



FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis hidrogeoquímico del agua
subterránea en el valle de Cuautitlán-
Tizayuca.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Castro Zárate Martha Edith

DIRECTORA DE TESIS

M.C.T. Selene Olea Olea



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Agradecimientos

A mi Mamá y Papá les dedico con todo mi corazón este trabajo de tesis, porque gracias a su apoyo, paciencia, consejos, amor y confianza que me han ofrecido han hecho de mí una gran persona. Gracias por enseñarme a seguir adelante, nunca rendirme y aprender a ser más fuerte en el camino. Me siento afortunada por tenerlos como mi fortaleza y dirección en mi vida. Con toda mi admiración, amor y respeto, este trabajo es para ustedes.

A mis hermanas Eri, Jessie, Ivon y Dulce. A todas ustedes les dedico este logro en mi vida, les doy gracias por todo el apoyo que cada una de ustedes me ha ofrecido, por su amor y por cada momento que hemos compartido, disfruto mucho ser parte de nuestra familia. Las amo demasiado y cada una de ustedes son un ejemplo a seguir para mí. Quiero agradecerle a Dulce y Eri por traer dos monstruitos hermosos a nuestra familia que ahora son el corazón y adoración para nuestra familia y que en lo personal me inspiran y dan fortaleza para seguir adelante, gracias.

A la Universidad Nacional Autónoma de México le agradezco mucho porque me ha permitido crecer académicamente y profesionalmente, y también porque conocí a grandes compañeros y amigos con los cuales he compartido momentos muy importantes de mi vida y he aprendido mucho de cada uno de ellos.

Al Dr. Oscar Escolero por darme la oportunidad de desarrollar mi trabajo de tesis con él y por integrarme en su equipo de trabajo y quiero agradecerle muy especial y cariñosamente a la Maestra Selene Olea por integrarme a su equipo de trabajo de campo, asesorarme durante todo mi trabajo de tesis y por ser una mujer muy exitosa ya que verla superarse me motiva a esforzarme cada vez más. A ambos les agradezco por darme grandes lecciones de vida, las cuales aplican en todos los aspectos de mi vida como en lo personal, académico y profesional, me han brindado una etapa muy bonita y de demasiado aprendizaje.

Resumen

La zona de estudio se localiza al N-W del Sistema Anáhuac, dentro del Valle de Cuautitlán-Tizayuca. En esta depresión morfológica se ha identificado en la química del agua subterránea variaciones en la composición química inorgánica. Tales variaciones se identifican a partir de la calidad de agua de pozos de uso urbano. En este trabajo se analizan datos fisicoquímicos, iones mayoritarios y elementos traza, con el fin de identificar y explicar los procesos que controlan la evolución hidrogeoquímica y los procesos de mezcla en el sistema de flujo del Valle de Cuautitlán-Tizayuca y que generan elevada variabilidad en la calidad del agua subterránea.

Para la realización de este estudio se muestrearon 61 pozos de uso urbano en el periodo de mayo a agosto de 2018 en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca. Se midieron parámetros fisicoquímicos (temperatura (°C), conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), sólidos disueltos totales (SDT, ppm), pH, Eh (mV), alcalinidad (ppm), dureza total (ppm), dióxido de carbono disuelto (ppm) y oxígeno disuelto (ppm)) y se obtuvieron muestras de agua subterránea para análisis geoquímico de iones mayoritarios (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) y elementos traza (Fe^{3+} , Al^{3+} , SiO_2).

Para el procesamiento de datos primero se revisó la confiabilidad de los datos químicos con un balance de cargas, después se definieron cuatro fuentes de entrada a partir de gráficas y diagramas, las cuales se ingresaron al Análisis de Mezcla de Miembros Extremos (EMMA) utilizando el software MIX para calcular relaciones de mezcla. Con los resultados del EMMA se identificaron cuatro fuentes (miembros extremos) y relaciones de mezcla para los 61 pozos, a partir de los cuales se definieron cuatro componentes en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca dentro del Sistema Anáhuac, las cuales son: 1) componente local, 2) componente intermedia, 3) componente regional fría y 4) componente regional caliente. La temperatura de las muestras de agua subterránea de los pozos de las primeras tres componentes responde al gradiente geotérmico normal mientras que en la componente cuatro se encuentra un pozo que tiene una temperatura anómala de 44.4°C en superficie y una profundidad de 249 m el cual no coincide, a dicha profundidad, con el gradiente geotérmico local. Se realizaron varios diagramas hidrogeoquímicos donde se identificaron procesos como intercambio iónico, mezcla de las componentes del sistema de flujo, interacción agua-roca y meteorización de silicatos.

Posteriormente se realizó modelación hidrogeoquímica inversa a partir de los resultados anteriores y de la información hidrogeológica recopilada, se modelaron tres secciones: I) componente local a intermedia, II) componente local a regional fría y III) componente local a regional caliente. Para cada sección se seleccionaron pozos representativos de cada componente y se identificaron los principales procesos que dominan la evolución química entre las componentes del sistema de flujo en el Valle Cuautitlán-Tizayuca. Los principales procesos que dominan en la sección I y II son meteorización de silicatos presentes en rocas volcánicas e intercambio iónico y en la sección III dominan procesos que describen la interacción con rocas carbonatadas e intercambio iónico.

Abstrac

The study area is located to the N-W of Anahuac System in Cuautitlán-Tizayuca Valley. On this valley has been identified variations in the groundwater inorganic chemical composition, which are observed in the quality of water from wells dedicated to urban use. In this thesis, data from physicochemical parameters, major ions and trace elements are analyzed, in order to identify and to explain those factors that control the hydrogeochemical evolution and mixing processes of the groundwater flow system that they generate large variability in the quality of local groundwater.

In this study, 61 wells of urban use were visited in the period from May to August 2018 at Cuautitlan-Tizayuca Valley. Physicochemical parameters such as: Temperature ($^{\circ}\text{C}$), Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Total Dissolved Solids (TDS, ppm) were measured, pH, Eh (mV), Alkalinity (ppm), Total Hardness (ppm), Carbon Dioxide (ppm) and Dissolved Oxygen (ppm) were also measured besides groundwater samples taken to analyze major ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} , Cl^{-} , HCO_3^{-} , SO_4^{2-}) and trace elements (Fe^{3+} , Al^{3+} , SiO_2).

To processing data, the chemical reliability of data was evaluated by charge balance test, later four end members were defined using graphs and diagrams. These chemical end-members were evaluated to estimate the mixing ratios by EMMA analysis using the Mix software. Based on the results in the EMMA analysis, four flow components were defined for the Cuautitlán-Tizayuca Valley: 1) local component, 2) intermediate component, 3) cold regional component and 4) hot regional component. The temperature of the groundwater samples from the wells for the first 3 components respond to normal geothermal gradient, while for the component four there is a well that has a surface abnormal temperature of 44.4°C and a depth of 249 m which is not related to the at that depth local geothermal gradient. Several hydrogeochemical diagrams elaborated in which processes such as ion exchange, mixing of the components of the flow system, water-rock interaction and silicate weathering were identified.

Inverse modeling was carried out based on the result in the EMMA, hydrogeochemical diagrams and the hydrogeological information collected. Three sections were modeled: I) the local component to the intermediate component, II) the local component to the cold regional component and III) the local component to the hot regional component. Representative wells of each component were selected for each section and the main processes that dominate the chemical evolution among the flow system components identified for Cuautitlán-Tizayuca Valley. The main processes that dominate in section of modelling I and II are silicate weathering in volcanic rocks and ion exchange, and in section III the dominant processes describe the interaction of carbonate rocks and ion exchange.

Índice

Capítulo 1. Introducción	6
1.1 Planteamiento del problema	7
1.2 Objetivos	7
1.2.1 Objetivo general	7
1.2.2 Objetivos particulares	7
1.3 Hipótesis	7
1.4 Antecedentes	8
Capítulo 2. Descripción de la zona de estudio	9
2.1 Localización	9
2.2 Fisiografía	9
2.3 Clima	10
Capítulo 3. Marco hidrogeológico	12
3.1 Hidrología	12
3.2 Sistema Anáhuac	12
Capítulo 4. Marco geológico	14
4.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	14
4.2 Cuenca de México	15
4.3 Mineralogía de las litologías principales	16
4.4 Estratigrafía	18
4.5 Geología estructural	22
Capítulo 5. Marco teórico	25
5.1 Sistema de flujo de agua subterránea	25
5.2 Hidrogeoquímica	27
5.2.1 Secuencia de evolución de iones mayoritarios	29
5.2.2 Intercambio iónico	30
5.2.3 Oxidación/reducción	30
5.3 Diagramas hidrogeoquímicos	31
5.3.1 Diagramas de Piper	31
5.3.2 Mifflin	32
5.3.3 Diagrama de Schoeller	32
5.3.4 Diagrama de Gibbs	33
5.3.5 Diagramas de estabilidad mineral	33
5.3.6 Diagramas bivariados	34
5.4 Análisis de Mezcla de Miembros Extremos (EMMA)	34
5.5 Modelación hidrogeoquímica	34
Capítulo 6. Metodología	36
6.1 Trabajo de campo	36
6.1.1 Medición de parámetros fisicoquímicos	36
6.1.2 Muestreo de agua	40
6.2 Análisis de laboratorio	40
6.3 Análisis de datos	41
6.3.1 Error de balance de cargas	41
6.3.2 Gráficas y diagramas hidrogeoquímicos	41
6.4 Análisis de mezcla de miembros finales (EMMA) con el código MIX	42

6.4.1 Fuentes de entrada.....	42
6.4.2 Relaciones de mezcla de entrada	43
6.5 Sistemas de Información Geográfica (SIG)	43
6.6 Modelo hidrogeológico conceptual	43
6.7 Modelación inversa con PHREEQC.....	44
Capítulo 7. Resultados y discusión	45
7.1 Análisis gráfico hidrogeoquímico	45
7.2 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA).....	47
7.2.1. Definición de las componentes del Sistema Anáhuac en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.	53
7.3 Diagramas hidrogeoquímicos	54
7.3.1 Schoeller	54
7.3.2 Miffilin	55
7.3.3 Diagrama de Piper	55
7.3.4. Diagramas de Gibbs	57
7.3.5. Grafica de intercambio iónico	58
7.3.6 Diagramas bivariados normalizados.....	58
7.3.7. Diagramas de estabilidad mineral	59
7.4 Modelación hidrogeoquímica	60
7.4.1. Evolución hidrogeoquímica de la componente local-componente intermedia.....	63
7.4.2. Evolución hidrogeoquímica de la componente local–componente regional fría	64
7.4.3. Evolución hidrogeoquímica de la componente local-componente regional caliente.	64
Capítulo 8. Conclusiones y Recomendaciones	70
8.1 Conclusiones	70
8.2 Recomendaciones	71
Bibliografía.....	72
ANEXOS.....	79
<i>Anexo 1. Parámetros fisicoquímicos, iones mayoritarios y elementos traza.</i>	<i>80</i>
<i>Anexo 2. Código de entrada MIX.exe usado en método EMMA.</i>	<i>82</i>
Anexo 3. Código de modelación para la sección I de la componente local a la componente intermedia.	86
Anexo 4. Código de modelación para la sección II de la componente local a la componente regional fría.	88
Anexo 5. Código de modelación para la sección III de la componente local a la componente regional caliente.....	90

Capítulo 1. Introducción

La Cuenca Endorreica de México (CEM) es una entidad geomorfológica que se ubica en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Esta depresión se encuentra en una planicie lacustre y el material de relleno es principalmente de origen volcánico. La cuenca está delimitada cardinalmente por grandes sierras de origen volcánico (Sierra de las Cruces y Sierra de Tepetzotlán al oeste, Campo Volcánico de Chichinautzin al sur, Sierra Nevada al este y Sierra de Tezontlalpan y Sierra de Pachuca al norte). La CEM presenta interrupciones en su continuidad por cuerpos de origen volcánico como por ejemplo la Sierra de Santa Catarina y Sierra de Guadalupe, al centro-oriente y norte respectivamente.

El Sistema Hidrológico Anáhuac tiene una estructura endorreica de flujo de agua subterránea, abarcando la misma superficie que la Cuenca de México (Escolero-Fuentes., 2018). Cada trayectoria de flujo de agua subterránea es una componente diferente del sistema, pudiendo estas ser divididas principalmente en locales, intermedias o regionales (Tóth, 1963). Las divisiones al sistema de flujo se han establecido a partir de multi-factores espacio-temporales, químicos, de temperatura, tiempo de residencia, nivel base de descarga, etc. (Makarenko, 1948; Norvatov y Popov, 1961; Mifflin, 1968). Los flujos locales corresponden a flujos de menor extensión en su trayectoria desde la zona de recarga y son las componentes menos evolucionadas químicamente del sistema ya que tienen menos tiempo de interacción agua-roca, las componentes regionales son flujos de agua con mayor extensión en su trayectoria y son más evolucionadas químicamente ya que han tenido mayor tiempo de interacción agua-roca (Mifflin, 1968).

El primer pozo perforado para extraer agua subterránea en la Cuenca de México fue en 1847 y a partir de ese año empezó la explotación del Sistema Anáhuac. Para el año 1990 existían 3537 pozos de agua oficialmente registrados. La extracción creciente combinada con los métodos artificiales para drenar la CEM ha provocado problemas como la desecación de manantiales naturales y de cuerpos de agua superficiales, el descenso de la elevación del nivel estático, subsidencia diferencial dentro de la depresión y variación en la calidad del agua subterránea (Cohen y González-Reynoso, 2006; Carrera-Hernández y Gaskin, 2007; Siles et al., 2015).

La Cuenca de México se ha dividido en acuíferos que son usados como unidades administrativas. Estas son: Cuautitlán-Pachuca, Tecocomulco, Apan, Soltepec, Texcoco, Zona Metropolitana de la Ciudad de México y Chalco-Amecameca. Actualmente los acuíferos que se encuentran en estado de sobreexplotación son Cuautitlán-Pachuca con una tasa de extracción de 751.27 hm³/año, Zona Metropolitana de la Ciudad de México de 623.8 hm³/año, Texcoco de 183.1 hm³/año y Chalco-Amecameca de 128.4 hm³/año (CONAGUA, 2018a).

Este trabajo de investigación se realiza con el fin de identificar y explicar los procesos de evolución hidrogeoquímica que existen en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca, al noroeste del Sistema Anáhuac abarcando principalmente el acuífero Cuautitlán-Pachuca (región administrativa), dichos procesos pueden ser la interacción agua-roca y mezcla entre las diferentes componentes del sistema de flujo, considerando los factores que originan y favorecen la mezcla.

1.1 Planteamiento del problema

En la Cuenca de México el agua subterránea se usa para abastecer indistintamente al sector urbano, agrícola e industrial. La extracción intensiva ha generado el descenso de niveles estáticos, variaciones en los gradientes hidráulicos y en la calidad del agua subterránea.

En los pozos hídricos para uso urbano del Valle de Cuautitlán-Tizayuca, al norte del Sistema Anáhuac, se ha observado variación en la composición química inorgánica del agua subterránea por lo que es importante poder identificar los factores que la originan, como por ejemplo el medio geológico por el cual circulan los flujos, procesos hidrogeoquímicos o mezcla entre diferentes componentes del sistema de flujo de agua subterránea. Identificar y comprender la interacción de estos factores que originan la mezcla pueden orientarnos a planear una mejor gestión del agua subterránea.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Comprender el funcionamiento del sistema de flujo de agua subterránea en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca al norte del Sistema Anáhuac y explicar la variabilidad en la calidad química del agua.

1.2.2 Objetivos particulares

- Identificar y caracterizar las componentes del sistema de flujo por medio de análisis en la calidad química inorgánica de las muestras de agua subterránea.
- Comprender la interacción que existe entre el entorno geológico y los flujos de agua subterránea.
- Identificar y comprender los procesos que dominan la evolución hidrogeoquímica de las componentes del sistema de flujo.

1.3 Hipótesis

La variación en la calidad química del agua subterránea en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca se puede originar por la captación y mezcla de diferentes componentes de flujo de agua subterránea que ocurre en la tubería de los pozos. Los pozos tienen diferentes diseños de construcción, por lo cual varían en profundidad total y ubicación de la tubería ranurada o de captación. Debido a estos cambios se pueden originar variaciones en la calidad química inorgánica del agua subterránea de un sitio a otro sin existir demasiada distancia entre estos, ya que cada pozo capta diferentes proporciones de las componentes del sistema de flujo.

1.4 Antecedentes

En la zona de interés se han realizado varios trabajos de hidrogeología, destacando entre ellos, Huizar-Alvarez (1993), el cual refiere un balance hídrico negativo y buena calidad del agua subterránea. En 1997, Huizar-Alvarez presenta un estudio de hidrogeoquímica en el acuífero de la Cuenca Rio Las Avenidas, indicando que existen problemas de contaminación en Tizayuca. Huizar-Álvarez (op. cit.) caracteriza las facies del agua subterránea por medio del diagrama de Piper e identifica dos principales factores que originan la presencia de aguas termales al norte de Pachuca, los cuales son: a) las fallas con orientación E-W al oeste del área de estudio y b) las rocas volcánicas del Plio-Cuaternario, reconociendo adicionalmente que el gradiente geotérmico genera variaciones en la temperatura del agua subterránea y sugiere que su influencia es menor como para originar aguas termales.

En los años 2010 y 2011, Galindo Castillo et al., presentaron balances hídricos con proyecciones futuras e identificaron que la recarga principal del acuífero proviene de la Sierra de Pachuca y de ahí fluye hacia la parte central del Valle de Zumpango que es precisamente donde se da la mayor extracción hídrica. En ambos trabajos concluyen que el acuífero tiene categoría de sobreexplotación.

Hernández-García y Huizar-Alvarez (2003) presentaron los efectos ambientales causados por la extracción de agua subterránea en la región de Zumpango-Pachuca, resaltando que la Sierra de Pachuca es la principal zona de recarga y Zumpango la zona de descarga. Estos investigadores observaron que los niveles del agua descienden como resultado de la extracción y reconocieron, con base en los parámetros hidráulicos de Tóth (1963), tres tipos de trayectorias de flujo de sistema de agua subterránea: local, intermedia y regional.

Neri-Ramírez en 2013 presentó un trabajo de modelación hidrogeológica y sustentabilidad en el Acuífero Cuautitlán-Pachuca. Neri-Ramírez (op. cit.) menciona que el agua subterránea extraída se destina principalmente para el uso público-urbano, refiriendo además el descenso del nivel estático, lo que genera conos de abatimiento, además de dar recomendaciones para la recuperación del acuífero como lo es, proteger las zonas de recarga e implementar leyes para la gestión y uso de agua.

En 2015, Siles et al., en su trabajo sobre subsidencia en las subcuencas de Texcoco y Cuautitlán-Pachuca, refieren que como consecuencia de la subsidencia ocasionada por la sobreexplotación del acuífero y descenso del nivel estático local, se afectan las obras civiles, como la mega estructura TEO (Túnel Emisor Oriente) y las vías del tren.

En síntesis, en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca se han desarrollado principalmente trabajos de investigación de balance hídrico enfocados en mejorar la gestión del agua subterránea, abordando principalmente parámetros hidráulicos.

Capítulo 2. Descripción de la zona de estudio

2.1 Localización

La zona de estudio se encuentra en el Valle de Cuautitlán y Tizayuca al noroeste del Sistema Anáhuac. Abarca el norte del Estado de México, el sur del Estado de Hidalgo y el norte de la Ciudad de México. (Figura 1).

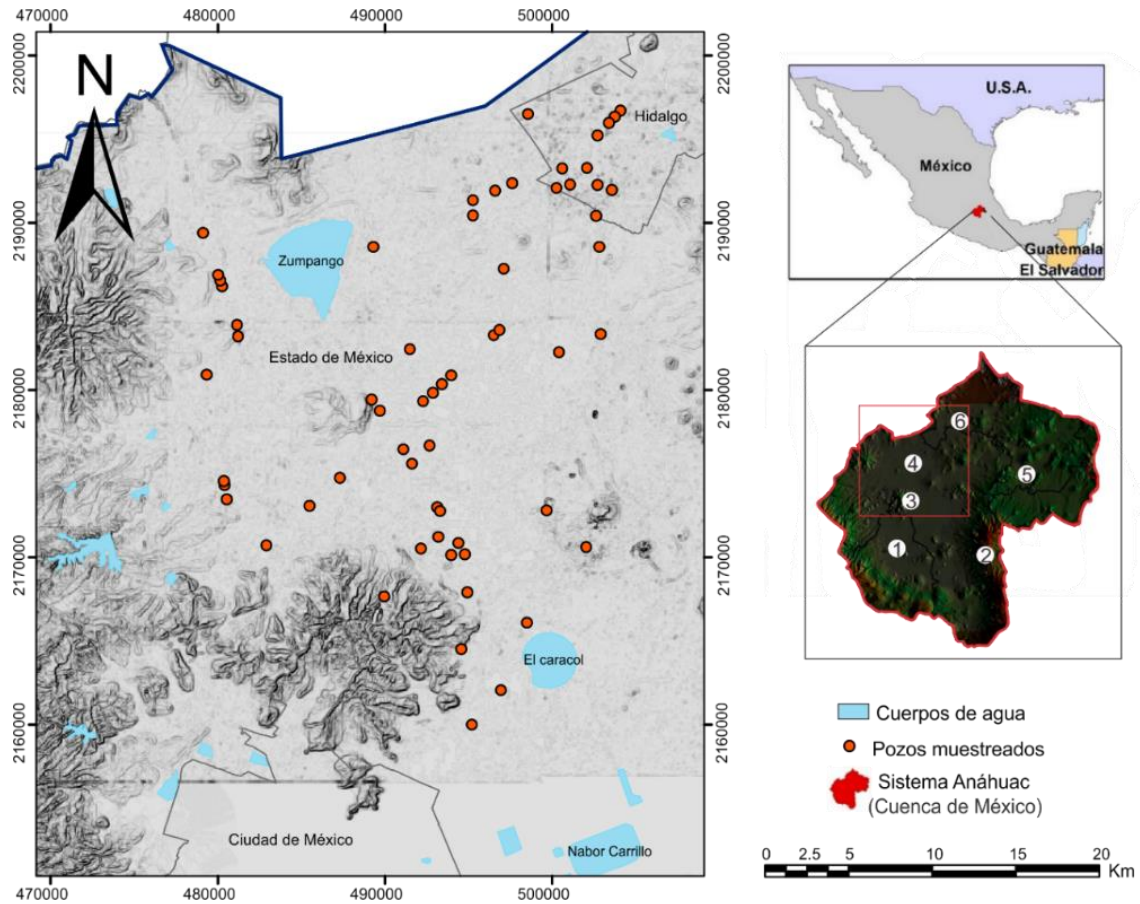


Figura 1. Localización de la zona de estudio ubicada al noroeste del Sistema Anáhuac (Cuenca de México) con la ubicación de los pozos muestreados. (1) Valle de México, (2) Sierra de Río Frío, (3) Sierra de Guadalupe, (4) Valle de Cuautitlán, (5) Valle de Apan y (6) Valle de Tizayuca. Nota: la ubicación del Sistema Anáhuac y de los valles se tomaron de Florez Peñalosa (2019) Olea-Olea, Escolero, Mahlkecht, Ortega, Silva-Aguilera, et al. (2020).

2.2 Fisiografía

La zona de estudio se encuentra en una extensa planicie lacustre con una elevación promedio de 2240 msnm. Se ubica en la subprovincia fisiográfica Lagos y Volcanes de Anáhuac, que forma parte del sector centro-oriente de la Provincia Fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

La zona de estudio abarca los valles de Cuautitlán y Tizayuca. El Valle de Cuautitlán es una llanura lacustre y el Valle de Tizayuca es una región geomorfológica formada por planicies en los que predominan el aluvión o sedimentos volcánoclasticos provenientes de las sierras y campos volcánicos que lo rodean (Gobierno del Estado de Hidalgo, 2004; Rojas Castillo et al., 2014).

2.3 Clima

La climatología local se definió a partir del mapa de INEGI (2008) el cual representa los tipos de clima de acuerdo con la clasificación de Köppen y modificada para las condiciones de México por García (2004). En la figura 2 se presentan los tipos de clima predominantes para el Sistema Anáhuac: semiseco templado y templado subhúmedo en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.

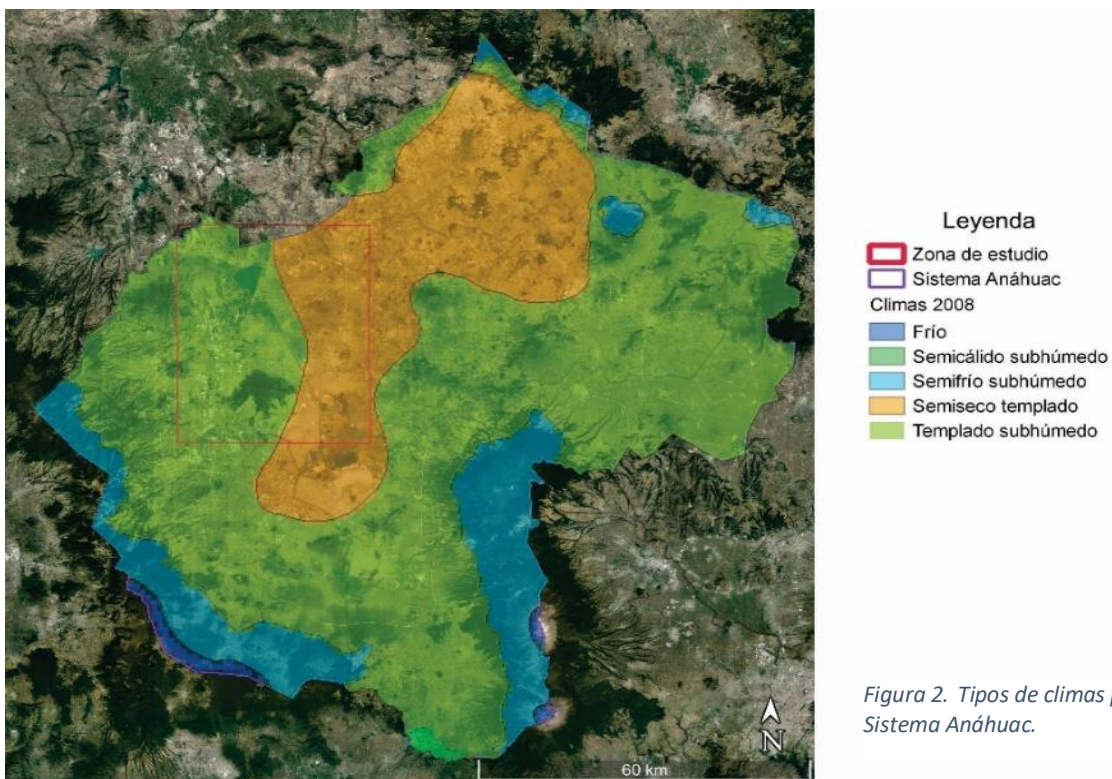


Figura 2. Tipos de climas para el Sistema Anáhuac.

En la evaluación integral de un sistema hidrológico se requiere de una serie de parámetros esenciales. Así en la zona de estudio, para definir los valores de precipitación (mm), evaporación (mm), temperatura mínima y máxima (°C), se obtuvieron datos de cuatro estaciones climatológicas: Huehuetoca, El Manantial, San Martín Obispo y Chiconautla. La información de estas estaciones climatológicas se encuentran disponibles en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2018). En la tabla 1 se presentan las normales climatológicas para el periodo de 1951 al 2010.

Tabla 1. Normales climatológicas de precipitación, evaporación, temperatura mínima y máxima. Fuente SMN (2018).

Estación meteorológica	Precipitación (mm)	Evaporación (mm)	Temperatura mínima (°C)	Temperatura máxima (°C)	Temperatura media (°C)
Huehuetoca	625.7	1908.4	6.2	23.6	14.9
El Manantial	533.7	1836.1	6.2	23.4	14.8
San Martin Obispo	683	1928.9	8.3	23.1	15.7
Chiconautla	553.1	1681.3	6.2	24.2	15.2

El valor de precipitación media anual en la zona de estudio es de 598 mm, siendo los meses de junio a septiembre los de mayor precipitación. La evaporación media anual es de 1838 mm y, cuando hay mayor evaporación es en los meses de marzo a mayo. La temperatura mínima media anual es de 6.72°C, mientras que el valor de temperatura máxima media anual es de 23.5°C (SMN, 2018).

Capítulo 3. Marco hidrogeológico

3.1 Hidrología

La Cuenca de México se formó tras largos periodos de actividad volcánica. La configuración de las sierras que bordean a la cuenca favorecía que los flujos de agua superficiales siguieran inicialmente una trayectoria hacia el sur, posteriormente derivado de la formación de la Sierra de Chichinautzin, al sur de la Cuenca de México, esta se convirtió en una elevada cuenca endorreica. Los arroyos que formaban ríos bajaban de las sierras y se concentraban principalmente en el ex Lago de Texcoco, hacia el centro del valle. La Cuenca de México, estaba conformada por cinco lagos: Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco y Chalco, siendo el de Texcoco el de mayor salinidad (Fries, 1960; Mooser, 1963; De-Cserna et al., 1988; Ortega y Farvolden, 1989).

Los principales ríos de la Cuenca de México son Río Magdalena, Mixcoac, Tacubaya y Hondo por el oeste, al norte las principales aportaciones son los ríos Tlalnepantla, San Javier, Cuautitlán y Hondo de Tepotzotlán y por el sur bajan los ríos San Luis, San Lucas, San Gregorio, Santiago y San Buenaventura (IMTA, 2013).

Los principales cuerpos de agua actuales dentro de la zona de estudio son la laguna de Zumpango el cual es un remanente de la gran Laguna Central de México, el Lago de Guadalupe, el Lago artificial Nabor Carrillo y el Lago El Caracol.

La Laguna de Zumpango se ubica a una elevación de 2220 msnm, pertenece a la Cuenca del Pánuco y es alimentada por las aguas del Río Hondo de la Sierra de Tepotzotlán, Río Papalote y Río Cuautitlán, tiene un volumen medio de almacenamiento aproximado de 98 hm³ (Navarrete-Salgado et al., 2004; CONAGUA, 2014). El Lago de Guadalupe funciona como presa y su principal aporte es del Río Cuautitlán, esta presa tiene un volumen medio de almacenamiento aproximado de 66 hm³ (CONAGUA, 2014). El Lago Nabor Carrillo se construyó como planta de tratamiento de las aguas negras provenientes del Río Churubusco y el Lago El Caracol se utilizó como evaporador para obtener sosa caustica (hidróxido de sodio).

3.2 Sistema Anáhuac

Escolero, 2018 definió el sistema endorreico de flujo de agua subterránea de la Cuenca de México como el Sistema Anáhuac.

El Sistema Anáhuac es dividido administrativamente por CONAGUA como acuíferos, la zona de estudio abarca tres: Cuautitlán-Pachuca, Zona Metropolitana de la Ciudad de México y Texcoco (Figura 3). Los tres acuíferos presentan sobreexplotación, el primero tiene una tasa de extracción de 751.27 hm³/año, el segundo con 623.80 hm³/año y el tercero 183.10 hm³/año (CONAGUA, 2018a). La zona de estudio se encuentra principalmente en el acuífero Cuautitlán-Pachuca y soporta la demanda para proveer de agua a habitantes, industrias y agricultores de las zonas metropolitanas de Pachuca de Soto y de la Ciudad de

México con tasas de crecimiento poblacional de 2.8% para la primera y de 0.8% para la segunda (CONAPO, 2005).

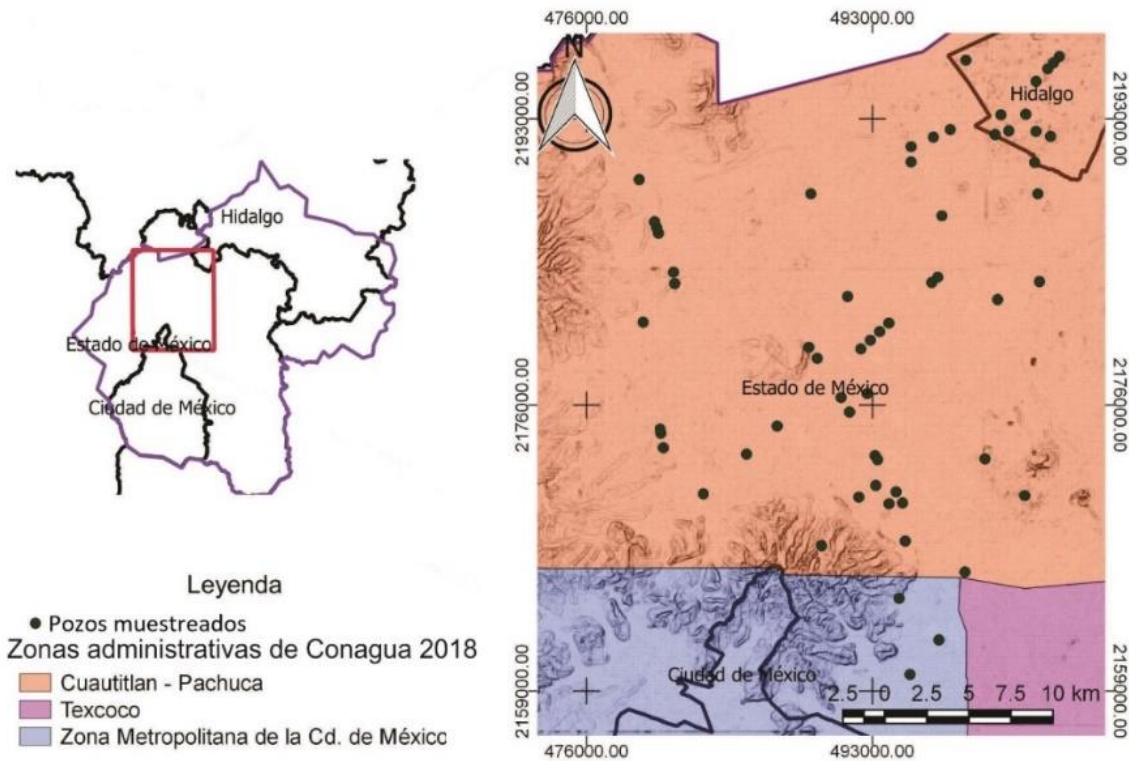


Figura 3. Zonas administrativas de CONAGUA (acuíferos) que abarca el área de estudio.

Florez Peñaloza (2019) analizó el Sistema Anáhuac por medio de redes de monitoreo piezométrico para el periodo de 1969 al 2017 y menciona tasas de abatimiento en los valles de México-Cuautitlán, entre 0.4 a 4.7 m/año y en los valles de Apan-Tizayuca, entre 0.001 a 0.42 m/año. También indica que el Valle de Cuautitlán es en el que se registra mayor disminución en la carga hidráulica con pérdidas cercanas a 60 m y observa variabilidad temporal de los tipos de flujo vertical y horizontal percibiendo cambios locales de recarga o descarga.

En la Ciudad de México, al sur del Sistema Anáhuac, se ha identificado que la dirección de flujo de agua subterránea responde a la elevación topográfica y fluye de las zonas altas a los valles, con esto se pudo inferir que las zonas de recarga son la Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzin. También se han identificado cuatro componentes con base en la composición química: local, intermedia y dos regionales (una relacionada a largas trayectorias y otra a alta temperatura y de circulación profunda) (Olea-Olea, Escolero, Mahlkecht, Ortega, Silva-Aguilera, et al., 2020).

Capítulo 4. Marco geológico

4.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es un arco magmático continental originado por la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana. La FVTM abarca una área de 160 000 km², su ancho varía entre 90-230 km y tiene aproximadamente 1000 km de largo (Ferrari et al., 2012), extendiéndose desde las costas del Pacífico en San Blas, Nayarit, hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978).

La FVTM es el resultado de la rotación anti-horaria del arco volcánico precedente que dio origen a las secuencias volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO) con orientación NNW durante el Mioceno Temprano a Medio. Se reconoce a la FVTM por su orientación E-W y por el cambio del estilo y composición del volcanismo. Este cambio fue de composición silícica y estilo explosivo en la SMO a composición intermedia y efusivo en la FVTM (Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2007).

Según Gómez-Tuena et al. (2005) la historia eruptiva de la FVTM puede dividirse en cuatro episodios principales:

- 1) Arco de composición intermedia en el Mioceno Medio y Tardío
- 2) Episodio máfico del Mioceno Tardío
- 3) Episodio silícico a finales del Mioceno que llega a bimodal en el Plioceno Temprano
- 4) Arco con amplia variabilidad composicional a partir del Plioceno Tardío

La FVTM se ha dividido de acuerdo a su geología, edad del vulcanismo y estructura tectónica en tres regiones (occidente, central y oriente) (Figura 4). En la actualidad, la porción occidental del arco se encuentra subyacida por la Placa de Rivera, mientras que la porción central y oriental se encuentran subyacidas por la Placa de Cocos (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005).

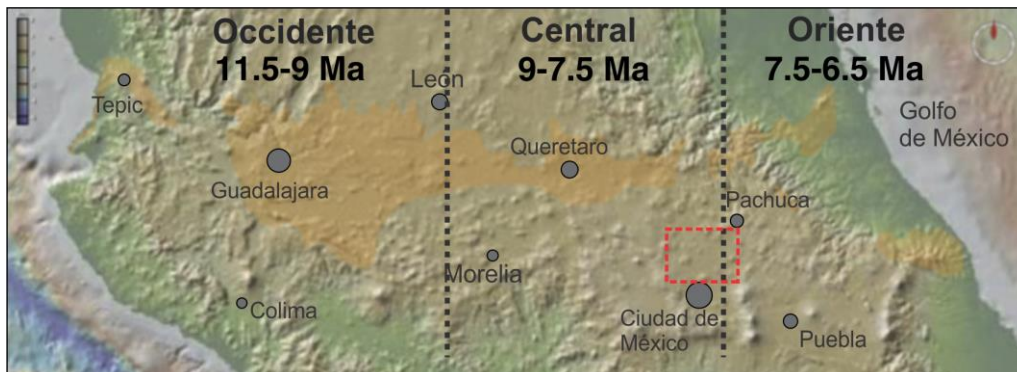


Figura 4. Regiones de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El recuadro rojo muestra la zona de estudio, dentro del sector central y cerca del límite del sector oriental. En el extremo SE del sector central se aprecia la zona de estudio de la Cuenca de México.

Tomado de Ferrari et al. (2012)

4.2 Cuenca de México

La Cuenca de México (CM) es una depresión tectónica con más de 2 km de profundidad cuya formación se remonta al Oligoceno-Eoceno. La depresión se encuentra en el sector centro-oriente de la FVTM (Figura 4) y está limitada al oeste por el sistema de fallas regionales Taxco-San Miguel de Allende (TSMA) que es un conjunto de estructuras transversal a la FVTM con una dirección NNW; al sur por el sistema de fallas de La Pera-Tenango, con orientación E-W; al norte de la depresión se describen varias fallas normales de dirección NE en el Campo Volcánico de Apan y que aparentemente afectan únicamente a rocas del Mioceno Medio y no parecen ser activas (García-Palomo et al., 2002; Ferrari et al., 2003; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

La Cuenca de México está delimitada al norte por las sierras de Tezontlalpan y Pachuca, al este por los elevados edificios volcánicos de la Sierra Nevada, al oeste por la Sierra de las Cruces y Tepotzotlán y al sur por la Campo Volcánico de Chichinautzin. Dentro de la cuenca se encuentran algunas elevaciones topográficas que interrumpen la continuidad de la planicie, estas son la Sierra de Santa Catarina, Sierra de Guadalupe y el Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (Figura 5).

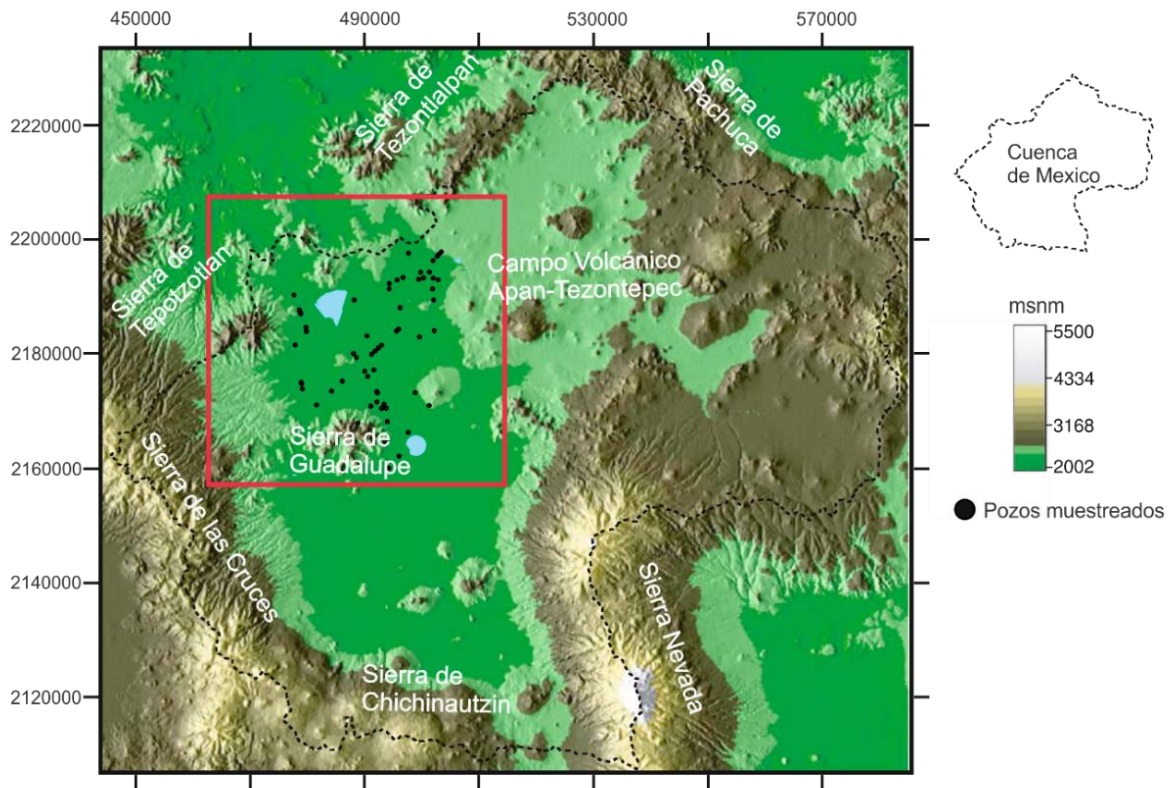


Figura 5. Sierras volcánicas que limitan la Cuenca de México y ubicación de la zona de estudio la cual abarca la región N-W de la Cuenca. Modificado de Carrera-Hernández y Gaskin (2007).

La Sierra Nevada limita al oeste la CM y es una cadena volcánica con orientación N-S constituida por los estratovolcanes Tláloc, Iztaccíhuatl y Popocatépetl (Macias et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2015; Siebe et al., 2017). La Sierra de las Cruces limita al oeste de la CM, se desarrolla de manera general con una dirección NE-SW, los productos de estas estructuras volcánicas consisten de derrames de lava, depósitos piroclásticos, depósitos de flujos de escombros y avalanchas de escombros (Mejia et al., 2005; Aguirre-Díaz et al., 2006; García-Palomo et al., 2008). El Campo Volcánico Chichinautzin representa el límite sur y tiene una orientación E-O y está constituida por más de 200 volcanes monogenéticos y derrames de lava fisúrales dentro de un área de 2680 km² (Siebe, 2000; Arce et al., 2013). La Sierra de Pachuca representa el límite norte y se extiende desde Cerro Monte Noble al norte, hasta Real Monte al sur, tiene una extensión de aproximadamente 45 km, tiene múltiples afloramientos de diques porfídicos y pórfidos cuarcíferos. La Sierra de las Cruces limita la CM al oeste y tiene una elevación máxima de 3870 msnm y está constituido por varios estratovolcanes y domos, con asociación de depósitos piroclásticos y epiclásticos, cuya la composición química varía de andesita a dacita (Arce et al., 2019).

La Sierra de Guadalupe tiene una elevación máxima de 3010 msnm, está constituida por domos y estratovolcanes colapsados, los cuales tienen asociados depósitos de caída, flujos piroclásticos, flujos de lodo y avalanchas. Las rocas que constituyen a la Sierra de Guadalupe son de composición dacítica y riolítica en el caso de los domos, así como andesítica en los estratovolcanes (SGM, 2003). El Campo Volcánico de Apan-Tezontepec tiene una orientación NNE-SSW y consiste en 280 conos de escoria, 10 volcanes escudo y múltiples flujos de lava. Este campo se emplazó a lo largo de fallas normales con dirección NE-SW, las rocas son esencialmente basalto-andesita de color gris a marrón de textura afanítica y se identifican cristales de olivino y plagioclasa (García-Palomo et al., 2002).

La morfología de la Cuenca de México incluye cuatro principales tipos de relieves (Arce et al., 2013; Lozano-Garcia et al., 2017):

- 1- Sierras Volcánicas, compuestos de volcanes poligenéticos o monogenéticos.
- 2- Una serie de knolls (en forma de abanico) ubicados en la base de cada sierra volcánica, formados de una intercalación de depósitos piroclásticos y epiclásticos.
- 3- Áreas de planicie resultantes de la acumulación de sedimentos lacustres con espesores variables de 70–300 m e intercalados con capas de tefra.
- 4- Planicies compuestas por material detrítico y arcilloso de diferente espesor y producto de la denudación de sierras cardinales que bordean a la cuenca

4.3 Mineralogía de las litologías principales

La zona de estudio está ubicada en los valles de Cuautitlán y Tizayuca, zonas que comprenden el NW del Sistema Anáhuac. Colinda con la Sierra de Guadalupe al sur, el Campo Volcánico Apan-Tezontepec al este y la Sierra de las Cruces y Tepetzotlán al oeste (Figura 5). En la tabla 2 se presenta la mineralogía dominante de los valles anteriormente mencionados y los alrededores.

La Sierra de Guadalupe (SG) se conforma por seis áreas volcánicas que fueron definidas por Ramírez-González (2011) con base en análisis petrológicos y rasgos estructurales. En la tabla 2 se incluyen tres sitios

con mineralogía que pertenecen a 3 diferentes áreas de la Sierra de Guadalupe, los cuales son los siguientes: El Cerro Ehecatl, Petlecatl y El fraile. El Cerro Ehecatl está ubicado en el área volcánica del noreste donde la composición de los domos varía de dacítica a riolítica. El Cerro Petlecatl se ubica dentro del área volcánica Fosa de Cuauhtepac y es un volcán que cuenta con dos domos principales, uno alineado a la Falla Chiquihuite con derrames de andesitas de hornblenda y otro domo de bajo relieve que se desarrolló hacia el sureste de la SG de composición dacítica de hornblenda y el Cerro El Fraile ubicado en el área volcánica compuesto por una sucesión de derrames de lava y brechas autoclásticas de andesitas de augita e hiperstena que fluyeron principalmente al noroeste del volcán.

En el bloque norte de la Sierra de las Cruces se encuentra la Zona Volcánica de Atizapán de Zaragoza (ZVAZ) y el Volcán Iturbide. La ZVAZ está formada principalmente por dos aparatos andesíticos: andesitas Atizapán y domos del sur, morfológicamente estos aparatos tienen formas de domos alargados y de conos de lava con laderas escarpadas. También se identifican depósitos piroclásticos perteneciente probablemente al Volcán Iturbide (García Martínez, 2009).

Tabla 2. Mineralogía.

Ubicación	Nombre	Roca	Anhi	Anf	Bt	Cal	Dol	Plg	Px	Q	Ill	Mont	Kln	FeOx	Kfs	Referencia
SG-C. Ehecatl	SG03	Riolita		X	X			X		X					X	1
SG-C. Petlecatl	SG09	Dacita		X	X			X	X	X				X	X	1
SG-C. El Fraile	SG34	Andesita						X	X							1
SC	ZVAZ	Andesita		X				X	X					X		2
SC	Volcán Iturbide	Pómez			X			X								2
Apaxco de Ocampo	La lagartija	Basalto		X				X	X							3
Apaxco de Ocampo	El Hoyo (Montero)	Caliza			X	X								X		3
Apaxco de Ocampo	El mezquite	Caliza dolomítica				X	X									3
Texcoco	Pozo Profundo Texcoco	Evaporita	X													4
Tultitlan	Pozo 3 T							X	X	X						5
Exlago de Texcoco	Arcillas	Lacustre (arcillas)			X	X		X			X	X	X	X		6

SG= Sierra de Guadalupe, ZVAZ= Zona Volcánica de Atizapán de Zaragoza, SC=Sierra de las Cruces. Mineralogía: Anhi=anhidrita, Anf=anfíbol, Bt=biotita, Cal=calcita, Dol=dolomita, Plg=plagioclasa, Px=piroxeno, Q=Cuarzo, Ill=illita, Mont=montmorillonita, Kln=caolinita, FeOx=óxidos de hierro, Kfs=feldespatos K

1 (Ramírez-González, 2011)

3 (SGM, 2007)

5 (Ariel Consultores, 2006)

2 (García Martínez, 2009)

4 (SHCP, 1969)

6 (Carreón-Freyre et al., 2006)

Apaxco de Ocampo es un municipio al norte del Estado de México que se ubica en los límites del Sistema Anáhuac. En este municipio afloran rocas calizas que corresponden a la Formación Tamabra del Cretácico y aunque no afloran en la zona de estudio se estima que se encuentran a una profundidad aproximada de 2200 m en el Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (Huizar-Alvarez, 1997).

En el pozo profundo Texcoco se registró una capa de anhidrita que se asocia con ambientes evaporíticos entre las profundidades de 1980 a 2045 m, por debajo de un derrame de lava (SHCP, 1969).

4.4 Estratigrafía

CRETÁCICO

Formación El Doctor: es un banco calcáreo de facies de plataforma cuya localidad tipo se ubica en el poblado del Doctor, Municipio de Cadereyta, Qro. Esta unidad se correlaciona con la Formación Morelos que aflora al sur de la Cuenca de México. Segerstrom (1962) utilizó el nombre de Formación Doctor para las calizas equivalentes a la Formación El Abra que afloran en Actopan e Ixmiquilpan, Hgo., y en la Sierra de Pachuca que es considerada como zona de recarga debido a su fracturamiento y estructura cárstica. La Formación El Doctor también se correlaciona con la formación Tamabra que corresponde a facies de talud y es una secuencia de calizas de textura arenosa, en parte dolomitizada, con nódulos de pedernal de espesor variable (SGM, 1997). Esta secuencia calcárea es explotada por las compañías cementeras Cruz Azul y Apaxco, entre las ciudades de Apaxco de Ocampo y Ciudad Cooperativa Cruz Azul, Hgo., donde se identifican afloramientos aislados de calizas en estratos medianos a gruesos (0.15 m a 0.80 m) separados por capas arcillosas que texturalmente corresponden a mudstone y wakestone de color gris oscuro (Carrillo Martínez, 1989, 1990).

Las rocas marinas del Cretácico constituyen el basamento profundo de la Cuenca de México y son cubiertas por unidades de la secuencia volcánica y sedimentaria continental. Estas rocas se han identificado en exploraciones directas en el pozo Mixhuca-1 a 1550 m de profundidad y en el pozo Tulyehualco-1 a 2100 m (Mooser y Molina, 1993).

Formación Cuautla: consta de tres facies principales, la primera presenta una gruesa sucesión de capas de caliza de estratificación mediana a gruesa del tipo banco calcáreo; la segunda consta de una sucesión más delgada de capas calizas laminadas y; la tercera es una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica. Las tres facies pasan de una a otra gradualmente en sentido lateral. El ambiente de depósito indica cuencas marginales de profundidades moderadas, originadas al inicio de levantamientos locales del fondo de los mares del Mesozoico Superior, las partes positivas al erosionarse aportaron gran cantidad de sedimentos terrígenos en forma de arcillas y arenas que azolvieron estas cuencas (SGM, 2007b, 2011). La edad de esta formación es del Cenomaniano-Coniaciano y se encuentra expuesta en el centro del Estado de Morelos, hacia el oriente y norte de Tepoztlán. La formación desaparece debajo de las formaciones del Paleógeno-Neógeno, aflorando nuevamente en Apaxco de Ocampo, Estado de México y en algunas partes del oeste del Estado de Hidalgo (Fries, 1960). Esta unidad correlaciona con las Formaciones Soyatal del Estado de Hidalgo, Mezcala de Morelos-Guerrero y Méndez de la Cuenca de Tampico. La Formación Soyatal contiene depósitos turbidíticos, pliegues sin-sedimentarios y brechas locales por lo que el ambiente de depósito es de talud (SGM, 2007b, 2011).

PALEÓGENO

Fanglomerado El Morro: recibe el nombre de una localidad en el Cerro El Morro, ubicado al noroeste de Zimapán, Hgo. Consiste en un conglomerado rojo con guijas de caliza gris, tamaños de 2 a 45 cm, está bien cementado, mal clasificado y burdamente estratificado. Es un conglomerado tipo fluvio-lacustre compuesto por fragmentos de caliza, marga, lutita, pedernal y escasa proporción de volcánicos, en una matriz arenosa oxidada, lo que le da una coloración rojiza característica. La edad relativa asignada es Paleoceno-Oligoceno (Simons y Mapes, 1957). Esta unidad representa un cambio en el régimen tectónico laramídico compresivo a uno distensivo y la unidad se ha correlacionado con el Grupo Balsas (SGM, 2009).

Grupo Pachuca: sobreyace en forma discordante al fanglomerado El Morro, corresponde a un paquete volcánico de composición andesita a dacita, así como una secuencia de lava masiva de textura afanítica a porfídica, tobas y brechas de derrame que tienen horizontes poco consolidados y diques andesíticos con espesores variables de 10 m hasta 400 m. Afloran principalmente en los alrededores de la Ciudad de Pachuca y está compuesta por rocas volcánicas, muy falladas, intrusionadas, alteradas hidrotermalmente y mineralizadas, el nombre define siete formaciones de origen volcánico que lo componen, denominadas: Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína y Cerezo en las cuales predomina la andesita. La unidad se encuentra fracturada por lo tanto tiene permeabilidad secundaria. La edad para este grupo se define desde Paleógeno hasta el Plioceno (IPN, s/f).

MIOCENO

Formación Tepoztlán: Fries (1960) designa como localidad tipo a los afloramientos cercanos al poblado Tepoztlán, Morelos. Esta formación comprende intercalaciones de depósitos piroclásticos, de lavas y lahares que varían en composición de andesitas a dacitas con edades entre 22.8 y 13 Ma (García-Palomo et al., 2002; Lenhardt et al., 2010).

Por medio de datos geocronológicos y composición química se han agrupado como parte de la Formación Tepoztlán otras estructuras volcánicas, por ejemplo, algunas rocas volcánicas de la Sierra de Guadalupe, y en volcanes y domos al norte del Volcán Tláloc. En el pozo profundo Texcoco-1, a profundidades entre 814 y 920 m, se registran depósitos piroclásticos, de lavas y lahar con composición de andesita a dacita y edad Mioceno que se correlaciona con la Formación Tepoztlán (Arce et al., 2019).

Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT): García-Palomo et al. (2018) presenta la estratigrafía del CVAT (que se encuentra al este de la zona de estudio) donde se localizan cinco unidades volcánicas con edades del Mioceno las cuales son las siguientes:

1) Secuencia de Petlalchique: se ubica cerca de la Ciudad de Texcoco y consta de dos secuencias: una basal que contiene depósitos piroclásticos, brechas, depósitos fluviales, lacustres y flujos de lava alterados y; la secuencia superior que es un conjunto de domos dacíticos erosionadas. Esta unidad tiene edades de 21 Ma hasta 13.4 Ma (De-Cserna et al., 1988).

2) Andesita de Chichicautla: descrita en una estructura similar a una caldera cerca del Pueblo de Singuilucan, Hidalgo. Está compuesta de flujos de lava andesítica color gris con fenocristales de plagioclasa

y hornblenda, y de un depósito de avalancha de escombros con clastos líticos hidrotermalmente alterados. El grosor de esta secuencia es de 300 m y tiene una edad de 20.1 ± 0.2 Ma (García-Palomo et al., 2002).

3) Riolitas Texcoco y La Virgen: rocas que se encuentran a 5 km al oeste de la Ciudad de Texcoco, y se componen de varios flujos de lava riolíticos compactos de color rosa con contenido de cuarzo, plagioclasa y abundantes xenolitos, el grosor de estas dos secuencias es aproximadamente de 250 m con edad de 14.22 ± 0.11 Ma (García-Palomo et al., 2018).

4) Andesita Apan: está expuesta al noreste y suroeste de la Ciudad de Apan y al noroeste de Ciudad de Texcoco. Se compone de varias unidades de flujo de lava color gris intercaladas con brechas compactas, tiene un espesor de 850-1000 m y edades de 13.4 ± 0.6 y 12 ± 0.4 Ma (García-Palomo et al., 2002).

5) Andesita Peñón: consta de flujos de lava de andesita color gris con texturas de flujo y megacristales de plagioclasa, intercalados con brechas de andesita porfíricas compuestas de fenocristales de plagioclasa y xenolitos. La edad de estas unidades es de 12.7 ± 0.06 Ma (López-Hernández et al., 2009).

PLIOCENO

Dacita Chiquihuite: consiste en rocas dacíticas de la Sierra de Guadalupe depositadas sobre tobas, suelos, lavas y brechas andesíticas previamente erosionadas. Esta formación tiene espesores que varían desde 35 m en Ticomán, hasta 260 m en el Cerro Chiquihuite que pertenece a la Sierra de Guadalupe. Las rocas que la conforman presentan una textura porfídica con gran cantidad de xenolitos, fenocristales alterados de plagioclasa piroxenos y anfíboles.

Esta unidad se puede correlacionar con la Formación Zumate (IPN, s/f), la cual aflora al norte de Real del Monte, Hgo., con la Formación Tezuantle que aflora al sureste del Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, Hgo., y con la Toba Don Guinyó que tiene su localidad tipo en el arroyo Don Guinyó, Hgo.

Formación San Cristóbal: de acuerdo con Segerstrom (1962) esta unidad aflora al noroeste y oeste de Zumpango, Estado de México, y consiste en derrames de composición variable de andesita a basalto con olivino de estructura compacta y vesicular, en derrames densos intercalados con brechas, su espesor no excede los 400 m, la edad de esta formación es del Plioceno.

Hacia el noreste de Pachuca la Formación San Cristóbal se interdigita con la Riolita Navajas (Geyne et al., 1963) formada por derrames piroclásticos riolíticos y estas dos se interdigitan en sus partes superiores con la Formación Tarango (Bryan, 1948) que está ampliamente distribuida en las partes occidentales de la Cuenca de México y con la Formación Atotonilco El Grande que aflora en Atotonilco el Grande, Hidalgo (IPN, s/f).

PLIOCENO-HOLOCENO

Serie volcánica de la Sierra de las Cruces: consiste de norte a sur por los volcanes La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona y Zempoala. Cada estructura volcánica produce flujos de lava y domos que construyen la parte más alta de esta estructura, mientras que los depósitos piroclásticos intercalados con lahar y depósitos de escombros forman la parte inferior del relieve (morfología en forma de abanico) que rodea los edificios volcánicos (García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2019). En el sector norte se encuentran las estructuras más antiguas y tienen rangos de edad de 3.0 a

1.8 Ma, en el sector central los rangos de edad varían de 1.9 a 0.4 Ma y en el sector sur las edades varían de 1.1-0.4 Ma (Mora-Alvarez et al., 1991; Osete et al., 2000; Mejia et al., 2005; Arce et al., 2008). La composición química de la Sierra de las Cruces varía de andesita a dacita (Arce et al., 2015). En esta estructura volcánica se define la Formación Zempoala la cual es una secuencia de lahares y toba andesítica y es reconocida al suroeste de Tepetzotlán y al sureste de Villas del Carbón México.

Secuencia Volcánica de Sierra Nevada: este campo volcánico tiene una orientación N-S y se compone de norte a sur por los estratovolcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Las estructuras más antiguas son Tláloc y Telapón seguidas por la actividad eruptiva del Iztaccíhuatl y finalmente la actividad del Popocatepetl alrededor de hace 0.33 Ma (Sosa-Ceballos et al., 2015). Por correlación estratigráfica, el volcán Tláloc es probablemente del Plioceno, dado que está cubierto por rocas volcánicas del Pleistoceno (A. García-Palomo et al., 2002). La composición química de Sierra Nevada varía de andesita a riolita para el volcán Tláloc y Telapón, mientras que la composición del Iztaccíhuatl y Popocatepetl se extiende de andesita a dacita. La estructura de Sierra Nevada está compuesta de flujos de lava y cúpulas de lava, intercaladas con depósitos piroclásticos en los altos topográficos, mientras que en las tierras bajas se encuentran intercalados depósitos piroclásticos, epiclásticos y depósitos de avalancha de escombros, parte del material de estos abanicos llenó la parte oriental de la Cuenca de México (Macias et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2015; Siebe et al., 2017; Arce et al., 2019).

PLEISTOCENO-HOLOCENO

Campo Volcánico Chichinautzin (CVC): está constituido por más de 220 edificios monogenéticos. De acuerdo con la edad, el tipo de estructuras y la composición química, aquellos que se encuentran en la Cuenca de México y agrupados en el CVC son: Cerro de la Estrella, Peñón del Marqués, Sierra Santa Catarina y Tlapacoya. En Sierra Nevada entre los volcanes Telapón e Iztaccíhuatl se ubica El Papayo que puede ser considerado parte del CVC en base a su edad de 0.17 Ma (Macias et al., 2012). La composición química general del complejo magmático varía entre basaltos, andesitas y dacitas, siendo la mayoría de los productos de composición andesita basáltica (Arce et al., 2019).

Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT): García-Palomo et al. (2018) presenta la estratigrafía de este campo con edades del Cuaternario, incluyendo las cuatro unidades volcánicas.

- Andesita Picacho es una estructura de domo altamente erosionado y cortado por abundantes fracturas y fallas normales, tiene aproximadamente un espesor de 600 m. La secuencia consiste en lavas de colores grises intercalados con avalancha de escombros y flujos de bloque y ceniza. La edad de esta unidad es de 2.1 ± 0.1 Ma (García-Palomo et al., 2002).
- El Complejo Dómico Jihuingo es una estructura compuesta por cinco domos alineados en la dirección E-W, formado por andesitas de color gris claro y depósitos de avalancha de escombros. Se han reportado edades de los depósitos de avalanchas de escombros los cuales son de 1.29 ± 0.0032 Ma y de $\sim 0.78 \pm 0.06$ Ma (García-Palomo et al., 2002).
- El nombre de Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT) es propuesto por García-Palomo et al. (2002) y lo describe como un complejo con orientación NNE-SSW que consiste en aproximadamente 280 conos de escoria, diez volcanes escudo, cinco domos y múltiples flujos de

lava que son expuestos entre los municipios de Tezontepec y Tlaxco. Las rocas que forman el CVAT son principalmente basalto-andesita de color gris a marrón con textura afanítica y fenocristales de olivino y plagioclasa. Los flujos de lava tienen vesículas orientadas y están intercalados con brechas volcánicas y depósitos de caída pseudo-laminar que consisten en intercalaciones de capas negras de escoria y ceniza. La edad de del CVAT abarca desde 2.25 ± 0.04 Ma hasta el Holoceno (García-Palomo et al., 2002).

- La ignimbrita Tecoloquillo consiste en un domo de riolita rodeado de depósitos de flujo de bloque y ceniza color blanco y masivos. La edad de esta ignimbrita es de 0.65 Ma (Avellán et al., 2017).

Depósitos Aluviales: de acuerdo con estudios geofísicos esta unidad consiste aproximadamente en 600 m de relleno volcano-sedimentario (Huizar-Alvarez, 1997; Alatraste-Vilchis, 1999). Constituye extensas zonas donde se han depositado sedimentos aluviales, rellenando los valles que están conformados de gravas, arenas, cenizas y arcillas, producto de la erosión hídrica de los principales aparatos volcánicos marginales. También se observan arcillas desarrolladas a partir de tobas y cenizas volcánicas depositadas en agua con horizontes de turba y tierra de diatomáceas (IPN, s/f).

Depósitos lacustres: El material vulcano sedimentario expulsado de la actividad volcánica efusiva del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin fue depositado en un ambiente lacustre. Este material tiene una extensión promedio de 2200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Se identificó la base de esta unidad en los pozos Mixhuca-1 (167 m), Roma-1 (74 m), Tulyehualco-1 (300 m) y P-3 (80 m) (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomares, 1989).

4.5 Geología estructural

Dentro de la zona de estudio se reconocieron fallas que se relacionan a la mega zona de cizallamiento de Tenochtitlan (De-Cserna et al., 1988; García-Palomo et al., 2008, 2018). Este sistema de fallas ha sido descrito en la Sierra de las Cruces como fallas normales mientras que en la región de Apan se describe como una serie de bloques que forman un sistema de fosas y pilares (horsts y grabens). Se trata de una estructura reactivada la cual se ha documentado que actuó asociado a un sistema de fallas laterales izquierdas durante el Mioceno Tardío en la región de Apan, Hgo., y posteriormente como fallas normales durante el Pleistoceno. Estos lineamientos han controlado el vulcanismo y deformación desde las inmediaciones de Toluca hasta la región de Apan (García-Palomo et al., 2002; Aguirre-Díaz et al., 2006).

García-Palomo et al. (2018) describe en la región de Apan, tres grabens (Tlaxco-Chignahuapan, Apan y Tizayuca) y cuatro horst (Tizayuca-Zapotitlán, Cerro Gordo-Las Navajas, Rosario-Acocolco y Chignahuapan). Las fallas que crean estas estructuras tienen una orientación NE-SW y son, de oeste a este: Tolcayuca, Tizayuca, Las Navajas, Texcoco, Apan-Tláloc, Chignahuapan y Axaxalpa. La zona de estudio colinda con el Horst Cerro Gordo-Las Navajas y el Graben Tizayuca (Figura 6). A continuación, se describen estas dos estructuras.

El Horst Cerro Gordo-Las Navajas tiene aproximadamente 50 km de largo y 15 km de ancho y está limitado por las fallas de Tizayuca y Las Navajas. La falla Tizayuca se puede trazar mediante la alineación de domos y volcanes como el Domo El Calvario, Cerro Gordo, El Picacho y Volcán Chiconautla. Tiene una orientación

al NE y buzamiento al NW con un desplazamiento vertical aproximado de 2400 m. La falla Las Navajas es paralela a la falla Tizayuca, pero con buzamiento al SE.

El Graben de Tizayuca tiene 12 km de ancho y se localiza entre los horst de Tolcayuca-Zapotlán y Cerro Gordo-Las Navajas. El graben está relleno por dacitas y andesitas del Mioceno y por depósitos piroclásticos, aluviales y conos de escoria del CVAT. Las calizas se encuentran en este graben a profundidades de aproximadamente 2200 m bajo la superficie (Huizar-Alvarez, 1997). Las fallas que forman esta estructura son: Tolcayuca al norte y Tizayuca al sur. La falla de Tolcayuca es normal con dirección N45°E y buzamiento hacia el NW y es trazada por la distribución de estructuras colapsadas alargadas por el movimiento a lo largo del lineamiento.

En la Sierra de Guadalupe se reconoce la Fosa Cuauhtepac que está limitada por la falla Chiquihuite al este y Tenayuca al oeste. Estas estructuras fueron descritas por Mooser (1992). La falla Tenayuca abarca una longitud de 6 km, tiene orientación de N35°E y fuerte buzamiento hacia el SE, se reconoce morfológicamente por tener un fuerte escarpe caracterizado por abundantes zonas inestables, sobre los planos de falla se presentan estrías, harina de falla, brecha de falla y abundante fracturamiento. La falla Chiquihuite es paralela a la de Tenayuca pero con buzamiento de 70°NW, tiene 6 km de largo y se reconoce por el alineamiento de un conjunto de domos y por cortar estructuras volcánicas a través de un escarpe continuo y pronunciado, se reconocen estrías de falla verticales (Carlos-Valerio, 2004).

La Fosa de Barrientos fue definida por Mooser (1992) y se ubica al entre la Sierra de Guadalupe y la Sierra de Las Cruces, es un graben delimitado por las fallas Tlayacampa al sur y La Quebrada al norte, tiene aproximadamente 20 km de longitud con valles que van de los 100 m hasta los 2 km de ancho con una dirección E-W (García Martínez, 2009). La falla La Quebrada tiene una longitud aproximada de 8 km, con una orientación E-SW y con buzamiento cerca de 70° hacia el SE, esta zona tiene abundantes estrías verticales, estructuras sigmoides, brecha y harina de falla y desplazamientos de horizontes estratigráficos, los cuales indican un sentido de movimiento normal. La falla Tlayacampa es paralela a la falla La Quebrada pero con un buzamiento hacia el NW, los indicadores cinemáticos que se encontraron en el Cerro Tlayacampa, son principalmente de fracturamiento vertical, estructuras sigmoides y estrías verticales que indican un sentido de movimiento normal (Carlos-Valerio, 2004).

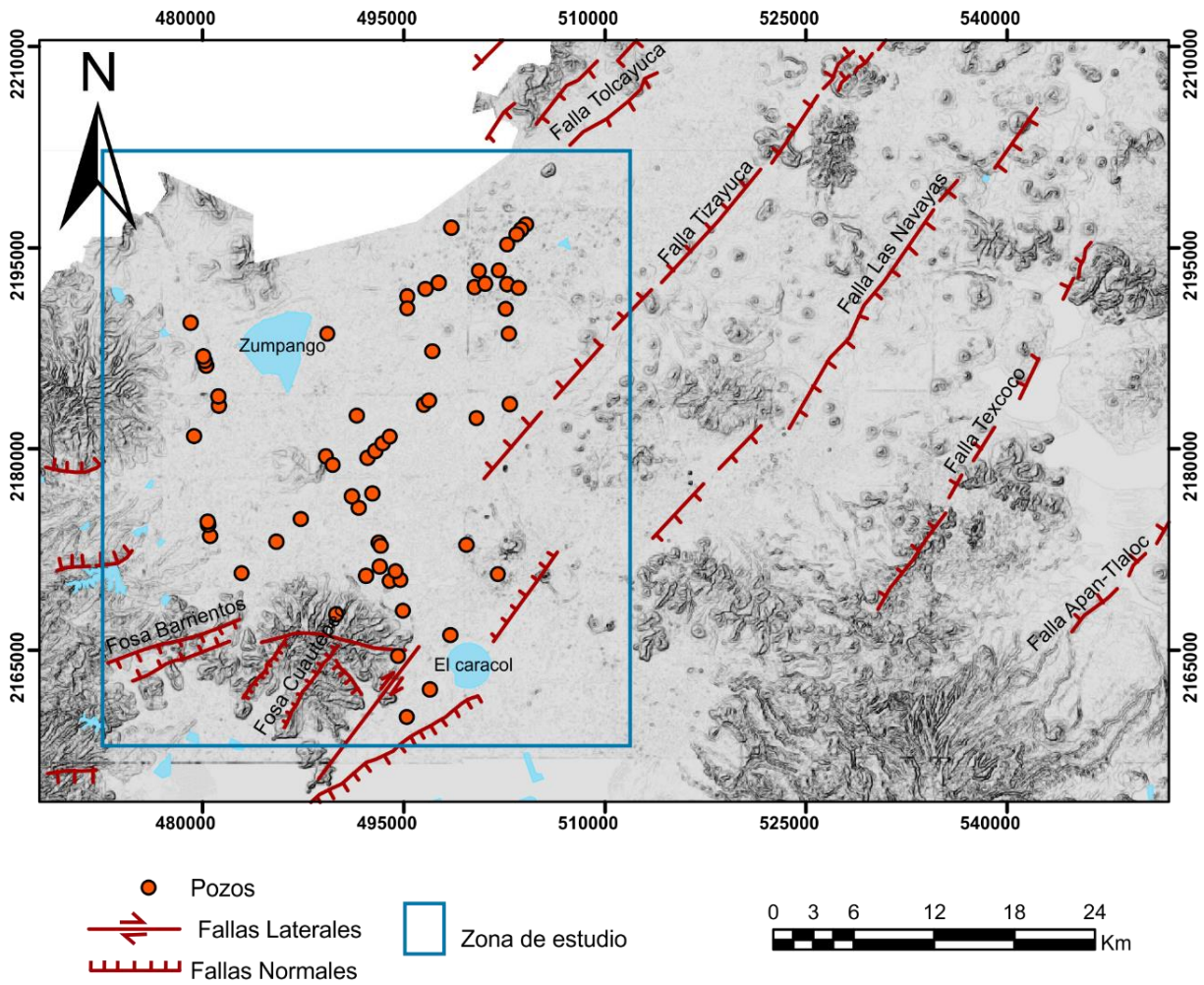


Figura 6. Fallas ubicadas dentro de la zona de estudio, la Fosa Barrientos y lineamientos de la Sierra de la Cruzes se trazaron a partir del mapa de *García-Palomo et al. (2008)*. La fosa Cuauhtémoc en la Sierra de Guadalupe se trazó a partir de los mapas de *Torres-García (2012)*, los otros lineamientos que se encuentran en la Sierra de Guadalupe y sus alrededores se tomaron de *Arce et al. (2019)* y los lineamientos del Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (CVAT) son tomados de *García-Palomo et al. (2018)*.

Capítulo 5. Marco teórico

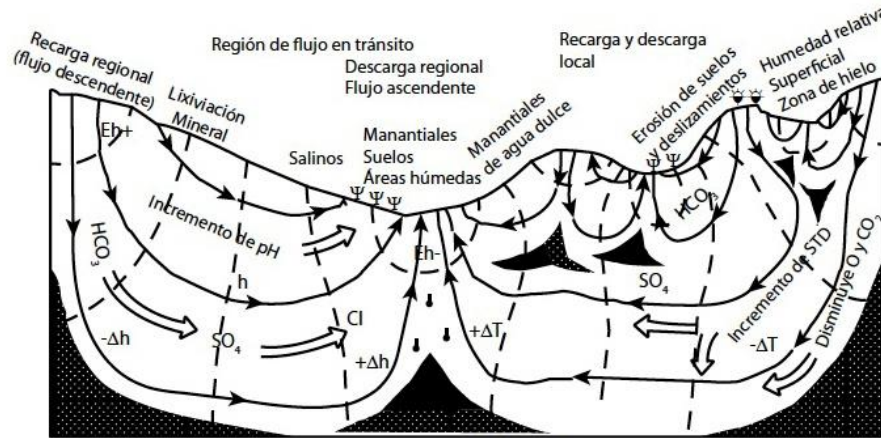
5.1 Sistema de flujo de agua subterránea

El comportamiento hidráulico del agua subterránea se ha estudiado y entendido a partir del estratos acuíferos capaces de almacenar agua, sin embargo Neuman y Whitherspoon (1971) demostraron que al analizar el comportamiento hidráulico de los acuíferos se encuentran variaciones dependiendo de la duración del bombeo y del punto de observación, por lo tanto es inadecuado comprender el comportamiento del agua subterránea a partir de estratos acuíferos ya que todos están conectados hidráulicamente. En su lugar se debe comprender que los flujos de agua subterránea funcionan como un solo sistema complejo e interconectado (Escolero-Fuentes, 2018).

La conectividad hidrológica entre flujos de agua subterránea y agua superficial es de importancia para comprender lo que es un sistema regional ya que explica la conectividad entre varias subcuencas que van de las partes topográficamente más altas hasta las planicies. Esta conectividad hidrológica se entiende como un continuo que pasa de la zona de captación, a agua subterránea y a superficial, como cuando se infiltra el agua de lluvia en las zonas de recarga y posteriormente el agua subterránea descarga en forma de manantial que alimenta un arroyo o bien cuando el agua pasa de superficial a subterránea. Este continuo espacio-temporal se presenta a lo largo de los recorridos de cauces de ríos que se alimentan de arroyos y que descargan en planicies costeras o en grandes cuerpos de agua superficiales (Escolero-Fuentes, *op. cit.*).

Existen diversos factores que influyen en el comportamiento del agua subterránea los cuales son: la geología (por sus propiedades hidráulicas), el clima (temperatura, evapotranspiración, variabilidad espacial y temporal), geomorfología (variaciones topográficas) y flujo de calor (gradiente geotérmico, focos someros de calor y conductividad térmica de las rocas del subsuelo), estos factores controlan la presencia de agua subterránea en una región y la dinámica del movimiento del flujo, por lo tanto, pueden generar sistemas de flujo de agua subterránea de pequeña o grande extensión (Escolero-Fuentes, 2018).

Un sistema de flujo de agua subterránea es un conjunto de elementos naturales donde ocurre circulación del agua subterránea de manera coherente en espacio y tiempo en materiales geológicos y esta circulación es controlada por diversos factores (Figura 7).



EXPLICACIÓN

	Línea de igual carga hidráulica		Cargas hidráulicas
	Línea de flujo	$-\Delta h$	Subhidrostáticas
	Manantial: frío, caliente	h	Hidrostáticas
	Freatofitas	$+\Delta h$	Superhidrostáticas
	Xerófitas		Trampa hidráulica: convergencia y acumulación de materia transportada y calor
$Eh+$	Oxidante		Zona cuasi-estancada con incremento de STD
$Eh-$	Reductor	$+\Delta T, -\Delta T$	Temperaturas geotérmicas y gradientes anormales
	Acumulaciones de minerales traza (metálicos, evaporitas e hidrocarburos)		

Figura 7. Sistema de Flujo de agua subterránea, tomada de Tóth (2000).

Makarenko (1948) fue el primero en introducir una división del sistema de flujo de agua subterránea en tres componentes o trayectorias de flujo dependiendo de la influencia del clima y el nivel base de descarga. Mifflin (1968) propuso delimitar las componentes del sistema usando hidrogeoquímica basado en el concepto de evolución química de Chebotarev (1955) agregando factores como temperatura, tiempos de residencia y longitud de las trayectorias de flujo para diferenciar y caracterizar las componentes del sistema de flujo de agua subterránea. Tóth (1963) basándose en el trabajo de Makarenko (op. cit.) estableció tres divisiones al sistema de flujo que son: local, intermedia y regional, las cuales se describen a continuación considerando los criterios propuestos por Makarenko (1948) y Mifflin (1968):

- Componente local: está caracterizada por ser un flujo intracuenca, tiene trayectorias de flujo muy cortas por lo que se encuentra muy próxima a las áreas de recarga, es de circulación superficial en la zona de flujo activo donde es influenciada por cambios estacionales de clima, es agua relativamente pobre en la carga iónica (Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-}), se estima que tiene edades de uno a decenas de años y tiene su nivel base de descarga en los ríos y arroyos locales.
- Componente intermedia: se encuentra en la zona media o de flujo retardado, es afectada por los cambios de mediano plazo en el clima (sequías prolongadas o periodos de varios años con mucha lluvia), tiene respuesta en el rango de decenas a centenas de años, el nivel base de descarga es en los grandes ríos y se observa un aumento del anión SO_4^{2-} en el agua.
- Componente regional: se caracteriza por el flujo entre cuencas con rutas de flujo muy largas, son de circulación profunda (en función de la temperatura), agua de descarga relativamente con alto

contenido de Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-} , esta componente tiene respuesta en el rango de cientos a miles de años siendo afectada por variaciones de largo plazo en el clima, tales como el cambio climático y su nivel base de descarga es por debajo de los grandes ríos.

Las zonas de recarga son áreas topográficamente altas donde hay un descenso del agua desde la superficie de la tierra a la zona saturada del flujo subterráneo. En esta zona el nivel freático se encuentra profundo ya que domina el flujo descendente, el suelo es ácido y poco desarrollado con poca cantidad de materia orgánica, tiene baja concentración de sodio y la vegetación dominante es de tipo xerófita. Las zonas de descarga son zonas topográficamente bajas donde ocurre un ascenso del flujo de agua subterránea a la superficie y representa el final de recorrido del flujo subterráneo. Puede estar representada por un manantial, lago o mar, la vegetación asociada con zonas de descarga sobrevive en regiones permanentemente inundadas (vegetación freatófita) y puede tolerar alta concentración de salinidad o yeso (vegetación halófila o gipsófila) (Mifflin, 1968; Peñuelo Arévalo y Carrillo Rivera, 2013).

La importancia y utilidad de la teoría de sistema de flujo radica en la relación entre parámetros (suelo, vegetación, relieve, litología, propiedades hidráulicas, química del agua, carga hidráulica, geología, etc.) que son analizados como un sistema ya que todos están asociados con el funcionamiento del flujo subterráneo. Esto es de particular importancia, dado que la lenta velocidad de movimiento del agua subterránea (de cm a m por año) evita observar cambios en el ambiente o en el agua a simple vista por cualquier efecto producido. Así, una buena o incorrecta decisión en el manejo de ambiente, podría ser notoria hasta varias decenas de años después (Peñuelo Arévalo y Carrillo Rivera, 2013).

5.2 Hidrogeoquímica

La composición química del agua subterránea es controlada por varios factores como la evaporación, disolución, precipitación, meteorización de minerales formadores de roca (principalmente silicatos), procesos de óxido-reducción, reacciones de intercambio, transformación de materia orgánica y procesos de mezcla (Figura 8). En diferentes entornos geológicos, la importancia relativa de estos factores varía según las dimensiones de la escala de flujo (Appelo y Postma, 2005).

El origen del agua subterránea se debe principalmente a procesos de lluvia o nieve que se infiltra a través del suelo hasta los materiales geológicos subyacentes y es de esperar que el flujo subterráneo en las zonas de recarga y adyacentes a esta, sea similar químicamente a la fuente desde donde se infiltra al sistema de flujo, por lo que es de suma importancia conocer la composición química del agua que precipita. El agua de lluvia y de deshielo son soluciones oxidantes extremadamente diluidas, con una acidez leve a moderada la cual aumenta durante su recorrido por aportes o contaminación de fábricas, plantas de procesamiento de minas y estaciones de generación eléctrica (carboeléctricas o de gasóleo). Estas características pueden causar rápidamente alteraciones químicas en los suelos o en los materiales geológicos en los que se infiltran (Freeze y Cherry, 1979).

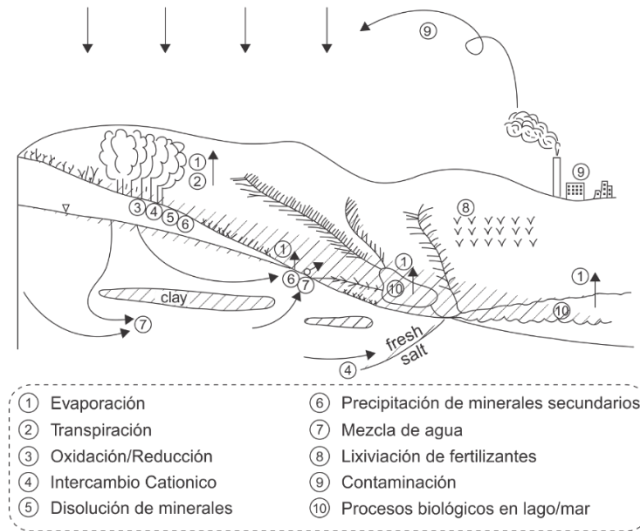


Figura 8. Procesos que afectan la calidad del agua subterránea (Appelo y Postma, 2005).

Casi toda el agua que se infiltra en los sistemas naturales de flujo de agua subterránea pasa a través de la zona del suelo, la cual tiene una fuerte influencia en la composición química del agua (Figura 9). El suelo tiene la capacidad de generar cantidades relativamente grandes de ácido orgánico y de consumir gran parte o la totalidad del oxígeno disuelto disponible en el agua que se infiltra en él.

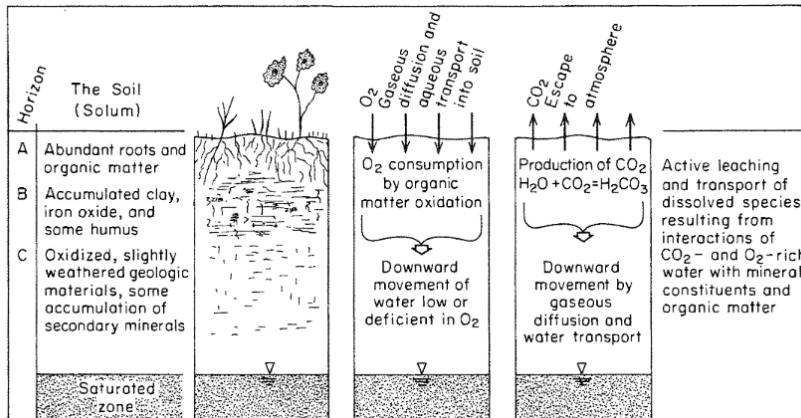
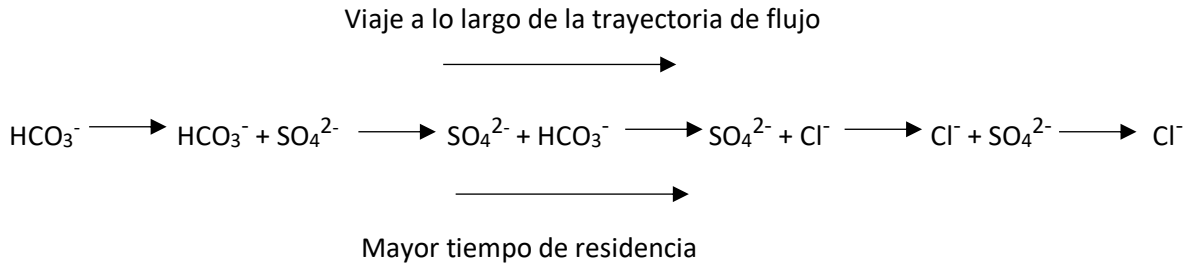


Figura 9. Perfil de la zona de suelo y procesos químicos que ocurren en la composición química del agua. (Freeze y Cherry, 1979)

La zona de suelo se puede considerar como una bomba de ácido, el compuesto más importante en esta zona es H_2CO_3 y, a medida que entra agua nueva al sistema, los procesos bioquímicos e hidroquímicos son capaces de proporcionar un suministro continuo de acidez para promover reacciones de agua-mineral. Por lo tanto la zona del suelo tiene capacidades únicas y poderosas para alterar la química del agua que se infiltra y a medida que el agua subterránea se mueve de las zonas de recarga hasta las de descarga, su química se altera frecuentemente por varios procesos geoquímicos (Freeze y Cherry, 1979).

5.2.1 Secuencia de evolución de iones mayoritarios.

Chebotarev (1955) concluyó que el agua subterránea tiende a evolucionar químicamente hacia la composición del agua de mar. Este autor noto que esta evolución normalmente se acompaña de los siguientes cambios regionales en las especies de aniones dominantes:



Estos cambios ocurren cuando el agua se mueve desde zonas poco profundas a través de zonas intermedias hacia zonas más profundas donde el flujo es muy lento y el agua es más antigua. La secuencia de Chebotarev puede describirse en términos de tres zonas principales, que se correlacionan de manera general con la profundidad (Makarenko, 1948):

1. La zona superior, en esta zona el agua tiene HCO_3^- como el anión dominante y es baja en sólidos disueltos totales (SDT).
2. La zona intermedia, con contenido de SDT más altos que la zona superior. El sulfato es normalmente el anión dominante.
3. La zona inferior, donde la alta concentración del ion Cl^- y los SDT son altos y característicos.

Estas tres zonas no pueden correlacionarse específicamente con la distancia de viaje o el tiempo. En algunas cuencas sedimentarias, el agua subterránea en la zona superior puede tener años o decenas de años, mientras que en otras cuencas son comunes las edades de cientos o miles de años.

Freeze y Cherry (1979) describen la secuencia de evolución del anión desde la primera etapa de HCO_3^- que pasa a SO_4^{2-} y finalmente a Cl^- como un proceso que avanza muy gradualmente y puede explicarse en términos de disponibilidad y solubilidad mineral de la siguiente manera para cada anión dominante:

-Cuando domina el HCO_3^- en el agua subterránea se deriva normalmente de la disolución de calcita y dolomita de la zona del suelo, ya que ambos minerales se encuentran en cantidades significativas en casi todas las cuencas sedimentarias. Debido a que estos minerales se disuelven rápidamente cuando entran en contacto con el agua subterránea cargada de CO_2 , el HCO_3^- es casi siempre el anión dominante en las áreas de recarga.

-En la etapa de SO_4^{2-} como anión dominante el agua subterránea ha viajado una distancia considerable porque el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) o la anhidrita (CaSO_4), que son los minerales más comunes que contienen sulfato rara vez están presentes en cantidades mayores a trazas. Estos dos minerales con el anión sulfato son considerablemente más solubles que la calcita y la dolomita, pero mucho menos solubles que los minerales de cloruro.

-La ocurrencia del Cl^- como anión dominante generalmente solo ocurre en aguas subterráneas profundas o en flujos que han recorrido largas distancias. El dominio del Cl^- se puede explicar a partir de los minerales de cloruro de origen sedimentario como la halita (NaCl) y la silvita (KCl) los cuales se disuelven rápidamente en agua, pero generalmente son escasos a lo largo de la trayectoria de flujo del agua subterránea.

También se ha generalizado una secuencia de evolución para cationes mayoritarios la cual es $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{K}^+$, sin embargo, Freeze y Cherry (1979) consideran que esta secuencia sería de poca utilidad porque existen muchas excepciones de evolución y lo cual es explicado por el intercambio de cationes que causa comúnmente alteraciones o reversiones en la secuencia.

5.2.2 Intercambio iónico

El intercambio iónico y la adsorción denotan el proceso de liberación de partículas de ciertos medios al agua subterránea y su proceso inverso donde los cationes en el agua subterránea serán absorbidos por los medios circundantes (Figura 10). El intercambio catiónico más común que tiene lugar en el sistema de agua subterránea es donde los iones de Ca^{2+} y Mg^{2+} se eliminan de la solución y el intercambiador sólido libera iones de sodio para reemplazar los iones de calcio y magnesio eliminados, esto queda expresado de la siguiente forma (Yang et al., 2016):

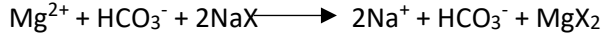


Figura 10. Proceso de intercambio iónico. Tomado de Appelo y Postma (2005)

El proceso de intercambio iónico se limita casi exclusivamente a partículas con diámetro del rango de 10^{-3} a 10^{-6} mm, dado que tienen una gran carga eléctrica en relación con sus áreas de superficie. En el medio geológico los intercambiadores que característicamente exhiben superficie cargada causada principalmente por sustitución iónica son los minerales arcillosos (Freeze y Cherry, 1979).

5.2.3 Oxidación/reducción

Muchas reacciones que ocurren en el entorno del agua subterránea implican la transferencia de electrones entre constituyentes disueltos, gaseosos o sólidos. Como resultado de la transferencia electrónica, hay cambios en los estados de oxidación de los reactivos y los productos (Freeze y Cherry, 1979).

A medida que el agua de lluvia y nieve ingresan al sistema de flujo sub-superficial, tiene inicialmente un alto potencial redox como resultado de su exposición al oxígeno atmosférico. Las condiciones redox iniciales reflejan altas concentraciones de oxígeno disuelto, con valores de Eh cercanos a 750 mV y pH 7. En las capas ricas en materia orgánica de la zona del suelo, la oxidación de la materia orgánica comúnmente elimina la mayor parte del oxígeno disuelto, este proceso hace que el potencial redox disminuya. Cuando el agua subterránea se desplaza en el sentido del flujo, el oxígeno disuelto se reduce aceptando electrones derivados de reacciones de oxidación y, cuando el oxígeno disuelto sea mínimo la materia orgánica presente se comenzará a oxidar, reduciendo hidróxidos de hierro y sulfatos (Freeze y Cherry, 1979).

5.3 Diagramas hidrogeoquímicos

La integración y presentación de los datos de composición y características químicas del agua subterránea suelen realizarse en gráficos, los cuales permiten visualizar de manera simple y completa los datos químicos y los procesos que ocurren en el agua subterránea.

5.3.1 Diagramas de Piper

El diagrama de Piper (1944) se forma a partir de dos diagramas trilineales y un diamante central. Un diagrama trilineal representa los aniones dominantes (HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-}) mientras que el otro representa los cationes mayoritarios (Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^+ + \text{K}^+$). Al ser representados los aniones y cationes de una muestra estos puntos se proyectan sobre el diamante central los cuales coinciden en un punto, tal como se muestra en los puntos Bs y Bm de la figura 11.

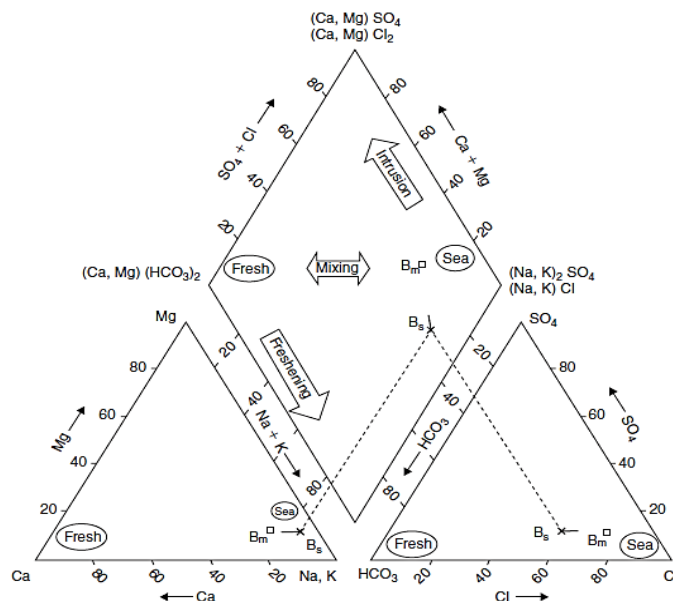


Figura 11. Diagrama Piper para análisis químico de aguas. Tomado de Appelo y Postma (2005)

El diagrama Piper es una herramienta visual muy conveniente para observar procesos que ocurren en el agua subterránea como por ejemplo los efectos de mezcla de dos aguas provenientes de diferentes fuentes. Esta mezcla puede ocurrir por intrusión salobre que se asemeja a la composición de agua de mar a flujos de agua más fresca o por la entrada de flujos de agua fresca a flujos de agua salobre (Figura 11). Este diagrama permite visualizar las variaciones en la calidad química del agua subterránea provocadas por la presencia de mezcla, precipitaciones, disoluciones e intercambio iónico, es decir permiten evaluar la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea (Appelo y Postma, 2005; Bustamante, 2017).

5.3.2 Mifflin

Este diagrama proporciona información sobre la evolución del agua subterránea con base a la concentración creciente a lo largo de las trayectorias de flujo de los iones Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-} . En el gráfico se pueden identificar tres flujos: flujo local, intermedio y regional. El último es el más evolucionado y ligado a zonas de descarga (Figura 12). El diagrama se construye sumando de manera independiente cationes ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) y aniones ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) en meq/L, y representarlos en escala logarítmica (Bustamante, 2017). Mifflin (1968) propuso delimitar una componente de otra apoyándose en datos como la temperatura e isotópicos de tritio y carbono-14 que se correlacionan con los cambios de los iones mencionados a lo largo de las rutas de flujo.

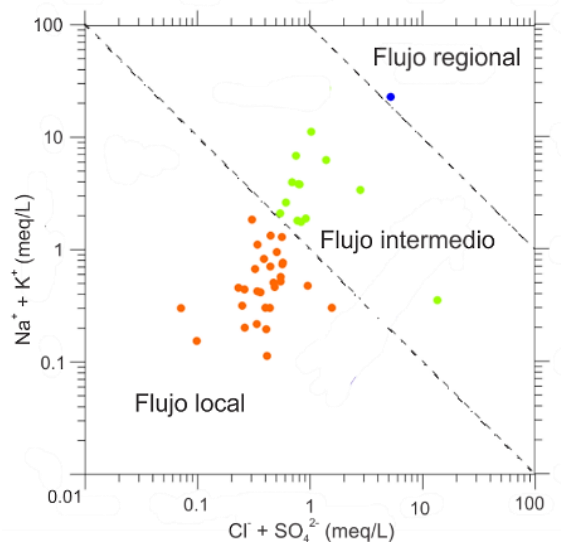


Figura 12. Diagrama Mifflin. Tomado de Bustamante (2017).

5.3.3 Diagrama de Schoeller

El diagrama de Schoeller (1967) es un gráfico semilogarítmico que representa las concentraciones de los iones mayoritarios del agua subterránea (SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ y K^+) en meq /L. El análisis permite identificar y cuantificar la firma geoquímica del agua subterránea, pudiendo comparar la naturaleza del agua (Barragán R. et al., 2001; Talabi, 2017) .

5.3.4 Diagrama de Gibbs

Este diagrama fue desarrollado por Gibbs (1970) para el estudio de la evolución del agua superficial, donde los principales procesos que influyen son: evaporación, precipitación y la interacción agua-roca. La influencia de estos procesos es clara en el gráfico de dispersión donde las relaciones de Na/ (Na + Ca) (eje x) se representan frente a los SDT (eje y) (Figura 13A).

El diagrama de Gibbs se ha utilizado en muchas investigaciones para determinar los procesos hidrogeoquímicos que dominan en agua subterránea, sin embargo Arandi y Shand (2018) mencionan que el uso de modelos conceptuales basados en procesos desarrollados específicamente para agua superficial y vinculados al diagrama de Gibbs para evaluar los procesos de agua subterránea es probablemente inapropiado por lo que proponen dejar de utilizar la delimitación del boomerang en agua subterránea y presentan un diagrama de Gibbs con los principales procesos que ocurren en el agua subterránea (Figura 13B).

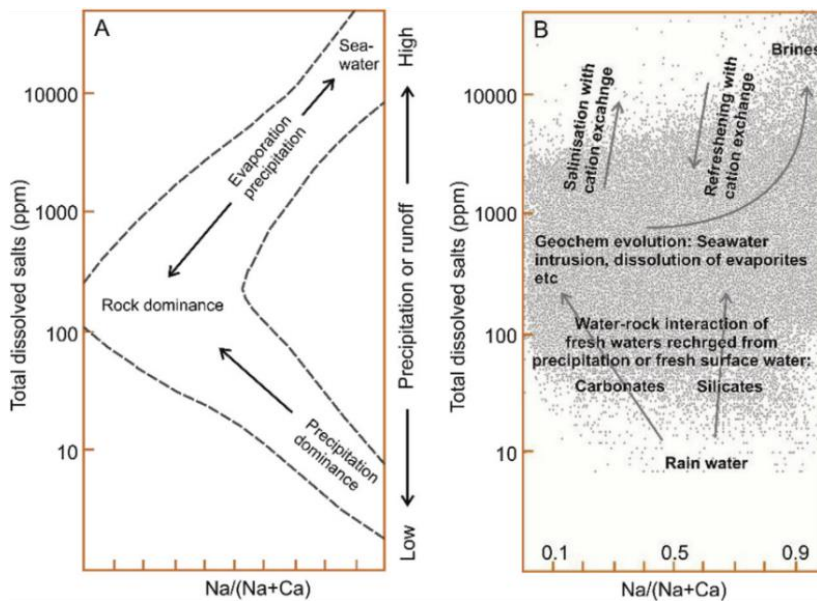


Figura 13. A) Diagrama de Gibbs usado para agua superficial y B) para los procesos en el agua subterránea, donde no se utiliza la delimitación del boomerang. Tomado de Marandi y Shand (2018).

5.3.5 Diagramas de estabilidad mineral

Los diagramas de estabilidad mineral son una herramienta útil para evaluar las tendencias de equilibrio entre los minerales de silicato y un medio acuoso. Estos se basan en cálculos termodinámicos, donde se consideran la actividad del H_4SiO_4 , las actividades de los cationes presentes en las fases silicatadas y el pH dado que en la disolución de silicatos ocurre consumo de iones H^+ (Tardy, 1971; Muñoz et al., 1996). Estos gráficos ayudan a evaluar la condición de equilibrio que existe entre el agua y las fases minerales coexistentes en el sistema de flujo y se utilizan para interpretar el comportamiento geoquímico del agua natural en términos de interacciones agua-roca (Garrels & Charles, 1965; Olea-Olea, Escolero, Mahlkecht, Ortega, Taran, et al., 2020).

5.3.6 Diagramas bivariados

Gaillardet et al. (1999) presenta los diagramas bivariados normalizados de $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ vs $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ y $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ vs $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$. Sirve para analizar el comportamiento de estas relaciones y a partir de eso caracterizar tres procesos hidrogeoquímicos principales: disolución de carbonatos, intemperismo de silicatos y disolución de evaporitas.

5.4 Análisis de Mezcla de Miembros Extremos (EMMA)

El EMMA (por sus siglas en inglés) fue desarrollado por Christophersen et al. (1990) basado en la observación de cambios en la concentración de especies de diferentes flujos de agua. Este análisis es un método estadístico que permite estimar las relaciones de mezcla, en donde se calculan proporciones en las que dos o más miembros finales se mezclan en una muestra (Carrera et al., 2004).

En el EMMA es necesario primero identificar los miembros extremos y calcular posteriormente las relaciones de mezcla. Los miembros extremos se identifican con ayuda gráficas ya que representan los extremos de un conjunto de datos y los datos que quedan acotadas por las líneas que se trazan de un miembro extremo a otro se consideran mezcla de los miembros finales. Las relaciones de mezcla se calculan para todos los miembros del conjunto de datos y comúnmente se calculan por medio de mínimos cuadrados (Christophersen et al., op. cit.; Carrera et al., 2004). Los miembros extremos se caracterizan utilizando especies entre las cuales se pueden incluir las conservativas y no conservativas ya que ambas se han utilizado con éxito y pueden explicar las variaciones del proceso de mezcla (Olea-Olea, Escolero, Mahlkecht, Ortega, Silva-Aguilera, et al., 2020).

5.5 Modelación hidrogeoquímica

Durante el trayecto del flujo subterráneo ocurren procesos hidrogeoquímicos como el intercambio iónico, reacciones ácido-base, procesos óxido-reducción, disolución, precipitación y mezclas de aguas. Una forma de conocer los procesos hidrogeoquímicos es mediante la aplicación de modelos numéricos los cuales proporcionan información detallada acerca de su origen, interacción agua-roca y patrones de flujo (Hidalgo y Cruz-Sanjulián, 2001).

La modelación hidrogeoquímica consiste en la aplicación de principios físico-químicos con el objetivo de crear o idear modelos teóricos de reacción capaces de explicar las reacciones químicas y los procesos en la interacción agua-roca que tienen lugar en el agua subterránea. Se utilizan la mayor cantidad de información y datos disponibles (análisis químico de fases acuoso, hidrogeología del sistema, mineralogía, composición de gases, datos isotópicos, etc.) para intentar determinar que reacciones químicas han ocurrido y bajo qué condiciones así como en qué medida han tenido lugar y la variación de la calidad del agua en respuesta a los procesos naturales y a las perturbaciones en el sistema de flujo (Fagundo y González, 2005).

Se reconocen dos tipos de modelación hidrogeoquímica los cuales son la directa y la inversa, ambos aplican los principios físico-químicos para describir reacciones que ocurren en el sistema hidrológico (Parkhurst et al., 1980). La modelación directa parte de conocer la composición química inicial de una solución para predecir la composición de una solución final y la transferencia de masa que puede resultar de reacciones químicas hipotéticas, mientras que la modelación inversa parte de conocer la composición de la solución inicial, solución final, fases mineralógicas y gases presentes en el medio para predecir las reacciones que explican los cambios de concentraciones observados mediante balance de masas. Este segundo tipo de modelación es la utilizada en este trabajo.

La modelación inversa se aplica entre dos puntos extremos, los cuales se infiere que están a lo largo de una línea de flujo de agua subterránea. Para la aplicación del modelo se parte de la premisa de que existen diferencias en los componentes químicos de los puntos extremos, donde uno corresponde a una composición inicial y la otra a una composición final. El proceso permite cuantificar las fases de reacción gaseosa, mineralógica y acuosa en cantidades apropiadas a fin de determinar las diferencias entre los productos inicial y final de las soluciones (Parkhurst y Appelo, 1999). Este método requiere tener un buen conocimiento hidrogeológico del medio para poder deducir que procesos geoquímicos ocurren en el sistema de flujo.

Capítulo 6. Metodología

6.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevo a cabo de mayo a agosto del año 2018. Durante este periodo se visitaron 61 pozos con el objetivo de medir parametros fisico-quimicos en campo y obtener muestras de agua subterránea para análisis de iones mayores (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , NO_3^- , HCO_3^-) y elementos traza (Fe, Al, SiO_2 , Ba y Sr). Previo al muestreo y toma de parametros se desfogan los pozos en periodos de 5 a 10 minutos o el tiempo permitido por el propietario (Figura 14).



Figura 14. Proceso en que se desfoga el pozo de agua.

6.1.1 Medición de parámetros fisicoquímicos

Los parametros fisicoquímicos medidos en campo se presentan en la tabla 3. La temperatura, el pH y los gases disueltos cambian de manera significativa en cuestión de minutos y por ello es que hay que medirlos inmediatamente al obtener las muestras de agua. Esta lectura se realiza con electrodos de campo.

Tabla 3. Parámetros fisicoquímicos y equipo utilizado para las mediciones en campo. T: Temperatura; pH: Potencial de hidrogeno; Eh: Potencial redox; CE: conductividad eléctrica y SDT: Sólidos Disueltos Totales

Parámetro fisicoquímico	Equipo utilizado
T°C	Termometro digital marca Hanna
pH y Eh (mV)	Medidor portatil impermeable marca Oakton
CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$) y SDT (ppm)	
Alcalinidad (ppm)	Kits de titulaci3n marca La Motte
Oxigeno disuelto (ppm)	
Dioxido de Carbono (ppm)	
Dureza (ppm)	

La temperatura se toma introduciendo el sensor previamente lavado con agua destilada dentro de una muestra de agua, se debe medir rápidamente para que no se vea afectada por cambios al interactuar con la temperatura ambiente (Figura 15c).

El medidor portátil de pH y Eh marca Oakton tiene un bulbo en la parte inferior del electrodo el cual se almacena en un buffer con KCl para mantenerla húmeda y asegurar el buen funcionamiento del medidor. Para calibrar el medidor primero se tiene que lavar el electrodo con agua destilada, después prendido el medidor se presiona el botón MODE hasta seleccionar pH, posteriormente se presiona el botón CAL/MEAS para entrar al modo de calibración de pH. Este medidor portátil se calibra utilizando tres buffers que son de pH 4.0, 7.0 y 10.0, el electrodo se introduce en los buffers hasta sumergir el bulbo en el orden que se mencionaron anteriormente. Al introducir el electrodo en un buffer el medidor reconoce automáticamente el valor de pH a calibrar y una vez que se estabiliza la lectura de pH a calibrar se presiona el botón ENTER para confirmar el valor calibrado, después se enjuaga nuevamente el electrodo con agua destilada y se procede a realizar el mismo procedimiento con el siguiente buffer, así hasta haber calibrado los tres valores de pH, al finalizar la calibración se presiona el botón CAL/MEAS para regresar al modo medición de pH (Figura 15a). Este proceso de calibración se realiza una vez al día, antes de realizar la primera medición de pH y Eh. Para medir estos parámetros se tiene que lavar el bulbo del electrodo con agua destilada (Figura 15b), después prenderlo e introducir el electrodo en la muestra de agua subterránea y tomar la lectura hasta que esta se estabilice, al finalizar la medición se vuelve a lavar el electrodo con agua destilada y se procede a almacenar el bulbo en el buffer con KCl.

El medidor portátil de conductividad eléctrica (CE) y SDT es de la marca Oakton. El equipo se tiene que calibrar por día antes de realizar la primera medición. Primero se tiene que lavar el electrodo con agua destilada, después prender el medidor y entrar al modo CE presionando el botón MODE, posteriormente se presiona el botón CAL/MEAS para entrar al modo de calibración de CE, después se introduce el electrodo en el buffer de 1423 $\mu\text{S}/\text{cm}$ asegurándonos de sumergir en la solución las dos bandas de acero del electrodo, esperamos a que se estabilice el valor. Si observamos que el valor se está alejando mucho del valor estándar se usan las flechas \wedge o \vee para hacer que el valor coincida con el de la solución, después presionamos el botón ENTER para confirmar el valor de conductividad y finalmente se presiona el botón CAL/MEAS para regresar al modo de lectura de conductividad. Para medir estos parámetros se tiene que lavar el electrodo con agua destilada (Figura 15b), después prenderlo e introducir el electrodo en la muestra de agua subterránea y esperar a que el valor se estabilice, al final se vuelve a lavar el electrodo con agua destilada.



Figura 15. Medición de parámetros físico-químicos en campo, en a) se están calibrando los medidores portátiles de pH y CE, en b) se observa cómo se lavan los electrodos con agua destilada y en c) se está midiendo la temperatura en una muestra de agua.

Para medir la Dureza Total (ppm), Alcalinidad (ppm), CO_2 (ppm) y Oxígeno Disuelto (ppm) se usaron kits de titulación marca LaMotte (Figura 16a) donde las lecturas se realizan directamente de los valoradores en unidades ppm. Los procedimientos para medir cada parámetro se describen a continuación:

Dureza Total:

- 1) Llenar el tubo de vidrio hasta los 12.9 ml con la muestra de agua subterránea.
- 2) Agregar cinco gotas del reactivo de dureza #5 y mezclar.
- 3) Agregar cinco gotas del reactivo #6 y mezclar. Si la solución se torna color azul, no hay cantidad medible de dureza, pero si no es azul se continúa con el siguiente paso.
- 4) Llenar el titulador con el reactivo #7 e insertarlo en el orificio de la tapa de tubo de vidrio.
- 5) Presionar lentamente el titulador mientras se agita suavemente el tubo de vidrio hasta que la muestra de agua cambie a color azul (Figura 16b).
- 6) Leer el resultado de la prueba directamente desde la escala en el titulador. El resultado esta expresado en ppm de CaCO_3 .

Alcalinidad:

- 1) Llenar el tubo de vidrio hasta los 5 ml con el agua de muestra y colocar la tapa.
- 2) Agregar una pastilla BCG-MR y se agitar hasta que la pastilla se disuelva, la solución se volverá color azul-verdoso.
- 3) Llenar la jeringa de titulación con al reactivo de alcalinidad B e introducirla en el orificio de la tapa del tubo de vidrio (Figura 16c).
- 4) Mientras se agita suavemente el tubo de vidrio se presiona lentamente la jeringa hasta que el color de la solución cambie de color verde a púrpura de acuerdo con la escala colorimétrica.
- 5) Leer el resultado de la prueba directamente de la escala de la jeringa. Registrar el resultado en unidades ppm.

Dióxido de Carbono:

- 1) Llenar el tubo de vidrio con 20 ml de agua de muestra y colocar la tapa.
- 2) Agregar dos gotas del Indicador de fenolftaleína 1%. Si la solución no cambia de color se continúa con el siguiente paso.
- 3) Llenar la jeringa de titulación con el reactivo de dióxido de carbono B e insertarla en el orificio de la tapa del tubo del vidrio.

- 4) Mientras se agita suavemente el tubo se presiona suavemente la jeringa para agregar gota por gota hasta que la muestra cambie a un tono rosa y se mantenga por 30 segundos.
- 5) Leer el resultado de la prueba directamente de la escala de la jeringa de titulación. El resultado se registra en ppm de dióxido de carbono agregado.

Oxígeno disuelto:

- 1) Enjuagar el frasco con agua de la muestra.
- 2) Sumergir el frasco tapado en la muestra, después retirar la tapa y dejar que el frasco se llene.
- 3) Golpear ligeramente el frasco para asegurarnos de eliminar las burbujas de aire, tapar el frasco mientras está sumergido y después sacarlo de la muestra de agua.
- 4) Retirar la tapa e inmediatamente agregar 8 gotas de la solución de sulfato de manganeso y 8 gotas de la Solución álcali-yoduro-azida de potasio.
- 5) Tapar el frasco, mezclar y dejar reposando hasta que se observe un precipitado que se asienta por la mitad del frasco.
- 6) Agregar ocho gotas de ácido sulfúrico 1:1, tapar el frasco y agitarlo hasta que el precipitado y el reactivo se hayan disuelto por completo. Si la muestra tiene oxígeno disuelto se volverá color amarillo claro a naranja y se continúa con el siguiente paso.
- 7) Llenar el tubo de vidrio hasta 20 ml con agua del frasco y taparlo.
- 8) Llenar la jeringa de titulación con tiosulfato de sodio e introducirla al tubo por el orificio de la tapa.
- 9) Presionar lentamente la jeringa mientras se agita suavemente el tubo de vidrio para mezclar el contenido hasta que la solución cambie a un tono amarillo muy pálido.
- 10) Retirar la jeringa y la tapa del tubo. Guardar la jeringa con tiosulfato de sodio restante.
- 11) Agregar ocho gotas de la solución indicadora de almidón, la solución debe cambiar a color azul.
- 12) Colocar la tapa al tubo e insertar de nuevo la jeringa con tiosulfato de sodio por el orificio de la tapa.
- 13) Continuar presionando lentamente la jeringa mientras se agita suavemente el tubo hasta que el color azul desaparezca y la solución se vuelva incolora.
- 14) Leer el resultado de la prueba directamente de la escala de la jeringa de titulación. Registrar el resultado como ppm de oxígeno disuelto.



Figura 16. Medición de parámetros físico-químicos en campo por medio de los Kits marca LaMotte. a) se observan los 4 kits que se utilizaban en campo y la botella que se encuentra en el bote contiene los residuos líquidos, b) se observa el paso 5 para medir dureza total donde se presiona lentamente el titulador mientras se agita suavemente el tubo de vidrio hasta que la muestra cambie a color azul y c) se observa el paso 3 para medir alcalinidad donde se llena la jeringa de titulación para posteriormente insertarla en el tubo de vidrio con la solución.

6.1.2 Muestreo de agua

Las muestras de agua se tomaron en botellas de polietileno previamente lavadas con ácido nítrico al 10% para análisis de aniones (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-}) y cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}). Los elementos traza (Al, Fe, Si, Ba y Sr) se muestrearon en botellas de polietileno nuevas especiales para medir concentraciones trazas. En sitio de muestreo, las botellas se enjuagaban por lo menos dos veces con el agua del pozo antes de tomar las muestras y se usaron filtros de nitrato de celulosa Millipore de $0.45\ \mu\text{m}$ para filtrar las muestras de aniones, cationes y elementos traza, además a las muestra de cationes y elementos traza se les agrego HNO_3 hasta acidificarla a un $\text{pH}\sim 2$ para detener parte del crecimiento bacteriano, reacciones de oxidación y previene la adsorción o precipitación de cationes (Appelo y Postma, 2005) (Figura 17). Todas estas muestras fueron almacenadas a una temperatura aproximada de 4°C .

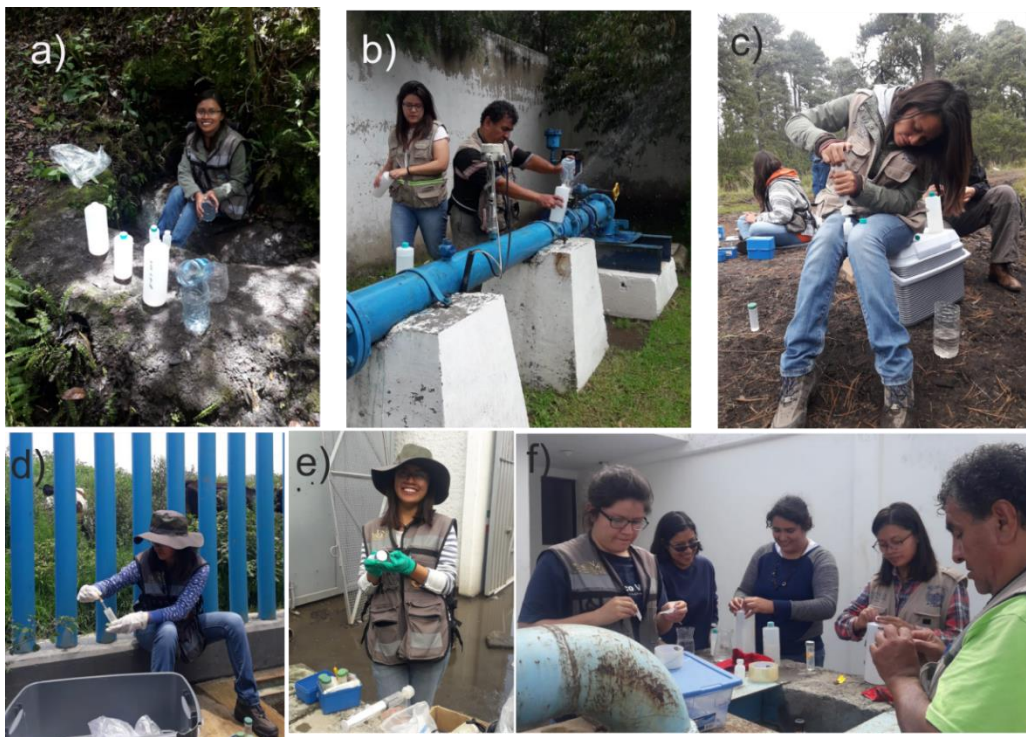


Figura 17. Muestreo de agua subterránea en pozos de la zona de estudio. a) se observan las botellas que se llenaban en campo las cuales se tienen que enjuagar con agua de la muestra, b) se observa el llenado de las botellas por una salida directa del pozo, c) se filtran las muestras para aniones y cationes, d) se observa el procedimiento para acidificar la muestra de cationes para lo cual se necesita usar guantes, e) se está midiendo el pH de la muestra de cationes para asegurarnos que este a un pH aproximado de 2 y finalmente; f) se observa el procedimiento previo para almacenar las botellas el cual consistía en sellar las tapas y etiquetar las botellas.

6.2 Análisis de laboratorio

Las muestras de aniones y cationes fueron analizadas en el Laboratorio de Cromatografía del Instituto de Geología de la UNAM. La técnica con la que se analizaron las muestras de la zona de estudio fue por cromatografía de iones (CI). Las muestras para elementos traza fueron analizados por plasma de

acoplamiento inductivo (ICP) con un espectrofotómetro de emisión óptica (OES) (ICP-OES) en el Laboratorio de Espectroscopias atómicas del Instituto de Geología, UNAM.

6.3 Análisis de datos

6.3.1 Error de balance de cargas

El cálculo del error de balance de cargas se realiza con el objetivo de verificar si los datos químicos proporcionados por el laboratorio son confiables.

El porcentaje de error se calcula con las sumas en miliequivalentes de aniones y cationes de la siguiente forma:

$$\%Error = \frac{\sum cationes - \sum aniones}{\sum cationes + \sum aniones} \times 100 \quad (\text{Freeze y Cherry, 1979})$$

6.3.2 Gráficas y diagramas hidrogeoquímicos

Para el análisis de los datos se realizaron diversos diagramas y gráficas en diferentes etapas de desarrollo. Primero se realizaron la gráfica de profundidad vs temperatura y el diagrama de Piper. Estos diagramas sirvieron para identificar miembros extremos en composición química y temperatura de las muestras de agua subterránea dado que posteriormente se utilizarían en EMMA. La elaboración de estas dos primeras gráficas se explica a continuación:

-Gráfica de profundidad vs temperatura: en esta gráfica se consideró el gradiente geotérmico local de 30°C/km (Albu et al., 1997). Para los pozos donde fue posible obtener información se obtuvieron los valores de temperatura y la profundidad de las muestras de agua. Para trazar el gradiente geotérmico se partió de la temperatura ambiente de 15.15°C, obtenida del SMN (2018). Esta temperatura se asignó a la profundidad cero y a partir de estos valores se calculó la temperatura hasta la profundidad de 350 m.

- Diagrama Piper: se realizó usando el software AquaChem 2011.1, importando un archivo con los valores de cationes y aniones en mg/L y SDT en ppm, el software realiza la conversión de mg/L a meq/L al realizar el diagrama.

Posteriormente a partir de la clasificación de los pozos realizada con el EMMA se elaboraron los diagramas de Piper, Mifflin, Schoeller, Gibbs, bivariados, estabilidad mineral y la gráfica de intercambio iónico para identificar y analizar las características químicas por grupos. El procedimiento de elaboración de estos diagramas se menciona a continuación:

- Diagrama de Schoeller: este diagrama se realizó con el software AquaChem 2011.1, importando el archivo con los valores de aniones y cationes en mg/L, el software realiza la conversión a meq/L.

- Diagrama de Mifflin: este se realizó con los valores de (Na⁺+K⁺) y (Cl⁻+SO₄²⁻) en meq/L y con escala logarítmica en ambos ejes.

- Diagrama de Gibbs: Se elaboró con los valores de $\text{Cl}^-/(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ y $\text{Na}^++\text{K}^+/(\text{Na}^++\text{K}^++\text{Ca}^{2+})$ en mg/L y de SDT (ppm).
- Diagramas bivariados: Se elaboraron con los valores de $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ y $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ en mg/L.
- Diagramas de estabilidad mineral: estos diagramas se realizaron con datos obtenidos al calcular la especiación química mediante el código PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) de las 61 muestras de agua subterránea. Con el cálculo de la especiación química de todas las muestras se obtienen datos de actividad para las especies de Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^+ y Fe^{3+} y $\text{Si}_2\text{O}(\text{OH})$. Los diagramas de estabilidad mineral se realizan a partir de los valores de logaritmo de la actividad de las especies y de pH.
- Gráfica de Intercambio iónico: esta gráfica se realizó con los valores de $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{SO}_4^{2-}+\text{HCO}_3^-)$ y $(\text{Na}^++\text{K}^+-\text{Cl}^-)$ en meq/L.

6.4 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA) con el código MIX

Este análisis estadístico se llevó a cabo con el código MIX, que es un método para estimar las relaciones de mezcla que existe entre los miembros finales, reconociendo al mismo tiempo la incertidumbre en las concentraciones de los miembros finales, dado que los considera variables con respecto al tiempo y espacio.

Este método utiliza los elementos necesarios definidos para el EMMA los cuales son, miembros extremos (o fuentes), relaciones de mezcla y las concentraciones de las especies a utilizar que caracterizan a los miembros extremos, además de incorporar la covarianza con la que se caracteriza la incertidumbre de la concentración de los miembros extremos y de las relaciones de mezcla de las muestras.

En este trabajo se utilizaron 61 muestras de agua subterránea para definir las relaciones de mezcla que existen entre estas muestras en el valle de Cuautitlán-Tizayuca.

El archivo de entrada para el código MIX queda definido entonces por las concentraciones de las especies químicas de las fuentes de entrada (miembros extremos), los valores de covarianza y de las relaciones de mezcla, definidos para las fuentes de entrada y de todas las muestras, también se declaran el número de especies químicas, muestras de agua y fuentes de entrada utilizadas. Al correr el código MIX se genera automáticamente un archivo de salida, el cual contiene las concentraciones de las especies de las fuentes de salida y las relaciones de mezcla recalculadas. Es importante mencionar que los valores de salida no son fijos ya que el código MIX reconoce que las concentraciones de los miembros finales no son perfectamente conocidas porque rara vez pueden ser muestreadas y al recalcularse estos valores se mejora la calidad de los cálculos de las relaciones de mezcla (Carrera et al., 2004).

6.4.1 Fuentes de entrada

En este trabajo se definieron las fuentes de entrada a partir de la gráfica de profundidad vs temperatura y el diagrama de Piper, donde se pueden identificar los miembros extremos considerando la composición química y la temperatura.

Para caracterizar cada miembro final en el programa MIX se utilizaron 10 especies incluyendo las conservativas y no conservativas. Las especies incluyen siete iones mayoritarios (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), temperatura y dos elementos traza (Ba y Sr). La presencia de Ba y Sr en el agua subterránea sugiere disolución de carbonatos (Halim et al., 2010).

6.4.2 Relaciones de mezcla de entrada

Las relaciones de mezcla representan un porcentaje de agua que proviene de cada fuente y es captada por los pozos analizados, en este trabajo se definieron 4 fuentes por lo que se definieron cuatro relaciones de mezcla para cada pozo, la suma de estas cuatro relaciones debe ser igual a 1. Las relaciones de mezcla que se usaron como valores de entrada para el MIX varían entre tres valores, 0, 0.25 y 1, estos valores se definieron así para maximizar la convergencia a los valores esperados de las relaciones de mezcla.

6.5 Sistemas de Información Geográfica (SIG)

Un Sistema de Información Geográfica (SIG) sirve para describir, integrar y categorizar cualquier tipo de información geográfica referenciada asociada espacialmente a un territorio y con el objetivo de representar y analizar la información a la que se hace referencia, conectando mapas con una base de datos.

Para poder integrar los datos obtenidos durante esta investigación se utilizó el Software ArcGis donde se integraron capas georreferenciadas en el sistema de coordenada UTM. Para generar el sistema de información fue necesario obtener previamente diferentes tipos de información (Tabla 4).

Tabla 4. Archivos para análisis y representación de la zona de estudio Cuautitlán-Pachuca.

Capa	Fuente
Modelos Digitales de Elevación Escala 1:50 000	(INEGI, 2019b)
División Política Estatal Escala 1:250 000	(CONABIO, 2008)
Acuíferos	(CONAGUA, 2018a)
Clima	(INEGI, 2019a)

Para analizar toda la información disponible anterior se integró con otros archivos vectoriales (SHP) (ubicación de pozos muestreados, geología, mineralogía, fallas, red de flujo de agua subterránea, polígonos de delimitación de la zona de estudio y del Sistema Anáhuac).

6.6 Modelo hidrogeológico conceptual

El modelo hidrogeológico conceptual es una simplificación esquemática de la naturaleza, en la que se busca describir el funcionamiento y características del sistema de flujo de agua subterránea. El modelo hidrogeológico conceptual se plantea a partir del análisis en conjunto de información geológica estructural, estratigráfica de pozos, hidrogeológica e hidrogeoquímica, las cuales son fundamentales para

que el modelo resultante sea congruente con el funcionamiento del sistema de flujo, así como comprender los procesos físicos y químicos involucrados (Perdomo Melo y Rojas Leguizamón, 2017).

6.7 Modelación inversa con PHREEQC

Para realizar la modelación inversa se usó el software PHREEQC 3.5.0 con la interfaz Notepad++. La modelación inversa utiliza dos muestras de agua de pozos que representan la solución inicial y final del agua a lo largo de una trayectoria de agua subterránea para calcular las transferencias molares de los gases y minerales que podrían entrar (disolver) o salir (precipitar) de la solución las cuales generan las diferencias de composición entre la solución inicial y final (Parkhurst et al., 1980; Parkhurst y Appelo, 1999).

Durante este trabajo se llevaron a cabo tres modelos inversos, para seleccionar los pozos de cada modelo se consideraron los resultados del EMMA, la dirección de la red de flujo, la profundidad de los pozos, la conductividad eléctrica, el contenido de oxígeno disuelto, la concentración de iones mayoritarios y elementos traza en cada pozo. Se generó un modelo conceptual de cada sección de modelación, en donde se consideró la mineralogía definida por estudios previos y las reacciones químicas involucradas (Tabla 5). La modelación con PHREEQC se realizó con tres secciones de modelación, ingresando las concentraciones y valores de cada sustancia, se declararon las fases mineralógicas que se considera que son reactivas con el medio geológico y las reacciones químicas.

Tabla 5. Conjunto de las posibles fases mineralógicas y sus reacciones de solución consideradas en la modelación inversa.

Fase	Reacción	Referencia
CO ₂ (g)	CO ₂ (g) = CO ₂ (a)	1
Calcita	CaCO ₃ = Ca ²⁺ + CO ₃ ²⁻	1
Yeso	CaSO ₄ .2H ₂ O = Ca ²⁺ + SO ₄ ²⁻ + 2H ₂ O	1
Halita	NaCl = Na ⁺ + Cl ⁻	1
SiO ₂ (a)	SiO ₂ + 2H ₂ O = H ₄ SiO ₄	1
CaX2	Ca ²⁺ + 2X ⁻ = CaX2	1
NaX	Na ⁺ + X ⁻ = NaX	1
Caolinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 6H ⁺ = 2Al ³⁺ + 2H ₄ SiO ₄ + H ₂ O	1
Biotita	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ + 6H ⁺ + 4H ₂ O = K ⁺ + 3Mg ²⁺ + Al(OH) ₄ ⁻ + 3H ₄ SiO ₄	1
Plagioclasa	Na _{0.62} Ca _{0.38} Al _{1.38} Si _{2.62} O ₈ + 5.52 H ⁺ + 2.48H ₂ O = 0.62Na ⁺ + 0.38Ca ²⁺ + 1.38Al ³⁺ + 2.62H ₄ SiO ₄	1
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂ + 2H ⁺ = Ca ²⁺ + Mg ²⁺ + 2HCO ₃ ⁻	1
Montmorillonita	Mg _{0.485} Fe _{0.22} Al _{1.71} Si _{3.81} O ₁₀ (OH) ₂ + 6.76H ⁺ + 3.24H ₂ O = 3.81H ₄ SiO ₄ + 0.485Mg ²⁺ + 0.22Fe ³⁺ + 1.71Al ³⁺	1
Feldespato-K	KAlSi ₃ O ₈ + 8 H ₂ O = K ⁺ + Al(OH) ₄ ⁻ + 3 H ₄ SiO ₄	1
Anfíbol	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ + 14CO ₂ + 22H ₂ O = 2Ca ²⁺ + 5Mg ²⁺ + 14HCO ₃ ⁻ + 8H ₄ SiO ₄	2
Piroxeno	CaFeSi ₂ O ₆ + 4H ⁺ + 2H ₂ O = Ca ²⁺ + Fe ²⁺ + 2H ₄ SiO ₄	3

1 Parkhurst y Appelo (1999)

2 Walraevens et al. (2018)

3 Université d'Ottawa (s/f)

Capítulo 7. Resultados y discusión

En este capítulo se presentan y discuten los resultados del trabajo de campo, laboratorio y análisis hidrogeoquímico.

En el Anexo 1 se presentan los valores de parámetros fisicoquímicos medidos en campo (temperatura, conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, alcalinidad, oxígeno disuelto, dióxido de carbono y dureza), las concentraciones de iones mayoritarios (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+), elementos traza (Al, SiO_2 , Fe, Ba y Sr) y el porcentaje de error (%E). Los valores determinados del %E son menores al 10% por lo que se encuentran dentro del error admisible y son datos confiables para su uso en los diferentes análisis realizados (Freeze y Cherry, 1979; Appelo y Postma, 2005).

7.1 Análisis gráfico hidrogeoquímico

En la figura 18 se puede observar que la temperatura de las muestras de agua subterránea tiene un comportamiento lineal paralelo al gradiente geotérmico normal ($30^\circ\text{C}/\text{km}$), lo cual nos sugiere que la temperatura del agua está influenciada por este factor. La temperatura del pozo 5 es una excepción ya que tiene una temperatura de 44.4°C a 249 m de profundidad lo que indica que el agua proviene de profundidades mayores (~ 534 m de acuerdo al gradiente geotérmico) y que es captada por el pozo a una profundidad menor debido al ascenso del agua por medio de fracturas o fallas.

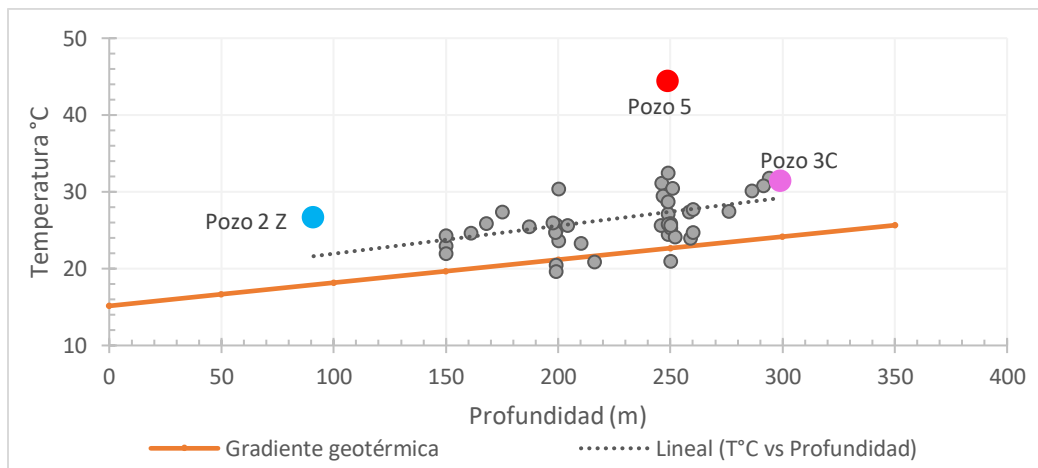


Figura 18. Temperatura $^\circ\text{C}$ vs Profundidad (m). Se presentan los 61 pozos muestreados y se resaltan los pozos identificados como miembros extremos.

Del análisis de datos de la figura 18 se identificaron en una primera etapa tres miembros extremos (miembros finales) en relación con la temperatura y profundidad de los pozos:

- Pozo 2 Z: Miembro extremo que corresponde a la muestra de agua con temperatura de 26.6 °C y a una profundidad de 91 m. Es el que presenta menor temperatura y menor profundidad.
- Pozo 3 C: Miembro extremo que corresponde a la muestra de agua con temperatura de 31.4 °C proveniente de un pozo con profundidad de 299 m. Es el que presenta mayor temperatura y profundidad.
- Pozo 5: Miembro extremo que tiene temperatura de 44.4°C a una profundidad de 249 m, presenta mayor temperatura a la del gradiente geotérmico.

En el Diagrama de Piper se observa que en la zona de estudio existe gran variación en la composición química del agua subterránea del Valle de Cuautitlán-Tizayuca (Figura 19). En este diagrama se ubicaron los miembros extremos identificados de la figura 18 (se muestran dentro de rectángulos rojos), además se compararon con cuatro pozos identificados como miembros extremos en este diagrama (se muestran dentro de rectángulos verdes), los cuales se describen a continuación:

- Miembro extremo izquierdo: Pozo 23 que corresponde a agua de tipo bicarbonatada cálcica-magnésica.
- Miembro extremo derecho: Pozo Pipas con agua de tipo clorurada sódica.
- Miembro extremo superior: Pozo 35 Bonita Ecatepec que es agua de tipo clorurada cálcica-magnésica.
- Miembro extremo inferior: Pozo R. San Pedro que es agua tipo bicarbonatada sódica.

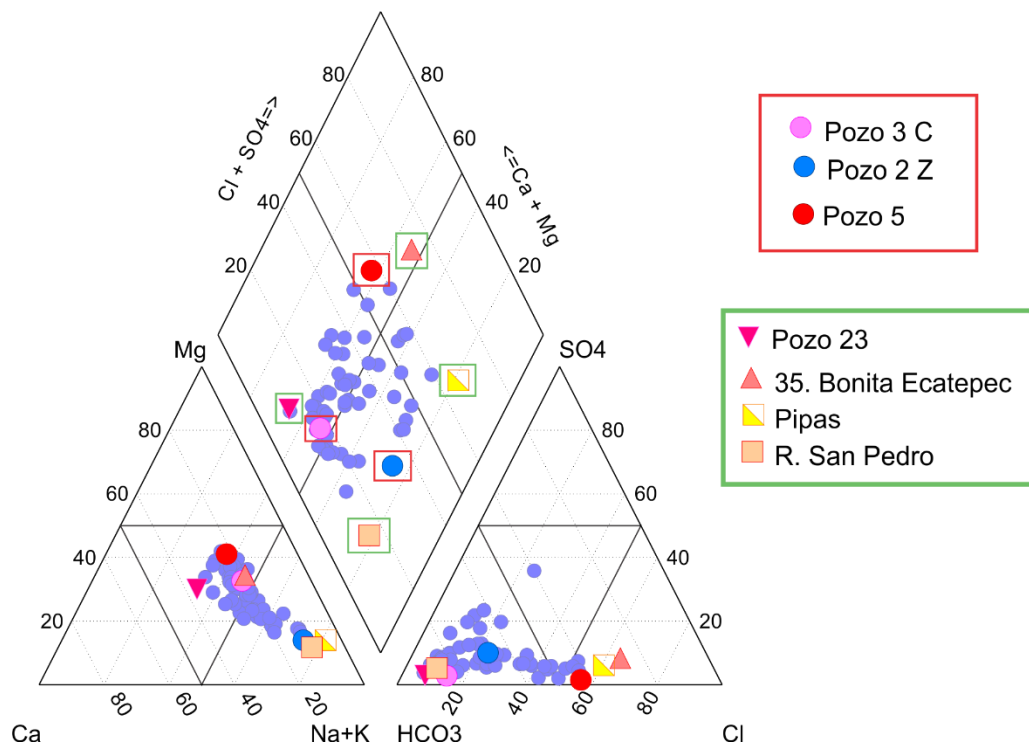


Figura 19. Diagrama Piper donde se identificaron 4 miembros extremos (encerrados en rectángulos verdes) y se ubicaron los pozos identificados de la figura 18 (encerrados en rectángulos rojos).

Respecto a los miembros extremos identificados (Figura 18): el pozo 5 es agua tipo clorurada cálcica y se identificó como un pozo que no responde al gradiente geotérmico; el pozo 3C es tipo bicarbonatada cálcica-magnésica y; el pozo 2Z es bicarbonatada sódica. Estos dos últimos pozos si responden al gradiente geotérmico local.

El pozo 3C (Figuras 18 y 19) y 23 (Figura 19) representan el mismo tipo de agua. El pozo 23 es el que mejor representa al miembro extremo en tipo de agua bicarbonatada cálcica y magnésica, en el triángulo de aniones (inferior derecho) ambos están por arriba de la línea del 80% en HCO_3^- , pero el pozo 23 es el que contiene mayor bicarbonato. Adicionalmente en el triángulo de cationes (inferior izquierdo) el pozo 23 tiene más del 30% de calcio. La dominancia de estos iones en el agua subterránea caracteriza agua fresca, por lo que es adecuado considerar el pozo 23 como miembro extremo ya que representa un flujo de agua con la menor evolución hidrogeoquímica.

El pozo 2Z (Figuras 18 y 19) y R. San Pedro (Figura 19) también representan el mismo tipo de agua, pero es más adecuado considerar el pozo 2Z como miembro final ya que en el triángulo de aniones dicho pozo está por debajo del 80% en bicarbonato y tiene un ligero aumento en sulfato por lo que representaría un flujo más evolucionado tipo HCO_3^- - SO_4^{2-} (Chebotarev, 1955). El pozo Pipas es el único pozo con agua tipo clorurada sódica, por lo que se considera como miembro extremo para abarcar toda la variabilidad en composición química.

El pozo 5 (Figuras 18 y 19) y el pozo 35 Bonita Ecatepec (Figura 19) representan el mismo tipo de agua, pero el pozo 35 Bonita Ecatepec representa mejor un miembro extremo ya que en el triángulo de aniones (inferior derecho) se observa que este pozo se ubica por arriba del 60% en contenido de cloro y la dominancia del ion cloro es característico de flujos muy evolucionados químicamente, también es importante recordar que el tipo de agua clorurada cálcica y magnésica quedara relacionada a un flujo de agua con temperatura anómala dentro de la zona de estudio.

7.2 Análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA)

Con base en el análisis de miembros extremos con las figuras 18 y 19 se definieron cuatro miembros extremos que explican la variabilidad química considerando la temperatura del agua subterránea. Para el análisis de EMMA los miembros extremos se definen como fuentes de entrada, las cuales son: pozo 23, Pipas, 35 Bonita Ecatepec y pozo 2Z.

Para cada pozo identificado como fuente se definieron cuatro relaciones de mezcla al igual que para los pozos usados en este análisis, este valor representa el porcentaje de mezcla que puede existir entre las fuentes y puede ser asignado de forma arbitraria, pues el método lo recalcula a partir de los valores de las especies usadas. Este valor se usa para definir la predominancia de una fuente sobre otra, tomando el valor de 1 para las fuentes (pozo 23, Pipas, 34 Bonita Ecatepec y 2Z) y el valor de 0.25 para las relaciones de mezcla de los 57 pozos restantes muestreados. El código de entrada que se utilizó en el programa MIX se muestra en el Anexo 2.

En la tabla 6 se muestran los datos de las fuentes de entrada y salida donde se observa que las fuentes de salida son similares a las fuentes de entrada, sin embargo, cada vez que se corre el MIX se recalculan los valores de las fuentes ya que el programa reconoce que las concentraciones de los miembros finales (fuentes) no son perfectamente conocidas y al recalcular estos valores se mejora la calidad de los cálculos de las relaciones de mezcla.

Tabla 6. Fuentes de entrada y salida. Las concentraciones de iones mayoritarios y elementos traza está en mg/L.

	Fuente	Definida por	T°C	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ba	Sr
Entrada	1	Pozo 23	24	34.8	9	38	19	303.2	14.1	7.8	0.089	0.275
	2	Pozo 2 Z	26.6	258.2	21.2	37.4	27	707.5	140.9	83.9	0.101	0.544
	3	Pozo Pipas	23.8	703.3	28.4	38.1	65.9	832.4	880.6	120.8	0.082	1.029
	4	Pozo 35. Bonita Ecatepec	27.1	345.7	34	134.6	144.4	623.1	860.9	150.9	0.430	1.387
Salida	1		27.0	34.8	8.9	8.5	19.0	151.4	14.1	7.8	0.027	0.038
	2	Resultado del	23.4	72.2	22.2	58.9	49.2	753.0	140.9	106.4	0.005	0.495
	3	MIX	22.9	841.2	38.1	2.7	20.2	871.8	921.8	51.6	0.053	0.888
	4		36.7	314.8	38.4	200.0	200.5	695.4	1052.5	192.2	0.602	1.984

En la tabla 7 se presentan las relaciones de mezcla de entrada y salida, en el campo Grupo se clasifican los pozos en grupo 1, 2, 3 y 4, esta clasificación corresponde a las relaciones de mezcla e indican que el grupo 1 tiene mayor porcentaje de agua subterránea proveniente de la fuente 1, el grupo 2 de la fuente 2, el grupo 3 de la fuente 3 y el grupo 4 de la fuente 4.

Con las relaciones de mezcla también es posible identificar pozos representativos de cada fuente los cuales se presentan en la tabla 8. Los pozos representativos indican que el agua subterránea que extrae cada uno de estos proviene casi en su totalidad de una sola fuente.

Los pozos representativos de las fuentes 1 y 2 (Tabla 8) son diferentes a las fuentes de entrada (Tabla 6) mientras que los pozos representativos de las fuentes 3 y 4 se mantuvieron iguales. Como pozo representativo de la fuente 1 se identificó el pozo 3C el cual tiene menor concentración de bicarbonato, sulfato y calcio que el pozo 23 (fuente 1 de entrada) y el anión dominante sigue siendo HCO₃⁻, por lo que el pozo 3C representa un flujo menos evolucionada que el pozo 23 dado que la concentración de sus especies es menor a la del pozo 23. En el pozo 2Z que es la fuente de entrada, la concentración de cloro es de 140.9 mg/L (Tabla 6) y en el pozo 2T que es el definido como representativo de la fuente 1 la concentración de cloro es de 44.2 mg/L (Tabla 8). Esta disminución de cloro deja como iones dominantes al HCO₃⁻ y SO₄²⁻ y esta relación representa mejor a los flujos de evolución intermedia donde ocurre un aumento en la concentración de sulfato. Aunque los pozos 3C y 2T no se identificaron como miembros extremos (fuentes) en las figuras 18 y 19, se identificaron en el EMMA como extremos al calcular las relaciones de mezcla y se pueden declarar como representativos de las fuentes ya que son adecuados como extremos en variabilidad química elemental para poder definir las componentes del sistema de flujo.

Tabla 7. Relaciones de mezcla de entrada y salida. Las relaciones de mezcla R1, R2, R3 y R4 representa el porcentaje de agua subterránea proveniente de la Fuente 1, Fuente 2, Fuente 3 y Fuente 4 respectivamente.

Nombre del pozo	Entrada				Salida (MIX)				Grupo
	R1	R2	R3	R4	R1	R2	R3	R4	
Pozo 23	1	0	0	0	0.748	0.169	0.003	0.081	1
Pozo 2 Z	0	1	0	0	0	0.759	0.241	0	2
Pipas	0	0	1	0	0	0.058	0.746	0.197	3
35. Bonita Ecatepec	0	0	0	1	0.156	0	0.143	0.701	4
Pozo la Redonda	0.25	0.25	0.25	0.25	0.736	0.177	0.031	0.057	1
P. Santa Lucia	0.25	0.25	0.25	0.25	0.599	0.304	0.03	0.067	1
R. San Pedro	0.25	0.25	0.25	0.25	0.606	0.28	0.114	0	1
R. Jorge Muñoz	0.25	0.25	0.25	0.25	0.572	0.323	0.082	0.023	1
R. Chillar 2	0.25	0.25	0.25	0.25	0.722	0.177	0.047	0.054	1
P. Barrio Central	0.25	0.25	0.25	0.25	0.321	0.184	0.324	0.171	3
Sauces II	0.25	0.25	0.25	0.25	0.79	0.118	0.04	0.052	1
24. La Monera	0.25	0.25	0.25	0.25	0.556	0.26	0.086	0.098	1
Barrio Nvo. Tultitlan	0.25	0.25	0.25	0.25	0.439	0.389	0.05	0.122	1
Felipe Carrillo 1	0.25	0.25	0.25	0.25	0.498	0.338	0.04	0.123	1
307 Ehecatl	0.25	0.25	0.25	0.25	0.43	0.408	0.073	0.089	1
341 Ejidos de San Cristóbal	0.25	0.25	0.25	0.25	0.419	0.461	0.026	0.094	2
32 Vistas Ecatepec	0.25	0.25	0.25	0.25	0.548	0.318	0	0.134	1
305 Violeta 1	0.25	0.25	0.25	0.25	0.542	0.32	0.036	0.102	1
9. El Bosque	0.25	0.25	0.25	0.25	0.53	0.318	0.061	0.091	1
GAVM II	0.25	0.25	0.25	0.25	0.429	0.242	0.05	0.279	1
348	0.25	0.25	0.25	0.25	0.576	0.186	0.056	0.183	1
Pozo 22	0.25	0.25	0.25	0.25	0.475	0.366	0.08	0.079	1
Pozo 7	0.25	0.25	0.25	0.25	0.449	0.367	0.061	0.122	1
Pozo 11	0.25	0.25	0.25	0.25	0.46	0.36	0.033	0.146	1
Pozo 5	0.25	0.25	0.25	0.25	0	0.402	0.075	0.524	4
Pozo 34	0.25	0.25	0.25	0.25	0.44	0.309	0.105	0.145	1
Pozo 27	0.25	0.25	0.25	0.25	0.171	0.542	0	0.286	2
Pozo 3 T	0.25	0.25	0.25	0.25	0.669	0.205	0.032	0.093	1
Pozo 10	0.25	0.25	0.25	0.25	0.441	0.372	0.062	0.125	1
Pozo 43	0.25	0.25	0.25	0.25	0.334	0.546	0.024	0.096	2
5 Castera	0.25	0.25	0.25	0.25	0.077	0.765	0	0.158	2
3 Castera	0.25	0.25	0.25	0.25	0	0.824	0	0.176	2
Pozo 51	0.25	0.25	0.25	0.25	0.491	0.268	0.19	0.05	1
Pozo 56	0.25	0.25	0.25	0.25	0.484	0.213	0.22	0.082	1
Pozo 30 N	0.25	0.25	0.25	0.25	0.466	0.26	0.211	0.063	1
Pozo 61	0.25	0.25	0.25	0.25	0.444	0.294	0.215	0.047	1
Pozo 33A	0.25	0.25	0.25	0.25	0.436	0.291	0.177	0.096	1
Pozo 40 Bis	0.25	0.25	0.25	0.25	0.425	0.171	0.178	0.226	1
Pozo 41 N	0.25	0.25	0.25	0.25	0.31	0.558	0.059	0.073	2
Pozo 5 Citi	0.25	0.25	0.25	0.25	0.525	0.35	0.093	0.031	1
Pozo 2 T	0.25	0.25	0.25	0.25	0	0.869	0	0.131	2
Pozo 5 Bis	0.25	0.25	0.25	0.25	0.244	0.635	0.059	0.062	2
Pozo 1 Citi	0.25	0.25	0.25	0.25	0	0.85	0.065	0.085	2
Pozo 2 Citi	0.25	0.25	0.25	0.25	0	0.834	0.094	0.072	2
Pozo 32 Bis	0.25	0.25	0.25	0.25	0.701	0.193	0.058	0.048	1
Pozo 38 Zum	0.25	0.25	0.25	0.25	0.224	0.572	0.034	0.17	2
Pozo 34 Zum	0.25	0.25	0.25	0.25	0.674	0.218	0.034	0.074	1

Pozo 9	0.25	0.25	0.25	0.25	0.632	0.27	0.046	0.051	1
Pozo 8 Bis	0.25	0.25	0.25	0.25	0.718	0.187	0.03	0.065	1
Pozo 8	0.25	0.25	0.25	0.25	0.688	0.217	0.037	0.058	1
Pozo 7A	0.25	0.25	0.25	0.25	0.551	0.318	0.045	0.086	1
Pozo 6B	0.25	0.25	0.25	0.25	0.357	0.508	0.034	0.102	2
Pozo 1	0.25	0.25	0.25	0.25	0.824	0.001	0	0.175	1
Pozo 2C	0.25	0.25	0.25	0.25	0.851	0.057	0.023	0.069	1
Pozo 3 C	0.25	0.25	0.25	0.25	0.858	0.052	0.02	0.07	1
Pozo 17C	0.25	0.25	0.25	0.25	0.801	0.119	0.003	0.077	1
Pozo 38	0.25	0.25	0.25	0.25	0.64	0.245	0.028	0.087	1
Pozo 29 C	0.25	0.25	0.25	0.25	0.31	0.325	0.188	0.177	2
Pozo 30 T	0.25	0.25	0.25	0.25	0.4	0.223	0.141	0.236	1
Pozo 41 T	0.25	0.25	0.25	0.25	0.497	0.114	0.141	0.248	1
Pozo 35	0.25	0.25	0.25	0.25	0.523	0.338	0.102	0.037	1

Tabla 8. Pozos representativos de las fuentes, obtenidos a partir del EMMA. Las concentraciones de iones mayoritarios y elementos traza están en mg/L.

Fuente	Pozo representativo	T°C	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ba	Sr
F1	3 C	31.4	39.0	9.1	17.8	16.6	236.1	22.9	6.3	0.062	0.152
F2	2 T	25.6	111.3	26.0	62.8	53.7	722.0	44.2	48.1	0.047	0.606
F3	Pipas	23.8	703.3	28.4	38.1	65.9	832.4	880.6	120.8	0.082	1.029
F4	35. Bonita Ecatepec	27.1	345.7	34.0	134.6	144.4	623.1	860.9	150.9	0.430	1.387

De acuerdo con la configuración de las curvas de elevación de nivel estático (Figura 20) el flujo de agua subterránea va de las zonas altas (Sierra de Guadalupe al sur, el Campo Volcánico Apan-Tezontepec al este y la Sierra de Tepotzotlán y Sierra de las Cruces al oeste) a las zonas bajas (centro del valle). Este patrón de flujo indica que el agua subterránea fluye gravitatoriamente de las sierras y campos volcánicos hacia el centro del valle.

En la zona de estudio se observan dos conos de abatimiento, uno en el centro del valle donde se encuentra el Lago de Zumpango y el otro se encuentra al S-E, cercano a El Caracol. Este segundo cono de abatimiento altera la dirección de flujo de agua subterránea en esa zona y es generado por la extracción intensiva (Eric Galindo Castillo et al., 2011; Siles et al., 2015).

La ubicación de los grupos obtenidos a partir del EMMA se muestra en la figura 20. A continuación se explican las características de cada grupo considerando la ubicación en el mapa (Figura 209 y la composición química de los grupos (Tabla 9).

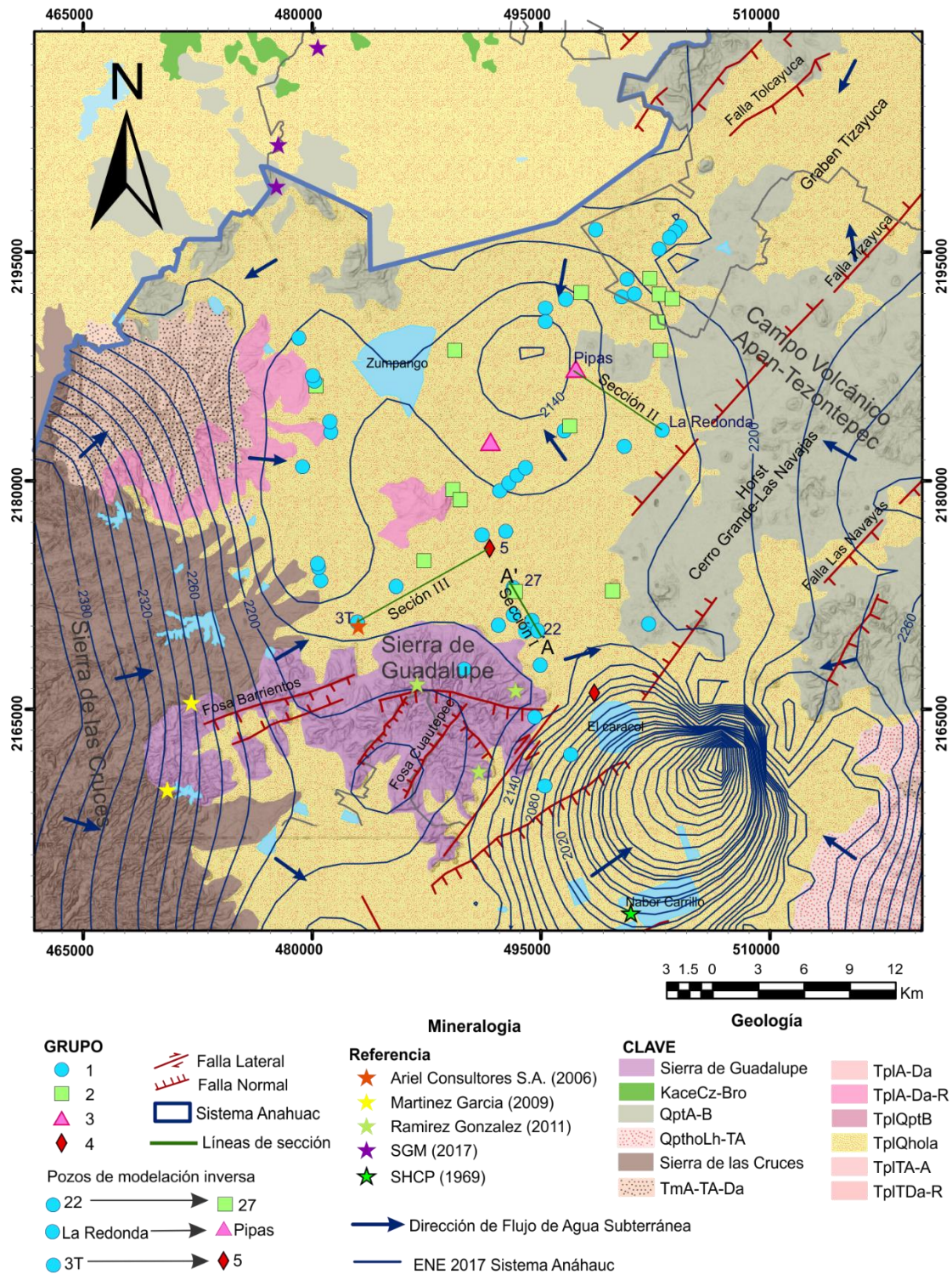


Figura 20. Ubicación de los pozos por grupos en el valle de Cuautitlán-Tizayuca. La red de flujo fue tomada de Florez Peñalosa (2019), los rasgos estructurales se tomaron de Torres-García (2012), García-Palomo et al. (2008,2018) y Arce et al. (2019), la geología fue tomada y modificada de SGM (1997, 2002) y Arce et al. (2019), y la mineralogía de los sitios ubicados se presenta en la tabla 2.

Grupo 1: Los pozos de este grupo se encuentran principalmente cercanos a las zonas de recarga ubicados en el pie de monte que rodea el valle. También es el grupo con la concentración mínima de 9 especies iónicas (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ba y Sr), por lo tanto, es agua de reciente infiltración con trayectorias de flujo cortas que ha interactuado muy poco tiempo con el medio por el que fluye y por eso es el menos evolucionado químicamente dada su baja concentración de las especies analizadas.

Grupo 2: Los pozos de este grupo se ubican principalmente en el centro del valle en la zona donde el flujo es esencialmente lateral ya que la distancia entre las equipotenciales es mayor. Este grupo tiene la mayor concentración de HCO_3^- y SO_4^{2-} , por lo tanto, es agua que tiene mayor trayectoria de flujo ya que se encuentra más alejada de la zona de recarga y también tiene más tiempo en el sistema de flujo de agua subterránea comparado con el grupo 1. Esto se evidencia porque tiene mayor concentración de las especies analizadas, además la concentración de SO_4^{2-} es mayor por mucho comparada con los otros grupos.

Grupo 3: Los pozos de este grupo se encuentran cercanos al Lago de Zumpango ubicado en el centro del valle, donde convergen los flujos provenientes de las zonas de recarga y tienen la mayor concentración de Na^+ , K^+ y Cl^- , por lo tanto, este grupo representa agua subterránea con una trayectoria de flujo más larga, lo que le ha permitido tener mayor interacción con el medio por el cual circula y así ser un flujo más evolucionado químicamente por tener mayor concentración de Na^+ , K^+ y Cl^- .

Grupo 4: Los pozos de este grupo se encuentran al S-E de la zona de estudio muy próximos al cono de abatimiento de esa zona y de la Falla Tizayuca. Este grupo tiene las concentraciones máximas de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba y Sr y el valor máximo de temperatura con 44.4°C, este valor corresponde al pozo 5 el cual tiene una profundidad de 249 m, por lo tanto, la temperatura registrada no concuerda con la temperatura de acuerdo al gradiente geotérmico normal de la Tierra a dicha profundidad. Por su cercanía al cono de abatimiento, a la Falla Tizayuca y por la temperatura se infiere que es un flujo caliente profundo que asciende por los planos de falla y/o debido a la extracción intensiva en la zona.

Tabla 9. Valores mínimos y máximos por grupos de las especies utilizadas en el EMMA, las concentraciones de los iones mayoritarios y elementos traza están dadas en mg/L. En negritas se indican los valores máximos para las especies y en subrayado los valores mínimos.

		T°C	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ba	Sr
Grupo 1	MAX	32.5	235.3	25.4	74.0	69.0	523.7	350.1	122.8	0.193	1.0
	MIN	21.0	<u>31.9</u>	<u>7.5</u>	<u>14.3</u>	<u>9.9</u>	<u>236.1</u>	<u>11.0</u>	<u>6.3</u>	<u>0.007</u>	<u>0.1</u>
Grupo 2	MAX	30.5	258.2	28.9	103.8	85.8	859.0	304.8	378.4	0.246	0.9
	MIN	<u>19.6</u>	79.6	17.3	37.4	27.0	502.1	34.3	39.2	0.009	0.4
Grupo 3	MAX	25.5	703.3	40.8	52.1	65.9	832.4	880.6	120.8	0.140	1.0
	MIN	23.8	347.1	28.4	38.1	45.0	581.6	432.5	83.1	0.082	0.7
Grupo 4	MAX	44.4	345.7	34.0	134.6	144.4	776.2	860.9	150.9	0.505	1.4
	MIN	27.1	216.9	32.4	120.9	138.1	623.1	588.7	21.8	0.430	1.3

7.2.1. Definición de las componentes del Sistema Anáhuac en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.

Al norte del Sistema Anáhuac en el valle de Cuautitlán-Tizayuca se ubican pozos clasificados en cuatro grupos a partir de los resultados del EMMA, estos pueden ser definidos como componentes del sistema considerando: sus direcciones de flujo; las características fisicoquímicas y; sus relaciones espaciales. En los siguientes párrafos se presenta la definición las componentes del sistema identificadas considerando lo anterior:

- Componente local: corresponde al grupo 1 que es el menos evolucionado químicamente de acuerdo con la secuencia de evolución química de Chebotarev (1955) con menores concentraciones respecto a los demás grupos de las especies analizadas, pero con el HCO_3^- como anión dominante. Los pozos se ubican principalmente al pie de monte de las sierras, lo que indica que son aguas de reciente infiltración con poco tiempo de interacción agua-roca, se relaciona a flujos en la zona superior o de flujo activo que tiene alta influencia del clima (Makarenko, 1948; Mifflin, 1968). El pozo representativo de esta componente es el 3C.
- Componente intermedia: está definida como el grupo 2 y se caracteriza por tener una evolución química intermedia porque el agua se encuentra en la fase $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$ de acuerdo a la secuencia de evolución de Chebotarev (1955). Se reconoce como la zona intermedia donde el flujo es menos activo o de flujo retardado lo que permite la interacción agua-roca por más tiempo y tiene poca influencia climática. Los pozos de este grupo se encuentran inmediatamente después del grupo 1 lo que indica que la distancia recorrida por este flujo es mayor que la trayectoria de la componente local. (Makarenko, 1948; Mifflin, 1968). El pozo representativo es el 2T.
- Componente regional fría: es representada por el grupo 3 y se caracteriza por ser un flujo muy evolucionado químicamente donde el anión dominante es Cl^- y los cationes con mayor concentración son Na^+ y K^+ . La composición química del agua y ubicación en el centro del valle (nivel base de descarga) sugiere que tiene trayectorias de flujo muy largas que le han permitido tener mayor interacción agua-roca. El rango de temperatura es de 23.8 a 25.5°C lo cual indica que se trata de un flujo frío, además, sugiere que es un flujo muy lento y poco profundo que responde a variaciones climáticas de largo plazo (Makarenko, 1948; Chebotarev, 1955; Mifflin, 1968). El pozo representativo de esta componente es el Pipas.
- Componente regional caliente: el grupo 4 se define como una componente regional caliente donde el anión dominante es Cl^- y de acuerdo a la secuencia de evolución química de Chebotarev (1955) es un flujo muy evolucionado químicamente, se caracteriza por tener las concentraciones más altas de Ca^{2+} , Mg^+ , Ba, Sr y además presenta altas temperaturas que no corresponden al gradiente geotérmico normal de la Tierra, por lo tanto la temperatura alta indica que es un flujo que proviene de profundidades mayores, el cual asciende por medio de lineamientos estructurales como fallas o fracturas las cuales funcionan como conductos preferenciales y localizados que permiten que el agua caliente y de circulación profunda afectada por el gradiente geotérmico normal se eleve rápidamente a través de ese conducto sin perder su alta temperatura. Estos rasgos estructurales que funcionan como conductos preferenciales y localizados ocasionan que, entre pozos ubicados a menos de 1 km de distancia, se observen

diferencias en la temperatura y calidad química, ya que al ser localizados el agua llega a ser extraída únicamente por los pozos que se encuentren cercanos al conducto (Makarenko, 1948; Mifflin, 1968; Olea-Olea et al., 2020). El pozo representativo de esta componente es el 35 Bonita Ecatepec.

7.3 Diagramas hidrogeoquímicos

Con el uso de los resultados obtenidos a partir del análisis EMMA se elaboraron los siguientes diagramas hidrogeoquímicos con la finalidad de tener una mejor visión de las características químicas y de los procesos que dominan la química de las componentes.

7.3.1 Schoeller

El diagrama de Schoeller (figura 21) permite visualizar las diferencias químicas entre los pozos representativos de las fuentes las cuales se describen a continuación:

- El pozo 3C es el representativo de la fuente 1 (componente local) y tiene la menor concentración de iones mayoritarios.
- El pozo 2T representa a la fuente 2 (componente intermedia), tiene un aumento general en las concentraciones de todos los iones mayoritarios comparados con el pozo 3C (componente local) y los iones dominantes son HCO_3^- - SO_4^{2-} .
- El pozo pipas representa a la fuente 3 (componente regional fría), tiene mayor concentración de Na^+ y el anión dominante es Cl^- .
- El pozo 35 Bonita Ecatepec es representativo de la fuente 4 (componente regional caliente) y tiene la mayor concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} y el anión dominante es Cl^- .

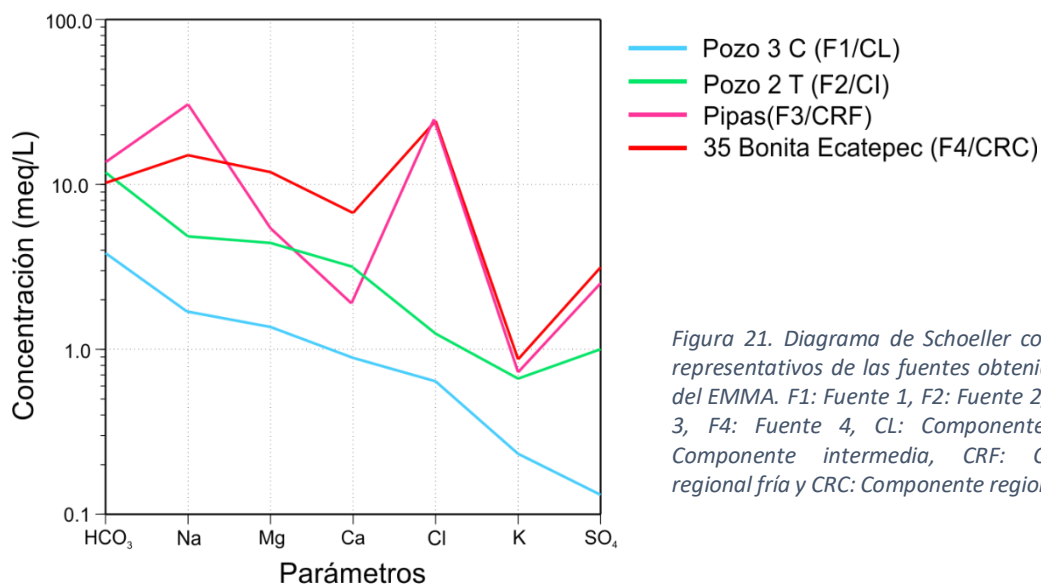


Figura 21. Diagrama de Schoeller con los pozos representativos de las fuentes obtenidos a partir del EMMA. F1: Fuente 1, F2: Fuente 2, F3: Fuente 3, F4: Fuente 4, CL: Componente local, CI: Componente intermedia, CRF: Componente regional fría y CRC: Componente regional caliente.

7.3.2 Mifflin

Con la finalidad de apoyar la comprensión de la evolución química del agua subterránea se empleó adicionalmente el diagrama de Mifflin (Figura 22). Este diagrama se relaciona con la secuencia de evolución química de Chebotarev (1955) en donde el agua subterránea tiende a evolucionar químicamente siguiendo la siguiente secuencia de aniones dominantes: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$.

Los pozos representativos de cada tipo de componente del sistema de flujo (figura 22a) se encuentran en distintas zonas del gráfico haciendo muy apreciables sus diferencias en evolución química. El pozo 3C es el que capta el flujo químicamente menos evolucionado con menor concentración de $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$. Después se encuentra el pozo 2T con concentraciones intermedias de $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ lo que indica que capta un flujo químicamente más evolucionada que el 3C. Los pozos Pipas y 35 Bonita Ecatepec captan los flujos con mayores concentraciones de $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ lo que indica que son los que se encuentran químicamente más evolucionados.

La figura 22b muestra todos los pozos y su distribución en las componentes de flujo, observándose que existe mezcla entre la componente local e intermedia y que los flujos más evolucionados tienen diferentes trayectorias de evolución ya que tienen concentraciones similares de $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$; sin embargo, la componente regional fría tiene mayor concentración de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ que la componente regional caliente.

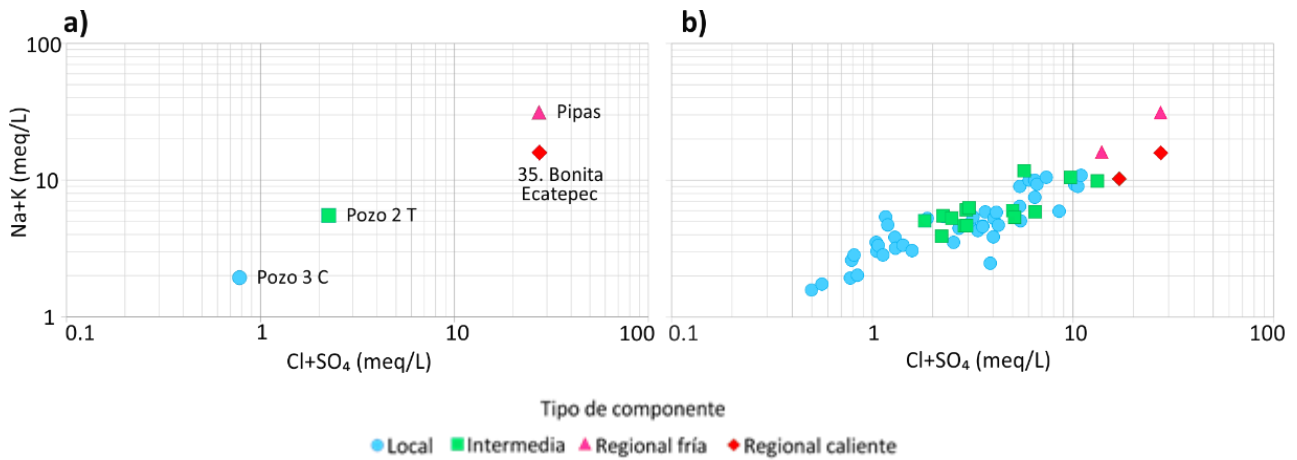


Figura 22. Diagrama de Mifflin. a) Pozos representativos de cada tipo de componente del sistema de flujo y b) 61 pozos clasificados por el tipo de componente.

7.3.3 Diagrama de Piper

Los tipos dominantes de agua en cada componente se muestran en el diagrama de Piper (Figura 23) en donde se pueden identificar algunos procesos hidrogeoquímicos que ocurren entre las componentes del sistema de flujo.

Los pozos representativos de las componentes del sistema de flujo (Figura 23a) se encuentran en diferentes rombos del diamante central, siendo las muestras de los pozos 2T y 3C del tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$,

el pozo 35 Bonita Ecatepec de tipo $\text{Cl}^- \text{-Ca}^{2+} \text{-Mg}^{2+}$ y el pozo Pipas de tipo $\text{Cl}^- \text{-Na}^+ \text{-K}^+$. En la figura 23b se observa que las muestras de la componente local e intermedia se encuentran muy dispersas y no se diferencian áreas específicas que delimiten cada tipo de componente, sin embargo, las componentes regionales si se encuentran delimitadas en áreas específicas del diamante central, la componente regional fría se delimita en la región I y la regional caliente en la II.

En el triángulo de aniones (lado derecho) en la figura 23b se observan dos tendencias lineales las cuales representan trayectorias de evolución. La trayectoria A_1 pasa de bicarbonatada a sulfatada, este cambio en el dominio de aniones representa el cambio que ocurre de la componente local a la intermedia. La trayectoria A_2 cambia de bicarbonatada a clorurada y esta trayectoria representa el cambio en el dominio de aniones que ocurre de la componente local a las componentes regionales. En el triángulo de cationes (lado izquierdo) se puede observar una línea de tendencia muy marcada la cual es la trayectoria C, esta trayectoria cambia de tipo cálcica-magnésica a sódica y representa la trayectoria de evolución de la componente local a la regional fría.

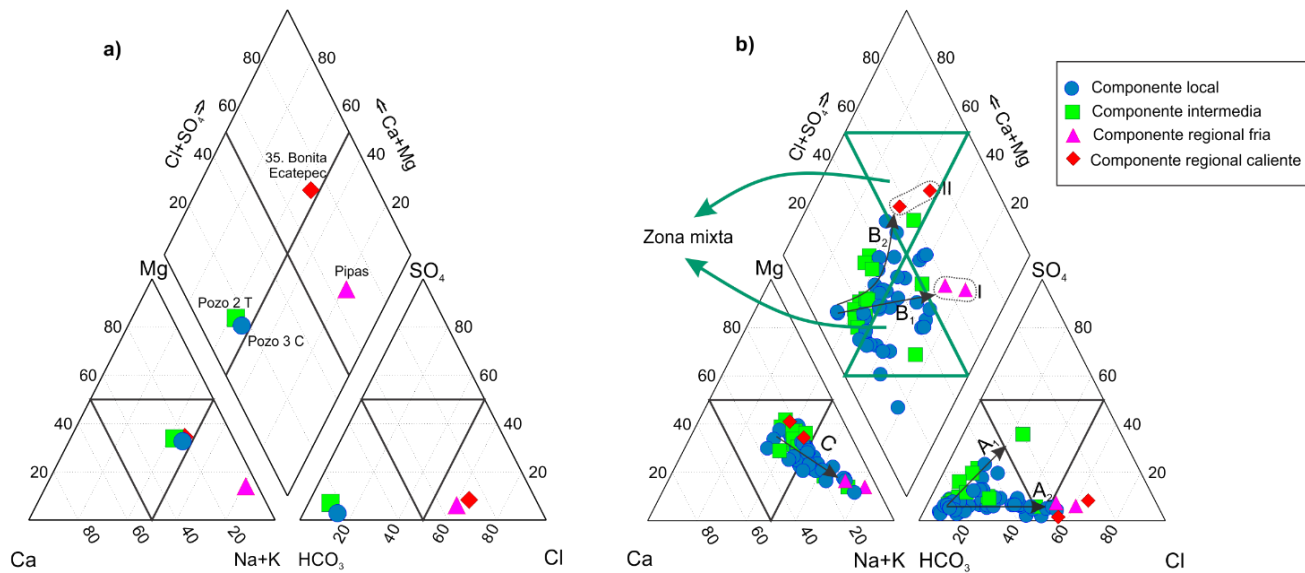


Figura 23. Diagramas de Piper, en el diagrama a) se observan los pozos representativos de las componentes del sistema de flujo y en b) se observan los 61 pozos clasificados por tipo de componente.

De manera similar en el diamante central se pueden observar dos trayectorias de evolución, donde se pueden distinguir diferencias en las trayectorias de evolución de la componente local a las dos regionales. La trayectoria B_1 representa la evolución de la componente local a la componente regional fría donde ocurre un cambio de agua tipo $\text{HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+} \text{-Mg}^{2+}$ a $\text{Cl}^- \text{-Na}^+ \text{-K}^+$, las muestras que se encuentran por debajo de esta trayectoria indican la entrada de un flujo de agua fresca la cual se mezcla con un flujo más evolucionado generando intercambio catiónico (Appelo y Postma, 2005). La trayectoria B_2 representa la evolución de la componente local a la componente regional caliente, esta trayectoria cambia de agua tipo $\text{HCO}_3^- \text{-Ca}^{2+} \text{-Mg}^{2+}$ a tipo $\text{Cl}^- \text{-Ca}^{2+} \text{-Mg}^{2+}$. Al definir estas últimas dos trayectorias de evolución se deduce que las componentes regionales evolucionan por diferentes tipos de procesos hidrogeoquímicos y la componente regional caliente se puede relacionar a flujos de agua subterránea que interactúan con rocas

carbonatadas ya que la trayectoria de evolución de estos flujos presentan un aumento en la concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} (Hanshaw y Back, 1979) y el aumento de estas especies es característico de la componente regional caliente. En el diamante de la figura 23b se observa que varias muestras quedan delimitadas por las zonas mixtas (triángulos verdes) lo cual indica que existen procesos de mezcla e intercambio iónico (Olea-Olea, Escolero, Mahlkecht, Ortega, Silva-Aguilera, et al., 2020).

7.3.4. Diagramas de Gibbs

Con el diagrama de Gibbs (Figura 24) se pueden identificar los procesos que dominan la química de las componentes del Sistema Anáhuac en el Valle Cuautitlán-Tizayuca, estos procesos pueden ser interacción agua-roca, precipitación o evaporación. En la figura 24a se observa que la relación de $\text{Cl}^-/(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ aumenta para las componentes regionales que son flujos químicamente más evolucionados, mientras que para la componente local e intermedia se mantiene una baja relación de $\text{Cl}^-/(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ lo que concuerda con flujos químicamente menos evolucionados. En esta figura se observa nuevamente la mezcla que existe entre las componentes del sistema, principalmente entre la local e intermedia.

En la figura 24b se observan relaciones mayores a 0.6 de $\text{Na}^++\text{K}^+/(\text{Na}^++\text{K}^++\text{Ca}^{2+})$ y esta relación alta puede indicar que existe dominio de la interacción de agua con rocas silicatadas (Banks y Frengstad, 2006). Los pozos de la componente regional fría se encuentran desplazados hacia la esquina superior derecha lo cual es característico de flujos con mayor evolución química del agua subterránea, sin embargo la componente regional caliente tiene un ligero desplazamiento a la izquierda a pesar de ser un flujo muy evolucionado por lo tanto existe otro proceso que domina la química de dicha componente y de acuerdo con Marandi y Shand (2018) este desplazamiento a la izquierda indica un dominio probable de interacción de agua subterránea con minerales de carbonato.

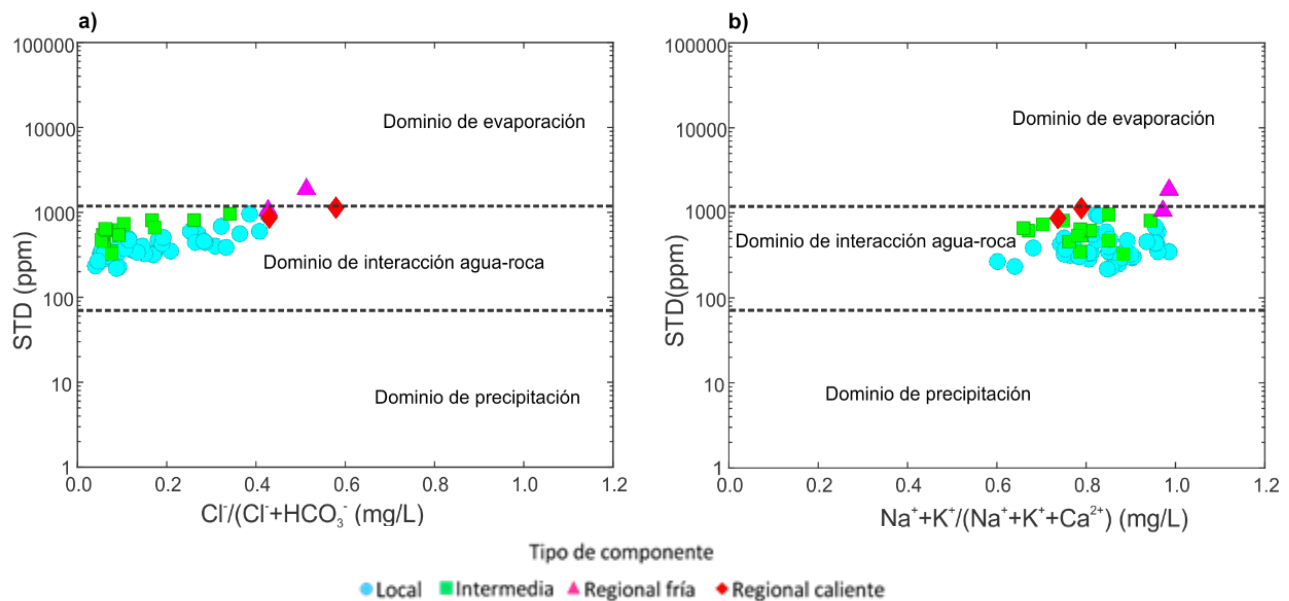


Figura 24. Diagramas de Gibbs, en a) se presenta el diagrama de aniones en el eje x ($\text{Cl}^-/(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$) y en b) la de cationes ($\text{Na}^++\text{K}^+/(\text{Na}^++\text{K}^++\text{Ca}^{2+})$).

7.3.5. Grafica de intercambio iónico

La relación de intercambio iónico (Figura 25) se ha utilizado para identificar el proceso de intercambio y adsorción de cationes que tiene lugar en el sistema de flujo de agua subterránea. La mayoría de las muestras de agua subterránea tienen pendiente negativa (-1) con una correlación positiva alta ($R^2=0.9184$) lo que indica que la química del agua está influenciada por las reacciones de intercambio iónico en el valle de Cuautitlán-Tizayuca. El intercambio catiónico más común que tiene lugar en el sistema de agua subterránea es donde los iones de calcio y magnesio se eliminan de la solución y el intercambiador sólido libera iones de sodio para reemplazar los iones de calcio y magnesio (Nethononda et al., 2019; Yang et al., 2016; Yuan et al., 2017).

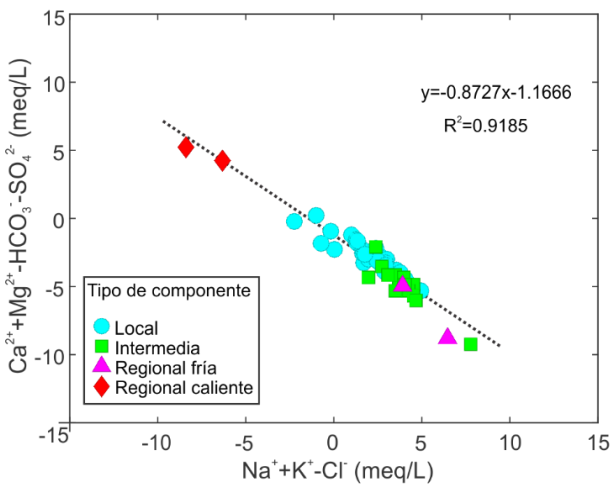


Figura 25. Diagrama $Ca^{2+}+Mg^{2+}-HCO_3^- - SO_4^{2-}$ vs $Na^++K^+-Cl^-$ para identificar procesos de intercambio iónico.

7.3.6 Diagramas bivariados normalizados

Los diagramas bivariados normalizados (Figura 26) sugieren que la composición química de las cuatro componentes del Sistema Anáhuac está controlada principalmente por el proceso de intemperismo de silicatos y se observa que existe mezcla entre las cuatro componentes del sistema. Se observa un desplazamiento de la componente regional fría hacia el proceso de disolución de evaporitas, lo cual indica que existe aumento en la concentración de sodio y cloro en dicha componente, pero este aumento no se relaciona con la disolución de evaporitas ya que esta componente es poco profunda y las evaporitas se han reportado a 1980 m de profundidad. El desplazamiento se puede explicar con la secuencia de evolución de iones mayoritarios porque el aumento de Cl^- y Na^+ se relaciona con mayores tiempos de residencia lo cual genera flujos más evolucionados químicamente como lo es la componente regional fría (Chebotarev, 1955; Freeze y Cherry, 1979).

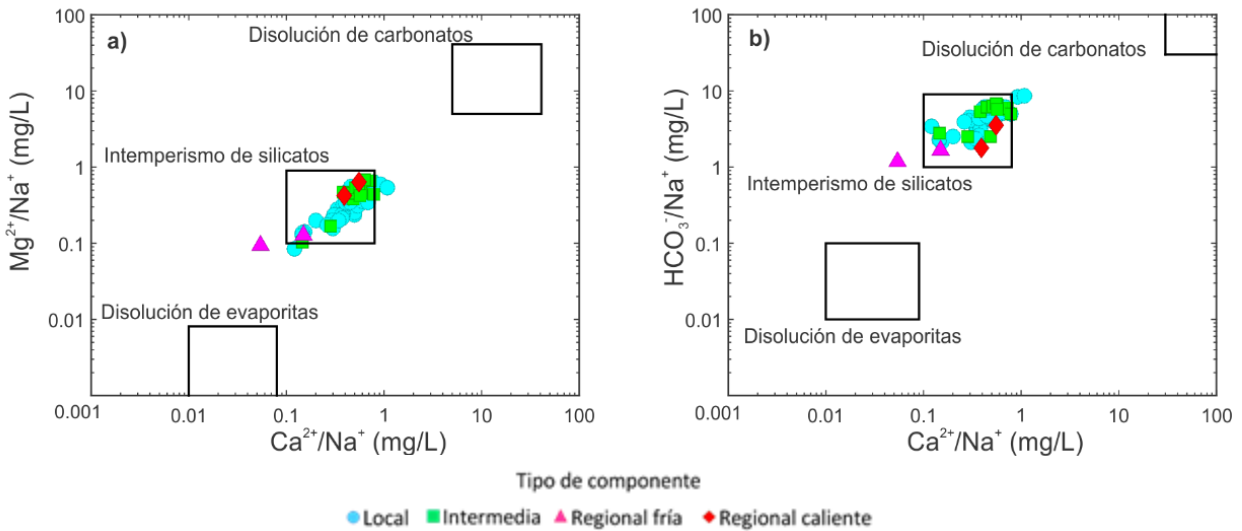


Figura 26. Diagramas bivariados normalizados. a) se presenta el diagrama de Mg^{2+}/Na^+ vs Ca^{2+}/Na^+ y b) el de HCO_3^-/Na^+ vs Ca^{2+}/Na^+

7.3.7. Diagramas de estabilidad mineral

Los diagramas de estabilidad mineral del sistema silicatado se realizaron para poder identificar posibles fases mineralógicas presentes en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca con el objetivo de considerarlas en la modelación inversa.

La especie en equilibrio para Al^{3+} es $Al(OH)_3^0$ (Figura 27a) y para Fe^{3+} es $Fe(OH)_3^0$ (Figura 27b), estas dos especies se encuentran en equilibrio para las cuatro componentes del sistema de flujo.

El intemperismo de silicatos es un proceso importante en la zona de estudio (Figura 26) por lo que se puede observar en los diagramas de estabilidad (Figuras 27c-27f) que las cuatro componentes del sistema de flujo se encuentran mayoritariamente en equilibrio con la caolinita, excepto algunos pozos de las componentes local e intermedia que están en equilibrio con microclina.

En la zona de estudio se ha identificado la presencia de minerales silicatados como la plagioclasa y feldespato potásico (SGM, 2007a; Ramírez-González, 2011) y la meteorización de estos minerales produce principalmente caolinita como mineral secundario (Freeze y Cherry, 1979; Appelo y Postma, 2005). En la figura 27e algunas muestras se encuentran en equilibrio con microclina la cual es más resistente a la alteración que las plagioclasas (Gómez y Turrero, 1994), lo que explica porque algunas muestras se encuentran en equilibrio con la microclina (feldespato K).

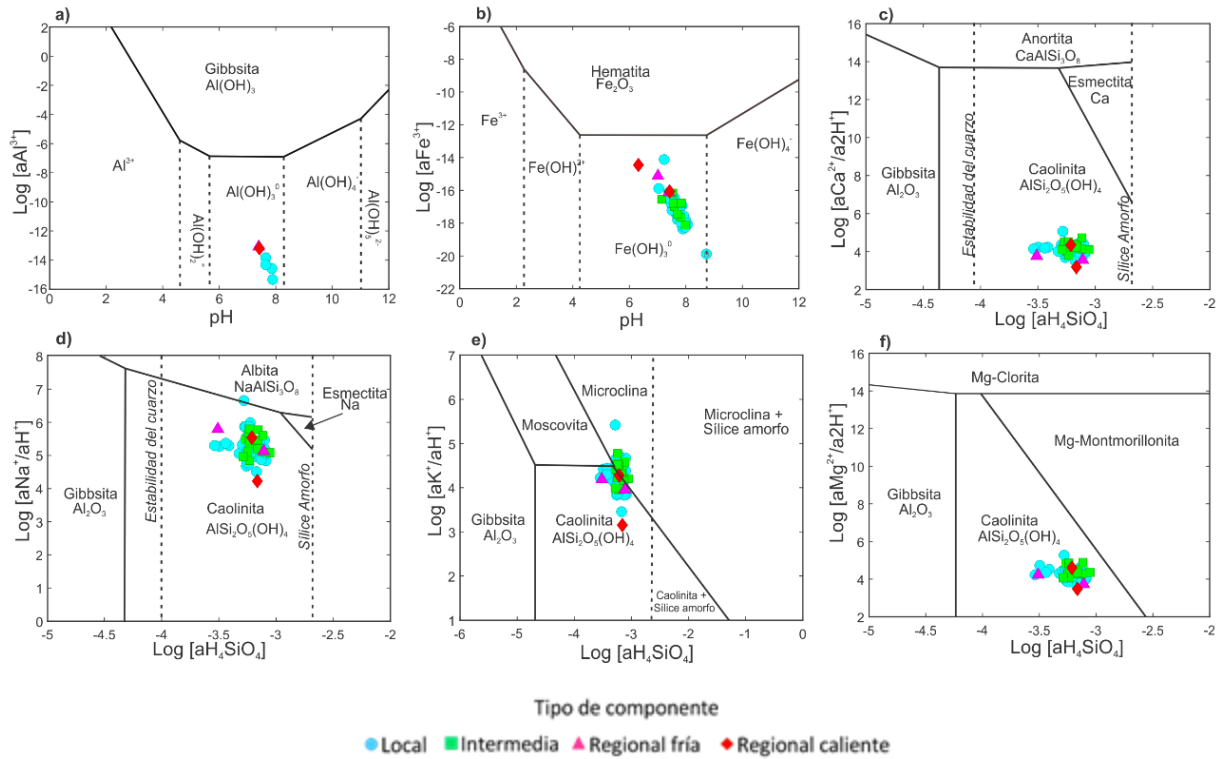


Figura 27. Diagramas de estabilidad mineral del sistema silicatado elaborados con actividades de solutos determinadas por PHREEQC. (a) Estabilidad de fases de Al^{3+} , (b) estabilidad de fases de Fe^{3+} , (c) estabilidad de fases de silicato vs Ca^{2+} , (d) estabilidad de fases de silicato vs Na^+ , (e) estabilidad de fases de silicatos vs K^+ , (f) estabilidad de fases de silicatos vs Mg^{2+} .

7.4 Modelación hidrogeoquímica

En la tabla 10 se presentan los datos que se utilizaron para la modelación inversa empleando el código de PHREEQC (Parkhurst et al., 1980). Las muestras de agua subterránea para la modelación inversa se seleccionaron a partir de los resultados del EMMA considerando: la dirección de la línea de flujo; la profundidad de los pozos; la conductividad eléctrica; el contenido de oxígeno disuelto; la concentración de iones mayoritarios; y los elementos traza en cada pozo.

Las fases mineralógicas de la sección I, se definieron así porque describen la evolución hidrogeoquímica de la componente local a la intermedia considerando procesos que ocurren en la zona de suelo en las zonas de infiltración (Freeze y Cherry, 1979) que después el flujo interactúa con las rocas volcánicas que se encuentran rodeando el valle y finalmente interactúan con los depósitos lacustres intercalados con material volcánico. Este flujo ha tenido menor interacción con las arcillas lacustres que con las rocas volcánicas.

Las fases mineralógicas de la sección II se seleccionaron para describir la evolución de la componente local a la regional fría. El modelo conceptual es similar al anterior donde el flujo de agua subterránea primero interactúa con la zona de suelo, después con las rocas volcánicas de la zona de recarga y finalmente con las arcillas lacustres intercaladas con depósitos volcánicos. Se estima que este flujo circula principalmente

en los depósitos lacustres los cuales tienen un espesor máximo de 700 m y mínimo de 30 m (Carrera-Hernández y Gaskin, 2007; Arce et al., 2019) por lo que se considera que este flujo no es profundo.

Tabla 10. Valores de los parámetros utilizados en los cálculos de la modelación inversa. SI=Sin información y ND=No detectado

Unidades	Sección	Modelación inversa					
		I (A - A')		II		III	
	No. Inventario	228	233	9	8	239	231
	Pozo	22	27	La redonda	Pipas	3 T	5
	Grupo	1	2	1	3	1	4
	Incertidumbre	0.191		0.05		0.15	
m	Profundidad	200.00	210.00	SI	SI	199.00	249.00
°C	Temperatura	30.40	23.30	27.60	23.80	25.00	44.40
ppm	DO	4.40	5.00	ND	ND	2.60	3.00
	pH	7.69	7.56	7.96	7.39	7.05	6.31
mg/L	Ca ²⁺	42.26	103.81	21.66	38.07	31.61	120.94
	Mg ²⁺	35.05	80.54	20.71	65.87	29.34	138.06
	Na ⁺	125.18	213.92	52.74	703.35	74.61	216.87
	K ⁺	17.38	23.52	12.17	28.39	10.95	32.44
	Cl ⁻	78.19	189.56	14.79	880.58	53.02	588.68
	SO ₄ ²⁻	69.82	378.44	17.90	120.76	50.31	21.80
	Fe ³⁺	0.004	0.018	0.002	0.04	0.021	0.66
	SiO ₂	105.12	90.30	70.01	90.42	97.67	127.02
	HCO ₃ ⁻	464.53	535.70	312.10	832.36	342.35	776.19
	Al ³⁺	0.001	0.0015	0.001	0.020	0.001	0.0015
	Fases utilizadas	CO ₂ Calcita Yeso Biotita Halita Caolinita CaX ₂ NaX Piroxeno Plagioclasa Montmorillonita	CO ₂ Calcita Yeso Anfibol Halita SiO ₂ CaX ₂ NaX Caolinita Plagioclasa Feldespato-K	CO ₂ Calcita Yeso Dolomita Halita CaX ₂ NaX Piroxeno Biotita Montmorillonita			

Las fases mineralógicas de la sección III sugieren que la trayectoria de evolución hidrogeoquímica de la componente local a la regional caliente se describe a partir de un flujo que interactúa con el suelo en la zona de infiltración, posteriormente circula en rocas volcánicas y llega a profundizar hasta mínimo 1980 m por medio de fracturas o fallas donde interactúa con rocas marinas del Cretácico. A 1980 m de profundidad se ha registrado la posible existencia de evaporitas subyacentes por calizas marinas (SHCP, 1969; Mooser y Molina, 1993; Huizar-Alvarez et al., 2005) y se estima que la componente regional caliente proviene de estas rocas ya que explican el dominio de los iones de calcio y magnesio, y el valor alto de temperatura que la caracteriza. Este flujo de agua profundo podría ser captado en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca como consecuencia de la extracción intensiva y/o por su ascenso por medio de fallas.

A partir de la modelación inversa se obtienen los modelos mínimos (Tabla 11) que cumplen con las incertidumbres definidas en cada modelo (Tabla 10) y nos indican el estado de equilibrio del agua

subterránea con respecto a las fases gaseosas y minerales. Las fases utilizadas en la modelación inversa se definieron a partir de los diagramas de estabilidad mineral (Figura 27) y de los minerales presentes en la zona de estudio (Tabla 2). Los minerales de halita y yeso fueron considerados en los modelos ya que son los principales responsables del contenido de Cl^- y SO_4^{2-} en el agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979). En los Anexos 3, 4 y 5 se presentan los códigos de entrada utilizados para modelar las secciones I, II y III respectivamente.

Tabla 11. Transferencia de masa para los modelos geoquímicos inversos. Las fases y datos termodinámicos son los resultados de la modelación inversa con PHREEQC.

Fase	Modelos					Formula química
	Sección	II		III		
	Pozo	La redonda - Pipas		3T - 5		
	Grupo	1 a 3		1 a 4		
	Modelo 1	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 1		
CO ₂ (g)		1.465E-02		9.477E-03	1.316E-02	CO ₂
Calcita		-5.176E-03			-4.294E-03	CaCO ₃
Dolomita					3.419E-03	CaMg(CO ₃) ₂
Yeso		2.783E-03	1.074E-03	1.074E-03	-2.968E-04	CaSO ₄ ·2H ₂ O
Halita		3.148E-03	2.367E-02	2.367E-02	1.289E-02	NaCl
CaX2		-1.29E-03		-2.326E-03	3.344E-03	CaX2
NaX		2.580E-03		4.651E-03	-6.687E-03	NaX
Biotita		3.555E-04			3.913E-04	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Caolinita			-7.033E-03	-1.86E-03		Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
SiO ₂ (a)			-1.274E-02	-6.368E-03		SiO ₂
Anfibol			3.643E-04	3.644E-04		Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Plagioclasa			9.891E-03	2.389E-03		Na _{0.62} Ca _{0.38} Al _{1.38} Si _{2.62} O ₈
Feldespato-k			4.168E-04	4.168E-4		KAlSi ₃ O ₈
Montmorillonita		-2.079E-04			-2.288E-04	Mg _{0.485} Fe _{.22} Al _{1.71} Si _{3.81} O ₁₀ (OH) ₂
Piroxeno		4.599E-05			6.171E-05	CaFeSi ₂ O ₆
Redox Fe (3)		-4.599E-05			-6.171E-05	
Redox O (0)		2.300E-05			3.089E-06	

Nota: Valores en moles por kilogramo de H₂O (los valores positivos indican disolución y los valores negativos precipitación)

Al relacionar los resultados de la modelación inversa generados en este trabajo con resultados de otros trabajos de modelación inversa en ambientes geológicos similares, encontramos cuatro investigaciones que pueden ser comparadas con esta tesis:

1) Möller et al. (2016) realizó en el valle de Yizre'el-Harod-Bet She'an (Israel) modelación inversa en flujos de agua subterránea un ambiente basáltico, encontrando disolución de plagioclasa y precipitación de calcita.

2) Morán-Ramírez et al. (2016) documento que los procesos principales en un medio volcánico en la región de Guadalajara son disolución de CO₂ en la zona de suelo, yeso, halita, biotita y poco intercambio de calcio por sodio en la zona de recarga del sistema hidrológico estudiado.

3) Mahlknecht et al. (2006) encontraron que los procesos geoquímicos que dominan en la Cuenca de la Independencia (Guanajuato) son disolución de CO₂, plagioclasa e intercambio iónico con

precipitación de calcio y disolución de sodio. Estos procesos ocurren en un medio donde hay depósitos de relleno de cuenca (aluvial y lacustre) interestratificados con conglomerados y tobas.

4) Ma et al. (2011) caracterizaron en Taiyuan, China, flujos termales de agua subterránea que circulan en rocas carbonatas. Los procesos que dominan la evolución hidrogeoquímica son disolución de dolomita, yeso, halita, CO_2 y precipitación de calcita.

En los siguientes apartados se discutirán las diferencias encontradas en los modelos inversos de este trabajo y los cuatro mencionados previamente, así como las propuestas de evolución hidrogeoquímica de las componentes del sistema de flujo en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.

7.4.1. Evolución hidrogeoquímica de la componente local-componente intermedia

La sección I tiene un aumento generalizado de los iones mayoritarios y de elementos traza, pero el más importante es el correspondiente al anión SO_4^{2-} (Tabla 10). Esta sección se ubica junto a la Sierra de Guadalupe que se caracteriza por litologías de composición andesita-riolita (Figura 20), y es una zona de recarga localizada al SW de la sección de modelación. De acuerdo a la dirección de flujo, el agua subterránea se infiltra en esta sierra y fluye hacia la región donde los depósitos lacustres están intercalados con depósitos volcánicos. En la sección geológica (Figura 28) se observan los materiales donde circula este flujo siendo predominantes los materiales volcánicos y en menor proporción los lacustres. En la sección I se obtuvo un modelo para explicar los posibles procesos hidrogeoquímicos que ocurren en la evolución química de la componente local a la componente intermedia (Tabla 11). El modelo presenta disolución de yeso, halita, biotita y piroxeno; precipitación de montmorillonita; intercambio iónico.

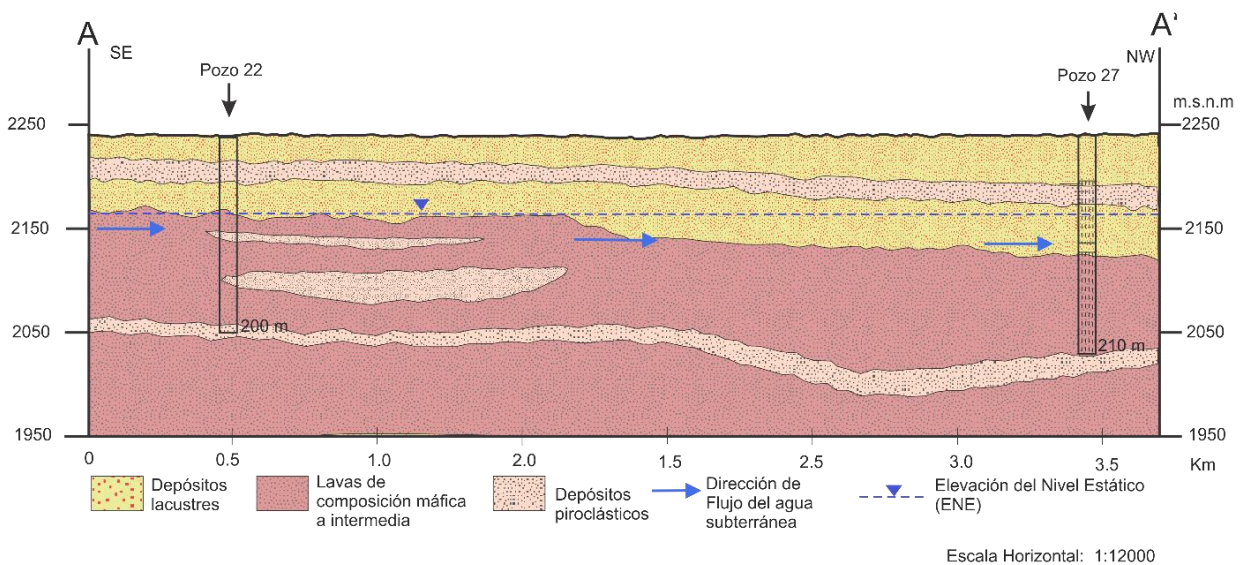


Figura 28. Sección geológica de la sección de modelación inversa I (A-A').

Los procesos que dominan en esta sección son, disolución de yeso, halita y biotita; intercambio iónico disolución de Na^+ y adsorción de Ca^{2+} ; formación de caolinita. Estos procesos concuerdan con el modelo conceptual planteado anteriormente. Primero ocurre interacción con la zona de suelo, posteriormente el

flujo circula en rocas volcánicas donde hay hidrolisis y finalmente interactúa con los depósitos lacustres donde ocurre intercambio iónico. Los procesos principales son semejantes a los presentados en acuíferos volcánicos y depósitos lacustres interestratificados con tobas estudiados por Mahlkecht et al. (2006), Möller et al. (2016) y Morán-Ramírez et al. (2016).

7.4.2. Evolución hidrogeoquímica de la componente local–componente regional fría

La sección II también tiene un aumento generalizado en las concentraciones de los iones mayoritarios y elementos traza, siendo el cambio más importante en la concentración de los iones de Na^+ y Cl^- (Tabla 10). Esta sección se ubica entre el CVAT de composición basalto-andesita (zona de recarga) y el Lago de Zumpango (zona de descarga) (Figura 20). De acuerdo a la dirección de flujo, el agua subterránea fluye del CVAT hacia los depósitos lacustres que están intercalados con depósitos volcánicos y llegan al cono de abatimiento que se encuentra en el centro del valle. También se identifica que el agua subterránea fluye por los depósitos lacustres desde el Estado de Hidalgo hasta el centro del valle.

La sección II tiene dos modelos que pueden explicar los posibles procesos hidrogeoquímicos que ocurren en la evolución hidrogeoquímica de la componente local a la componente regional fría (Tabla 11). El modelo 1 presenta disolución de CO_2 , yeso, halita, anfíbol, plagioclasa y feldespato-k; formación de caolinita, calcita y precipitación de SiO_2 . El modelo 2 presenta disolución de CO_2 , yeso, halita, anfíbol, plagioclasa y feldespato-k; formación de caolinita y precipitación de SiO_2 ; intercambio iónico donde se libera Na^+ al agua y se adsorbe Ca^{2+} .

El modelo 2 es el que mejor describe los principales procesos que ocurren en esta sección, predominando disolución de CO_2 , halita; intercambio iónico; hidrolisis de anfíbol, plagioclasa y feldespato-k con precipitados secundarios de sílice y formación de caolinita. El modelo conceptual describe primero la interacción del flujo con la zona de suelo por la disolución de CO_2 , después fluye por las rocas volcánicas donde ocurre meteorización de minerales de anfíbol, plagioclasa y feldespato-K lo que ocasiona la formación de caolinita y a este proceso se le asocia la disminución de SiO_2 en el agua subterránea. Finalmente, el flujo de agua interactúa con las arcillas de los depósitos lacustres y es donde se lleva a cabo el intercambio iónico. Estos procesos son similares a los presentados por Mahlkecht et al. (2006), Morán-Ramírez et al. (2016) y Gastmans et al. (2016) en medios geológicos volcánicos y en depósitos lacustres interestratificados con tobas.

7.4.3. Evolución hidrogeoquímica de la componente local-componente regional caliente.

La sección III tiene un aumento generalizado en las concentraciones de los iones mayoritarios y elementos traza. Los incrementos más importantes se presentan en los iones de Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} . A diferencia de la sección anterior que también describe la evolución hidrogeoquímica de una componente local a una regional, en esta sección, aparte de tener Na^+ y Cl^- como iones dominantes también hay Ca^{2+} , Mg^{2+} (Tabla 10). La sección III se ubica al norte de la Sierra de Guadalupe y al este de la Sierra de las Cruces. Estas dos

sierras son consideradas zonas de recarga y, de acuerdo a la dirección de flujo, el agua subterránea que se infiltra en estas sierras fluye hacia los depósitos lacustres. También es importante recordar que en esta sección se caracteriza un flujo de agua caliente que, de acuerdo al análisis de los diagramas de Piper y Gibbs (Figuras 23 y 24), se infiere que circula por medios carbonatados y al norte de la zona de estudio en Apaxco de Ocampo se reconocen afloramientos de roca caliza y dolomías que pertenecen a la Formación El Doctor las cuales son el basamento de la Cuenca de México y tienen correlación al sur con la Formación Morelos. En el pozo profundo Texcoco se encuentran también depósitos de anhidrita a una profundidad de 1980 m, lo que sugiere la existencia de evaporitas marinas, a 2645 m se reportó un conglomerado calcáreo que indica la presencia de calizas marinas (SHCP, 1969), y en el Graben de Tizayuca la profundidad de las calizas se estima aproximadamente a 2200 m (Huizar-Alvarez et al., 2005).

En la sección III se obtuvo un modelo que puede explicar la evolución hidrogeoquímica que ocurre de la componente local a la componente regional caliente (Tabla 11). Este modelo presenta disolución de CO_2 , dolomita, halita, biotita y piroxeno; precipitación de calcita, yeso y montmorillonita; intercambio iónico donde se libera Ca^{2+} al flujo y se adsorbe Na^+ . Los procesos que dominan en esta sección son disolución de CO_2 , dolomita, halita; precipitación de calcita y yeso; intercambio iónico. El modelo conceptual describe primero la interacción con la zona de suelo donde hay disolución de CO_2 , después interactúa con rocas volcánicas y se lleva a cabo la hidrólisis de biotita, posteriormente el flujo desciende hasta las rocas carbonatas donde ocurre el proceso de dedolomitización con disolución de dolomita, CO_2 y precipitación de calcita. Finalmente, este flujo profundo asciende por medio de las fallas del Mioceno-Pleistoceno del CVAT o de las fallas del Mioceno-Plioceno que afectan a la SG donde vuelve a ocurrir circulación de este flujo con medios volcánicos y se mezcla con agua tipo $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ lo que origina el intercambio iónico.

Los procesos que ocurren durante la interacción del agua subterránea con las rocas carbonatadas concuerdan con los que presenta Ma et al. (2011) en un acuífero carbonatado termal y el que ocurre durante la interacción con rocas volcánicas son similares a los resultados de Morán-Ramírez et al. (2016).

7.5 Procesos que controlan la evolución química de las componentes del sistema de flujo en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.

7.5.1 Interacción agua-roca

En el Valle de Cuautitlán-Tizayuca se identificaron cuatro componentes dentro del Sistema Anáhuac en donde el proceso dominante es la interacción agua-roca (Figura 24), tal como se demuestra con los resultados de la modelación hidrogeoquímica.

Se infiere que la evolución hidrogeoquímica de las componentes local, intermedia y regional fría comienza cuando ocurre infiltración en las zonas de recarga que son las sierras que rodean al valle. Las componentes tienen interacción primero con la zona de suelo y posteriormente con rocas volcánicas con permeabilidad secundaria donde el flujo es predominantemente vertical. Después de acuerdo con la dirección de flujo el desplazamiento se vuelve principalmente lateral y fluye hacia el centro del valle, en donde se da la interacción del flujo con los depósitos lacustres. Sin embargo, en el valle las trayectorias de flujo de agua

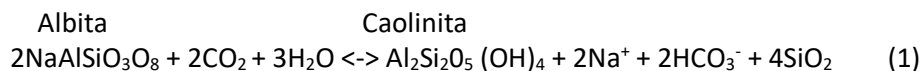
subterránea también son controlados por los diferenciales de carga hidráulica, variaciones litológicas y estructuras geológicas; por lo tanto, existen tanto flujos horizontales como verticales descendentes y/o ascendentes en el valle de Cuautitlán-Tizayuca (Florez Peñaloza, 2019) lo cual provoca la percolación y evolución de flujos más someros a flujos más profundos y químicamente más evolucionado que tienen mayor tiempo de residencia, permitiendo una mayor interacción con las rocas volcánicas y depósitos lacustres.

La componente regional caliente tiene interacción con rocas volcánicas y carbonatadas, siendo dominante la interacción con la segunda. Se infiere que este flujo proviene desde la zona de recarga de la Sierra de Pachuca ya que en ésta llegan a aflorar las rocas Cretácicas y también hay rocas volcánicas (SGM, 1997). Esta configuración en la Sierra de Pachuca puede favorecer que el flujo tenga poca interacción con las rocas volcánicas y mayor con las rocas carbonatadas. Este flujo que proviene de las rocas carbonatadas las cuales están aproximadamente a 2200 m de profundidad en el CVAT son captados en el valle por el ascenso de este flujo que ocurre por medio de las fallas que se encuentran en el valle y por la extracción intensiva que ocasiona que flujos más profundos sean captados a menor profundidad.

7.5.2 Meteorización de silicatos

Con el uso de los diagramas bivariados normalizados (Figura 26) se identificó la meteorización de silicatos. Este proceso domina la evolución de la componente local a la intermedia (sección I) y de la componente local a la componente regional fría (sección II), sin embargo, en la sección III no es dominante. Los minerales silicatados presentes en la zona de estudio son plagioclasa, feldespato-K, biotita y anfíbol.

Dentro de los procesos de meteorización la hidrólisis es el más común, siendo un proceso lento que disminuye la cantidad de sílice en la solución y es formador de minerales de arcillas. Las plagioclasas son los minerales que se disuelven con mayor rapidez por medio de reacciones de hidrólisis, liberando cationes de Na^+ o Ca^{2+} y formando minerales de arcilla como caolinita (ecuación 1) o montmorillonita.



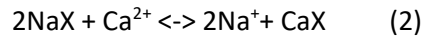
La disolución de biotita también produce arcillas y libera cationes de Mg^{2+} y K^+ . La disolución de piroxeno libera cationes de Ca^{2+} y Mg^{2+} además de tener como producto la precipitación de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ por el proceso de oxidación (Gómez y Turrero, 1994).

7.5.3 Intercambio iónico

El intercambio iónico regula el transporte de sustancias químicas en acuíferos y suelos. En condiciones químicas estables, la composición de un intercambiador catiónico estará en equilibrio con el agua subterránea residente, pero cuando la composición del agua cambia como resultado de la mezcla entre

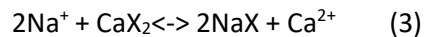
agua salada / agua fresca, el intercambiador de cationes reajusta su composición a las nuevas concentraciones de agua subterránea (Appelo & Postma, 2005).

La evolución química de la sección I y II es controlada por procesos de intercambio iónico siendo una fuente de Na⁺ disuelto en los flujos de agua subterránea por el intercambio iónico de Ca²⁺ por Na⁺ en la solución. En este proceso se liberan 2 moles de Na⁺ por mol de Ca²⁺ adsorbido (ecuación 2)



El X representa los agentes que actúan como intercambiador. Los minerales arcillosos son considerados como los intercambiadores en el valle ya que son muy abundantes en los depósitos lacustres. Las reacciones de intercambio iónico se realizan rápidamente en comparación con las reacciones de disolución mineral o precipitación y el equilibrio casi siempre se establece (Gómez y Turrero, 1994; Kilchmann et al., 2004; Appelo y Postma, 2005).

En la sección III ocurre intercambio iónico inverso al de las secciones I y II ya que aquí se adsorbe Na⁺ y se libera Ca a la solución. Este proceso se origina por la mezcla de las componentes del sistema de diferente calidad química (ecuación 3). Appelo y Postma (2005) explican que cuando agua tipo Na-Cl se mezclan con agua tipo Ca-HCO₃ el agua cambia a tipo Ca-Cl ya que se adsorbe Na⁺ y el Ca²⁺ se mantiene en la solución mientras que el anión dominante sigue siendo Cl⁻.



En el Valle de Cuautitlán-Tizayuca la mezcla que da origen a este tipo de intercambio iónico se da entre la componente regional fría y la componente regional caliente. La evolución hidrogeoquímica de la componente regional caliente es principalmente en rocas carbonatas lo que generaría agua subterránea tipo SO₄-Ca-Mg (Ma et al., 2011) que al mezclarse con la componente regional fría tipo Na-Cl provocaría el intercambio iónico descrito para la sección III y también precipitación de yeso por la sobresaturación de SO₄²⁻ (Daniele et al., 2013).

7.5.4 Mezcla por extracción intensiva y diseño de construcción de pozos.

La mezcla de las cuatro componentes del sistema de flujo se ha visualizado en diferentes diagramas (Miffilin, Piper y Gibbs (Figura 22-24)) gracias a la aplicación del EMMA.

En la Sección I (A-A') (Figura 28) el pozo 22 tiene una profundidad total de 200 m y capta en mayor proporción la componente local mientras que el pozo 27 tiene una profundidad de 210 m y capta en mayor proporción la componente intermedia. Esta diferencia en la profundidad podría ocasionar que el pozo 27 por ser más profundo capte mayor proporción del flujo en la zona intermedia (componente intermedia) y el pozo 22 por ser menos profundo capte más proporción del flujo en la zona somera (componente local). La falta de información sobre el diseño del pozo 22 (Tabla 12) no permite inferir si este capta agua de otra componente, sin embargo, el pozo 27 tiene dos tramos ranurados en donde el tramo inferior tiene mayor

espesor lo que favorece que capte mayor cantidad de la componente intermedia que de la local. Considerando lo anterior se concluye que el diseño constructivo de los pozos favorece la mezcla entre las componentes del sistema de flujo en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca.

Tabla 12. Datos de diseño constructivo de los pozos ubicados en la zona de estudio. TR =Tubería ranurada.

N° Inventario	Nombre	Grupo	Profundidad total (m)	Profundidad que empieza TR (m)	Espesor de TR (m)	#TR
15	R. San Pedro	1	150			
16	R. Jorge Muñoz	1	150			
26	R. Chillar 2	1	150			
228	Pozo 22	1	200			
229	Pozo 7	1	246	57	189	1
230	Pozo 11	1	249	140	109	1
232	Pozo 34	1	200	85	115	1
239	Pozo 3 T	1	199	41	158	1
240	Pozo 10	1	250	119	131	1
244	Pozo 51	1	168	64	104	1
245	Pozo 56	1	249	116	133	1
246	Pozo 30	1	249	110, 159	37, 90	2
247	Pozo 61	1	249	115	134	1
248	Pozo 33A	1	250	110, 159	37, 91	2
249	Pozo 40 Bis	1	249	115	134	1
251	Pozo 5 Citi	1	250	50	200	1
256	Pozo 32 Bis	1	161	34	127	1
258	Pozo 34 Zum	1	175	53	122	1
261	Pozo 9	1	295	117	178	1
262	Pozo 8 Bis	1	292	181	111	1
263	Pozo 8	1	286	36	250	1
264	Pozo 7A	1	252	69	183	1
266	Pozo 1	1	249	120	129	1
267	Pozo 2C	1	247	124	123	1
268	Pozo 3 C	1	299	72	227	1
269	Pozo 17C	1	250	114	136	1
270	Pozo 23	1	259	110	149	1
271	Pozo 38	1	260	68	192	1
273	Pozo 30	1	249	88	161	1
274	Pozo 41	1	260	81	179	1
275	Pozo 35	1	276	69	207	1
28	Pozo 2 Z	2	91			
233	Pozo 27	2	210	59, 130	64, 80	2
241	Pozo 43	2	214	72	142	1
242	5 Castera	2	199	46	153	1
243	3 Castera	2	199	65	134	1
250	Pozo 41	2	250	56	194	1
252	Pozo 2 T	2	246	89	157	1
253	Pozo 5 Bis	2	258	45	213	1
254	Pozo 1 Citi	2	204	52	152	1
255	Pozo 2 Citi	2	249	65	184	1
257	Pozo 38 Zum	2	199	71	128	1
265	Pozo 6B	2	197	30	167	1
272	Pozo 29 C	2	251	109	142	1
27	P. Barrio Central	3	187			
231	Pozo 5	4	249	110	139	1

En la figura 29 se presenta el diseño de construcción de 4 pozos diferenciados por el tipo de componente del sistema que captan en mayor proporción. Esta figura se realizó con la información que se recopiló del diseño de construcción de 47 pozos en el valle de estudio (Tabla 12).

El diseño de los pozos puede variar mucho (Figura 29) ya sea en profundidad total, espesor de la tubería ranurada o profundidad a la que comienza la misma. En la figura 29 se observa que el pozo 3C capta en mayor cantidad a la componente local a pesar de ser más profunda que el pozo 27 o pozo 5 (considerando la elevación topográfica para cada pozo) los cuales captan mayor cantidad de las componentes regionales que son más profundas que la local, por lo tanto esto nos sugiere que la extracción intensiva del agua subterránea es otro factor que favorece la mezcla de las diferentes componentes del sistema dentro del valle, generando que flujos más profundos sean captados a menor profundidad y a la vez favorece la variación en la composición química del agua subterránea captada por los pozos.

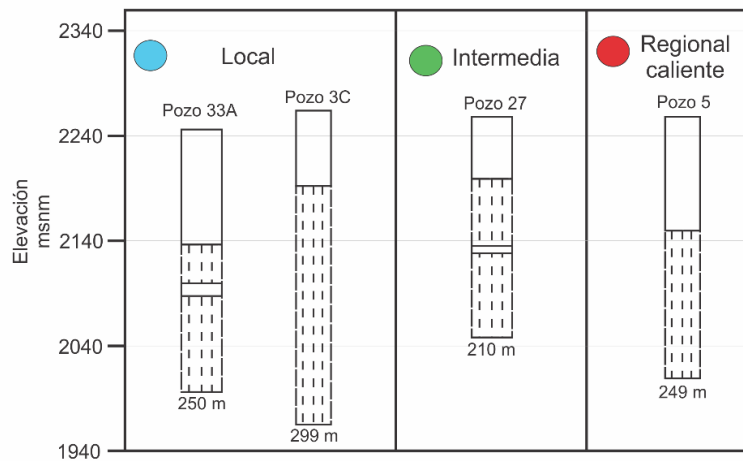


Figura 29. Diseño constructivo de pozos ubicados en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca diferenciados por la componente del sistema que captan en mayor proporción.

Con el análisis anterior se concluye que la mezcla es consecuencia del diseño constructivo de los pozos que es variable en el valle y de la extracción intensiva de agua subterránea en la zona la cual genera cambios en la dirección del flujo, la carga hidráulica y tasas de abatimiento diferenciales favoreciendo así la mezcla de las diferentes componentes del sistema provocando el ascenso de flujos más profundos. Möller et al. (2016) menciona que, como regla general, en la mayoría de los pozos, la composición del agua subterránea varía con el tiempo, lo que indica la mezcla debido al bombeo.

Capítulo 8. Conclusiones y Recomendaciones

8.1 Conclusiones

En este trabajo se logró cumplir con los objetivos planteados ya que en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca se identificaron las componentes del sistema de flujo con base en las diferencias de la composición química inorgánica de las muestras de agua, diferencias en el medio geológico por el que circulan y cambios en la temperatura.

Se caracterizaron cuatro componentes del sistema las cuales son: local, intermedia, regional fría (no tan profunda y de gran trayectoria) y regional caliente (de alta temperatura, gran trayectoria y profunda). Es importante recalcar que las componentes del sistema son parte de un sistema dinámico y la definición de estas componentes puede variar con el tiempo debido a la explotación intensiva en el valle.

La investigación hidrogeológica en la zona de estudio junto con la modelación inversa fue muy importante para poder definir los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en las componentes del Valle de Cuautitlán-Tizayuca en el Sistema Anáhuac, el cual también era un objetivo planteado en este trabajo y se logró cumplir.

Los procesos que dominan la evolución hidrogeoquímica de una componente a otra son:

A) De la componente local a la intermedia son disolución de biotita y yeso, formación de montmorillonita e intercambio iónico. Estos procesos describen la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea con el entorno geológico. Primero hay interacción con las rocas volcánicas que se encuentran en las sierras que rodean el valle las cuales son zonas de recarga, y después el flujo circula por las arcillas de los depósitos lacustres.

B) De la componente local a la regional fría son importantes la disolución de plagioclasa, anfíbol, feldespato-K, yeso, halita y CO_2 , formación de caolinita que disminuye la cantidad de SiO_2 en el agua subterránea, e intercambio iónico. Estos procesos describen primero la interacción del agua subterránea con la zona de suelo donde ocurre disolución de CO_2 , después circula por medio de rocas volcánicas donde hay hidrólisis de los minerales silicatados y finalmente interacciona con las arcillas de los depósitos lacustres. La disolución de halita enriquece en Cl^- al flujo de agua subterránea, por lo que es importante recordar que este proceso depende de la disponibilidad mineral y la halita no es un mineral abundante en la zona de estudio, por lo tanto, indica que la evolución del agua subterránea requiere de mayores tiempos de residencia sin ser necesariamente un flujo profundo.

C) De la componente local a regional caliente el proceso dominante es disolución de CO_2 , dolomita y halita, precipitación de calcita y yeso, e intercambio iónico. También hay disolución de biotita y precipitación de montmorillonita, pero no son dominantes. La zona de recarga en esta sección se infiere que es la Sierra de Pachuca ya que afloran las rocas carbonatadas y también hay rocas volcánicas. Los procesos dominantes sugieren que el agua subterránea primero interactúa con el suelo en la zona de recarga, después circula durante poco tiempo en medios volcánicas hasta llegar a las rocas carbonatadas donde mantiene su trayectoria por mayor tiempo y profundiza, el principal proceso que ocurre aquí es la dedolomitización. Finalmente, este flujo térmico y profundo asciende por las fallas del CVAT o de la SG donde dominan las

rocas volcánicas y se infiere que se mezcla con la componente regional fría lo que ocasiona intercambio iónico y precipitación de yeso porque son flujos de diferente calidad química.

Se comprobó que las aguas de los pozos muestreados en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca corresponden a mezcla de dos o más componentes. Este es un proceso que puede ocurrir de manera natural en el sistema de flujo y ser favorecida por la extracción intensiva y el diseño de construcción de pozos.

La hipótesis planteada al principio ha sido mejorada ya que bien si en este trabajo se comprobó que el agua subterránea muestreada en los pozos de uso urbano en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca corresponden a mezcla de dos o más componentes ocasionado por el diseño de construcción de pozos (profundidad total y ubicación de la tubería ranurada) también existen otros procesos que favorecen la mezcla de las componentes. Por lo tanto, la mezcla de las cuatro componentes del sistema de flujo en el Valle de Cuautitlán-Tizayuca está controlada por tres factores: 1) el diseño de construcción de pozos, 2) los cambios naturales del comportamiento hidráulico producidos por la geología (rasgos estructurales o variaciones litológicas) y 3) el proceso producido por la extracción intensiva del agua subterránea.

8.2 Recomendaciones

Se recomienda reconocer que el agua subterránea funciona como un sistema de flujo dinámico ya que es de gran utilidad en la toma de decisiones para la gestión del agua. Con esto se pueden identificar todos los elementos que lo conforman, los procesos que ocurren y aquellos factores a considerar como la geología, topografía e hidrología de la región. Conocer estos elementos son necesario para poder proponer soluciones a problemas de uso y distribución del agua, logrando una adecuada gestión para un uso más sostenible del agua subterránea.

En el Valle de Cuautitlán-Pachuca ocurre mezcla de diferentes componentes la cual modifica la calidad química del agua que se extrae en los pozos, por lo tanto, se sugiere adoptar la caracterización e identificación de las componentes para poder minimizar la mezcla que ocurre en la tubería de los pozos por medio de la extracción y así asegurar un funcionamiento sostenible del Sistema Anáhuac.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., & Rendón- Márquez, G. (2006). La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: Puerto Vallarta, Jal., México, GEOS, 26, abstract, 160–161.
- Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, A. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 65–82.
- Alatríste-Vilchis, A. (1999). Determinación de la estructura subsuperficial de la subcuenca de Tecocomulco, Estado de Hidalgo, empleando técnicas geofísicas: México, DF, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica. UNAM.
- Albu, M., Banks, D., & Nash, H. (1997). Mineral and Thermal Groundwater Resources. Springer Science & Business Media.
- Appelo, J. L., & Postma, D. (2005). Geochemistry, Groundwater and Pollution (A. A BALKEMA, New York). 2nd ed.
- Arce, J. L., 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.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías- Romo, M. C., Morales-Casique, E. J., ... & 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.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geo-chronology and whole-rock chemistry. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 266, 34–49.
- Arce, J. L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., & Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(4), 944–958.
- Ariel Consultores, S. A. (2006). Pozo No. 3 Ramal Los Reyes Ferrocarril.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J.M., García-Tenorio, F., Gómez-Vasconcelos, M. G., López-Loera, H., Reyes-Agustín, G., Marti, J., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Pola-Villaseñor, A., Benowitz, J., & Mendiola, F. I. (2017). Geology of the Pliocene - Pleistocene Aocolulco Caldera Complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and evolution of the Pleistocene Aocolulco volcanic caldera complex, north of Puebla (México). Journal of Maps, 15(2), 8-18.
- Banks, D., & Frengstad, B. (2006). Evolution of groundwater chemical composition by plagioclase hydrolysis in Norwegian anorthosites. Geochemica et Cosmochimica, Acta 70(6), 1337–1335.
- Barragán R., R. M., Portugal M., E., Arellano G., V. M., Martínez A., A. E., & Ascencio C., F. (2001). Modelación química de aguas de formación del Activo Luna, Tabasco. Boletín IIE, 25(4), 180-184.
- Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 13(1), 1–20.
- Bustamante, E. (2017). Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando modelación inversa en el acuífero Soconusco, Chiapas [Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación científica y tecnológica, A.C.]. <https://repositorio.ipicyt.edu.mx/handle/11627/3252>

- Carlos-Valerio, V. (2004). Zonificación de peligros por inestabilidad de taludes en la Sierra de Guadalupe y propuesta geotectónica de mitigación [Tesis de maestría, UNAM]. TESIUNAM. <http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F?RN=494678439>
- 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.
- Carrera-Hernández, J. J., & Gaskin, S. J. (2007). The Basin of Mexico aquifer system: regional groundwater level dynamics and database development. *Hydrogeology Journal*, 15(8), 1577–1590.
- 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.
- Carrillo Martínez, M. (1989). Estratigrafía y tectónica de la parte centro-oriental del Estado de Querétaro. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 8(2), 188–193.
- Carrillo Martínez, M. (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(1), 62–70.
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering-3. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 8(4), 198–212.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R. P., Vogt, R. D., & Andersen, S. (1990). Modeling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. A step towards second-generation acidification models. *Journal of Hydrology*, 116(1), 307–320.
- Cohen, M. P., & González-Reynoso, A. E. (2006). Del agua amenazante al agua amenazada. Cambios en las representaciones sociales de los problemas del agua en el Valle de México. Más allá del cambio climático: Las dimensiones psicosociales del cambio ambiental global, 287.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2014). Estadísticas del Agua de la Región Hidrológico-administrativa XIII. Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018a). Acuíferos (Nacional) [mapa]. Geoportal. <http://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=acuiferos>
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018b). Estaciones Climatológicas, El Manantial.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018c). Estaciones Climatológicas, Huehuetoca.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018d). Estaciones Climatológicas, San Martín Obispo.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018e). Estaciones Climatológicas, Chiconautla.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). (2008). División Política Estatal. http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/destdvd250k_2gw.xml?_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no
- Consejo Nacional de Población (CONAPO). (2005). Delimitación de las zonas metropolitanas de México 2005.
- Daniele, L., Vallejos, Á., Corbella, M., Molina, L., & Pulido-Bosch, A. (2013). Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water–rock interactions in complex carbonate aquifers: the case of Aguadulce (SE Spain). *Applied Geochemistry*, 29, 43–54.
- De-Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-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, 71.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172–187.
- Escolero-Fuentes, O. A. (2018). Los sistemas de flujo de aguas subterráneas. En *Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México* (pp. 57–83). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

- Fagundo, J. R., & González, P. (2005). Hidrogeoquímica. Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional (CENAMENT). Ministerio de Salud Pública. La Habana, Cuba.
- 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.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., & Hernández-Bernal, M. S. (2003). Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *Reunion Annual*.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122–149.
- Florez Peñaloza, J. R. (2019). Análisis del comportamiento histórico de la red de flujo de agua subterránea en la cuenca de México [Tesis maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio TESIUNAM. <http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F?RN=312710839>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. Eaglewood Cliffs, NJ.
- Fries, C. J. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 60, 236.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., & Allègre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1-4), 3–30.
- Galindo Castillo, E., Otazo-Sanchez, E. M., Reyes, L. R., Arellano, S., Gordillo-Martínez, A. J., & Gonzalez-Ramírez, C. A. (2010). Balance hídrico en el acuífero Cuautitlán–Pachuca, México: Proyecciones para 2021. *GeoFocus*, 10, 65–90.
- Galindo Castillo, Eric, Otazo-Sanchez, E. M., Gordillo-Martínez, A. J., Santiago Arellano, I., González Ramírez, C.A., & Reyes Gutiérrez, L. R. (2011). Sobreexplotación del acuífero Cuautitlán-Pachuca: balance hídrico 1990-2010. *Avances en Impacto, Tecnología y Toxicología Ambiental*. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Hidalgo, 9–32.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. W., Santoyo, M. Á., & Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Accolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240–255.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133–150.
- García-Palomo, A., 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.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (5a ed.)*. Instituto de geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- García Martínez, C. A. (2009). *Estudio Geológico en la Zona Volcánica de Atizapán de Zaragoza, Cuenca de México* [Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional].
- Garrels, R. M., & Charles, C. (1965). *Solutions, Minerals, and Equilibria (1a ed.)*. Harper & Row.
- Gastmans, D., Hutcheon, I., Menegário, A. A., & Chang, H. K. (2016). Geochemical evolution of groundwater in a basaltic aquifer based on chemical and stable isotopic data: Case study from the Northeastern portion of Serra Geral Aquifer, São Paulo state (Brazil). *Journal of Hydrology*, 535, 598–611.
- Geyne, A. R., Fries, J. C., Segerstrom, K., Black, R. F., & Wilson, I. F. (1963). Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México. *Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, 222.

- Gobierno del Estado de Hidalgo. (2004). Programa de Ordenamiento Ecológico Territorial, Región Valle Pachuca-Tizayuca.
- 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.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the trans-mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129–181.
- Gómez, P., & Turrero, M. J. (1994). Una revisión de los procesos geoquímicos de baja temperatura en la interacción agua-roca. *Estudios Geológicos*, 50(5-6), 345–357.
- Halim, M. A., Majumder, R. K., Nessa, S. A., Hiroshiro, Y., Sasaki, K., Saha, B. B., Saepuloh, A., & Jinno, K. (2010). Evaluation of processes controlling the geochemical constituents in deep groundwater in Bangladesh: Spatial variability on arsenic and boron enrichment. *Journal of Hazardous Materials*, 180(1-3), 50–62.
- Hanshaw, B. B., & Back, W. (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *Journal of Hydrology*, 43(1-4), 287–312.
- Hernández-García, G., & Huizar-Alvarez, R. (2003). Groundwater abstraction in the Zumpango-Pachuca region, central Mexico, and its environmental effects. *RMZ-Materials and Geoenvironment*, 50(1), 141–144.
- Hidalgo, G., & Cruz-Sanjulián, J. (2001). Groundwater composition, hydrochemical evolution and mass transfer in a regional detrital aquifer (Baza Basin, Southern Spain). *Applied Geochemistry*, 16(7-8), 745–758.
- Huizar-Alvarez, R. (1993). Carta Hidrogeológica de la Cuenca del Río las Avenidas, de Pachuca, Hgo., México. *Investigaciones geográficas*, (27), 95–131.
- Huizar-Alvarez, R. (1997). Hydrochemistry of the aquifers in the Rio las Avenidas basin, Pachuca, Hidalgo, Mexico. *Water, Air, and Soil Pollution*, 96(1-4), 185–201.
- Huizar-Alvarez, R., Jiménez-Fernández, E. J., & Juárez-López, C. (2005). La Laguna de Tecocomulco: geo-ecología de un desastre. *Publicación Especial 3 (1a ed.)*. Instituto de Geología, UNAM.
- Instituto Mexicano del Tecnología del Agua. (2013). Programa Nacional Contra Contingencias Hidráulicas (PRONACCH) de la Región Hidrológico Administrativa XIII (RHA XIII), Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México. <https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/aguas-del-valle-de-mexico>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2008). Climatología [mapa]. Geoportal. <https://www.inegi.org.mx/temas/climatologia/default.html#Mapa>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019a). Climatología [Mapa]. Geoportal. <https://www.inegi.org.mx/temas/climatologia/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019b). Relieve Continental [mapa]. Geoportal. [inegi.org.mx/temas/relieve/continental/default.html#Mapa](https://www.inegi.org.mx/temas/relieve/continental/default.html#Mapa)
- Instituto Politécnico Nacional (IPN). (s/f). Plan de manejo de demanda de agua subterránea para el acuífero Cuautitlán-Pachuca.
- Kilchmann, S., Waber, H. N., Parriaux, A., & Bensimon, M. (2004). Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. *Hydrogeology Journal*, 12(6), 643–661.
- Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., & Hinderer, M. (2010). Petrology, magne- tostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanic-clastic Tepoztán formation: Implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72(7), 817–832.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., & Quijano-León, J. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Aocolulco Caldera Complex, central Mexico: exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), 279–293.
- Lozano-García, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J., ... & Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: Reporte técnico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299–311.

- Ma, R., Wang, Y., Sun, Z., Zheng, C., Ma, T., & Prommer, H. (2011). Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers in Taiyuan, northern China. *Applied Geochemistry*, 26(5), 884-897.
- Macias, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., & Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. En J. J. Aranda-Gómez, G. Tolson, & R. S. Molina-Garza (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide* (Vol. 25, pp. 163–193).
- Mahlknecht, J., Gárfias-Solis, J., Aravena, R., & Tesch, R. (2006). Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin, Mexico. *Journal of Hydrology*, 324(1-4), 283–300.
- Makarenko, F. A. (1948). On base flow. *Troudy Laboratorii gidrogeologicheskikh problem USSR. Acad. Sci.*, 1, 51–71.
- Marandi, A., & Shand, P. (2018). Groundwater chemistry and the Gibbs Diagram. *Applied Geochemistry*, 97, 209–212.
- Mejía, V., Böhnell, H., Opdyke, N. D., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K. W., & Aranda-Gómez, J. J. (2005). Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7), 19.
- Miffilin, M. D. (1968). Delineation of ground-water flow systems in Nevada [Doctoral thesis, University of Nevada, Reno].
- Möller, P., Rosenthal, E., Inbar, N., & Magri, F. (2016). Hydrochemical considerations for identifying water from basaltic aquifers: The Israeli experience. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5, 33–47.
- Mooser, F. (1963). La cuenca lacustre de Valle de México. *Mesas Redondas sobre Problemas del Valle de México*, 12-16
- Mooser, F., & Molina, C. (1993). Nuevo modelo hidrogeológico para la Cuenca de México. *Boletín del Centro de Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra*, 3(1), 68–84.
- Mooser, F., Montiel, A., & Zuñiga, A. (1992). Nuevo mapa geológico del sur-poniente del valle de México. *Experiencias geotécnicas del poniente del valle de México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 1-6.
- Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., & Uchiumi, S. (1991). Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Basin of Mexico: A pre- liminar K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30(2), 61–70.
- Morán-Ramírez, J., Ledesma-Ruiz, R., Mahlknecht, J., & Ramos-Leal, J. A. (2016). Rock-water interactions and pollution processes in the volcanic aquifer system of Guadalajara, Mexico, using inverse geochemical modeling. *Applied Geochemistry*, 68, 79–94.
- Muñoz, I., De Andres, A., & Vicente, R. (1996). Estabilidad de los minerales de la arcilla en las relaciones de interacción arcillas-agua subterránea en el acuífero de Campo Arañuelo. *Geogaceta*, 20(6), 1307–1310.
- Navarrete-Salgado, N., Contreras-Rivero, G., Elías-Fernández, G., & Rojas-Bustamante, M. L. (2004). Situación de *Girardinichthys viviparus* (especie amenazada) en los Lagos de Chapultepec, Zumpango y Requena. *Revista de Zoología*, 15, 1–6.
- Neri-Ramírez, E. (2013). Modelación hidrogeológica y evaluación de la sustentabilidad del acuífero Cuautitlán-Pachuca [tesis de doctorado, Colegio de Postgraduados].
- Nethononda, V. G., Elumalai, V., & Rajmohan, N. (2019). Irrigation return flow induced mineral weathering and ion exchange reactions in the aquifer, Luvuvhu catchment, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 149, 517–528.
- Neuman, S. P., & Whitherspoon, P. A. (1971). Transient flow of groundwater to wells in multiple-aquifer systems. Aquitards in the coastal groundwater basin of Oxnard Plain, Ventura County. Department of Water Resources, Appendix A, *Bulletin* 63(4), 159–359.

- Norvatov, A. M., & Popov, O. V. (1961). Laws of the formation of minimum stream flow. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 6(1), 20–28.
- Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlknecht, J., Ortega, L., Silva-Aguilera, R., Florez-Peñaloza, J. R., Pérez-Quezadas, J., & Zamora-Martínez, O. (2020). Identification of the components of a complex groundwater flow system subjected to intensive exploitation. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 10.
- Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlknecht, J., Ortega, L., Taran, Y., Moran-Zenteno, D. J., Zamora-Martínez, O., & Tadeo-Leon, J. (2020). Water-rock interaction and mixing processes of complex urban groundwater flow system subject to intensive exploitation: The case of Mexico City. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102719.
- Ortega, A. G., & 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.
- Osete, M. L., Ruiz-Martínez, V. C., Caballero, M. C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., & Tarling, H. D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318(1-4), 201–215.
- Parkhurst, D. L., Thorstenson, D. C., & Plummer, L. N. (1980). PHREEQE, a computer program for geochemical calculations. *US Geological Survey, Water-Resources Investigations Report*, 80-96.
- Parkhurst, D.L., & Appelo, C. A. J. (1999). User's Guide to PHREEQC (Version 2): A Computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-resources investigations report*, 99(4259), 312.
- Peñuelo Arévalo, L. A., & Carrillo Rivera, J. J. (2013). Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 81, 18–32.
- Perdomo Melo, V. M., & Rojas Leguizamón, C. A. (2017). Modelo hidrogeológico conceptual a partir de información secundaria, en los alrededores del centro urbano del municipio de Chiquinquirá [Tesis de especialidad, Universidad Católica de Colombia].
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914–928.
- Ramírez-González, L. M. (2011). Estudio vulcanológico de la Sierra de Guadalupe, Norte de la Ciudad de México [Tesis de licenciatura, Instituto Politécnico Nacional].
- Rojas Castillo, Á., Rodríguez Gallegos, G., Peláez Goycochea, A., Martínez Estrada, M., Lechuga González, F., Vargas Cruz, R., & Alatorre Morales, D. (2014). Actualización del Programa de Ordenamiento Ecológico de la Región Valle Pachuca-Tizayuca. *dUniversidad Autónoma del Estado de Morelos*.
- Schoeller, H. (1967). Qualitative evaluation of groundwater resources. In: *Methods and techniques of groundwater investigations and development. Water Research Series-33, UNESCO*, 44–83.
- Secretaría de Hacienda y Crédito Público (SHCP). (1969). Proyecto Texcoco: memoria de los trabajos realizados y conclusiones.
- Segerstrom, K. (1962). Geology of south-central Hidalgo and North-eastern México, México. *U.S. Geological Survey Bulletin Vols. 1104–C*, p. 87-162.
- Servicio Geológico Metropolitano. (2003). Proyecto “Evaluación y zonificación de los peligros geológicos por deslizamiento en las laderas de la Sierra de Guadalupe, Estado de México”.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (1997). Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2002). Carta Geológico-Minera, Ciudad de México, E14-2.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007a). Ficha de inventario físico de localidades minerales municipio Apaxco, Estado de México.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007b). Formación Soyatal, Cretácico Tardío (Turoniano-Campaniano). Léxico estratigráfico de México. https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/

- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2009). Fanglomerado El Morro, Paleógeno, Eoceno Medio-Oligoceno Temprano. Léxico estratigráfico de México. https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2011). Formación Cuautla, Cretácico Tardío (Cenomaniano-Coniaciano). Léxico estratigráfico de México. https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2018). Información Estadística Climatológica [mapa]. Geoportal. <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4), 45–64.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R. (2017). The ~23,500 yr 14 C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333, 66–95.
- Siles, G. L., Alcérreca-Huerta, J. C., López-Quiroz, P., & Hernández, J. C. (2015). On the potential of time series InSAR for subsidence and ground rupture evaluation: application to Texcoco and Cuautitlán–Pachuca subbasins, northern Valley of Mexico. *Natural Hazards*, 79(2), 1091–1110.
- Simons, F. S., & Mapes, E. V. (1957). Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo. Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 40, 278.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, 77(10), 91.
- Talabi, A. O. (2017). The Suitability of Groundwater for Domestic and Irrigation Purposes: A Case Study of IKERE-Ekiti, SW-Nigeria. *International Journal of Environment, Agriculture and Biotechnology*, 2(1), 181–195.
- Tardy, Y. (1971). Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, 7(4), 253–271.
- Torres-García, L. M. (2012). Evaluación espectrométrica en la zona de la escuela superior de ingeniería y arquitectura, Unidad Ticomán [Tesis de Licenciatura, IPN].
- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J Geoph Res.*, 69(16), 4795–4812.
- Tóth, J. (2000). Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111(4), 9–25.
- Université d'Ottawa, C. (s/f). Chapter 5 Geochemical Weathering. Citado en Olea-Olea, S., Escolero, O., Mahlkecht, J., Ortega, L., Taran, Y., Moran-Zenteno, D. J., Zamora-Martínez, O., & Tadeo-León, J. (2020b). Water-rock interaction and mixing processes of complex urban groundwater flow system subject to intensive exploitation: The case of Mexico City. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102719.
- Vázquez-Sánchez, E., & Jaimes-Palomares, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 449.
- Walraevens, K., Bakundukize, C., Mtoni, Y. E., & Van Camp, M. (2018). Understanding the hydrogeochemical evolution of groundwater in Precambrian basement aquifers: A case study of Bugesera region in Burundi. *Journal of Geochemical Exploration*, 188, 24–42.
- Yang, Q., Li, Z., Ma, H., Wang, L., & Martín, J. D. (2016). Identification of the hydrogeochemical processes and assessment of groundwater quality using classic integrated geochemical methods in the Southeastern part of Ordos basin, China. *Environmental Pollution*, XXX, 1–10.
- Yuan, J., Xu, F., Deng, G., Tang, Y., & Li, P. (2017). Hydrogeochemistry of shallow groundwater in a karst aquifer system of Bijie City, Guizhou Province. *Water*, 9(8), 625.

ANEXOS

Anexo 1. Parámetros fisicoquímicos, iones mayoritarios y elementos traza.

Tabla 13. Parámetros fisicoquímicos, concentraciones de iones mayoritarios y elementos traza. Las unidades para CE (Conductividad eléctrica) son en $\mu\text{S}/\text{cm}$; SDD (Sólidos Disueltos Totales), OD (Oxígeno Disuelto), Dureza, Alk (Alcalinidad) y CO_2 están en ppm; Eh (Potencial redox) en mV y las concentraciones de iones mayoritarios y elementos traza están en mg/L. Los límites de detección (LD) son; NO_3^- : 1.5 mg/L, Al: 0.002 mg/L y Fe: 0.003 mg/L., ND=No determinados

N° Inventario	Nombre	T°C	pH	CE	SDT	OD	Eh	Dureza	Alk	CO_2	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	%E	Al	Fe	SiO2	Ba	Sr
8	Pipas	23.8	7.39	3760	1900	ND	ND	332	356	1	703.3	28.4	38.1	65.9	832.4	880.6	120.8	-2.9	0.020	0.040	90.425	0.082	1.029
9	Pozo la Redonda	27.6	7.96	506	252	ND	ND	140	260	30	52.7	12.2	21.7	20.7	312.1	14.8	17.9	-6.3	<LD	<LD	70.007	0.020	0.169
10	P. Santa Lucia	26.9	7.89	654	327	ND	ND	164	256	28	64.5	15.1	27.4	30.9	394.2	21.5	33.6	-5.6	0.011	0.004	37.246	0.007	0.107
15	R. San Pedro	23	7.87	685	344	ND	ND	112	252	18	117.2	12.4	14.3	9.9	404.3	26.7	19.7	-7.1	0.052	0.005	93.824	0.045	0.295
16	R. Jorge Muñoz	22	7.64	770	351	ND	ND	116	264	25	94.7	23.9	28.8	14.8	420.4	23.6	25.4	-6.7	0.035	0.007	74.900	0.096	0.438
26	R. Chillar 2	24.3	8.04	700	354	ND	ND	136	224	13	66.3	18.2	28.5	17.7	323.2	27.7	13.8	-5.2	<LD	<LD	89.823	0.093	0.410
27	P. Barrio Central	25.5	7	2120	1050	ND	ND	280	420	28	347.1	40.8	52.1	45.0	581.6	432.5	83.1	-2.2	<LD	0.144	87.170	0.140	0.724
28	Pozo 2	26.6	7.78	1591	796	ND	ND	184	304	12	258.2	21.2	37.4	27.0	707.5	140.9	83.9	-4.4	<LD	<LD	94.897	0.101	0.544
29	Sauces II	23.3	8.1	569	283	ND	ND	112	192	12	58.5	12.0	29.0	13.7	278.4	18.7	13.7	-3.9	<LD	<LD	96.390	0.097	0.396
96	24. La Monera	28.8	7.61	688	344	ND	-43.4	204	304	9	124.1	17.6	42.4	31.6	419.5	110.7	49.4	-3.0	<LD	<LD	109.913	0.089	0.317
97	Barrio Nvo. Tultitlan	27.9	7.37	682	341	ND	-28.6	248	336	43	95.6	18.6	45.0	39.7	498.3	103.1	30.7	-7.4	<LD	<LD	131.776	0.118	0.385
98	Felipe Carrillo 1	26.8	7.42	645	320	ND	-32.3	244	312	45	89.7	15.5	48.0	39.4	457.2	94.1	34.0	-4.9	<LD	<LD	137.823	0.066	0.357
99	307 Ehecatl	26.5	7.34	676	338	ND	-27.2	236	336	37	113.2	18.7	50.4	34.8	503.7	85.6	36.8	-5.5	<LD	<LD	139.366	0.122	0.356
123	341 Ejidos de San Cristóbal	24.7	7.6	691	346	4.4	-40.6	252	332	2.9	79.6	17.3	43.8	43.1	502.1	41.6	49.9	-5.7	<LD	0.014	89.712	0.031	0.419
124	32 Vistas Ecatepec	25.5	7.88	723	361	3.8	-54.4	280	264	15	78.4	17.4	48.4	42.8	391.9	55.5	117.2	-4.2	<LD	0.093	94.853	0.049	0.540
125	305 Violeta 1	24.2	7.73	691	347	3.2	-50	224	268	17	94.9	18.2	38.0	34.4	411.6	60.9	87.8	-5.4	<LD	0.020	89.013	0.043	0.302
144	35. Bonita Ecatepec	27.1	7.42	2300	1140	4.8	-35.8	1441	600	50	345.7	34.0	134.6	144.4	623.1	860.9	150.9	-4.3	0.022	0.046	85.120	0.430	1.387
145	9. El Bosque	31.7	7.76	756	322	4.4	-52.3	208	316	6	102.5	13.1	51.6	26.3	436.6	76.8	42.0	-5.1	<LD	0.027	82.093	0.062	0.429
146	GAVM II	31.2	7.4	1125	560	3.2	-34.4	456	388	38	122.0	25.0	55.6	69.0	506.5	290.5	16.3	-7.7	<LD	0.036	90.509	0.161	0.839
147	348	26.1	7.71	810	402	4.2	-48.7	312	320	7	105.5	18.6	55.2	40.6	414.9	184.7	12.9	-5.0	<LD	0.010	88.217	0.136	0.526
228	Pozo 22	30.4	7.69	805	400	4.4	-44.3	204	336	9	125.2	17.4	42.3	35.1	464.5	78.2	69.8	-2.5	<LD	0.004	105.121	0.127	0.344
229	Pozo 7	31.1	7.42	955	471	2.8	-33.7	264	356	6	137.4	18.5	51.8	44.5	459.0	101.4	122.8	-1.9	<LD	0.030	109.104	0.091	0.413
230	Pozo 11	32.5	7.27	877	430	4.8	-24.2	300	308	25	98.8	16.3	56.4	46.6	472.0	109.6	55.6	-3.3	<LD	<LOD	120.605	0.055	0.386
231	Pozo 5	44.4	6.31	1680	860	3	22	943	608	>50	216.9	32.4	120.9	138.1	776.2	588.7	21.8	-3.6	<LD	0.655	127.017	0.505	1.328
232	Pozo 34	23.6	7.79	1114	552	5	-51.7	391	320	6	160.5	20.7	61.9	39.9	488.6	180.9	64.8	-2.1	<LD	0.031	76.356	0.104	0.505
233	Pozo 27	23.3	7.56	1624	816	5	-38.9	658	420	13	213.9	23.5	103.8	80.5	535.7	189.6	378.4	-0.8	<LD	0.018	90.302	0.051	0.912
239	Pozo 3	25	7.05	666	333	2.6	-12.5	172	220	26	74.6	11.0	31.6	29.3	342.3	53.0	50.3	-4.5	<LD	0.021	97.672	0.021	0.263
240	Pozo 10	21	7.23	1012	501	2	-22.5	284	335	27	110.8	17.7	60.4	34.2	495.1	117.2	35.4	-4.5	<LD	2.005	65.186	0.157	0.552
241	Pozo 43	20.9	7.53	906	455	2	-43	280	372	19	95.5	19.4	55.5	42.9	540.9	34.3	91.7	-4.3	<LD	0.064	60.942	0.148	0.467
242	5 Castera	20.5	7.98	1256	629	5.4	-63.2	460	448	8	112.9	18.1	82.3	73.5	680.0	67.9	153.9	-2.8	<LD	0.012	56.529	0.025	0.623
243	3 Castera	19.6	7.82	1476	730	5.4	-59.2	658	700	10	124.6	18.2	78.2	85.8	744.3	85.9	195.5	-5.1	<LD	0.013	61.907	0.009	0.596
244	Pozo 51	25.9	7.99	1136	590	3.4	-61.3	177	415	3	196.2	20.0	29.1	27.2	476.5	162.0	41.9	-1.9	<LD	0.028	70.619	0.054	0.315
245	Pozo 56	27.1	7.93	1377	681	5	-62.3	302	520	1	228.6	23.5	35.2	32.1	482.3	229.8	42.8	-1.1	<LD	0.034	73.690	0.065	0.402
246	Pozo 30	25.8	8.73	866	445	4	-66.4	200	360	1	217.1	21.9	32.0	29.8	494.2	198.2	42.1	-1.9	<LD	0.047	72.240	0.070	0.390
247	Pozo 61	25.7	8.07	894	446	5.1	-64.8	172	364	4	218.7	20.8	32.0	28.2	507.5	181.1	45.7	-1.8	<LD	0.025	73.218	0.043	0.389
248	Pozo 33A	25.3	7.97	925	465	5.1	-60.6	220	340	8	201.0	24.6	40.4	39.8	506.4	199.6	47.6	-1.4	<LD	0.015	73.516	0.082	0.520
249	Pozo 40 Bis	24.5	7.55	1214	607	3	-38.4	360	352	12	235.3	25.4	73.4	54.9	506.1	350.1	53.7	-0.9	<LD	0.010	80.263	0.090	1.047
250	Pozo 41	25.9	8.05	643	322	2	-64.2	260	380	9	107.7	23.5	41.0	50.8	573.5	47.2	55.6	-3.1	<LD	<LD	90.214	0.049	0.435
251	Pozo 5 Citi	25.3	7.97	741	367	4.8	-57.4	140	300	6	111.5	16.7	32.7	22.4	447.4	41.1	34.7	-3.8	<LD	0.008	80.408	0.061	0.385
252	Pozo 2	25.6	7.71	1091	546	5	-44.9	324	480	9	111.3	26.0	62.8	53.7	722.0	44.2	48.1	-4.9	<LD	0.010	83.090	0.047	0.606

253	Pozo 5 Bis	27.4	7.5	950	471	3.6	-34.4	260	380	25	102.6	23.2	45.4	47.2	622.0	35.8	39.2	-4.7	<LD	<LD	90.904	0.033	0.481
254	Pozo 1 Citi	25.6	7.76	1242	619	4.8	-46.6	400	540	9	123.4	27.8	63.5	66.8	791.6	55.1	66.8	-4.8	<LD	<LD	82.915	0.040	0.710
255	Pozo 2 Citi	25.8	7.15	1277	648	5	-18.1	534	920	25	127.9	28.9	71.4	71.1	859.0	57.8	67.4	-5.0	<LD	0.007	88.756	0.049	0.731
256	Pozo 32 Bis	24.6	7.93	588	292	4.2	-55.1	124	216	4	77.1	18.6	28.7	18.3	334.9	29.7	22.1	-2.3	<LD	<LD	89.080	0.125	0.483
257	Pozo 38 Zum	24.7	7.28	1320	664	3.8	-22.7	480	600	43	124.7	22.8	98.9	54.4	615.4	127.9	67.1	-2.6	<LD	<LD	87.586	0.160	0.810
258	Pozo 34 Zum	27.4	7.77	618	307	4	-47.3	168	220	7	67.2	17.2	40.5	23.7	347.7	33.7	22.6	-3.3	<LD	<LD	85.971	0.116	0.360
261	Pozo 9	31.8	7.51	611	299	4.6	-39.41	140	240	8	70.8	17.2	29.5	23.9	377.6	20.2	22.9	-3.9	<LD	0.010	104.630	0.022	0.220
262	Pozo 8 Bis	30.8	7.69	612	309	5.4	-48.3	140	244	3	56.1	16.0	23.6	21.5	320.9	22.3	24.1	-6.6	<LD	0.013	103.224	0.024	0.235
263	Pozo 8	30.1	7.61	663	331	3.6	-44.9	148	248	8	60.5	15.6	24.2	21.2	342.0	21.2	21.9	-7.4	<LD	0.009	98.112	0.020	0.226
264	Pozo 7A	24.1	7.52	958	482	6.6	-39.2	216	244	7	90.6	21.0	40.2	31.0	416.5	53.7	57.2	-6.6	<LD	0.005	84.868	0.056	0.571
265	Pozo 6B	26	7.64	1095	547	6.4	-44.8	304	428	8	95.1	20.9	53.6	40.9	536.8	55.7	66.3	-6.6	<LD	<LD	85.170	0.143	0.897
266	Pozo 1	28.8	7.43	769	383	4.8	-38.6	228	208	10	50.4	11.1	39.8	32.6	248.6	123.8	18.6	-6.0	<LD	0.018	119.430	0.095	0.267
267	Pozo 2C	29.5	7.81	454	223	5.8	-43.1	108	208	10	41.0	9.5	17.9	16.4	240.7	24.5	7.3	-6.3	<LD	0.006	119.458	0.058	0.153
268	Pozo 3	31.4	7.49	439	221	4	-40.4	112	192	13	39.0	9.1	17.8	16.6	236.1	22.9	6.3	-6.1	<LD	0.011	122.730	0.062	0.152
269	Pozo 17C	25.6	7.63	467	236	5.8	-48	148	216	8	31.9	7.5	29.6	19.0	269.2	11.0	9.0	-4.9	<LD	<LD	92.753	0.056	0.228
270	Pozo 23	24	7.66	543	271	3.8	-45.7	160	224	11	34.8	9.0	38.0	19.0	303.2	14.1	7.8	-4.4	<LD	0.016	87.167	0.089	0.275
271	Pozo 38	24.7	7.65	747	371	3.4	-45.4	184	300	12	60.9	16.3	41.5	21.2	373.1	45.0	14.9	-6.4	0.013	0.031	81.088	0.115	0.342
272	Pozo 29 C	30.5	7.85	1932	969	1.4	-57.4	444	640	8	229.8	21.4	65.7	37.9	585.5	304.8	54.2	-6.5	<LD	0.106	88.751	0.246	0.838
273	Pozo 30	28.7	7.58	1914	950	4.2	-42.6	391	600	11	199.4	25.1	74.0	42.9	523.7	328.2	46.0	-6.3	<LD	0.045	83.049	0.193	0.859
274	Pozo 41	27.7	7.43	1837	931	4.4	-40.9	355	460	12	194.9	21.8	67.1	39.2	465.1	346.4	38.8	-7.6	<LD	0.039	83.519	0.085	0.752
275	Pozo 35	27.6	7.45	952	478	2.4	-36.2	164	388	8	116.0	14.9	30.6	20.0	453.1	59.2	28.5	-6.5	<LD	0.018	89.218	0.036	0.324

Anexo 2. Código de entrada MIX.exe usado en método EMMA.

Num_spe,Num_well,Num_sour,num_intentos,iflag,nseed

10 61 4 3 0 347

First sources and then wells

(CONC(i,j),j=1,Num_spe)

24.0	34.8	9.0	38.0	19.0	303.2	14.1	7.8	0.089	0.275
26.6	258.2	21.2	37.4	27.0	707.5	140.9	83.9	0.101	0.544
23.8	703.3	28.4	38.1	65.9	832.4	880.6	120.8	0.082	1.029
27.1	345.7	34.0	134.6	144.4	623.1	860.9	150.9	0.430	1.387
23.8	703.3	28.4	38.1	65.9	832.4	880.6	120.8	0.082	1.029
27.6	52.7	12.2	21.7	20.7	312.1	14.8	17.9	0.020	0.169
26.9	64.5	15.1	27.4	30.9	394.2	21.5	33.6	0.007	0.107
23.0	117.2	12.4	14.3	9.9	404.3	26.7	19.7	0.045	0.295
22.0	94.7	23.9	28.8	14.8	420.4	23.6	25.4	0.096	0.438
24.3	66.3	18.2	28.5	17.7	323.2	27.7	13.8	0.093	0.410
25.5	347.1	40.8	52.1	45.0	581.6	432.5	83.1	0.140	0.724
26.6	258.2	21.2	37.4	27.0	707.5	140.9	83.9	0.101	0.544
23.3	58.5	12.0	29.0	13.7	278.4	18.7	13.7	0.097	0.396
28.8	124.1	17.6	42.4	31.6	419.5	110.7	49.4	0.089	0.317
27.9	95.6	18.6	45.0	39.7	498.3	103.1	30.7	0.118	0.385
26.8	89.7	15.5	48.0	39.4	457.2	94.1	34.0	0.066	0.357
26.5	113.2	18.7	50.4	34.8	503.7	85.6	36.8	0.122	0.356
24.7	79.6	17.3	43.8	43.1	502.1	41.6	49.9	0.031	0.419
25.5	78.4	17.4	48.4	42.8	391.9	55.5	117.2	0.049	0.540
24.2	94.9	18.2	38.0	34.4	411.6	60.9	87.8	0.043	0.302
27.1	345.7	34.0	134.6	144.4	623.1	860.9	150.9	0.430	1.387
31.7	102.5	13.1	51.6	26.3	436.6	76.8	42.0	0.062	0.429
31.2	122.0	25.0	55.6	69.0	506.5	290.5	16.3	0.161	0.839
26.1	105.5	18.6	55.2	40.6	414.9	184.7	12.9	0.136	0.526
30.4	125.2	17.4	42.3	35.1	464.5	78.2	69.8	0.127	0.344
31.1	137.4	18.5	51.8	44.5	459.0	101.4	122.8	0.091	0.413
32.5	98.8	16.3	56.4	46.6	472.0	109.6	55.6	0.055	0.386
44.4	216.9	32.4	120.9	138.1	776.2	588.7	21.8	0.505	1.328
23.6	160.5	20.7	61.9	39.9	488.6	180.9	64.8	0.104	0.505
23.3	213.9	23.5	103.8	80.5	535.7	189.6	378.4	0.051	0.912
25.0	74.6	11.0	31.6	29.3	342.3	53.0	50.3	0.021	0.263
21.0	110.8	17.7	60.4	34.2	495.1	117.2	35.4	0.157	0.552
20.9	95.5	19.4	55.5	42.9	540.9	34.3	91.7	0.148	0.467
20.5	112.9	18.1	82.3	73.5	680.0	67.9	153.9	0.025	0.623
19.6	124.6	18.2	78.2	85.8	744.3	85.9	195.5	0.009	0.596
25.9	196.2	20.0	29.1	27.2	476.5	162.0	41.9	0.054	0.315
27.1	228.6	23.5	35.2	32.1	482.3	229.8	42.8	0.065	0.402
25.8	217.1	21.9	32.0	29.8	494.2	198.2	42.1	0.070	0.390
25.7	218.7	20.8	32.0	28.2	507.5	181.1	45.7	0.043	0.389
25.3	201.0	24.6	40.4	39.8	506.4	199.6	47.6	0.082	0.520
24.5	235.3	25.4	73.4	54.9	506.1	350.1	53.7	0.090	1.047
25.9	107.7	23.5	41.0	50.8	573.5	47.2	55.6	0.049	0.435
25.3	111.5	16.7	32.7	22.4	447.4	41.1	34.7	0.061	0.385
25.6	111.3	26.0	62.8	53.7	722.0	44.2	48.1	0.047	0.606
27.4	102.6	23.2	45.4	47.2	622.0	35.8	39.2	0.033	0.481
25.6	123.4	27.8	63.5	66.8	791.6	55.1	66.8	0.040	0.710
25.8	127.9	28.9	71.4	71.1	859.0	57.8	67.4	0.049	0.731
24.6	77.1	18.6	28.7	18.3	334.9	29.7	22.1	0.125	0.483
24.7	124.7	22.8	98.9	54.4	615.4	127.9	67.1	0.160	0.810
27.4	67.2	17.2	40.5	23.7	347.7	33.7	22.6	0.116	0.360
31.8	70.8	17.2	29.5	23.9	377.6	20.2	22.9	0.022	0.220

30.8	56.1	16.0	23.6	21.5	320.9	22.3	24.1	0.024	0.235
30.1	60.5	15.6	24.2	21.2	342.0	21.2	21.9	0.020	0.226
24.1	90.6	21.0	40.2	31.0	416.5	53.7	57.2	0.056	0.571
26.0	95.1	20.9	53.6	40.9	536.8	55.7	66.3	0.143	0.897
28.8	50.4	11.1	39.8	32.6	248.6	123.8	18.6	0.095	0.267
29.5	41.0	9.5	17.9	16.4	240.7	24.5	7.3	0.058	0.153
31.4	39.0	9.1	17.8	16.6	236.1	22.9	6.3	0.062	0.152
25.6	31.9	7.5	29.6	19.0	269.2	11.0	9.0	0.056	0.228
24.0	34.8	9.0	38.0	19.0	303.2	14.1	7.8	0.089	0.275
24.7	60.9	16.3	41.5	21.2	373.1	45.0	14.9	0.115	0.342
30.5	229.8	21.4	65.7	37.9	585.5	304.8	54.2	0.246	0.838
28.7	199.4	25.1	74.0	42.9	523.7	328.2	46.0	0.193	0.859
27.7	194.9	21.8	67.1	39.2	465.1	346.4	38.8	0.085	0.752
27.5	116.0	14.9	30.6	20.0	453.1	59.2	28.5	0.036	0.324

Covariances

1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000
0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000	0.010000

0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
1.00	0.00	0.00	0.00
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25
0.25	0.25	0.25	0.25

Anexo 3. Código de modelación para la sección I de la componente local a la componente intermedia.

TITLE Inverse modeling of Cuautitlán-Tizayuca 228-233

SOLUTION 228

temp 30.4
pH 7.69
redox O(0)/O(-2)
units mg/L
density 1
Ca 42.262
Mg 35.050
Na 125.183
K 17.380
Cl 78.190
S(6) 69.819
Fe 0.004
Si 105.121 as SiO2
Alkalinity 464.534 as HCO3
O(0) 4.4
Al 0.001
-water 1

SOLUTION 233

temp 23.3
pH 7.56
redox O(0)/O(-2)
units mg/L
density 1
Ca 103.808
Mg 80.536
Na 213.918
K 23.521
Cl 189.563
S(6) 378.438
Fe 0.018
Si 90.302 as SiO2
Alkalinity 535.697 as HCO3
O(0) 5
Al 0.0015
-water 1

INVERSE_MODELING 1

-solutions 228 233
-uncertainty 0.191
-range

-phases

CO2(g)	dis
Calcite	dis
Gypsum	dis
Biotite	dis
Halite	dis
CaX2	pre
NaX	dis
Kaolinite	pre
Plagioclase	dis
Pyroxene	dis
Montmorillonite	

PHASES

Montmorillonite

$Mg_{0.485}Fe_{0.22}Al_{1.71}Si_{3.81}O_{10}(OH)_2 + 6.76H^+ + 3.24H_2O = 3.81H_4SiO_4 + 0.485Mg^{+2} + 0.22Fe^{+3} + 1.71Al^{+3}$
log_k 2.67

Kaolinite

$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ = 2Al^{+3} + 2H_4SiO_4 + H_2O$
log_k 7.435

Plagioclase

$Na_{0.62}Ca_{0.38}Al_{1.38}Si_{2.62}O_8 + 5.52 H^+ + 2.48H_2O = 0.62Na^+ + 0.38Ca^{+2} + 1.38Al^{+3} + 2.62H_4SiO_4$
log_k 0.0

Biotite

$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6H^+ + 4H_2O = K^+ + 3Mg^{+2} + Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4$
log_k 0.0

Pyroxene

$CaFeSi_2O_6 + 4H^+ + 2H_2O = Ca^{+2} + Fe^{+2} + 2H_4SiO_4$
log_k 0.0

END

Anexo 4. Código de modelación para la sección II de la componente local a la componente regional fría.

TITLE Inverse modeling of Cuautilán-Tizayuca 9 - 8

SOLUTION 9

temp 27.6
pH 7.96
units mg/L
density 1
Ca 21.655
Mg 20.711
Na 52.736
K 12.165
Cl 14.793
S(6) 17.904
Fe 0.0015
Si 70.007 as SiO2
Alkalinity 312.097 as HCO3
Al 0.001
-water 1

SOLUTION 8

temp 23.8
pH 7.39
units mg/L
density 1
Ca 38.071
Mg 65.869
Na 703.348
K 28.393
Cl 880.576
S(6) 120.760
Fe 0.040
Si 90.42 as SiO2
Alkalinity 832.361 as HCO3
Al 0.020
-water 1

INVERSE_MODELING 1

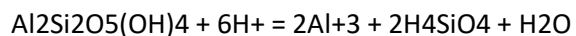
-solutions 9 8
-uncertainty 0.049
-range
-phases

CO2(g) dis
Calcite pre

Gypsum	dis
Halite	dis
SiO2(a)	pre
CaX2	pre
NaX	dis
Kaolinite	pre
Amphibole	dis
Plagioclase	dis
K-feldspar	

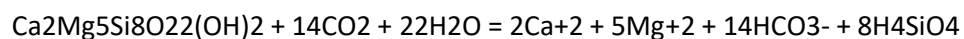
PHASES

Kaolinite



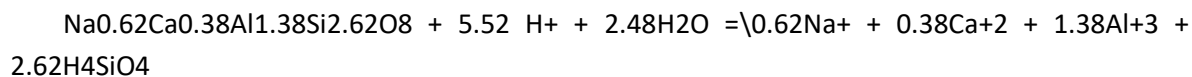
log_k 7.435

Amphibole



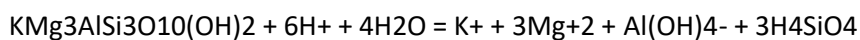
log_k 0.0

Plagioclase



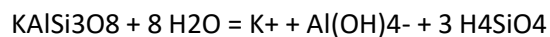
log_k 0.0

Biotite



log_k 0.0

K-feldspar



log_k -20.573

END

Anexo 5. Código de modelación para la sección III de la componente local a la componente regional caliente.

TITLE Inverse modeling of Cuautitlán-Tizayuca 239 a 231

SOLUTION 239

temp 25
pH 7.05
redox O(0)/O(-2)
units mg/L
density 1
Ca 31.608
Mg 29.339
Na 74.606
K 10.954
Cl 53.015
S(6) 50.307
Fe 0.021
Si 97.672 as SiO2
Alkalinity 342.345 as HCO3
O(0) 2.6
Al 0.001
-water 1

SOLUTION 231

temp 44.4
pH 6.31
redox O(0)/O(-2)
units mg/L
density 1
Ca 120.937
Mg 138.055
Na 216.869
K 32.438
Cl 588.676
S(6) 21.802
Fe 0.655
Si 127.017 as SiO2
Alkalinity 776.194 as HCO3
O(0) 3
Al 0.0015
-water 1

INVERSE_MODELING 1

-solutions 239 231
-uncertainty 0.15
-range

-phases

CO2(g)	dis
Calcite	pre
Gypsum	
Dolomite	dis
Halite	dis
CaX2	
NaX	
Montmorillonite	pre
Pyroxene	dis
Biotite	dis

PHASES

Montmorillonite

$Mg_{0.485}Fe_{0.22}Al_{1.71}Si_{3.81}O_{10}(OH)_2 + 6.76H^+ + 3.24H_2O = 3.81H_4SiO_4 + 0.485Mg^{+2} + 0.22Fe^{+3} + 1.71Al^{+3}$

log_k 2.67

Pyroxene

$CaFeSi_2O_6 + 4H^+ + 2H_2O = Ca^{+2} + Fe^{+2} + 2H_4SiO_4$

log_k 0.0

Biotite

$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 6H^+ + 4H_2O = K^+ + 3Mg^{+2} + Al(OH)_4^- + 3H_4SiO_4$

log_k 0.0

END