-6)
- Lloret, G., Rocati, V., de la Guàrdia, M., Lostado, R., & Gui, S. (1995). Sector Metalmecánico. En J. A. Tomás Carpi (Ed.), *Competitividad, medio ambiente y estrategia industrial (I): Los sectores metalmecánico, textil y del mueble de la industria valenciana ante la política medioambiental de la Unión Europea* (Vol. 2, pp. 95–153). Universitat de valència.
- Lloyd, J. W., & Heathcote, J. A. (1985). *Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater: an Introduction*. Clarendon, Oxford.
- LNFI (Laboratorios Nacionales de Fomento Industrial), & IIC (Instituto de Investigación

- Científica). (1950a). Distribución geoquímica del Boro en las aguas subterráneas de la subcuenca de Chalco, México. En *Estudios geoquímicos, geofísicos y geológicos de la subcuenca de Chalco, México*.
- LNFI (Laboratorios Nacionales de Fomento Industrial), & IIC (Instituto de Investigación Científica). (1950b). Distribución geoquímica del zinc en las aguas subterráneas, de la subcuenca de Chalco, México. En *Estudios geoquímicos, geofísicos y geológicos de la subcuenca de Chalco, México*.
- LNFI (Laboratorios Nacionales de Fomento Industrial), & IIC (Instituto de Investigación Científica). (1950c). Interpretación geoquímica de los análisis químicos de las aguas subterráneas de la subcuenca de Chalco, México. En *Estudios geoquímicos, geofísicos y geológicos de la subcuenca de Chalco, México*.
- López-Badilla, G., Sánchez Ocampo, C., Paz Delgado, J. M., & Ling López, J. C. (2016). Análisis de corrosión en aceros con recubrimientos impacta en la competitividad en la industria metalmeccánica de Mexicali. *Investigación y Ciencia*, 24(69), 39–46.
- López-Badilla, G., Tiznado Vázquez, H., Soto Herrera, G., De la Cruz Hernández, W., Valdez Salas, B., Schorr Wiener, M., & Zlatev, R. (2010, abril). Corrosión de dispositivos electrónicos por contaminantes atmosféricos en interiores de plantas industriales de ambientes áridos y marinos. *Revista Electrónica Nova Scientia*, 3(5), 11–28.
<http://www.scielo.org.mx/pdf/ns/v3n5/v3n5a2.pdf>
- López-Geta, J. A. (1999). Conferencia N.1.1: La contaminación de las aguas subterráneas por las actividades agrarias en España: La visión de la administración. En J. Samper, A. Sahuquillo, J. Capilla, J. Gómez Hernández, & I. T. G. de España (Eds.), *La contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente, textos de las Jornadas celebradas en Valencia* (pp. 39–52). Asociación Internacional de Hidrogeólogos.
- López-Geta, J. A., Navarrete Martínez, P., Moreno Merino, L., Azcón González de Aguilar, A., & Garrido Schneider, E. (1996). Introducción y Características Generales. En *Calidad química y contaminación de las aguas subterráneas en España, periodo 1982-1993: Cuenca del Ebro* (pp. 9–24). Instituto Tecnológico GeoMinero de España.
- López-Martínez, J. D., Díaz Estrada, A., Martínez Rubin, E., & Valdez Cepeda, R. D. (2001). Abonos orgánicos y su efecto en propiedades físicas y químicas del suelo y rendimiento en maíz. *Terra Latinoamericana*, 19(4), 293–299.
- López del Pino, S. J., & Martín Calderon, S. (2017). UD1. Las aguas residuales. En *UFI666: Depuración de aguas residuales* (5.1, pp. 15–81). Editorial Elearning S.L.
- Lozano-García, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J., Schwalb, A., Valero-Garcés, B. L., Schnurrenberger, D., O'Grady, R., Stockhecke, M., Steinman, B., Cabral-Cano, E., Caballero, C., Sosa-Nájera, S., Soler, A. M., Pérez, L., Noren, A., Myrbo, A., ... Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299–311.
<https://doi.org/10.18268/BSGM2017v69n2a2>
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., & Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la sierra de Santa Catarina, DF, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 43–52. <https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/281843.pdf>
- Makarenko, F. A. (1948). On base flow, Troudy Laboratorii gidrogeologicheskikh problem USSR. *Academy of Sciences*, 1, 51–71.
- Marandi, A., Karro, E., Raidla, V., & Vaikmäe, R. (2012). Conceptual model of groundwater

- quality for the monitoring and management of the Voronka groundwater body, Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61(4), 328–339.
<https://doi.org/10.3176/earth.2012.4.11>
- Marandi, A., & Shand, P. (2018). Groundwater chemistry and the Gibbs Diagram. *Applied Geochemistry*, 97(September 2017), 209–212.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.07.009>
- Marín-Córdova, S., Campos-Enríquez, O., & Herrera-Moro-Castillo, M. (2004). Neotectonic related geological risk at dams in the Mexico Basin: Guadalupe dam. *Geofísica Internacional*, 43(3), 435–443.
- Master Planning, S.A. de C.V. (2011). *Atlas de peligros naturales del municipio de Valle de Chalco, Estado de México: Mapa de Fallas y fracturas* [mapa]. H. Ayuntamiento Valle de Chalco.
http://www.inapam.gob.mx/work/models/SEDESOL/Resource/2612/Atlas_Estado_s/15122_VALLE_CHALCO/G1_FALLAS_FRACTURAS.pdf
- Mendoza-González, L. (2001). *Estudio del consumo energético y emisiones de CO2 para la industria de la celulosa y el papel en el periodo 1965-2001*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Merkel, B. J., & Planer-Friedrich, B. (2005). *Groundwater Geochemistry: A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems* (Darrell Kirk Nordstrom (ed.)). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/b138774>
- Mesri, G., Rokhsar, A., & Bohor, B. F. (1975). Composition and compressibility of typical samples of Mexico City clay. *Géotechnique*, 25(3), 527–554.
<https://doi.org/10.1680/geot.1975.25.3.527>
- Mifflin, M. D. (1968). *Delineation of Ground-Water Flow Systems in Nevada*. Center for Water Resources Research, Desert Research Institute, University of Nevada System, Technical Report Series H-W (Número 4, p. 121).
- Molina-Berbeyer, R. (1956). *Estudios Geoquímicos, Geofísicos y Geológicos de la Subcuenca de Chalco, Méx.*
- Molina-Berbeyer, R. (1959). *Estudio geohidrológico y geoquímico de las aguas subterráneas de la sección de Chalco* (p. 22). Secretaría de Recursos Hidráulicos, Comisión Hidrológica de la cuenca del Valle de México.
- Mooser, F. (1990). Estratigrafía y estructuras del Valle de México. En E. Ovando Shelley & F. González Valencia (Eds.), *El subsuelo de la Cuenca de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo* (pp. 29–36). Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Morales-Casique, E. (2012). Mixing of groundwaters with uncertain end-members: case study in the Tepalcingo-Axochiapan aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 20(3), 605–613.
<https://doi.org/10.1007/s10040-011-0826-y>
- Morales-Casique, E., Arce Saldaña, J. L., Lezama-Campos, J. L., & Escolero Fuentes, O. A. (2018). Análisis de la estratigrafía y las características hidrogeológicas de los estratos profundos que conforman el subsuelo de la cuenca de México a partir de la perforación a 2000 m del pozo profundo denominado “Santa Catarina 3A”. En *Boletín del Instituto de Geología* (Número 123). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s10040-006-0029-0>
- Morales-Pérez, L. Á. (2018). *ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA SUBCUENCA CHALCO-AMECAMECA*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Moreau, M., Hadfield, J., Hughey, J., Sanders, F., Lapworth, D. J., White, D., & Civil, W. (2019). A baseline assessment of emerging organic contaminants in New Zealand groundwater. *Science of the Total Environment*, 686, 425–439. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.210>
- Morgantini, N., Frondini, F., & Cardellini, C. (2009). Natural trace elements baselines and dissolved loads in groundwater from carbonate aquifers of central Italy. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(8–9), 520–529. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.05.004>
- Morgenstern, U., & Daughney, C. J. (2012). Groundwater age for identification of baseline groundwater quality and impacts of land-use intensification - The National Groundwater Monitoring Programme of New Zealand. *Journal of Hydrology*, 456–457, 79–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.010>
- Moritz, A., Hélie, J. F., Pinti, D. L., Larocque, M., Barnetche, D., Retailleau, S., Lefebvre, R., & Gélinas, Y. (2015). Methane baseline concentrations and sources in shallow aquifers from the shale gas-prone region of the St. Lawrence lowlands (Quebec, Canada). *Environmental Science and Technology*, 49(7), 4765–4771. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b00443>
- Navarro-García, G., & Navarro-García, S. (2014). *Fertilizantes: química y acción*. Ediciones Paraninfo, S.A.
- Niedzielski, H. (1991). Sección hidrogeológica a través del valle de Chalco, México. *Geofísica Internacional*, 30(2), 97–105.
- Nieto-Torres, A., & Martin Del Pozzo, A. L. (2019). Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 46–58. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.006>
- Nisi, B., Buccianti, A., Raco, B., & Battaglini, R. (2016). Analysis of complex regional databases and their support in the identification of background/baseline compositional facies in groundwater investigation: developments and application examples. *Journal of Geochemical Exploration*, 164, 3–17. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.06.019>
- Nordstrom, D. Kirk, McCleskey, R. B., & Ball, J. W. (2009). Sulfur geochemistry of hydrothermal waters in Yellowstone National Park: IV Acid–sulfate waters. *Applied Geochemistry*, 24(2), 191–207. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.11.019>
- Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlknecht, J., Ortega, L., Silva-Aguilera, R., Florez-Peñaloza, J. R., Perez-Quezadas, J., & Zamora-Martinez, O. (2020). Identification of the components of a complex groundwater flow system subjected to intensive exploitation. *Journal of South American Earth Sciences*, 98(Marzo 2020), 102434. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102434>
- Orozco-Barrenetxea, C., Pérez Serrano, A., González Delgado, M. N., Rodríguez Vidal, F. J., & Alfayate Blanco, J. M. (2004). *Contaminación Ambiental: una visión desde la química*. Editorial Paraninfo.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D., Caballero, M., Beramendi-Orosco, L., Bernal, J. P., Torres-Rodríguez, E., & Avendaño-Villeda, D. (2017). Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 507–524. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.003>
- Ortega-Guerrero, B., Lozano García, M. S., Caballero, M., & Herrera Hernández, D. A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185–201.

<https://doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a4>

- Ortega, G. A., Cherry, J. A., & Rudolph, D. L. (1993). Large-Scale Aquitard Consolidation Near Mexico City. *Groundwater*, 31(5), 708–718. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00841.x>
- Ortega G., A., & Farvolden, R. N. (1989). Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico. *Journal of Hydrology*, 110(3–4), 271–294. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90192-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90192-3)
- Ortega Guerrero, A. (1993). *Origin and migration of pore water and salinity in the consolidating Chalco aquitard, near Mexico City*. Tesis doctoral, University of Waterloo.
- Ortiz-Enríquez, O. (2017). *Petrografía y geoquímica del vulcanismo monogenético de la sierra de Santa Catarina, cuenca de México: Taxco El Viejo*. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero.
- Ortiz-Zamora, D. del C. (1996). *Migración de compuestos inorganicos derivados de un canal de aguas residuales de origen urbano e industrial a traves de arcillas fracturadas hacia el acuífero subyacente, Chalco-Ixtapaluca, Mexico*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortiz-Zamora, D. del C. (2007). *Fracturamiento en el acuitardo lacustre que cubre al acuífero regional de la Ciudad de México: origen, dinámica e implicaciones*. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortiz-Zamora, D., & Ortega-Guerrero, A. (2010). Evolution of long-term land subsidence near Mexico City: Review, field investigations, and predictive simulations. *Water Resources Research*, 46(1), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008wr007398>
- Pacheco Ávila, J., & Cabrera Sansores, A. (2003). Fuentes principales de nitrógeno de nitratos en aguas subterráneas. *Ingeniería*, 7(2), 47–54.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357–12373. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. . (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. En *Section A: Groundwater in Book 6 Modeling Techniques* (Núm. 6-A43; Techniques and Methods). U.S.Geological Survey. <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/tm6A43>
- Pelizardi, F., Bea, S. A., Carrera, J., & Vives, L. (2017). Identifying geochemical processes using End Member Mixing Analysis to decouple chemical components for mixing ratio calculations. *Journal of Hydrology*, 550, 144–156. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.010>
- Pérez-Centeno, D. (2009). *Modelado del Hundimiento de la Zona Lacustre del Valle de México. Aspectos Estratigráficos y Piezométricos*. Tesis de maestría, Instituto Politécnico Nacional.
- Pérez-Cruz, G. A. (1988). *Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México D.F.* Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pi, T., Lozano-García, S., Caballero-Miranda, M., Ortega-Guerrero, B., & Roy, P. (2010). Discovery and characterization of a struvite layer in the Chalco paleolake, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 573–580.

- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914–928.
- Ramírez-Esquivel, W. G. (1995). *Variación horaria de la carga hidráulica en el acuitardo lacustre del ex-lago de Chalco D.F. y Estado de México*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rodríguez-Chávez, F. M. (2003). *Modelo gravimétrico de la estructura de la cuenca de México*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rodríguez-Gamiño, M. de L., López Blanco, J., & Vela Correa, G. (2013). Cambio de cobertura vegetal y uso del suelo 1970-2007 en el suelo de conservación, Distrito Federal. En A. Guillermo Aguilar & I. Escamilla (Eds.), *La sustentabilidad en la ciudad de México. El suelo de conservación del Distrito Federal* (pp. 149–178). MAPorrúa.
- Rodríguez Castillo, R., & González Morán, T. (1989). Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 207–217.
- Rodríguez Fernández-alba, A., Letón García, P., Rosal García, R., Dorado Valiño, M., Villar Fernández, S., & Sanz García, J. M. (2006). *Informe de vigilancia tecnológica: tratamientos avanzados de aguas residuales industriales* (J. De la Sota Rius & CEIM (eds.)). Círculo de Innovación en Tecnologías Medioambientales y Energía, CIEMAT, Red Madrileña de Tratamientos Avanzados de Aguas Residuales.
- Rodríguez, R., Bejarano, C., Riverón, B., & Carmenate, J. A. (2004). Composición química de las precipitaciones, deposición de sales y evaluación de la recarga en la región oriental de Cuba. *Boletín Geológico y Minero*, 115(Especial), 341–356.
- Ruiz-Angulo, A., & López-Espinoza, E. D. (2015). Estimación de la respuesta térmica de la cuenca lacustre del Valle de México en el siglo XVI: un experimento numérico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 215–225.
<https://doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a6>
- Ruiz Capillas Pérez, C., & Jiménez Colmenero, F. (2009). *Aplicación de análisis de inyección de flujo en la determinación de sulfitos en alimentos* (Vol. 46, Número 407, pp. 108–112).
- Ruiz, R. (1999). *Características de algunos fertilizantes nitrogenados para uso en goteo* (M. Gonzalez Yañez (ed.); Número 82). Ministerio de agricultura. Instituto de investigaciones agropecuarias.
- Rzedowski, J., & Rzedowski, G. C. (1979). *Flora fanerogámica del Valle de México: México, D.F* (Vol. 1). Compañía Editorial Continental, S.A.
- Sánchez, J. A., Álvarez, T., Pacheco, J. G., Carrillo, L., & González, R. A. (2016). Calidad del agua subterránea: acuífero sur de Quintana Roo, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 7(4), 75–96.
- Sandoval-Montes, I. del C., Ramos Leal, J. A., & Morán Ramírez, J. (2016). El sistema hidrológico Esperanza-Oriental y su impacto sobre el acuífero de Tecamachalco, Puebla, México. *Revista Internacional de Estadística y Geografía*, 7(2), 14–25.
- Sans Fonfría, R., & Ribas, J. de P. (1989). Aguas residuales. En *Ingeniería ambiental: contaminación y tratamientos* (pp. 67–92). Marcombo, S.A.
- Schoeller, H. (1959). *Arid zone hydrology: recent developments* (Vol. 12, Número XII, pp. 87–89). UNESCO.

- Secretaría de Salud, (SSA). (2000). *NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994, "SALUD AMBIENTAL, AGUA PARA USO Y CONSUMO HUMANO-LIMITES PERMISIBLES DE CALIDAD Y TRATAMIENTOS A QUE DEBE SOMETERSE EL AGUA PARA SU POTABILIZACION"*. NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994, "SALUD AMBIENTAL, AGUA PARA USO Y CONSUMO HUMANO-LIMITES PERMISIBLES DE CALIDAD Y TRATAMIENTOS A QUE DEBE SOMETERSE EL AGUA PARA SU POTABILIZACION".
<http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/127ssa14.html>
- Secretaría Distrital de Ambiente. (2010). *Guía para la gestión y manejo integral de residuos: Industria Metalmeccánica* (M. L. Téllez Beltrán, G. I. IDEXUD, F. Edilson Villamil, H. A. Bolaños, Z. I. Otálora, D. F. Rodríguez, J. C. Granados, J. S. Carranza Osorio, E. Díaz Sanclemente, & G. M. Torres Ramírez (eds.); p. 110). Alcaldía Mayor de Bogotá D.C.
- Selvakumar, S., Chandrasekar, N., & Kumar, G. (2017). Hydrogeochemical characteristics and groundwater contamination in the rapid urban development areas of Coimbatore, India. *Water Resources and Industry*, 17(December 2016), 26–33.
<https://doi.org/10.1016/j.wri.2017.02.002>
- SenStadt (Senate Department for Urban Development). (2011). *Groundwater Temperature*. Environmental Protection and Technology, Report 02.14.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano). (s.f). *Carta geologico-minera 1:250000*. GeoInfoMex-SGM. Consultado el 5 de agosto de 2019.
<https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/>
- Shand, P, Edmunds, W. M., Lawrence, A. R., Smedley, P. L., & Burke, S. (2007). The natural (baseline) quality of groundwater in England and Wales. En *BGS Research Report RR/07/06*.
- Shand, Paul, & Ward, R. (s/f). The Natural Quality of Groundwater in England and Wales: a joint programme of research by the British Geological Survey and the Environment Agency. En *British Geological Survey* (p. 6).
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3–4), 225–243.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.009>
- Silva Barragán, A. (2015). El archivo de empresa: Archivo Histórico Papelera San Rafael. *Legajos. Boletín del Archivo General de la Nación*, 8(06), 57–77.
<https://doi.org/10.31911/bagn.2015.8.06.123>
- Skoog, D. A., & West, D. M. (1986). Evaluación de los resultados analíticos. En E. Casassas Simó (Trad.), *Introducción a la química analítica* (pp. 38–57). Editorial Reverté, S.A.
- Smedley, P. L., Ward, R. S., Bearcock, J. M., & Bowes, M. J. (2017). Establishing the Baseline in groundwater chemistry in connection with shale-gas exploration: Vale of Pickering, UK. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 678–681.
<https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.143>
- Solano-Rojas, D., Cabral-Cano, E., Hernández-Espriú, A., Wdowinski, S., DeMets, C., Salazar-Tlaczani, L., Falorni, G., & Bohane, A. (2015). La relación de subsidencia del terreno InSAR-GPS y el abatimiento del nivel estático en pozos de la zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 273–283.
<https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a10>

- Subbarao, C., Subbarao, N. V., & Chandu, S. N. (1996). Characterization of groundwater contamination using factor analysis. *Environmental Geology*, 28(4), 175–180. <https://doi.org/10.1007/s002540050091>
- Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795–4812.
- Tóth, J. (1995). Hydraulic Continuity In Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*, 3(4), 4–16. <https://doi.org/10.1007/s100400050250>
- Tubau, I., Vázquez-Suñé, E., Jurado, A., & Carrera, J. (2014). Using EMMA and MIX analysis to assess mixing ratios and to identify hydrochemical reactions in groundwater. *Science of the Total Environment*, 470–471, 1120–1131. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.10.121>
- UAM (Universidad Autónoma Metropolitana) y Comisión de cuenca de los ríos Amecameca y La Compañía. (2011). *Plan hídrico de las subcuencas Amecameca, La compañía y Tláhuac-Xico, Estado de México, México*.
- Umezawa, Y., Hosono, T., Onodera, S., Siringan, F., Buapeng, S., Delinom, R., Yoshimizu, C., Tayasu, I., Nagata, T., & Taniguchi, M. (2008). Sources of nitrate and ammonium contamination in groundwater under developing Asian megacities. *Science of The Total Environment*, 404(2–3), 361–376. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.04.021>
- Urfalino, D. P., & Quiroga, A. (2011, agosto). Desarrollo de técnicas combinadas de secado para la obtención de duraznos deshidratados con bajo contenido de sulfitos. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*, 37(2), 165–171.
- Valencia-Guzmán, N. I. (2002). *Geología y correlación litoestratigráfica del subsuelo de la porción sur-sureste del Valle de México*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Valencia-Guzmán, N. I. (2008). *Análisis de Formación y Propagación de Grietas y Fracturas en suelos debidas a la extracción de agua subterránea: El caso de Chalco, Estado de México*. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vásquez-Serrano, A., Camacho-Rangel, R., Arce-Saldaña, J. L., & Morales-Casique, E. (2019). Análisis de fracturas geológicas en el pozo Agrícola Oriental 2C, Ciudad de México y su relación con fallas mayores. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(1), 38–53. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.1.871>
- Vazquez-Sanchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 133–190.
- Verdugo-Gallegos, L. A. (2013). *Remoción de iones sulfato y metales pesados desde soluciones acuosas que simulan aguas de mina usando mezcla de cal, silicatos nano-estructurados y policloruro de aluminio en una celda DAF*. Tesis de licenciatura, Universidad de Chile.
- Viers, J. H., Liptzin, D., Rosenstock, T. S., Jensen, V. B., Hollander, A. D., McNally, A., King, A. M., Kourakos, G., Lopez, E. M., De La Mora, N., Fryjoff-Hung, A., Dzurella, K. N., Canada, H., Laybourne, S., McKenney, C., Darby, J., Quinn, J. F., & Harter, T. (2012). Nitrogen Sources and Loading to Groundwater. En *Technical Report 2: Addressing Nitrate in California's Drinking Water with a Focus on Tulare Lake Basin and Salinas Valley Groundwater. Report for the State Water Resources Control Board Report to the Legislature*. (p. 343). Center for Watershed Sciences, University of California.
- Warren, C. J., & Rudolph, D. L. (1997). Clay minerals in basin of Mexico lacustrine sediments and their influence on ion mobility in groundwater. *Journal of Contaminant Hydrology*,

27(3–4), 177–198. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(96\)00100-3](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(96)00100-3)

Yevenes, M. A., & Mannaerts, C. M. (2012). Untangling hydrological pathways and nitrate sources by chemical appraisal in a stream network of a reservoir catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3), 787–799. <https://doi.org/10.5194/hess-16-787-2012>

Zabala, M. E., Martínez, S., Manzano, M., & Vives, L. (2016). Groundwater chemical baseline values to assess the Recovery Plan in the Matanza-Riachuelo River basin, Argentina. *Science of The Total Environment*, 541, 1516–1530. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.006>

Anexos

1. Datos sobre las fábricas localizadas en la subcuenca de Chalco

Tabla 5. Fábricas encontradas en la subcuenca de Chalco, indicando su nombre, producto(s), sector al que pertenece, coordenadas en UTM y página web o contacto.

Nombre	Descripción/Productos	Tipo	mE	mN	Página/Contacto
Cartofibras S.A de C.V	Fábrica de papel y cartoncillo	Papelera	519067.7	2126726.5	https://directorioempresarialmexico.com/empresa/0006265377/CARTOFIBRA-S.-S.A.-DE-C.V./
Artigraf	Cajas de cartón corrugado	Papelera	506214.8	2136200.6	http://www.artigraf.com.mx/papers.html
Papeles Ultra, S.A de C.V	Papel, cartón	Papelera	506274.7	2136190.6	unión con Artigraf
Cuadernos Reppasa, S.A de C.V	Papel; cuadernos; confeti; papel cascarron	Papelera	507280.8	2136150.2	http://reppasa.com/wp-content/uploads/2015/09/Nueva-lista-Reppasa-Septiembre.pdf
Papel Cellufibra	Fibra sólida; papel Kraft; cascarón; cartulina Bristol; papel grado alimenticio	Papelera	505283.3	2137036.4	http://www.lohechoenmexico.mx/fabrica-de-papel-cellufibra/
Diseños Regis	Bolsas de papel	Papelera y plástica	512873.7	2137186.7	http://diseñosregis-bolsasdepapel.com.mx/promocionales.html
Promociona Verde	Fabricación de todo tipo de artículos con tela ecológica Non Woven: bolsas ecológicas, morrales, trajes, loncheras, etc.; también fabrican colchonetas y acojinados en general.	Textil	499443	2132155.8	https://www.promocionaverde.com.mx/
Cooperativa Tercimex Terciopelos Mexicanos de S.C. de R.L. de C.V.	Producción y fabricación de terciopelos, como poliéster, algodón para confección de prendas, artesanías, tapicería y forros.	Textil	521182.4	2123790.3	https://cooperativatercimex.com/
Grupo Sedas Cataluña SA de CV	Listones y otros productos de poliéster, Nylon, Algodón, Rayón	Textil	511593.5	2133141.9	https://catalunia.com.mx/
Texnotej	Telas no tejidas costuradas y punzonadas; geotextiles e impermeabilizantes con fibras de poliéster de botellas de pet; para diferentes industrias: automotriz, calzado, construcción, etc.	Textil	512618.8	2135809	https://4092-mx.all.biz/ https://www.texnotej.com.mx/
Diseño y alta costura ladoe	Fabricante de ropa de deporte	Textil	522189	2123837	De la Rosa 258, Tlalmanalco, 56700 Tlalmanalco, Méx., 55 51657264
Industrias Leyalt S.A de C.V	Fabricación de telas en tejido de punto 100% acrílico y uniformes escolares.	Textil	500283.2	2132853.6	http://industriasleyalt.com.mx/
Grupo Luxgen S.A de C.V	Fabricación de hilos para coser y bordar	Textil	512723.1	2127693.6	https://www.directorioempresarialmexico.com/empresa/0006759803/GRUPO-

					LUXEN-SA-DE-CV http://www.grupoluxgem.com/
PINFRA: Grupo Corporativo Interestatal, S.A de C.V (GCI)	Producción de todo tipo de concretos asfálticos; agregados basálticos: grava, arena, sello, balasto, base hidráulica, tepetate; mezclas asfálticas; barreras centrales para carretera, etc.	Cementera	509684.3	2136059.8	http://www.pinfra.com.mx/index.html
Alimentos Especializados Gomez S.A de C.V; Dulces y Botanas JOHE	Productos de maíz, harina y papa	Alimentaria	511998.3	2133894.7	http://www.johealimentos.com.mx/
Alimentos Especializados Gomez S.A de C.V	Productos de maíz, harina y papa	Alimentaria	512218.3	2133475.3	Unión con JOHE
Yakult, S.A de C.V	Productos a base de leche fermentada y envases de poliestireno	Alimentaria y plástica	511120.2	2135415.2	https://www.yakult.com.mx/nuestras-plantas/
Amaranto Alegrimex	Cultivan el amaranto en las chinampas de Xochimilco y lo transforman en diferentes aperitivos: alegrías, galletas, barras, obleas, harina, tartas, cereal, etc.	Alimentaria	498334.3	2128106.7	http://alegrimex.com/
Yasama 'changing the feeding'	Productos alimenticios derivados de amaranto, miel y chocolate	Alimentaria	498385.5	2128236.2	https://www.facebook.com/amarantoyasama/
Nopalitos Azteca	Procesamiento de nopal para la elaboración de productos: mermelada, shampoo, gel, crema, jugo, agua, nopal en polvo y deshidratado; salsas, moles.	Alimentaria	494318.5	494318.5	http://nopalitosazteca.com.mx/
Grupo Agro-empresario 'NOPAL PLUS S.P.R. DE R.L.'	Producción y comercialización de nopal deshidratado, en tiras enchilado o natural; fresco; pulpa de nopal con tamarindo; nopal en escabeche; mermelada de nopal; dulce de nopal; nopal en salsa verde;	Alimentaria	498744.2	2122199.3	https://www.quiminet.com/shr/es/nopal-plus-s-p-r-de-r-l-3573736242.htm
Nopal Flor Azteca	Empresa que cultiva nopal verdura, lo procesa y comercializa como nopal precocido en tira en salmuera o escabeche, Cambray en salmuera,	Alimentaria	500516.9	2120053.8	https://www.nopalflorazteca.com/index.html
INMA: Industrializadora de Nopal Milpa Alta, SPR de RL de CV	Productos derivados del nopal, como nopal en polvo (suplemento alimenticio y golosinas), jugo pasteurizado y otras bebidas de nopal (cerveza), champú, acondicionador, galletas, etc.	Alimentaria y cosmética	500219.6	2121903.6	https://www.facebook.com/INMA.nopal/?ref=page_internal
Equicam S.A de C.V	Equipos/maquinaria agrícolas y jardinería	Metal mecánica	497667.8	2122169.3	https://equicam.com.mx/
Tamic Taller Mécanico industrial Castillo	Venta y fabricación de maquinaria para la industria de alimentos: línea de producción para Mole; bandas transportadoras; gusanos sin fin; molinos de discos; turbinas pulverizadoras; etc	Metal mecánica	494652.2	2123346.7	https://tamic-taller-mecanico-industrial.negocio.site/
Epixa S.A de C.V; Quadrant; Autoclaves Geminis	Fabricantes de equipo y mobiliario médico, como autoclaves de acero inoxidable, materiales anticorrosivos.	Metal mecánica	511754.8	2130864.5	https://www.epixa.com.mx/
Profilatex S.A de C.V	Productos de hule para el sector salud: preservativos, curación, dispositivos médicos, productos higiénicos.	Plástica	512493.1	2128315.6	https://www.corporativodl.com.mx/
Tejacero (plastiteja)	Tejas de plástico	Plástica	505698.8	2135395.4	https://www.facebook.com/L%C3%A1mina-Plastiteja-1271667389640463
RODISA: Recubrimientos y Revestimientos de Rodillos Industriales de México, S.A de C.V	Recubrimiento y revestimiento de rodillos industriales	Plástica	506468.5	2134411.6	https://www.poliuretanoestecnicos.com.mx/index.html
Viniflexi de México	Fabricación de herrajes, perfiles plásticos extruidos y piezas inyectadas para la industria Mueblera, automotriz y de la construcción	Plástica y mecánica	510979.8	2137010.4	https://www.viniflexi.mx/
Industrias Unidas Integradas S.A de C.V	Manufactura de cosméticos y sus accesorios: desarrollo, concepto, fabricación de moldes, sople e inyección de envases y tapas plásticas; así como desarrollo y fabricación de formulaciones	Plástica y cosmética	499986.1	2124051.7	https://grupoiuisa.com/

	de productos de cuidado personal.				
Frankpor Laboratories S.A de C.V	Formulaciones para la industria cosmética: geles, aceites, cremas, shampoos, desodorantes, colonias, etc.	Plástica y cosmética	499983.5	2124056	https://grupoiuisa.com/
Manufacturas Plásticas y Multiservicios	Elaboración, mantenimiento y reparación de productos termoplásticos como polipropileno (PPL), Policloruro de vinilo (PVC), Polietileno (PE), Polipropileno (PP), Policloruro de vinilo (PVC,) PVDF, etc; y metal: acero inoxidable, Titanio, Latón, Nylon; para distintas industrias.	Plástica y de metal	501497.2	2124845.8	https://www.cylex.mx/ciudad-de-mexico/manufacturas+pl%C3%A9sticas+y+multiservicios-11506173.html https://www.manufacturasplasticas.com.mx/
Maquiladora Industrial de Plásticos S.A de C.V	Plásticos de uso en general	Plástica	504891.5	2136863.7	https://conexionpymes.com.mx/maquiladora-industrial-de-plasticos-s-a-de-c-v.html
Poliexpanded S.A de C.V	Fabricación de productos de poliestireno expandible para distintos sectores: agrícola, industrial, decorativo, construcción, etc.	Plástica	503365.8	2134682.5	https://poliexpanded.com.mx/
Consortio Industrial Valsa, S.A de C.V	Productos de aluminio para diferentes sectores del mercado: arquitectónico, automotriz, eléctrico e industrial. Hacen perfiles de aluminio con valor agregado, incluyendo los procesos de lacado, anodizado, efecto madera y mecanizado.	Mecánica	512245.1	2128903.5	http://www.valsa.com.mx/
Fábrica de sillas Tecoloxtitla	Fabricación de sillas de metal con acabado en cromo o pintura y tapizado	Metal mecánica	496868.7	2127993	https://fabrica-de-sillas-tecoloxtitla.business.site/
FundiMarck: sports equipment Mark-Line	Fabrica y distribuye equipos para gimnasio hechos de hierro, otros minerales; cromados y tratamientos especiales para evitar oxidación	Metal mecánica	512663.9	2134032.6	https://fundimarck.com/nosotros.php
Grupo Industrial Torillo Hijos S.A de C.V	Fabricación de herramientas de mano metálicas e industriales no motorizadas	Metal mecánica	512621.7	2128284.3	https://www.cosmos.com.mx/empresa/grupo-industrial-torillo-hijos-33lh.html
Diseño y Manufacturas Doben, S.A de C.V	Empresa dedicada a la transformación y comercialización de acero y derivados	Metal mecánica	512326	2131633.3	http://dimadsa.com.mx/ https://www.facebook.com/dimadsa.com.mx/
Industrias Fermaval, S.A de C.V	Fabricación, compra y venta de todo tipo de hierro fundido: válvulas, coladeras, tapas rejillas, marcos, empaques, tornillos, contramarcos, etc.	Metal mecánica	511945.4	2131448.3	https://www.facebook.com/Industrias-Fermaval-231649757582461/?ref=page_internal https://www.champton.org/estado_de_mexico/?page=detail&get_id=529589&category=7
Cardanes y Maquinados S.A de C.V	Fabricación de piezas en aceros, bronce, latón, plásticos de ingeniería Nylamid, aluminio, baquelita, celorón, cardanes, sistemas hidráulicos, etc. Para el sector mecánico-automotriz	Metal mecánica	509123.9	2134995.3	http://cardanesy maquinados.mx/index.html
Taller de torno y fresa Pérez	Fabricación de engranes, piezas especiales, materiales templados, soldadura tig	Metal mecánica	511987.4	2130229.7	https://business.google.com/website/taller-de-torno-y-fresa-perez#summary
Cuadriciclos a pedal México S.A de C.V	Fabricación de troqueles, maquilas y estructuras metálicas	Metal mecánica	514085.6	2129803.8	https://cuadriciclosapedal-mexico.jimdo.com/
Panasonic de México S.A de C.V	Tecnologías electrónicas: televisores, equipos de audio, baterías de Ion Litio, aspiradoras, etc	Electrónica	511572.5	2133409.9	https://www.panasonic.com.mx/corporate/profile/overview.html https://manufactura.mx/industria/2015/02/18/panasonic-mexico-desmiente-cierre-de-planta
Aspas Industriales México	Fabricación de aspas de carbón, acero inoxidable, en material tramado; productos eléctricos y mecánicos de carbón: escobillas, rotulas, sellos mecánicos de carbón con impregnación de resina fenólica, bujes, etc.	De carbón y grafito	511967.5	2129854.2	http://aspasindustriales.com/?hl=es-419
Metales Dielectricos S.A de C.V	Fabricación de alambre magneto de cobre y aluminio: soleras, alambres aislados	Semiproducos de cobre y aluminio	513113.2	2127653.9	https://www.metalesdielectricos.com/

Alta Tecnología en Fusibles S.A de C.V	Desarrollo, fabricación, venta y distribución de fusibles de media tensión; limitadores de corriente y de expulsión	Accesorios eléctricos	500337.6	2120101.9	https://altec-f.com/
Industria cosmética Cor	Productos de limpieza, belleza; materias primas como tensoactivos, amidas, esteres, tensoactivos aniónicos, cuaternarios de amonio, etc.	Cosmética y química	504232.8	2135567.9	https://www.quiminet.com/shr/es/cosmetica-cor-88634849/productos.htm
Serral	Planta de producción de medicamentos	Farmacéutica	512869.5	2128312.6	http://serral.com.mx/
Genbio S.A de C.V	Medicamentos	Farmacéutica	512800.5	2128293.3	http://genbio.com.mx/?fbclid=IwAR1LLJmJMQR3uvFfdx7om2E27FwqcTK3sVw0PTRGx1ANm8Mdfm51Z8CuM
Cartonera Coatepec y Poliductos Portillo	Láminas de cartón	Cartonera	515677.7	2142389.1	https://cartonera-coatepec-y-poliductos-portillo.negocio.site/
Convertidora Mercurio S.A de C.V; Grupo Mercurio	Produce empaques e impresión de cartón; cartón corrugado, cartulina, etc.	Cartonera	511778.7	2135108.9	http://www.grupomercurio.com.mx/index.html

2. Características generales de los sitios de muestreo

Tabla 6. Características generales de los sitios de muestreo

ID	Profundidad [m]	Latitud [m]	Longitud [m]	Msnm	Municipio	Tipo	Uso
SJT	300	2121634	500712	2432	Milpa Alta	Pozo	Urbano
S13	170.32	2128224	498344	2307	Xochimilco	Pozo	Urbano
C2	200	2128151	498045	2318	Xochimilco	Pozo	Urbano
EN2	NA	2127556	498786	2346	Xochimilco	Pozo	Urbano
T10	130	2124260	501488	2256	Milpa Alta	Pozo	Urbano
T15	59.45	2123808	502225	2255	Milpa Alta	Pozo	Urbano
T8	202	2124001	500220	2286	Milpa Alta	Pozo	Urbano
T18	NA	2128280	499460	2272	Tláhuac	Pozo	Urbano
T21	100	2123945	503481	2261	Tláhuac	Pozo	Urbano
R28	NA	2123619	499915	2294	Milpa Alta	Pozo	Urbano
R24	199	2123064	499176	2331	Milpa Alta	Pozo	Urbano
SC5	349	2132978	499015	2250	Tláhuac	Pozo	Urbano
R18	197.51	2123396	499233	2345	Milpa Alta	Pozo	Urbano
R19	199.51	2122552	498920	2364	Milpa Alta	Pozo	Urbano
T14	90.65	2124116	501967	2255	Milpa Alta	Pozo	Urbano
T11	70	2124228	501763	2251	Milpa Alta	Pozo	Urbano
R26	249	2123021	499882	2315	Milpa Alta	Pozo	Urbano
P5	386.5	2132324	503204	2245	Tláhuac	Pozo	Urbano
P6	454.4	2132394	503135	2235	Tláhuac	Pozo	Urbano
P7 T	399	2132024	503071	2233	Tláhuac	Pozo	Urbano
P9	399	2131219	502952	2263	Tláhuac	Pozo	Urbano
P10 T	424	2130794	502878	2246	Tláhuac	Pozo	Urbano
P13	399	2129526	502654	2237	Tláhuac	Pozo	Urbano
PII	NA	2129545	509468	2243	Chalco	Pozo	Urbano

Xi	NA	2126998	509257	2251	Chalco	Pozo	Urbano
Ayot	NA	2124656	508156	2242	Chalco	Pozo	Urbano
H2	NA	2129823	517474	2268	Chalco	Pozo	Urbano
VSM	NA	2130556	517580	2262	Chalco	Pozo	Urbano
SMT	NA	2125929	519352	2311	Chalco	Pozo	Urbano
PH	136.41	2123338	513697	2276	Temamatla	Pozo	Urbano
PD	NA	2130657	512253	2237.5	Chalco	Manantial	Ninguno
T IV	238.51	2121441	513417	2287	Temamatla	Pozo	Urbano
T III	188.98	2120552	513845	2313	Tenango del Aire	Pozo	Urbano
P 10 VC	NA	2128694	506908	2226	V. de Chalco	Pozo	Urbano
P 1	NA	2131667	505215	2245	V. de Chalco	Pozo	Urbano
P 7 VC	NA	2133024	506431	2226	V. de Chalco	Pozo	Urbano
P 9	NA	2137321	504559	2261	V. de Chalco	Pozo	Urbano
TIP	182	2134426	509247	2252	Ixtapaluca	Pozo	Urbano
VV	155	2135339	508890	2262	Ixtapaluca	Pozo	Urbano
P 3	250	2135710	508116	2291	Ixtapaluca	Pozo	Urbano

*NA = No se midió o No existe información; las coordenadas se presentan en UTM.

3. Características fisicoquímicas de los sitios de muestreo

Tabla 7. Datos fisicoquímicos de los sitios de muestreo

ID	pH	T [o C]	CE [μS/cm]	STD [ppm]	OD [ppm]	Eh [mV]	Alcalinidad [ppm]	CO ₂ [ppm]	Sulfuros [ppm]
SJT	8.1	15.4	302	210	4.0	NA	80	4	NA
S13	8.3	16.0	354	138	4.5	-82.6	160	0	0.2
C2	8.6	15.8	417	208	4.7	-96.6	100	0	2
EN2	8.7	15.8	261	130	4.3	-104.3	116	0	0.5
T10	8.3	15.5	475	238	4.7	-79.0	276	2	2
T15	7.7	14.8	152	75	0.2	-51.1	68	3	NA
T8	8.4	14.8	725	361	3.4	-80.2	400	3	NA
T18	8.0	19.0	1287	647	1.0	-60.8	80	26	5
T21	7.8	18.0	1224	615	5.6	-54.5	700	33	0.2
R28	7.7	14.0	219	110	4.6	-48.7	96	5	NA
R24	7.8	14.0	171	85	6.6	-55.4	64	4	NA
SC5	8.1	21.1	4680	2350	0.0	-69.7	652	22	0.5
R18	7.8	13.9	252	127	5.8	-53.4	120	4	NA
R19	8.1	13.6	148	96	5.2	-69.8	52	3	NA
T14	8.0	14.4	436	217	3.2	-59.4	200	10	0.2
T11	7.9	28.3	341	171	4.3	-61.3	140	6	NA
R26	7.8	13.9	153	79	5	-58.1	60	2	NA
P5	7.3	23.6	3850	1940	0.0	-31.1	1480	> 50	NA
P6	7.8	28.5	373	186	2	-54.2	184	3	NA
P7 T	7.6	27.1	1498	750	4	-45.6	344	3	NA

P9	8.2	27.3	314	157	4.8	-75.8	156	0	NA
P10 T	7.9	26.1	335	168	5	-61.9	152	1	NA
P13	7.8	23.6	238	118	1.8	-55.7	108	4	NA
PII	8.1	17.9	231	116	3.0	-72.2	108	2	NA
Xi	8.3	17.8	362	178	5.0	-81.2	160	1	NA
Ayot	8.1	16.5	429	218	3.0	-71.1	220	1	NA
H2	7.7	18.2	174.1	86.8	5.0	-48.8	64	3	NA
VSM	7.5	18.9	181	89	13.6	-36.3	80	5	NA
SMT	7.6	17.0	171	86	5.0	-46.0	80	3	NA
PH	7.5	18.7	455	226	3.0	-41.2	204	10	NA
PD	6.8	19.2	1840	920	1.0	-3.1	464	>50	NA
T IV	7.8	17.5	193	97	6.8	-59.6	76	4	NA
T III	7.9	17.8	312	154	5.2	-64.8	164	3	NA
P 10 VC	8.2	19.0	294	149	5.2	-75.8	148	1	NA
P 1	8.4	22.1	203	101	3.8	-83.8	84	0	NA
P 7 VC	7.8	21.9	627	315	2.4	-56.4	216	5	NA
P 9	8.2	21	805	401	4.8	-73.2	320	0	NA
TIP	7.9	20.4	303	151	2.0	-55.1	144	4	NA
VV	7.9	21.5	312	155	4.4	-58.9	120	3	NA
P 3	8.0	20.9	296	150	5.0	-61.9	128	4	NA

*NA = No se midió o No existe información.

Tabla 8. Datos de las principales sustancias disueltas en el agua subterránea obtenidas de los análisis de laboratorio para cada sitio de muestreo

ID	Cationes [mg/L]					Aniones [mg/L]							Error %
	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	
SJT	15.1	<LD	1.8	6.9	8.1	<LD	88.8	5.7	8.1	7.2	<LD	<LD	4.8
S13	51.8	<LD	4.2	16.0	18.9	<LD	229.8	30.4	11.0	16.6	<LD	<LD	4.2
C2	71.1	<LD	7.1	14.8	18.4	<LD	267.1	41.0	4.4	19.1	<LD	<LD	4.0
EN2	50.2	<LD	5.3	3.8	5.4	<LD	159.1	18.5	<LD	1.7	<LD	<LD	3.4
T10	104.5	<LD	8.9	13.5	18.7	<LD	381.7	54.6	<LD	15.3	<LD	<LD	7.4
T15	18.0	<LD	1.6	10.5	10.2	<LD	101.6	7.5	9.7	14.1	<LD	<LD	2.7
T8	182.3	<LD	15.5	13.6	20.8	<LD	565.4	100.2	2.9	4.3	<LD	<LD	6.5
T18	359.7	<LD	20.3	19.7	32.3	<LD	971.5	202.3	<LD	30.8	<LD	<LD	5.8
T21	159.9	<LD	16.6	66.2	83.0	<LD	803.2	74.5	4.6	165.0	<LD	<LD	3.4
R28	20.5	<LD	1.6	16.2	14.2	<LD	142.7	12.4	18.7	10.5	<LD	<LD	4.5
R24	17.0	<LD	1.6	11.2	9.5	<LD	87.0	9.6	20.2	9.1	<LD	<LD	1.7
SC5	1555.9	<LD	113.8	21.3	63.2	<LD	3108.0	960.3	<LD	24.1	<LD	<LD	1.0
R18	22.9	<LD	1.9	17.8	15.6	<LD	182.4	14.8	5.6	4.3	<LD	<LD	5.3
R19	13.5	<LD	1.3	8.5	8.6	<LD	74.0	7.4	14.8	6.7	<LD	<LD	0.8
T14	61.7	<LD	4.3	17.5	19.2	<LD	285.6	26.4	20.7	11.6	<LD	<LD	6.6
T11	38.8	<LD	3.1	18.0	19.1	<LD	202.5	19.9	22.8	19.9	<LD	<LD	4.6
R26	14.4	<LD	1.6	8.7	7.9	<LD	80.6	7.1	12.1	5.3	<LD	<LD	1.7

P5	746.2	58.50	42.9	80.1	223.6	<LD	1218.3	1602.8	<LD	<LD	<LD	<LD	4.7
P6	56.3	<LD	5.8	19.4	17.9	<LD	256.2	38.6	<LD	<LD	<LD	<LD	2.4
P7 T	234.2	16.82	13.3	29.7	50.9	<LD	452.2	398.3	<LD	3.9	<LD	<LD	4.4
P9	48.2	<LD	6.3	16.2	16.3	<LD	218.5	28.7	<LD	2.3	<LD	<LD	0.3
P10 T	58.9	<LD	5.4	14.7	11.8	<LD	213.8	29.8	<LD	2.4	<LD	<LD	-0.1
P13	37.6	<LD	3.9	14.0	9.7	<LD	149.2	17.8	<LD	5.2	<LD	<LD	-2.8
PII	12.6	<LD	4.0	11.6	10.5	<LD	121.2	3.3	<LD	5.4	<LD	<LD	2.1
Xi	26.7	<LD	6.1	13.4	17.9	<LD	198.6	15.8	<LD	3.3	<LD	<LD	4.2
Ayot	29.7	<LD	4.2	17.6	24.4	<LD	240.1	23.9	<LD	<LD	<LD	<LD	3.6
H2	10.6	<LD	2.3	5.6	7.8	<LD	80.1	2.6	2.6	4.1	<LD	<LD	2.0
VSM	12.3	<LD	2.5	8.1	9.0	<LD	79.9	3.9	3.2	5.4	<LD	<LD	-5.1
SMT	10.5	<LD	1.6	4.7	11.1	<LD	86.8	3.1	<LD	5.6	<LD	<LD	-0.6
PH	22.3	<LD	4.9	17.1	32.5	<LD	237.9	13.6	15.0	9.2	<LD	<LD	0.8
PD	150.2	<LD	10.8	189.2	155.0	<LD	730.4	397.8	8.4	338.4	<LD	6.50	2.2
T IV	16.4	<LD	2.6	7.6	8.5	<LD	90.3	3.5	3.5	5.1	<LD	<LD	-3.4
T III	29.6	<LD	3.8	14.2	12.6	<LD	166.5	6.1	2.0	3.8	<LD	<LD	-2.1
P 10 VC	24.7	<LD	6.9	10.4	12.4	<LD	159.5	13.8	<LD	0.9	<LD	<LD	3.9
P 1	20.8	<LD	3.3	6.5	8.3	<LD	90.2	11.0	4.0	6.6	<LD	<LD	-0.4
P 7 VC	70.5	<LD	10.5	10.2	12.3	<LD	239.9	60.2	<LD	5.3	<LD	<LD	8.2
P 9	71.5	<LD	8.0	24.4	32.1	<LD	331.6	74.1	<LD	<LD	<LD	<LD	2.4
TIP	20.4	<LD	4.1	12.0	16.8	<LD	166.1	6.4	<LD	7.2	<LD	<LD	1.2
VV	17.9	<LD	3.4	11.2	14.8	<LD	145.8	4.1	2.9	10.8	<LD	<LD	2.2
P 3	20.2	<LD	3.8	10.9	15.8	<LD	155.8	7.5	1.5	6.9	<LD	<LD	1.5

*NA = No se midió o No existe información, LD = 'Limite de Detección'; LD en mg/L: NH_4^+ = 0.2; F^- = 5.0; NO_3^- = 1.5; SO_4^{2-} = 0.7; NO_2^- = 2.0; PO_4^{3-} = 2.2.