



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LAS MANIFESTACIONES
GEOTÉRMICAS EN EL LAGO DE CHAPALA, JALISCO, MÉXICO.**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
CINTHYA BÁRBARA CARRILLO SÁNCHEZ

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. RUTH ESTHER VILLANUEVA ESTRADA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
DR. IVÁN MORALES ARREDONDO
DRA. MARÍA AURORA ARMIENTA HERNÁNDEZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*Αφιερωμένο στην
καρδιά μου...*

Agradecimientos

A Dios que siempre ha estado conmigo y nunca me ha desamparado.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, que ha estado y siempre estará presente a lo largo de mi vida.

Al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, a todo su personal por hacer posible que completara esta etapa.

Al Programa de Becas para Estudios de Posgrado de CONACYT, por contribuir para realizar mi trabajo de tesis de maestría “Caracterización Hidrogeoquímica de las Manifestaciones Geotérmicas en el Lago de Chapala, Jalisco, México”.

Al proyecto P02 de CeMIE-Geo “Mapa de provincias geotérmicas de México a partir de la geoquímica de fluidos y distribución de acuíferos: herramienta para la exploración y desarrollo de recursos geotérmicos convencionales” encabezado por la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada.

A la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada por todo el tiempo, el apoyo y la orientación que me brindó a lo largo de este trayecto, por compartirme su conocimiento y brindarme la confianza para convivir y aprender con ella y todo su equipo de trabajo.

A mi jurado la Dra. Teresa Pi Puig, Dra. Isabel Pérez Martínez, Dr. Juan Pérez Quezadas y el Dr. Thomas Gunter Kretzschmar, por su disposición y orientación, cada comentario y cada consejo fue oro para mi tesis.

A mi comité, el Dr. Iván Morales Arredondo y a la Dra. María Aurora Armienta Hernández, por su valiosa experiencia y su valiosa orientación.

Al Ing. Marco Antonio Rubio quien fue mi guía al inicio de la maestría y que también estuvo conmigo apoyándome en mi tesis de licenciatura, y en cuyas pláticas siempre se aprende algo.

Al Dr. Enrique Tello Hinojosa, muchas gracias por su maravillosa ayuda y sus acertadas observaciones.

A todo el equipo de la Unidad Geoquímica de Fluidos Geotérmicos, que siempre estuvieron guiándome y me permitieron aprender de su trabajo.

A cada uno de mis profesores de la maestría, por todo el desempeño que brindaron en sus clases.

A mi familia por acompañarme y apoyarme en cada paso que doy, siempre están al lado de cada uno de mis logros.

A Axel por estar presente en otra etapa de mi vida y ser una de mis motivaciones más bellas para seguir adelante.

A Amy, mi travieso rayo de sol.

Y a cada uno de mis amigos y compañeros.

ÍNDICE

Resumen

Abstract

Capítulo 1

I. INTRODUCCIÓN	13
1.1 Objetivo General	14
1.2 Objetivos Particulares	14
1.3 Hipótesis	14
1.4 Área de Estudio	14
1.4.1 Localización	14
1.4.2 Clima	16
1.4.3 Fisiografía e Hidrografía	16
1.4.4 Marco Geológico	16
1.4.4.1 Marco Geológico Regional	16
1.4.4.2 Marco Geológico Local	18
1.4.5 Hidrología e Hidrogeología	19
1.5 Aspectos Generales	23
1.5.1 Manifestaciones geotérmicas y Play Geotérmico	23
1.5.1.1. Plays geotérmicos dominados por convección.	25
1.5.1.2. Plays geotérmicos dominados por conducción.	27
1.5.4 Isótopos estables de ¹⁸ O y ² H.	32

Capítulo 2

II. METODOLOGÍA	35
2.1 Trabajo de Campo	35
2.2 Difracción de Rayos X	37
2.3 Cromatografía de intercambio iónico	38
2.4 CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy)	41
2.5 Método de análisis cuantitativo: Volumetría	42
2.6 ICP- OES (Espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado por inducción)	44
2.9 Prueba Estadística Z-Score.	45

Capítulo 3

III. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	47
3.1 Análisis de los parámetros fisicoquímicos.	49
3.2 Análisis de los elementos químicos mayores y traza.	53
3.4 Isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de los fluidos.	57
3.5 Difracción por Rayos X. Roca Total y Estratigrafía.	58

Capítulo 4

IV. DISCUSIÓN	62
4.1 Clasificación química de las aguas.	62
4.2 Diagrama ternario $\text{Cl-SO}_4^{2-}\text{-HCO}_3^-$	70
4.3 Geotermometría	71
4.4 Tipo de Play Geotérmico	79
4.5 Alternativas para el uso de los fluidos termales	84

Capítulo 5

V. CONCLUSIONES	85
5.1 Recomendaciones	85
<i>BIBLIOGRAFÍA.</i>	86
ANEXOS	97

Índice de Figuras

Figura 1.1. Ubicación del Lago de Chapala, Jalisco, México.	15
Figura 1.2. Provincias fisiográficas de México e hidrografía de la subprovincia Chapala.	17
Figura 1.3. Columna geológica del graben de Chapala (Carta Geológica-Minera Guadalajara F13-12, cartografiado por el Servicio Geológico Mexicano, 2000).	18
Figura 1.4. Mapa geológico del graben de Chapala. Se muestran las fallas normales en la parte norte y sur, al este las fallas Ixtlán-Encinal y Pajacuarán, al oeste el Punto Triple de Jalisco (PTJ) donde se conecta con el graben de Colima, el graben de Citala y el semigraben Zacoalco (Modificado de la Carta Geológica-Minera Guadalajara F13-12, cartografiado por el Servicio Geológico Mexicano, 2000).	18
Figura 1.5. División de la Región Hidrológica Administrativa 12 (Modificado de la Comisión Estatal del Agua Jalisco, 2005).	19
Figura 1.6. Acuíferos de la subcuenca Chapala.	21
Figura 1.7. Flujo subterráneo de Ocotlán (CONAGUA, 2018c).	22
Figura 1.8. Flujo subterráneo de Chapala (CONAGUA, 2018a).	22
Figura 1.9. Flujo subterráneo de Tizapán (CONAGUA, 2018d).	23
Figura 1.10. Estructura conceptual de un Play Geotérmico dominado por convección (IGA, 2014).	25
Figura 1.11. Estructura conceptual de un Play Geotérmico de tipo plutónico (IGA, 2014).	26
Figura 1.12. Modelo de un Play Geotérmico no magmático de dominio extensional (Moeck, 2014).	26
Figura 1.13. Diagrama de relaciones isotópicas con la línea meteórica mundial ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$) (Craig, 1961; Valenzuela et al., 2013)	33
Figura 2.1. a) y b) Colecta de muestra de esquirlas de una perforación de pozo en Ocotlán, Jalisco.	36
Figura 2.2. Los datos físico-químicos se obtuvieron a través del uso de la sonda Aqua TROLL 600 Vented.	36
Figura 2.3. Esquema de la ley de Bragg (Modificada de Franchino et al., 2007).	38
Figura 2.4. Esquema del cromatógrafo iónico Thermo Scientific modelo ICS-5000+DP (Thermo Scientific, 2011).	39
Figura 2.5. a) Cromatógrafo iónico Dionex ICS-5000+DP. b) Muestras de agua en frascos de 70 mL para análisis de aniones y cationes.	40
Figura 2.6. Esquema de un control cerrado de la técnica analítica CRDS (Saad et al., 2009).	41
Figura 2.7. a) y b) Realizando microtitulación y titulación. c) Titulador automático Tritando 905.	43
Figura 2.8. Esquema del instrumento analítico ICP-OES (Cruz, 2017).	44
Figura 3.1. Ubicación de los pozos de agua muestreados en Jamay (anaranjado), Ocotlán (verde), San Pedro Itzicán (amarillo), Chapala (rosa), San Juan Cosalá (gris), Jocotepec (azul) y Tizapán (violeta).	47

- Figura 3.2. En esta gráfica se muestra con una línea gris oscuro la temperatura de descarga del agua de los pozos muestreados, en rojo la temperatura media anual (TMA) de 19.9°C de la zona de estudio, y en verde se presentan los 5°C por arriba de la TMA. 25 de los 26 pozos muestreados son termales, con excepción de la muestra O5B. 50
- Figura 3.3 Mapa de la distribución de pH y temperatura en las muestras de agua de pozo alrededor del Lago de Chapala. 51
- Figura 3.4 Gráficas de los valores de pH obtenidos y su comportamiento respecto otros parámetros fisicoquímicos a) Valores de pH obtenidos para cada muestra. Las aguas muestreadas presentan en promedio un pH alcalino (aguas termales en color rojo). b) Diagrama binario de pH & T. La línea roja representa los valores de pH neutros de acuerdo a la temperatura (Nicholson, 1993), las muestras de agua se ubican por encima de la línea indicando un pH alcalino. 51
- Figura 3.5 Representación gráfica de los sólidos totales disueltos [ppm] vs temperatura de descarga [°C]. 52
- Figura 3.6. Mapa que muestra la distribución de la temperatura de descarga [°C] y la conductividad [$\mu\text{S}/\text{cm}$] en las zonas de estudio alrededor del Lago de Chapala. 53
- Figura 3.7. Representación gráfica de la conductividad. Los valores de este parámetro oscilan entre 416 y 2041 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondiendo el valor más alto a la muestra SJC1B (rojo-termal, azul- frío). 53
- Figura 3.8. Gráficas de dispersión de los elementos mayores y traza vs temperatura de descarga. La línea roja corresponde al límite permisible señalado en la NOM-127-SSA1-1997 y 2017. Los rangos de las concentraciones típicas en agua subterránea (Younger, 2007; Custodio y Llamas, 1983) son presentadas en líneas azules. 55
- Figura 3.9. Gráficas de dispersión de los elementos mayores y traza vs Cl⁻. En las gráficas a) y b) los rectángulos amarillos y grises representan las muestras con mayor y menor concentración de B con respecto a Cl⁻ y SO₄²⁻ 56
- Figura 3.10. Diagrama de la relación isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de pozo muestreadas en las zonas de Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán cuya línea de regresión corresponde a $\delta^2\text{H} = 4.6 (\delta^{18}\text{O}) - 24.53 \text{ ‰}$, $R^2 = 0.88$. 57
- Figura 3.11 Difractograma representativo de las muestras de esquirlas, donde se observa la composición mineralógica de andesina, vermiculita, montmorillonita y sanidina. 58
- Figura 3.12 Tabla de alteraciones hidrotermales con pH y temperatura °C (Universidad de Granada, 2007). 59
- Figura 3.13 Columna estratigráfica detallada, en la zona de Ocotlán. (Esm: esmectita, Tri: tridimita). 59
- Figura 4.1. a) Diagrama de Piper de las muestras de agua de la zona de estudio. Se observan circulos los grupos de agua tomando en consideración el b) diagrama D'Amore (grupo 1: O6B, O8B, O7B, O1B, O10B, SPI1B, O11B; grupo 2: T5B, J1B, J2B, O9B, O1B, O3B, O2B, O4B, Jo2B; grupo 3: T1B, T2B, C2B, O5B; grupo 4: T3B, SJC2B, SJC3B, T4B; grupo 5: Jo1B; grupo 6: SJC1B). 65
- Figura 4.2 Mapa de diagramas de Stiff de las zonas de muestreo, Jamay (verde), Ocotlán (gris), San Pedro Itzicán (anaranjado), Chapala (azul), San Juan Cosalá (morado), Jocotepec (gris oscuro), Tizapán (verde oscuro). 66

- Figura 4.3 Diagrama de Chadha. Muestra especialmente un proceso de evolución hidrogeoquímica a partir de las muestras ubicadas en la sección 5 y 3, hacia la sección 8 (flecha punteada). Se muestran los 4 cuadrantes referenciados al tipo de fluido: I. $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$, II. $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, III. $\text{Na}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$, y IV. $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Cl}^-$; y 8 subcampos. 68
- Figura 4.4 Gráfica de $\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-\text{-SO}_4^{2-}$ vs $\text{Na}^+\text{+K}^+\text{-Cl}^-$ de las muestras de agua termal, mostrando la existencia de los procesos de intercambio iónico. 69
- Figura 4.5 Diagrama de Mifflin $\text{Na}^+\text{+K}^+$ vs $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$, mostrando los flujos locales, intermedios y regionales. 70
- Figura 4.6 Diagrama ternario de clasificación de aguas de acuerdo con su proporción de SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^- . 71
- Figura 4.7 Determinación del estado de equilibrio de las muestras de agua de las zonas de estudio, mediante el diagrama ternario de Giggenbach (1988). 73
- Figura 4.8 Diagrama de SiO_2 vs K/Mg (Giggenbach & Gogel, 1989) obtenido con programa de Powell & Cumming, (2010). 74
- Figura 4.9. Modelo digital de Elevación. Se muestran los perfiles considerados por Alatorre-Zamora et al., (2015) y Ariza, (2009) (B-B' y C-C'), con excepción del perfil A-A' de Ocotlán-Jamay (Rosas-Elguera & Urrutia-Fucugauchi, 1998), y en línea punteada (negro) las fallas geológicas con orientación W-E al sur del lago, y S-N al norte del lago. En la parte inferior se observan las columnas estratigráficas del pozo ubicado en Ocotlán de donde se obtuvieron las esquirlas para el estudio de DRX, del pozo de exploración de PEMEX (Zapata-Norberto, 2013), así como del pozo Jamay D y Ocotlán B (Rosas-Elguera & Urrutia-Fucugauchi, 1998). 80
- Figura 4.10. Modelo conceptual de la zona de Ocotlán y Jamay. 81
- Figura 4.11 Modelo conceptual general para las zonas de San Juan Cosalá, Chapala y Jocotepec. 81
- Figura 4.12 Modelo conceptual de San Juan Cosalá (Modificado de Alatorre-Zamora et al; 2015) 82
- Figura 4.13. Modelo Conceptual de Tizapán. 83
- Figura 4.14. Propuesta del uso del agua termal para los fluidos analizados en este proyecto. (Modificado de Prol-Ledesma, 2017). 84

Índice de Tablas

Tabla 1.1 Tipos de plays geotérmicos (Breede, et al 2015; IGA, 2014; Lee, 2001; Moeck, 2014; Nicholson, 1993; Williams et al., 2011;)	24
Tabla 1.2 Ejemplos de fluidos hidrotermales	28
Tabla 1.3 Reacciones químicas comúnmente existentes en el agua subterránea (González-Abraham et al., 2012)	29
Tabla 1.4 Clasificación de fluidos geotérmicos (Henley et al., 1984)	30
Tabla 1.5. Abundancias isotópicas (International Atomic Energy Agency, 2019)	32
Tabla 3.1 Resultados de los parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua de pozo.	47
Tabla 3.2 Resultados de los análisis de la composición química de los elementos mayores en las muestras de agua de pozo del Lago de Chapala, Jalisco.	48
Tabla 3.3 Composición química de los elementos traza e isótopos estables en las muestras de agua de pozo.	48
Tabla 4.1. Resumen de las características litológicas e hidrogeoquímicas de los sitios de muestreo de la zona de estudio. Se encuentran en color rojo las muestras O10B, O11B y SJC1B.	75

RESUMEN

El Lago de Chapala es el embalse natural más grande en México. Éste se ubica dentro de una depresión topográfica con orientación E-W conformada por un sistema de fallas localizadas al norte y sur del graben de Chapala, las cuales fueron resultado de los esfuerzos extensionales de la Faja Volcánica Transmexicana (sección occidental), ocasionados en el Mioceno, y cuya geología está caracterizada por una secuencia de rocas volcánicas y depósitos lacustres. Se muestrearon 26 pozos de agua en los municipios alrededor del Lago de Chapala: Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán. Las técnicas analíticas que se emplearon fueron cromatografía iónica y titulación volumétrica para el análisis de iones mayores, CRDS para el estudio de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, e ICP-OES para elementos traza; por otra parte, se recurrió al análisis de DRX para el análisis de las muestras de esquirlas obtenidas de un pozo de perforación en la zona de Ocotlán. Estos fluidos presentaron temperaturas de descarga de 23 a 50 °C y un pH de 7.0 a 9.0. De acuerdo con los diagramas de composición química, se distinguieron tres tipos de agua $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ y $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$. Se reconoció el origen de agua meteórica por medio del análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Las muestras de agua presentan características de un flujo de tipo local y se clasifican como inmaduras de acuerdo con el diagrama ternario $\text{Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-K}^+$ de Giggenbach, con excepción de tres muestras cuyo flujo se caracterizó por ser intermedio-regional y presentar un equilibrio parcial. De acuerdo con estos estados de equilibrio se empleó el geotermómetro de calcedonia para sistemas de baja temperatura, obteniendo valores de 99°C, 104°C y 111°C de la temperatura a profundidad. En conjunto, fue posible caracterizar a esta región como un play geotérmico de tipo no magmático de dominio extensional.

ABSTRACT

Lake Chapala is the largest natural reservoir in Mexico. Is located within a topographic depression with E-W orientation formed by a system of faults located to the north and south of the Chapala graben, which were the result of the extensional efforts of the Trans-Mexican Volcanic Belt (western section), caused in the Miocene, and whose geology is characterized by a sequence of volcanic rocks and lacustrine deposits. There are 26 wells located in the municipalities that neighbor to Chapala Lake: Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec, and Tizapán. The analytical techniques used were ion chromatography and volumetric titration for the analysis of larger ions, CRDS for the study of stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes, and ICP-OES for trace elements; on the other hand, XRD analysis was used to analyze the chip samples obtained from a drilling well in the Ocotlán area. The fluids had temperatures ranging from 23 to 50 °C and had a pH ranging from 7.0 to 9.0, as such, according to the chemical composition diagrams, three types of water were distinguished $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ y $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$. The origin of meteoric water was recognized by the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analyzes. The water samples were also distinguished for presenting a local flow and being classified as immature according to the Giggensbach ternary $\text{Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-K}^+$ diagram, with the exception of three samples whose flow was characterized by being intermediate-regional and presenting a partial equilibrium. In accordance with these equilibrium states, the chalcedony geothermometer was used for low temperature systems, obtaining values of 99 °C, 104 °C and 111 °C for the temperature at depth. Altogether, it was possible to characterize this region as a non-magmatic geothermal play of extensional domain.

Capítulo 1

I. Introducción

El interés por los recursos geotérmicos a nivel internacional ha permitido el desarrollo y el incremento del esfuerzo en crear nuevos proyectos científicos, financieros, educativos, tecnológicos y sociales, con el fin de utilizar mejor el potencial geotérmico en el continente europeo por parte de países como Alemania, Croacia, Hungría, Islandia, La Antigua República Yugoslava de Macedonia, Rumania, Turquía, Polonia, y Suiza; en Asia en países como Indonesia y Japón; en Australia y Nueva Zelanda; en Norteamérica en Estados Unidos y México; y en Centroamérica y Sudamérica en los países de El Salvador y Chile (IGA, 2014 por sus siglas en inglés: *International Geothermal Association*).

La maduración del conocimiento de la geotermia alrededor del mundo comprende diversas áreas y temas que van desde la exploración de yacimientos geotérmicos, el potencial energético y la reducción de la incertidumbre en los procesos de perforación, hasta los sistemas de conversión de energía superficial, regulaciones y economía, seguido de las últimas tendencias y desarrollos en energía geotérmica para la extracción y almacenamiento de energía eficientes (Jorquera, 2020).

El interés en la energía geotérmica ha ido surgiendo en distintas zonas gracias a las experiencias que promueven el uso de este recurso, ya sea en condiciones de alta y/o baja entalpía, como se expone en las actividades de generación eléctrica, en procesos industriales o en la agricultura y vivienda.

El desarrollo de la geotermia en México ha permitido comprender la circulación de los fluidos geotérmicos a través de la corteza, por medio del estudio de las manifestaciones geotérmicas presentes en el país. En el año de 1959, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) fue encargada del desarrollo de la primera planta geotérmica experimental en Pathe, Hidalgo (Ormad, 2013), impulsando la explotación y el desarrollo de otras plantas geotérmicas como:

- Cerro Prieto, Baja California
- Los Azufres, Michoacán
- Los Humeros, Puebla
- Las Tres Vírgenes, Baja California Sur
- Domo San Pedro, Nayarit

Cabe mencionar que México es un país con un gran potencial geotérmico en distintas entidades, por lo que el apoyo para el desarrollo de nuevos proyectos y estudios a profundidad que cumplan con las normativas es esencial para impulsar esta industria que ofrece energía limpia, renovable y de calidad.

1.1 Objetivo General

Realizar la caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea alrededor del Lago de Chapala, específicamente en las zonas de Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán, y relacionarlas con los posibles procesos geotérmicos que se llevan a cabo.

1.2 Objetivos Particulares

- Caracterizar la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas alrededor del Lago de Chapala.
- Inferir los procesos geoquímicos que dieron origen a los fluidos hidrotermales.
- Proponer un modelo geotérmico conceptual que explique el calentamiento de los fluidos, su origen y recarga.

1.3 Hipótesis

De acuerdo con lo reportado por Zarate-del Valle y Simoneit, (2005), existen fuentes termales alrededor del Lago de Chapala. El origen, calentamiento y composición de estos fluidos termales pueden deberse a:

- La existencia de una actividad geotérmica en este territorio controlado por las fallas existentes ubicadas al norte y sur del Lago de Chapala.
- Al calentamiento del agua meteórica infiltrada a profundidad y transportada por el acuífero.
- La composición química del agua puede estar asociada a las formaciones volcánicas y sedimentos lacustres presentes alrededor del lago.

1.4 Área de Estudio

1.4.1 Localización

El lago de Chapala se ubica en la parte occidental de México, al este del Estado de Jalisco (Lat 20° 07'N - 20° 21' N, Long 102° 40' 45"W- 103° 25' 30"W), aproximadamente a 53 km de la ciudad de Guadalajara. Las zonas de estudio alrededor del lago se localizan en los poblados de Jamay y Ocotlán, al este; San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá y Chapala, al norte; Jocotepec, al oeste, y Tizapán, al sur (Figura 1.1).

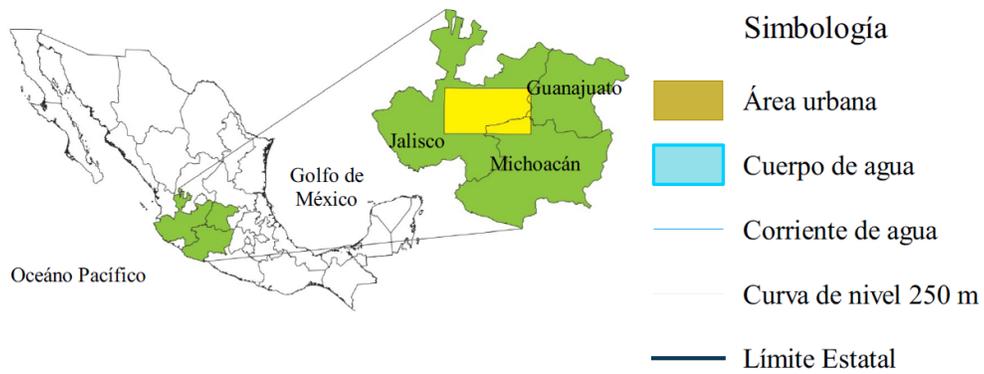
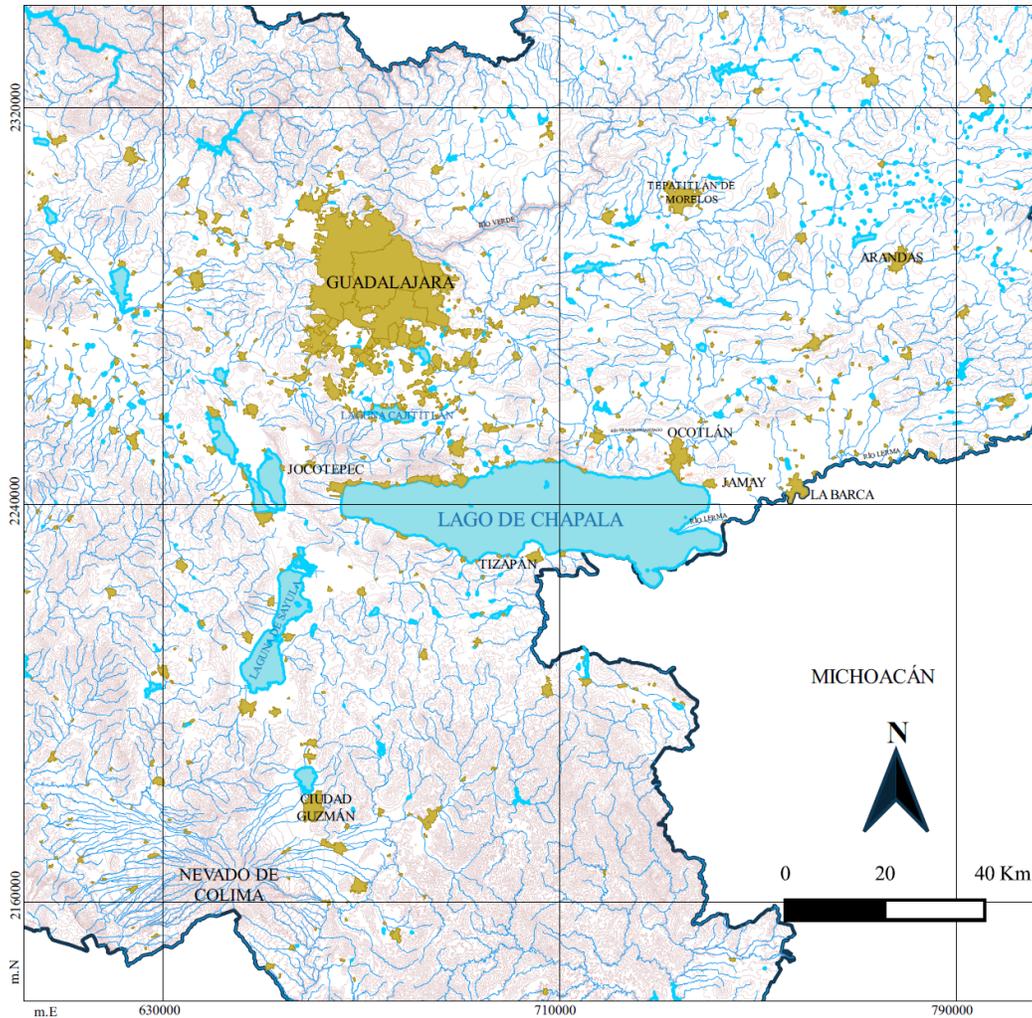


Figura 1.1. Ubicación del Lago de Chapala, Jalisco, México.

1.4.2 Clima

El área del Lago de Chapala presenta un clima templado con lluvias en verano, sumando una precipitación total anual de 875 mm (Villanueva Díaz et. al, 2012), siendo julio el mes más lluvioso, y con evaporaciones anuales de 1912 mm, siendo mayores en los meses de abril y mayo (Guzmán-Arroyo, 2003). Los vientos dominantes son, en primer lugar, de este a oeste y en segundo lugar de oeste a este, con frecuencias menores de norte a sur y de sur a norte. Las velocidades del viento varían entre 8 y 12 km/hr (Guzmán-Arroyo, 2003).

1.4.3 Fisiografía e Hidrografía

El Lago de Chapala se encuentra en la subprovincia fisiográfica 53 denominada “Chapala”, que se extiende desde el municipio de Amatlán de Cañas, Nayarit, cruzando por Jalisco hasta Michoacán. Esta subprovincia se aloja en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana, resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco, la cual atraviesa al país en dirección E-W desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, abarcando parte de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guanajuato, Querétaro, CDMX, Hidalgo, Puebla y Veracruz (Guzmán-Arroyo, 2003) (Figura 1.2).

La subprovincia de Chapala se distingue por su sistema de fallas con direcciones NW-SE y N-S que han originado grabens y los lagos tectónicos cercanos a Zacoalco, San Marcos y Sayula (SPP, 1981); así como, por sus distintos sistemas de topoformas (Guzmán-Arroyo, 2003; SPP, 1981) representados por vasos lacustres, escudos volcánicos de basalto, llanuras aluviales, laderas y lomeríos con elevaciones de entre 1,600 a 2,800 m.

Los escurrimientos superficiales presentes en la subprovincia de Chapala están relacionados con ríos, arroyos, embalses, presas y bordos ubicados en distintos municipios. Los ríos más predominantes que conectan con el Lago de Chapala y ayudan en su abastecimiento son el río Zula, el río Lerma, el río Huaracha y el río Duero. Durante temporadas de lluvia, principalmente en los meses de junio a septiembre, donde las precipitaciones son más altas, se forman en las sierras arroyos temporales. La consistente actividad de los cuerpos de agua en las zonas montañosas ha desarrollado una notoria singularidad en su morfología.

1.4.4 Marco Geológico

1.4.4.1 Marco Geológico Regional

El estado de Jalisco está situado en cuatro provincias geológicas: Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Faja Volcánica Transmexicana y Mesa Central.

Abarcando el territorio norte del estado se ubica la Sierra Madre Occidental, representada litológicamente por afloramientos Cretácicos de caliza y lutita. Durante el Cenozoico se originaron dos distintos afloramientos: el primero correspondiente a una litología de conglomerado y la segunda de rocas ígneas extrusivas, basalto, riolita, toba y brecha volcánica (SPP, 1981).

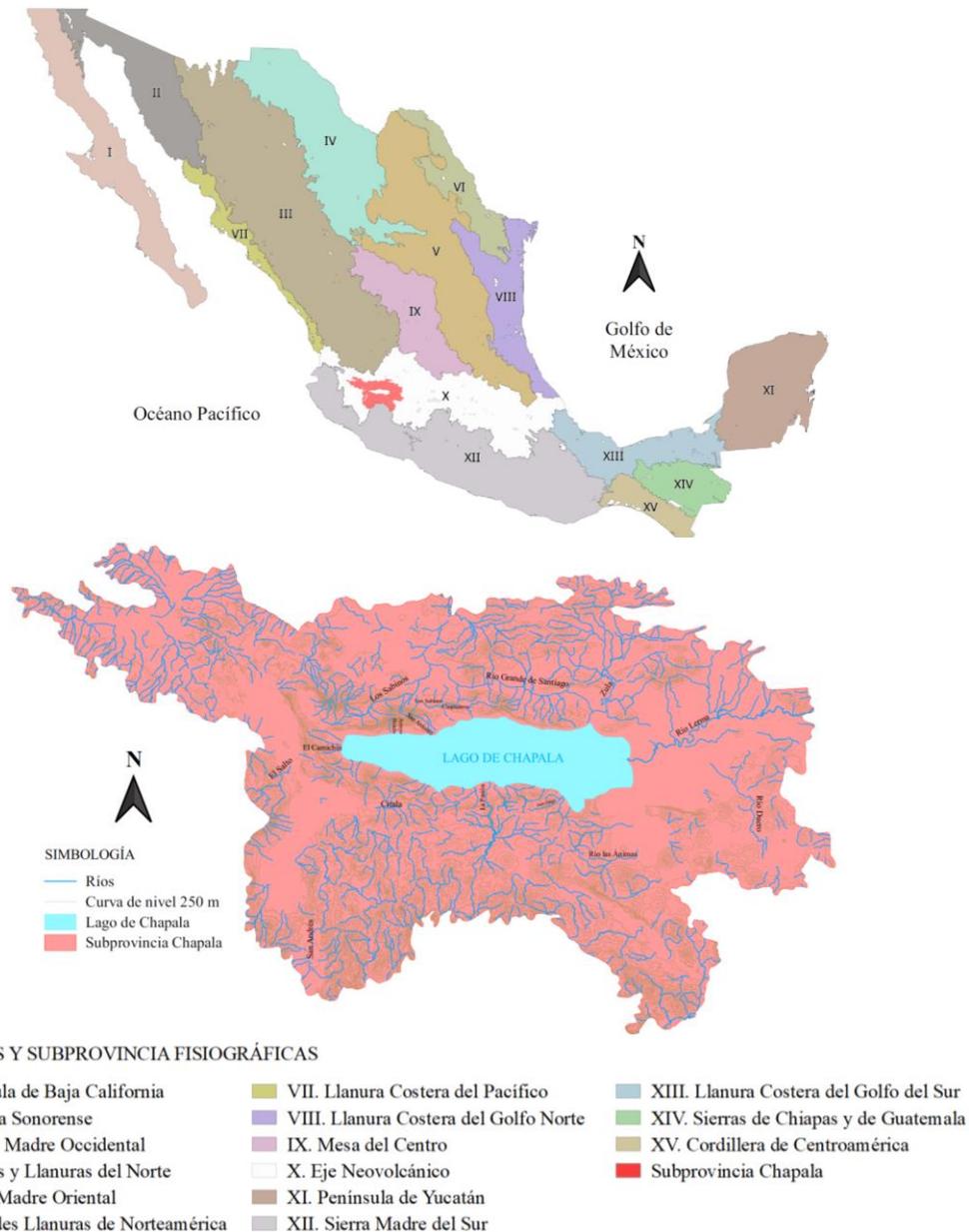


Figura 1.2. Provincias fisiográficas de México e hidrografía de la subprovincia Chapala.

Al sureste de esta provincia se encuentra localizada la provincia Mesa Central, presentándose afloramientos del Mesozoico, representado por rocas metamórficas en el Lago de Moreno; del Cenozoico afloran rocas ígneas e intrusivas del Paleógeno-Neógeno, así como rocas sedimentarias de origen continental y depósitos aluviales del Cuaternario.

La Sierra Madre del Sur abarca la zona occidental del estado de Jalisco, limitado al oeste por el Océano Pacífico, y por la Faja Volcánica Transmexicana al este y norte. Esta provincia se caracteriza especialmente por la actividad tectónica del Bloque Jalisco con la subducción de las diferentes geometrías de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Corbo-Camargo et al., 2013; Ferrari, 2000; Quintero-Legorreta et al., 1992), moviéndose a través de dos zonas de deformación continental: el graben de Colima y el graben Zacoalco-

Tepic, uniéndose ambos con el rift de Chapala ubicado en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana, dando lugar al Punto Triple de Jalisco (Stock, 1993).

1.4.4.2 Marco Geológico Local

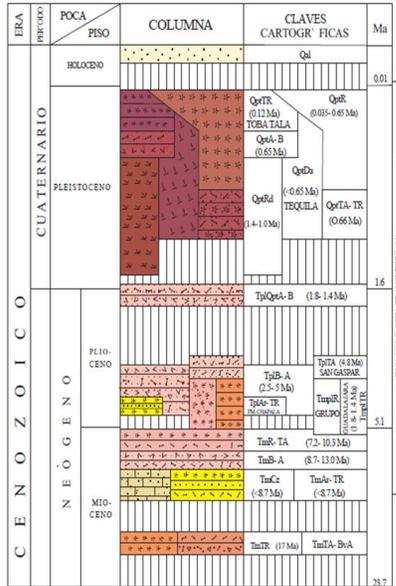


Figura 1.3. Columna geológica del graben de Chapala (Carta Geológica-Minera Guadalajara F13-12, cartografiado por el Servicio Geológico Mexicano, 2000).

Los cuerpos de agua existentes en la subprovincia de Chapala se crearon a partir de las depresiones tectónicas y volcánicas resultantes por la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa de Norteamericana, siendo uno de estos cuerpos el Lago de Chapala de orientación E-W, de 115 km de largo y 37 km de ancho, ubicado dentro del graben de Chapala o rift Chapala, el cual se conforma por un sistema de grabens y semigrabens, relacionados con la falla Chapala-Tula, que se extiende a lo largo del paralelo 20 por más de 420 km y a 103.5° de longitud oeste. En esta zona las fallas normales tienen una orientación E-W con desplazamientos máximos de aproximadamente 300 m (Zapata-Norberto, 2013).

El graben de Chapala se compone por las siguientes estructuras importantes (Figura 1.4): 1) Al norte por un intenso fallamiento E-W que ha generado el basculamiento de todas las unidades del Mioceno y Pleistoceno (Figura 1.3) (Hernández-Madriral et al., 2005); 2) al este por la falla Ixtlán, ubicada a lo largo de la orilla del Lago de Chapala que, en conjunto con las fallas Encinal, Pajacuarán, Nogales y el Punto Triple de Jalisco, delimitan el graben de Chapala (Garduño et al., 1993, Zapata-Norberto, 2013).

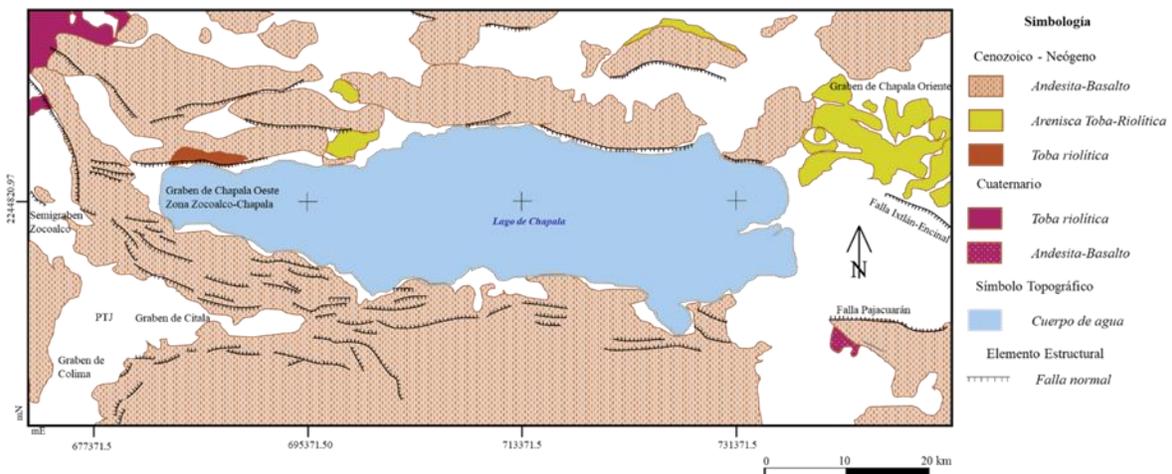


Figura 1.4. Mapa geológico del graben de Chapala. Se muestran las fallas normales en la parte norte y sur, al este las fallas Ixtlán-Encinal y Pajacuarán, al oeste el Punto Triple de Jalisco (PTJ) donde se conecta con el graben de Colima, el graben de Citlala y el semigraben Zacoalco (Modificado de la Carta Geológica-Minera Guadalajara F13-12, cartografiado por el Servicio Geológico Mexicano, 2000).

1.4.5 Hidrología e Hidrogeología

El estado de Jalisco contiene 7 de las 37 Regiones Hidrológicas de México (RH) y 11 Subregiones Hidrológicas (SRH):

- RH16 Armería-Coahuayana → SRH: Armería, Coahuayana
- RH12 Lerma-Santiago → SRH: Bajo Santiago, Alto Santiago, Medio Lerma, Bajo Lerma
- RH18 Balsas → SRH: Tepalcatepec
- RH14 Río Ameca → SRH: Ameca
- RH15 Costa de Jalisco → SRH: Costa de Jalisco
- RH13 Río Huicicila → SRH: Huicicila
- RH37 El Salado → SRH: El Salado

El Lago de Chapala se encuentra dentro de la Región Hidrológica Administrativa número VIII Lerma-Santiago-Pacífico, Región Hidrológica 12 Lerma-Santiago, Subregión hidrológica Bajo Lerma, en la Cuenca Hidrológica RH12D Lago de Chapala (CONAGUA, 2018), Consejo de cuenca 15 Lerma-Chapala, Cuenca Río Lerma 7 o Chapala (Figura 1.5), el cual colinda con las cuencas Santiago-Guadalajara al norte, al este Lerma-Chapala, al sur con la cuenca Tepalcatepec y Coahuayana y al oeste con Armería junto con la cuenca Presa La Vega-Cocula (Comisión Estatal del Agua de Jalisco, s.f; Secretaría de Programación y Presupuesto, 1981). El lago está conectado con el río Santiago y el río Lerma, los cuales forman parte de los sistemas hidrográficos más importantes de México: Lerma-Chapala-Santiago, el cual cruza los Estados de Nayarit, Jalisco, Zacatecas, Aguascalientes, Guanajuato, Michoacán, Querétaro y Estado de México (Guzmán-Arroyo, 2003).



Figura 1.5. División de la Región Hidrológica Administrativa 12 (Modificado de la Comisión Estatal del Agua Jalisco, 2005).

El Lago de Chapala tiene un almacenamiento máximo de 7,897 Mm³ (CONAGUA, 2018) y su nivel depende de varios factores (Boehm, 2005):

- a) Los volúmenes de agua que entran por los ríos alimentadores: Lerma, Duero, Zula, Tarecuato, Pasión, entre otros,
- b) las precipitaciones,
- c) salidas de agua por el río Santiago y por el acueducto San Nicolás de Ibarra-Guadalajara,
- d) pérdidas por evaporación,
- e) infiltraciones al subsuelo.

La forma de aprovechamiento del agua de los ríos y el Lago de Chapala es para uso agrícola, doméstico e industrial.

En la Región Hidrológico Administrativa correspondiente a Jalisco se ubican 59 acuíferos (SEGOB, 2018), de los cuales 4 rodean el Lago de Chapala, más un acuífero localizado en el Estado de Michoacán (Figura 1.6):

- 1408 La Barca
- 1405 Ocotlán
- 1428 Chapala
- 1429 Tizapán
- 1607 Ciénega de Chapala

La Barca es un acuífero formado por depósitos de relleno con permeabilidad variada, con dos unidades hidrogeológicas, la primera de poco espesor que permite la recarga de agua y su explotación en zonas someras, constituida de gravas, arcillas, arena y limo con intercalación de tobas (CONAGUA, 2015); y la segunda unidad constituida de basaltos fracturados con permeabilidad de media a alta. El flujo subterráneo circula de zonas altas a bajas con una dirección NE-SW, con mayor actividad en el poblado de Briseñas de Matamoros, y cuyos abatimientos en el periodo de 1978-1992 fueron de 3 a 20 m con una evolución de 1 m por año (CONAGUA, 2015).

El acuífero de Ocotlán se ha caracterizado como acuífero tipo libre, heterogéneo y anisótropo, cuya litología presenta una buena permeabilidad con un espesor reducido. Localmente, más cerca del lago, las condiciones dan lugar a un acuífero semiconfinado. En el periodo de 1992-2009 se presentó un abatimiento de aproximadamente 30 m, con recuperaciones de 8 m, siendo mayor en los poblados de Ocotlán y Cuitzeo (CONAGUA, 2015).

Las características del acuífero de Chapala se rigen por una escala regional. Es un acuífero libre con dos unidades hidrogeológicas, constituidas por un medio granular en la parte superior y roca volcánica y lacustre en la inferior. En algunas zonas el acuífero puede comportarse como semiconfinado. De acuerdo con CONAGUA (2018), el flujo de agua subterránea procede de las sierras volcánicas limítrofes con descarga al Lago de Chapala.

El acuífero de Tizapán, ubicado al suroeste del Lago de Chapala, está constituido por basalto y depósitos granulares de origen aluvial y fluvial, otorgándole al acuífero características de confinado o semiconfinado, y libre respectivamente. El nivel estático varía de 5 a 60 m de profundidad.

El acuífero de la Ciénega de Chapala, en el Estado de Michoacán, es alimentado por dos fuentes de agua: el agua de los depósitos de roca volcánica y de los depósitos lacustres. Los niveles estáticos del acuífero en el año 1999 variaron, aproximadamente, entre 5 y 30 m.



Figura 1.6. Acuíferos de la subcuenca Chapala.

CONAGUA (2018a, 2018b, 2018c, 2018d), destacó que, a escala regional se perciben acuíferos libres de características hidráulicas heterogéneas, constituidos en la zona superior por depósitos granulares de origen aluvial y fluvial, y en la zona inferior por roca volcánica con fracturamiento secundario; y de manera local, se presentan acuíferos semiconfinados y confinados de buena potencialidad en las regiones bajas cercanas al Lago de Chapala.

Entre el año 2007 y 2009, CONAGUA (2018a, 2018b, 2018c, 2018d) realizó censos e interpretaciones del flujo de agua con base en el nivel estático de los acuíferos de Ocotlán, Chapala y Tizapán (Figuras 1.7, 1.8 y 1.9). En Ocotlán se registraron valores del nivel estático de 1420 a 2050 msnm, evidenciando la dirección preferencial del flujo subterráneo de noroeste a suroeste; en Chapala de 1520 a 1525 msnm con dirección norte-sur, y Tizapán de 1550 a 1520 msnm con un trayecto de sur a norte principalmente, de los cuales, de acuerdo con el modelo conceptual del funcionamiento hidrodinámico de los acuíferos, las entradas de agua se producen por la infiltración de lluvia a través de valles, escurrimientos, fracturas en las rocas de las zonas montañosas y, de manera inducida, por medio de los excedentes del riego agrícola. También se estima que en Ocotlán el volumen total de entradas por flujo subterráneo horizontal asciende a 55.9 hm³/año, en Chapala 33.4 hm³/año y Tizapán 6.5 hm³/año (CONAGUA (2018a, 2018b, 2018c, 2018d)). De acuerdo con los censos de aprovechamiento, se registró que las aguas subterráneas se destinan al uso agrícola, público urbano, doméstico, actividades pecuarias y

otros servicios, y cuya extracción proviene mayoritariamente de pozos y, en un bajo porcentaje, de norias.

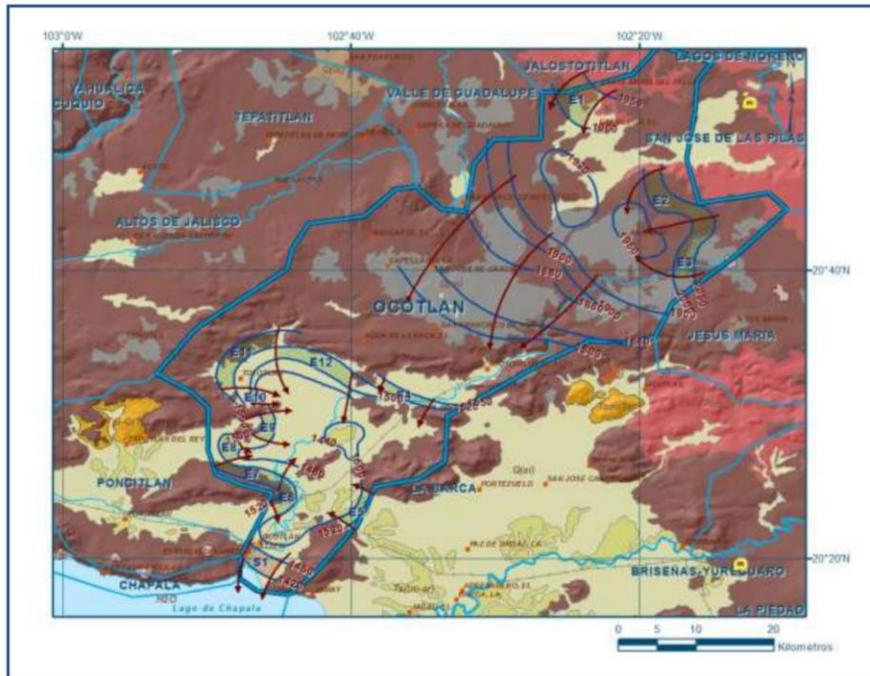


Figura 1.7. Flujo subterráneo de Ocotlán (CONAGUA, 2018c).

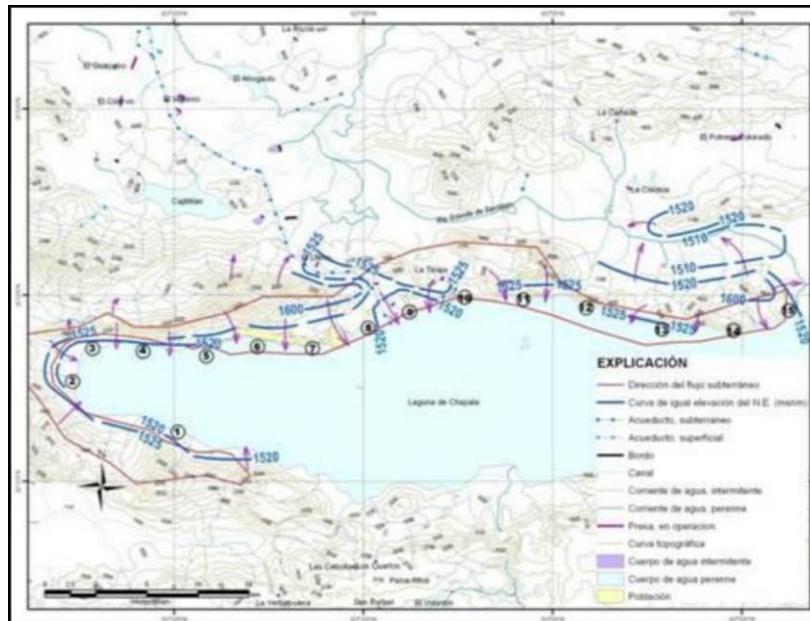


Figura 1.8. Flujo subterráneo de Chapala (CONAGUA, 2018a).

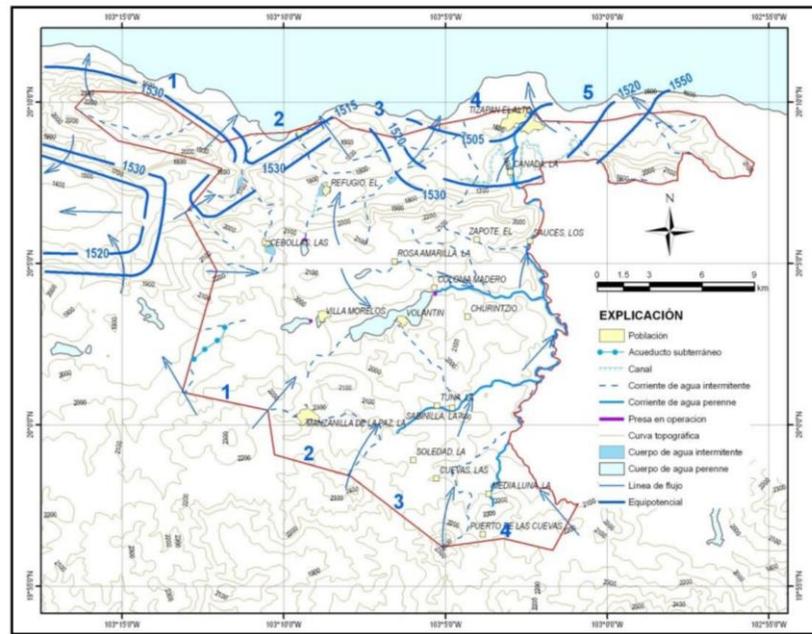


Figura 1.9. Flujo subterráneo de Tizapán (CONAGUA, 2018d).

1.5 Aspectos Generales

1.5.1 Manifestaciones geotérmicas y Play Geotérmico

La geotermia es una ciencia que estudia el calor terrestre, su origen, distribución, así como su aprovechamiento, abarcando procesos y técnicas utilizadas para su exploración y explotación (Orche-García, 2011).

La energía que proviene del interior de la Tierra es evidenciada por las manifestaciones termales ubicadas alrededor del mundo en manantiales termales, fumarolas, erupciones volcánicas, volcanes de lodo y géiseres; los cuales son producto de fenómenos térmicos en el manto superior y la corteza, conformando la litósfera, en la cual, se produce la tectónica de placas que son arrastradas sobre el manto por movimientos convectivos, permitiendo la regeneración de magma, el cual llega a la superficie por medio del vulcanismo. Existe la posibilidad de que el magma no sea expulsado hacia la superficie terrestre, de modo que se acumula a profundidades entre 5 y 10 km, lo que conlleva a que se convierta en un transmisor de calor en zonas subterráneas donde se encuentra implicada la roca y/o el reservorio de fluidos confinados, dando origen a la formación de los sistemas geotérmicos (Armstead, 1983; Dickson & Fanelli, 2005; López-Ruiz y Cebriá, 2015), los cuales se localizan en zonas donde la energía térmica de la Tierra puede extraerse de fluidos circulantes, naturales o inducidos artificialmente, que se transportan a un punto en la superficie (William *et al.*, 2011; Moeck, 2014).

Los factores geológicos son importantes para clasificar un sistema geotérmico como recurso (Lee, 2001). Esta clasificación corresponde a recursos geotérmicos de baja, media y alta entalpía (Tabla 1.1). Sin embargo, estos términos no incluyen el catálogo de sistemas de plays

geotérmicos, la diferencia radica en que este último está fuertemente influenciado por la configuración tectónica y geológica.

Tabla 1.1 Tipos de plays geotérmicos (Breede, et al 2015; IGA, 2014; Lee, 2001; Moeck, 2014; Nicholson, 1993; Williams et al., 2011;)

<i>Sistema Geotérmico</i>	<i>Recurso Geotérmico</i>	<i>Mecanismo físico de transferencia de calor</i>	<i>Tipo de Play Geotérmico</i>	<i>Litología típica del reservorio</i>	<i>Química típica de los fluidos</i>
Dinámico	Alta entalpía, Hidrotermal	Convección	Magmático: Volcánico, Plutónico	Volcánica, sedimentaria. Depósitos de travertino	Zona de flujo ascendente: Agua sulfatada, gases: SO ₂ , HCl, HF, CO ₂ , H ₂ S. Zona de salida: agua clorurada-sódica, pH alcalino o neutro, mezcla con agua meteórica, enriquecida en Ca ²⁺ , empobrecida en Mg ²⁺ . Gases de CO ₂ y H ₂ S
			No Magmático: Extensional	Volcánica, plutónica, sedimentaria. Presencia de travertino y sílice.	Enriquecido en Cl ⁻ , alto contenido en HCO ₃ y empobrecido en Ca ²⁺ y Mg ²⁺ .
Estático	Baja entalpía, Petrotermal.	Conducción	Ígneo: Basamento No Magmático: Intracratónico, Orogénico	Intrusiva. Sedimentario.	Fluido inyectado. Enriquecido en Cl ⁻ . Agua infiltrada rica en HCO ₃ .

Los plays geotérmicos se dividen en dos grupos (Moeck, 2014; IGA, 2014), los cuales se describirán en los siguientes apartados de esta tesis.

1.5.1.1. Plays geotérmicos dominados por convección.

Los plays dominados por convección (IGA, 2014; Moeck, 2014) (Figura 1.10) representan un sistema geotérmico dinámico (Nicholson, 1993), hidrotermal (Breede et al. 2015) y de alta entalpía (Lee, 2001; Moeck, 2014), en donde la circulación ascendente de los fluidos, comúnmente de origen meteórico o por mezcla parcial con fluidos magmáticos, permite el transporte de calor desde la profundidad a depósitos someros. Se produce en áreas de tectonismo activo, volcanismo activo, plutonismo y flujo de calor elevado causado por tectónica extensional (IGA, 2014; Moeck, 2014). Los plays geotérmicos dominados por convección se dividen en:

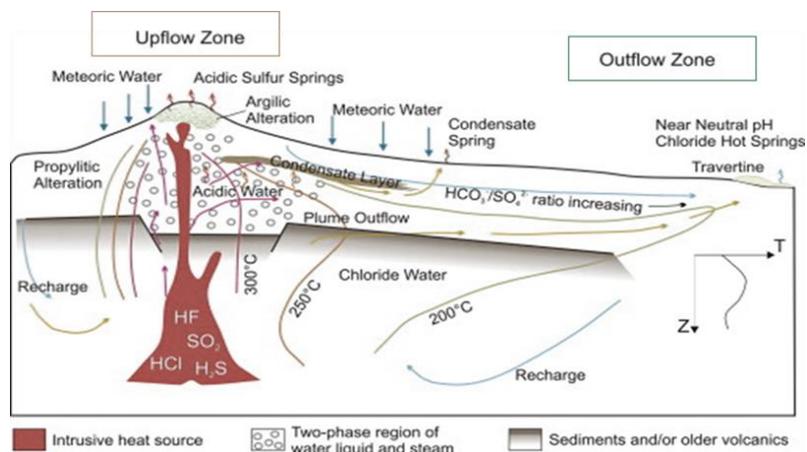


Figura 1.10. Estructura conceptual de un Play Geotérmico dominado por convección (IGA, 2014).

a) Play geotérmico magmático: Campo volcánico y Tipo plutónico

Cuando el magmatismo es activo y reciente indica la existencia de una fuente de calor subyacente viable, mientras que el magmatismo inactivo o extinto puede reflejarse por intrusiones ígneas de gran escala a mayor profundidad, que puede ser mayor a los 5 km, con calor remanente y calentamiento por descomposición radiactiva comúnmente de roca granítica (Moeck, 2014).

Los sistemas de play magmático-volcánico se pueden separar en una zona de flujo ascendente vertical (*Upflow zone*) y una de flujo de salida (*Outflow zone*) (Figura 1.10) (Moeck, 2014; Nicholson, 1993), y se pueden encontrar en regiones con:

- Volcanismo activo basáltico en márgenes de placas divergentes
- Volcanismo basáltico a andesítico a lo largo de arcos de islas
- Volcanismo andesítico a dacítico
- A lo largo de los márgenes convergentes con plutonismo reciente.

Como se puede observar en la Figura 1.10, los gradientes de temperatura en la zona de flujos de salida (outflow) generalmente aumentan a poca profundidad y disminuyen por debajo del estrato de salida (Moeck, 2014).

Por otra parte, a diferencia de los play magmático-volcánico, en los plays de tipo plutónico (Figura 1.11), la acumulación de los magmas se genera a partir de las intrusiones que se dan a través de fracturas como cuerpos tabulares, el cual es un eficiente mecanismo para mover magmas a través de la corteza. Los plutones cristalizan a partir de que el magma va enfriándose lentamente por debajo de la superficie desde varios cientos de metros incluso hasta algunos kilómetros de profundidad, donde el calor remanente genera los sistemas geotérmicos (IGA, 2014; Moeck, 2014).

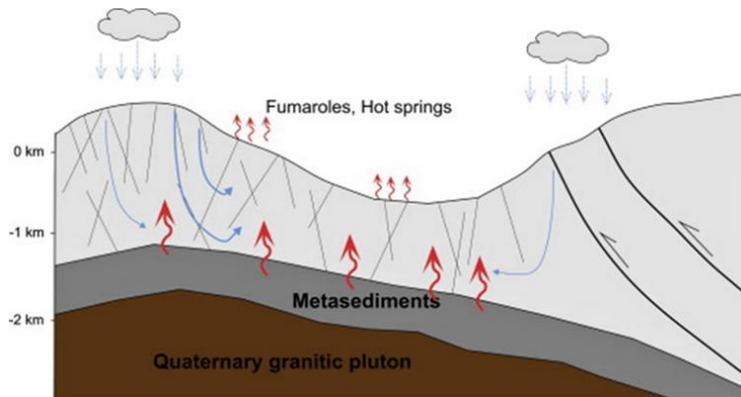


Figura 1.11. Estructura conceptual de un Play Geotérmico de tipo plutónico (IGA, 2014).

b) Play geotérmico no magmático y de dominio extensional.

Los factores estructurales como fallas y fracturas, o formaciones permeables en los plays no magmáticos de dominio extensional son elementales para la infiltración y circulación del agua meteórica (Figura 1.12) (Moeck, 2014). La convección del agua es controlada por su circulación a través de un sistema de fallas presentes en la región y su calentamiento se debe al gradiente geotérmico, el cual se manifiesta en la superficie.

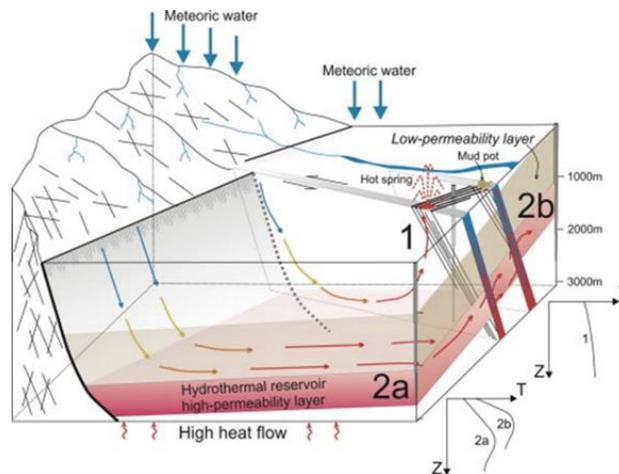


Figura 1.12. Modelo de un Play Geotérmico no magmático de dominio extensional (Moeck, 2014).

1.5.1.2. Plays geotérmicos dominados por conducción.

Están dominados por la conducción aquellos plays geotérmicos en entornos tectónicos de placas pasivas en los que no se producen anomalías astenosféricas. Los acuíferos profundos se calientan mediante un flujo de calor casi normal. En los sistemas PSs (sistema petrotérmico), la producción local del calor elevado se origina en los granitos y puede provocar una anomalía significativa de la temperatura (Moeck, 2014). Estos plays se dividen en:

a) Play Geotérmico Ígneo de tipo basamento.

Las rocas ígneas como los granitos albergan vastos recursos de energía térmica en las provincias ígneas, que a menudo subyacen en grandes áreas continentales (Moeck, 2014). La baja porosidad y permeabilidad requiere que la explotación del yacimiento sea mediante técnicas de estimulación para permitir la circulación de fluidos entre los pozos inyector y productor, con la masa de roca actuando como intercambiador de calor (Breede et al., 2015; Moeck, 2014).

b) Plays geotérmicos no magmáticos: cuencas intracratónicas y cinturones orogénicos.

Los plays geotérmicos dominados por conducción sin actividad ígnea activa cubren los diferentes tipos de entornos geológicos ubicados dentro de las cuencas intracratónicas, dentro de los cinturones orogénicos y los asociados a cuencas *foreland*; siendo baja o nula la actividad tectónica.

Las cuencas *foreland*, ubicadas entre un cinturón orogénico y un cratón (Loza-Espejel, 2014), están influenciadas por un importante hundimiento de la corteza. El resultado de este proceso es la flexión litosférica que forma áreas de extensión local y fallas normales en los ajustes tectónicos de la placa compresiva. El agua infiltrada en cinturones orogénicos circula por fallas de gran escala alcanzando temperaturas de bajas a moderadas (Moeck, 2014).

Por otra parte, el cinturón orogénico adyacente a la cuenca *foreland*, presenta un caudal de agua subterránea y un gradiente térmico fuertemente relacionado con el relieve topográfico (Moeck, 2014). Debajo de las montañas altas se producen temperaturas de 15 a 20°C, y debajo de los valles profundos las temperaturas son de 30–50 ° C (Moeck, 2014). El gradiente geotérmico cercano a la superficie se puede alterar en áreas de recarga de las cadenas montañosas donde el agua infiltrada enfría la masa rocosa.

La permeabilidad presente en las rocas fracturadas, el flujo de aguas subterráneas y los fluidos de circulación profunda, combinados con el transporte de calor advectivo, son los factores más críticos para la formación de aguas termales en los cinturones orogénicos.

1.5.2 Fluidos Geotérmicos

Un fluido geotérmico es aquel que se encuentra en estado líquido o gaseoso, y cuyos constituyentes químicos están dominados por la interacción agua-roca. Este fluido puede ser originado por el calentamiento de agua: magmática, meteórica, oceánica, connata, metamórfica o juvenil (Pirajno, 1992). Las características como la temperatura, la química y el contenido de gases en un fluido geotérmico influyen mucho en la utilidad geotérmica que se le dará (Tabla 1.2).

Tabla 1.2 Ejemplos de fluidos hidrotermales

<i>Localidad</i>	<i>Temperatura (°C)</i>	<i>Profundidad (m)</i>	<i>Elementos químicos del fluido.</i>
Los Azufres, México (González-Partida, 1999)	300°C	627 a 3544 m	Altas concentraciones en Cl ⁻ (2500 mg/L), SiO ₂ (600 mg/L), Na ⁺ (1600 mg/L), y K (400 mg/L).
Las tres Vírgenes, México (Viggiano-Guerra et al., 2009)	270°C	2048 a 2390 m	Altas concentraciones en Cl ⁻ (7500 mg/L), SiO ₂ (700 mg/L), y Na ⁺ (4200 mg/L).
Kozakli, Turquía (Sener y Baba., 2019)	173°C	60 a 1488 m	Altas concentraciones en Cl ⁻ (498 mg/L), SO ₄ (503 mg/L), Na ⁺ (400 mg/L) y HCO ₃ ⁻ (432 mg/L).
Bugok, Corea del Sur (Park et al., 2006)	150°C	250 a 600 m	Concentraciones en Na ⁺ de 100 ppm, bajas concentraciones en Cl ⁻ (<32 mg/L), altas concentraciones en SO ₄ ²⁻ (188 mg/L).
Namibia (Sracek et al., 2015)	60 °C	2000 m	Concentraciones en Na ⁺ >250 mg/L, Cl ⁻ >100 mg/L, SO ₄ ²⁻ >100 mg/L.

Dentro de los fluidos geotérmicos existen una variedad de reacciones químicas asociadas a la interacción agua-roca (Tabla 1.3). Al mantenerse en contacto un fluido geotérmico con las rocas del subsuelo, el agua que se mueve de forma convectiva y las altas temperaturas facilitan la disolución, liberando distintas especies iónicas como: Cl⁻, Na⁺, SiO₂, K⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Li⁺, F⁻, NH₃ (Geothermal Communities, 2015; Nicholson, 1993). De manera que, la composición química del fluido depende en gran medida del equilibrio agua-roca en los sistemas hidrotermales además de la temperatura del agua, el contenido de gases, la fuente del calor, el tipo de roca atravesada por el fluido, la permeabilidad y el origen del fluido. La permanencia del agua en el acuífero llega a ser de cientos a miles de años, por lo que las reacciones químicas se realizan de manera lenta, y es posible que la fuente de calor, en caso de ser magmática, agregue componentes disueltos al agua como HCl, CO₂, y SO₄²⁻ (Henley et al., 1984).

La clasificación de las aguas en los sistemas geotérmicos se muestra en la tabla 1.4.

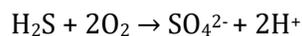
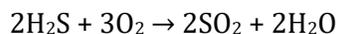
Tabla 1.4 Clasificación de fluidos geotérmicos (Henley et al., 1984)

<i>Tipo de agua</i>	<i>pH</i>	<i>Aniones principales</i>
Aguas subterráneas	6 a 7.5	Trazas de HCO ₃ ⁻
Cloruradas	4 a 9	Cl ⁻ , < HCO ₃ ⁻
Cloruradas – bicarbonatadas	7 a 8.5	Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻
Calentadas por vapor	4.5 a 7	SO ₄ ²⁻ , HCO ₃ ⁻ , trazas de Cl ⁻
Ácidas sulfatadas	1 a 3	SO ₄ ²⁻ , trazas de Cl ⁻
Ácidas – sulfatadas – cloruradas	1 a 5	SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻
Bicarbonatadas	5 a 7	HCO ₃ ⁻
Cloruradas diluidas	6.5 a 7.5	Cl ⁻ , < HCO ₃ ⁻

En la fase líquida, el Cl⁻ es uno de los principales aniones de los fluidos geotermales de alta temperatura y reservorio profundo. Estas aguas pueden transportarse a la superficie y formar manantiales termales con alto contenido en Cl⁻ (Henley et al., 1984, Nicholson, 1993).

El CO₂ y los carbonatos son los componentes más abundantes y activos de un fluido hidrotermal, los cuales determinan de manera significativa varias características físicas y químicas del sistema geotérmico (Tabaco et al., 1991). El CO₂ se considera como un componente crítico para determinar si un sistema produce vapor o una mezcla de líquido-vapor en la superficie (Nicholson, 1993), teniendo a su vez una gran influencia en la composición química, el pH del fluido y el depósito de minerales. El HCO₃⁻ es el resultado de la condensación de vapor y gas en aguas subterráneas poco oxigenadas, su solubilidad está relacionada con el pH y la fugacidad del CO₂ derivado de la disolución profunda de gases (Instituto Geológico y Minero de España, 1985). La acidez debida a la disociación del CO₂ disuelto conduce a la alteración de las rocas y a la generación de sodio y bicarbonato como los iones dominantes (Henley et al., 1984).

El SO₄ aumenta con la oxidación de H₂S y suele tener baja concentración en depósitos profundos (Nicholson, 1993). Sin embargo, a medida que el agua se transporta a la superficie, el sulfuro puede oxidarse con el aumento paulatino de oxígeno (Geothermal Communities, 2015) y con la condensación del vapor en las aguas subterráneas (Nicholson, 1993, Henley et al., 1984). Asimismo, la oxidación de H₂S (gas) produce un pH ácido de 2.8, lo que podría representar una contribución magmática (Nicholson, 1993), aunque existe la posibilidad de que el sulfato en este tipo de aguas sea adquirido por la disolución y oxidación de los minerales de sulfuro de las venas hidrotermales en rocas cristalinas (Sonney y Vuataz, 2008), de acuerdo con las siguientes reacciones:



SO_4^{2-} : Puede obtenerse por la oxidación de sulfuros en rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias (Custodio & Llamas, 1983), por la meteorización de yeso o anhidrita (Younger, 2007), por desgasificación magmática, actividad antropogénica o concentración de agua de lluvia en el suelo (Custodio & Llamas, 1983). Por otra parte, Nicholson, (1993), indica que las altas concentraciones de sulfato en las aguas superficiales también podrían darse por la condensación de vapor en aguas cercanas a la superficie debido a los gases liberados por el magma como H_2S el cual al oxidarse da como resultado el incremento de SO_4^{2-} (Nicholson, 1993, Sonrey et al., 2008).

Na^+ : Puede proceder de algunas rocas ígneas (andesita, diorita, dacita, granodiorita) enriquecidas en plagioclasa sódica como la albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), sedimentos de origen marino, mezcla con agua de mar, y evaporitas como la halita (NaCl) (Carpenter & Keane, 2016; Custodio y Llamas, 1983).

F^- : Puede estar vinculado con la condensación de gases volcánicos (HF) (Nicholson, 1993), con algunas rocas ígneas como riolitas (Huizar-Álvarez et al., 2016; Rodríguez-Ríos et al., 2007), minerales comunes como el topacio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH}, \text{F})_2$), fluorita (CaF_2), fluorapatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$), villiaumita (NaF) el cual es parte del subgrupo de la halita, micas, y en algunas arcillas por sustitución iónica entre el F^- y el ion OH^- (Huizar-Álvarez et al., 2016).

Cl^- : Es un elemento conservativo y muy estable en disolución. No se oxida ni reduce en aguas naturales (Custodio & Llamas, 1983). La alta concentración de este elemento puede indicar aguas provenientes de gran profundidad en sistemas geotérmicos (Nicholson, 1993), mezcla de agua marina, salmueras, o aporte de rocas evaporíticas (Custodio & Llamas, 1983).

Ca^{2+} : De acuerdo a lo que señala Custodio & Llamas, (1983), el Ca^{2+} puede proceder de la disolución de calizas (CaCO_3), dolomitas ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y anhidrita (CaSO_4), por plagioclasas cálcicas, por disolución de micrita, y agua de lluvia.

B : Según lo referido por Nicholson, (1993), altas concentraciones en boro pueden estar relacionados con rocas andesíticas, borosilicatos como turmalina ($(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Li})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Mn})_6(\text{BO}_3)_3 (\text{Si}_6\text{O}_{18}) \cdot (\text{OH}, \text{F})_4$) y axinita ($\text{Ca}_4(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2\text{Al}_4 (\text{B}_2\text{Si}_8\text{O}_{30}) (\text{OH})_2$), aguas residuales, drenaje agrícola, y vulcanismo activo (Velázquez et al., 2011).

Li : Se puede encontrar en una amplia gama de minerales, en arcillas como la hectorita ($\text{Na}_{0.4}\text{Mg}_{2.7}\text{Li}_{0.3}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), evaporitas relacionadas con el mineral jadarita ($\text{LiNaB}_3\text{SiO}_7(\text{OH})$), así como en salmueras, pegmatitas, y en el agua de mar (Secretaría de Economía, 2018).

SiO_2 : Procede de rocas volcánicas, plutónicas, y minerales con sílice como cuarzo, cristobalita, tridimita, u ópalo.

Por otra parte, las aguas tipo $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ y $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$ circulan principalmente en rocas cristalinas. La concentración de sulfato en las aguas $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$, se debe a la disolución de los minerales sulfurosos, y el sodio proviene principalmente de reacciones con feldspatos en rocas cristalinas (Sonney y Vuataz, 2008). Las aguas de tipo $\text{Ca}\text{-HCO}_3^-$ son típicas de un ambiente calcáreo; mientras que el origen de las de tipo $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ podría deberse a la mezcla con agua de

mar, profunda, fuertemente mineralizada, agua dulce a poca profundidad o a la disolución de los depósitos de halita (Sonney y Vuataz, 2008).

Como componentes secundarios en los fluidos termales se encuentran: Br⁻, I⁻, Mg²⁺, Rb⁺, Cs⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, NH₃, As, B, (Nicholson, 1993) y gases como: CO₂, H₂S, NH₃, He, H₂, N₂, Ar, CH₄, CO, Kr, Xn, Rn. Estos complementan la información del yacimiento y actúan como elementos “guía” (Instituto Geológico y Minero de España, 1985), indicando: relaciones con termalismo anómalo, indicadores de mezcla y lixiviación de minerales.

1.5.4 Isótopos estables de ¹⁸O y ²H.

El ciclo hidrológico ha sido la base para el entendimiento del comportamiento de los procesos isotópicos presentes en el agua y son influenciados por diversos factores: la temperatura de condensación, la fuente de vapor de agua, la ruta de transporte y el cambio de las condiciones meteorológicas (Chengcheng et al., 2019). En relación a estos factores existe un fenómeno conocido como fraccionamiento isotópico el cual es causado por procesos físico-químicos existentes en la naturaleza, donde la composición isotópica de un elemento cambia por su transición de un estado físico o por reacciones químicas (Mook, 2000). Las causas del fraccionamiento son:

- Intercambio isotópico, el cual implica la redistribución de los isótopos de un elemento entre diferentes moléculas que contienen el elemento.
- Reacciones unidireccionales, donde la velocidad de la reacción depende de la composición isotópica de los productos y de los reactivos.
- Procesos físicos, como la evaporación, condensación, fusión y cristalización, adsorción de iones y moléculas por causa de la concentración y gradientes de temperatura en donde la diferencia de masa juega un papel importante.

El agua está constituida por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno. El hidrógeno, presenta dos isótopos estables: ¹H, ²H (deuterio), y uno radiogénico: ³H (tritio). El oxígeno a su vez tiene tres isótopos estables: ¹⁶O, ¹⁷O y ¹⁸O (Tabla 1.5). Sus composiciones isotópicas son expresadas en referencia al estándar internacional *Standard Mean Ocean Water* (SMOW).

Tabla 1.5. Abundancias isotópicas (International Atomic Energy Agency, 2019)

Isótopo	Abundancia
¹ H	99.985%
² H (D)	0.015%
³ H (T)	<10 ⁻¹⁵ %
¹⁶ O	99.76%
¹⁷ O	.038%
¹⁸ O	.205%

La existencia de los isótopos estables de ambos elementos crea nueve configuraciones de la molécula del agua, siendo las más usuales: H₂¹⁶O, H²H¹⁶O y H₂¹⁸O.

En el ciclo hidrológico del agua, las variaciones en las concentraciones de los isótopos pesados (^{18}O , ^{17}O , ^2H , ^3H) y ligeros (^{16}O , ^1H) en el agua líquida y en el vapor depende del fraccionamiento isotópico, p.e. en comparación con las aguas oceánicas, las aguas meteóricas resultan generalmente empobrecidas en especies isotópicas más pesadas: ^{18}O y ^2H (Mook, 2000). A partir de estas consideraciones es posible conocer la relación (δ) entre el isótopo de oxígeno más pesado y el más ligero, al igual que para el hidrógeno, realizando las siguientes ecuaciones:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{smow}}} \right) \times 1000$$

$$\delta^2\text{H} = \left(\frac{(^2\text{H}/\text{H})_{\text{muestra}} - (^2\text{H}/\text{H})_{\text{smow}}}{(^2\text{H}/\text{H})_{\text{smow}}} \right) \times 1000$$

un valor δ más positivo indica que la muestra tiene una mayor proporción del isótopo pesado en comparación con el estándar (Reyes-García et al., 2007)

Los efectos de las composiciones isotópicas del ^{18}O y ^2H pueden ser interpretadas por medio de un diagrama de relaciones isotópicas (figura 1.13), esto con el fin de conocer el comportamiento del agua de interés y su posible procedencia (Valenzuela et al., 2013)

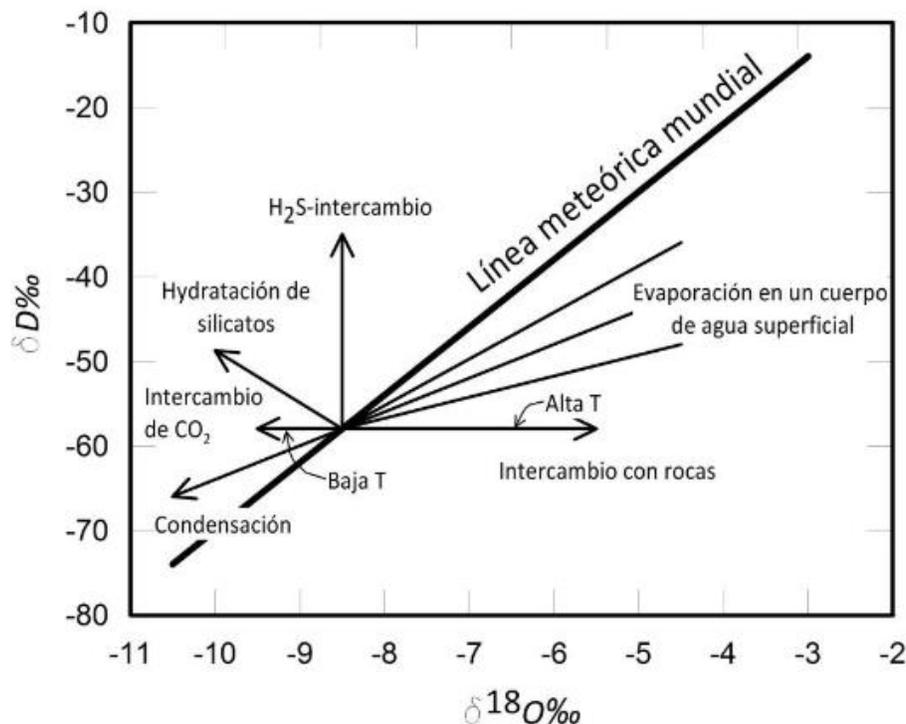


Figura 1.13. Diagrama de relaciones isotópicas con la línea meteórica mundial ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$) (Craig, 1961; Valenzuela et al., 2013)

La línea meteórica mundial de la figura 1.13 es una relación lineal entre la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y la de $\delta^2\text{H}$ para las aguas superficiales a escala global obtenida por Craig (1961).

La variación relativa de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a $\delta^2\text{H}$ cuando el agua ha estado sometida a un proceso de evaporación da como resultado líneas con pendientes entre 4 y 6 con valores de la ordenada menores a 10 (Valenzuela et al., 2013) y una pendiente 0 indica un intercambio de oxígeno con la roca. Por otro lado, el punto de intersección entre la línea meteórica local y la línea de regresión interpretada de los fluidos geotérmicos representa la composición isotópica del agua meteórica inicial que recarga el depósito geotérmico (Portugal et al., 2000).

Como se ha mencionado anteriormente, existen diferentes tipos de agua que dan origen a un fluido geotérmico, pero cabe señalar que éstas también se pueden distinguir en función de su composición isotópica. Los términos “agua magmática y andesítica” son definidos en distintos artículos con respecto a las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. De acuerdo con Sakai y Matsubaya (1977), el agua magmática es aquella que se encuentra en equilibrio isotópico y químico con el magma o rocas silicatadas y carbonatadas. En los fluidos geotérmicos el agua magmática corresponde a una pequeña proporción del fluido geotérmico en cuya mezcla predomina el agua meteórica (Nicholson, 1993) la cual generalmente posee una composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ +6 a +9 ‰ y $\delta^2\text{H}$ -40 a -80 ‰. Por otra parte, la composición isotópica del agua andesítica es derivada de la subducción de agua marina contenida en sedimentos marinos cuya composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ es de +7.8 a +11 ‰ y $\delta^2\text{H}$ -30 a -20 ‰ (Giggenbach, 1992).

Capítulo 2

II. Metodología

2.1 Trabajo de Campo

Para realizar el trabajo de campo se efectuaron las siguientes actividades:

- Planeación y selección de puntos de muestreo
- Elaboración de mapas de ubicación de pozos y litología.
- Lavado especial de material para muestreo de agua
- Revisión y organización del equipo de trabajo para muestreo
- Elaboración de plan de trabajo para campo “Lago de Chapala, Jalisco”.

La selección de los sitios de muestras se llevó a cabo con base en el trabajo de Zárate-del Valle y Simoneit (2005), en una primera etapa consistió en la ubicación previa de los sitios de muestreo con fotografías aéreas y un mapa topográfico a escala 1:100000. El reconocimiento de las zonas de estudio se realizó con el apoyo de los organismos operadores de Jamay, Ocotlán, Poncitlán, Chapala, Jocotepec y Tizapán, quienes también auxiliaron en la colecta de muestras de agua permitiendo el acceso a 26 pozos y efectuar su bombeo.

Las actividades en campo consistieron en caminamientos para definir las unidades litológicas y el muestreo de roca, aunque no fue posible realizar esta actividad en algunas zonas por la inseguridad y el tiempo contemplado para realizar todo el muestreo alrededor del lago. No obstante, en Ocotlán fue posible obtener muestras de esquirlas de un pozo de perforación; únicamente se eligieron aquellas que mostraron alguna peculiaridad en su contenido como diferencias en el tamaño de grano y color, las cuales fueron colectadas en bolsas de plástico debidamente etiquetadas y selladas (Figura 2.1).

En los pozos de agua seleccionados se midieron los parámetros fisicoquímicos con la sonda Aqua Troll 600 Vented (temperatura, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos) en un tiempo de medición de un minuto, periodo en donde el instrumento consumó el registro de 35 lecturas (Figura 2.2). Los parámetros químicos que se obtuvieron in situ fueron la determinación de bicarbonatos y carbonatos, y la acidez (pH), ya que estos valores podrían cambiar con la interacción del CO₂ atmosférico.



Figura 2.1. a) y b) Colecta de muestra de esquilas de una perforación de pozo en Ocotlán, Jalisco.



Figura 2.2. Los datos físico-químicos se obtuvieron a través del uso de la sonda Aqua TROLL 600 Vented.

La colecta y preservación de las muestras de agua se efectuó después de unos minutos de realizar el bombeo, esto con el fin de coleccionar muestras lo más posiblemente inalteradas, ya que el agua estancada en el pozo no es representativa del acuífero.

En los próximos apartados de este capítulo se explicará cómo se realizaron las metodologías utilizadas para los correspondientes análisis en laboratorio que incluyen:

- Difracción por rayos X para muestras de roca.
- Cromatografía iónica para elementos mayores.
- ICP-OES para elementos traza.
- Titulación volumétrica para bicarbonato.
- CRDS para isotopía de ^{18}O y ^2H en líquidos.

2.2 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es una técnica que se caracteriza por ser de alta tecnología y no destructiva, la cual permite el análisis de todos los materiales de naturaleza cristalina.

Para poder realizar este análisis se requiere generar rayos X en un difractómetro:

Se utilizan tubos de rayos X con longitudes de $\sim 0.1 \text{ \AA}$ a $\sim 100 \text{ \AA}$ y un generador que proporciona la energía necesaria para alimentar dicho tubo, el cual se encuentra dentro de una ampolla de cerámica. Para obtener los rayos X se crea una nube de electrones en donde existe una diferencia de tensiones entre el ánodo y el cátodo para poder generar una cantidad de corriente que circule por el filamento (Ceja y Arizaga 2010). Los electrones de esta nube que se sientan fuertemente atraídos hacia el lado positivo, saldrán disparados a gran velocidad e impactarán contra un blanco metálico en el ánodo de wolframio. En este choque, se producirán los rayos X de los cuales sólo una pequeña fracción interactuará con la muestra y dispondrá de una longitud de onda alrededor de un Angstrom. Esta onda se aproxima a la distancia entre los átomos de la muestra por lo que es capaz de interactuar con ellos y dar así información sobre los mismos, por ejemplo, su relación con la simetría y la estructura cristalina de los cristales (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 2020).

El proceso de interferencia de las ondas de rayos X que son reflejadas por los planos del cristal corresponde a la difracción de rayos X (DRX) (Fontal, et al., 2005), cuyo principio es descrito por la ley de Bragg representado por la ecuación (Klein et al., 2006, Tuesta et al., 2012):

$$n\lambda = 2 d \sin\theta$$

donde:

λ = longitud de onda de los rayos X

n = número entero

d = distancia interplanar de la red cristalina

θ = ángulo de incidencia entre los planos y los rayos X.

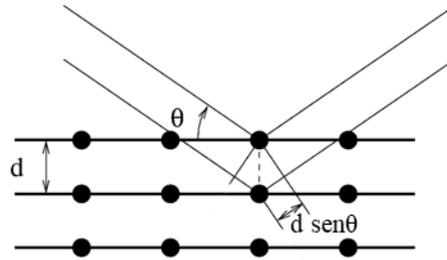


Figura 2.3. Esquema de la ley de Bragg (Modificada de Franchino et al., 2007).

Para la identificación de la especie mineral se realizan difractogramas con la información generada por el difractómetro. En el difractograma se muestran dos ejes en donde la intensidad de los rayos X difractados está en función de la posición angular 2θ , de manera que se generan pulsos o picos en distintas posiciones que cumplen con la ley de Bragg (Alonso y Finn, 1970) y que se pueden relacionar con sus índices de Miller h,k,l que son números enteros que especifican las direcciones y los planos cristalográficos dentro de su celda unitaria (Kittel 1976).

Para realizar los análisis de muestras en el laboratorio de DRX del Instituto de Geología de la U.N.A.M se recurrió a la técnica por roca total (fracción desorientada). Para este análisis se emplean dos gramos de la muestra la cual es colocada en un mortero de ágata para ser pulverizada y tamizada a malla 200 (tamaño inferior a 75 micras), esto con el fin de ser colocado en un portamuestras de aluminio estándar para su escaneo continuo en un difractómetro EMPYREAN, equipado con filtro de Ni, tubos de cobre y cobalto de foco fino y detector PIXcel3D. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 80° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40 s por paso.

2.3 Cromatografía de intercambio iónico

Uno de los principales métodos que permite la separación de especies químicas estrechamente relacionadas entre sí es la cromatografía.

La cromatografía es un método analítico fundamentado en la interacción entre dos fases: la estacionaria y la móvil. Durante el procedimiento, la interacción de ambas fases arrastra los componentes de una mezcla por la fase móvil a lo largo de la fase estacionaria produciendo la separación por diferencias en la constante de distribución de los componentes de la mezcla entre ambas fases (Pássaro *et al.*, 2016), con el objetivo de ser detectados, medidos y registrados en un cromatograma para su estudio.

Existen distintos procedimientos en la cromatografía, los cuales son (Méndez-Ibarra, 2018):

- Cromatografía líquida
- Cromatografía de gases
- Cromatografía de fluidos supercríticos

Por otra parte, existe una técnica conocida como cromatografía iónica que también está orientada a la separación de compuestos químicos, pero por medio de intercambio iónico en donde es importante señalar qué tipo de especie se quiere separar para poder elegir la columna

(polímero o gel de sílice) y fase móvil (disoluciones salinas u orgánicas) correctos para su procesamiento como se indica a continuación (Méndez-Ibarra, 2018; Rouessac y Rouessac, 2013):

Separación de especies	}	Catiónicas → columna catiónica + fase móvil básica
		Aniónicas → columna aniónica + fase móvil ácida

Los tipos de analitos que se pueden separar por medio de cromatografía iónica son: aniones, cationes, ácidos orgánicos, amines, metales de transición, carbohidratos, aminoácidos, pesticidas; los cuales tienen diferentes afinidades por la fase estacionaria, en donde sus tiempos de retención dependerán de su afinidad con ésta. Los tiempos de retención en la columna dependerán de factores como la carga y tamaño del ion. Si la carga del ion es simple o existe un alto grado de solvatación, su tiempo de retención es débil, por lo contrario, si la carga del ion es doble y la solvatación es baja, la retención será más fuerte (Haddad et al., 1990; Tullio, 2019). Por lo tanto, el orden de elución de los aniones generalmente es la siguiente: F^- , Cl^- , Br^- , NO_3^- , HPO_4^{2-} , SO_4^{2-} , y de los cationes: Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} .

Otros aspectos importantes en la cromatografía iónica son los detectores de conductividad, que mide la conductancia de la fase móvil en la salida de la columna, y el supresor de iones, que mejora la sensibilidad de la detección de los iones (Sequant, 2007).

El equipo que se utilizó para realizar la técnica de cromatografía iónica fue el instrumento Thermo Scientific modelo ICS-5000+DP (Figura 2.4 y 2.5).

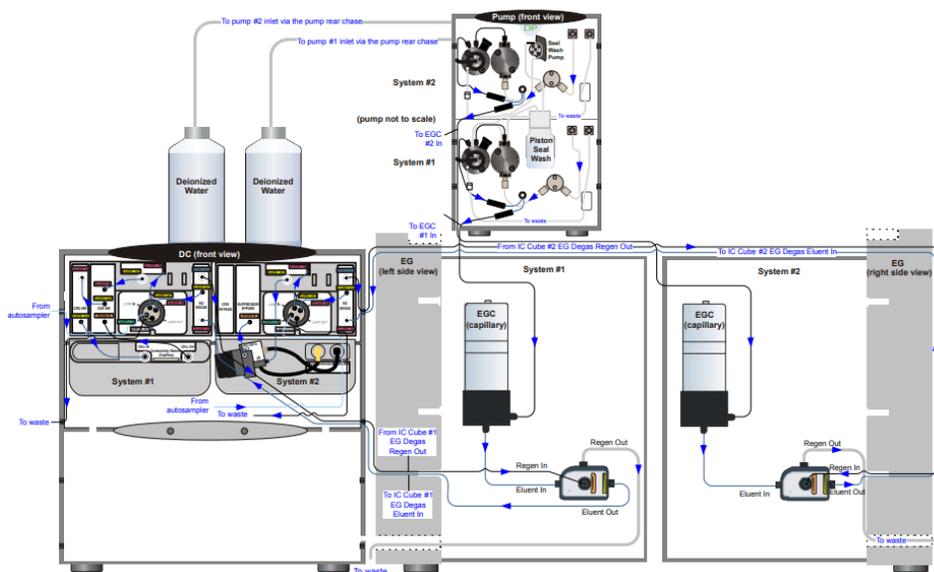


Figura 2.4. Esquema del cromatógrafo iónico Thermo Scientific modelo ICS-5000+DP (Thermo Scientific, 2011).



Figura 2.5. a) Cromatógrafo iónico Dionex ICS-5000+DP. b) Muestras de agua en frascos de 70 mL para análisis de aniones y cationes.

Para realizar el análisis por cromatografía iónica se realizó previamente el lavado del material como se describe a continuación:

1. 48 frascos de polietileno de 60 mL, 26 jeringas de 60 mL.
2. Enjuagar material con agua potable.
3. En un recipiente con detergente Hyclin (libre de fosfatos) al 10% v/v, sumergir durante 8 horas los frascos, las tapas sin celulosa y las jeringas.
4. Enjuagar con agua tipo I asegurando la eliminación del detergente.
5. Colocar el material en un recipiente limpio con una base de papel absorbente, cubrirlo con este mismo y dejar secar a temperatura ambiente.
6. Almacenar los frascos con sus tapas correspondientes en bolsas limpias de polietileno con cierre hermético y etiquetar.

Al realizar el muestreo para aniones se llevó a cabo el siguiente procedimiento después de dejarse correr el agua del grifo del pozo aproximadamente 3 minutos (NOM-014-SSA1-1993) (Figura 2.5):

1. Recolectar la muestra en un vaso de precipitado de 1L.
2. Colocar un acrodisco con membrana de polietersulfona hidrofílica (PES) de 0.45 μm de poro en la punta de una jeringa de 60 mL previamente lavada para el filtrado de la muestra.
3. Succionar la muestra y se expulsa en un frasco de 60 mL evitando que se formen burbujas hasta llenarlo por completo.
4. Cerrar el frasco y sellar con Parafilm.
5. Etiquetar correctamente.
6. Almacenar en una hielera.

Así mismo, para el muestreo de cationes, el procedimiento fue el siguiente:

1. Recolectar la muestra en un vaso de precipitado de 1L.
2. Colocar un acrodisco .45 μm con membrana de polietersulfona hidrofílica (PES) en la punta de una jeringa de 60 mL previamente lavada para el filtrado de la muestra.
3. Succionar la muestra y se expulsa en un frasco de 60 mL evitando que se formen burbujas hasta llenarlo por completo.

4. Medir el pH de la muestra. En caso de que el pH sea mayor a 2 se acidifica con HNO₃ ultrapuro hasta obtener el pH correcto (pH = 2).
5. Cerrar el frasco y sellar con Parafilm.
6. Etiquetar correctamente.
7. Almacenar en una hielera.

2.4 CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy)

Una técnica muy útil para la cuantificación de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ en moléculas de CO₂, H₂O, H₂S, NH₃ con base en la medición de la descomposición de la luz, es la de *Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS)*. La particularidad de esta técnica, a diferencia de los espectrómetros convencionales, es su precisión y estabilidad, que son controlados por la temperatura y la presión. Por otra parte, la técnica también presenta mejoras como el monitoreo de gases en segundos, y la alta reflectividad de los espejos que aumentan considerablemente la sensibilidad en el análisis (Picarro, 2020).

Los componentes principales que integran al CRDS son: un láser, un sensor que mide la amplitud de onda, 3 espejos de 35 cc que reflejan el haz de luz del láser y un fotodetector que mide la desintegración de la energía de la luz (Dennis, 2014; Saad et al., 2009) (Figura 2.6).

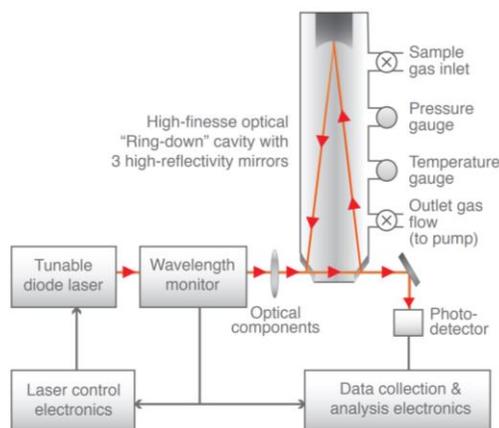


Figura 2.6. Esquema de un control cerrado de la técnica analítica CRDS (Saad et al., 2009).

Se utilizó el equipo Picarro, modelo L2130-i, para cuantificar los valores isotópicos de las muestras de agua. Para poder hacer uso de la técnica de CRDS, se requirió de un lavado previo del material que se utilizó en el muestreo para analizarla por este método. Los pasos que se siguieron fueron los siguientes:

1. Obtener 44 frascos de polietileno de 60 mL, cada uno, así como 26 jeringas de 60 mL.
2. Enjuagar material con agua potable.
3. Enjuagar con agua mQ.
4. Colocar el material en un recipiente limpio con una base de papel absorbente, cubrirlo con este mismo y dejar secar a temperatura ambiente.

5. Almacenar los frascos con sus tapas correspondientes en bolsas limpias de polietileno con cierre hermético y etiquetar.

Para el muestreo se realizó el siguiente procedimiento:

1. Recolectar la muestra en vaso de precipitado de 1L.
2. Colocar un acrodisco .45 μm con membrana de polietersulfona hidrofílica (PES) en la punta de una jeringa de 60 mL previamente lavada para el filtrado de la muestra.
3. Succionar la muestra y expulsarla en un frasco de 60 mL evitando que se formen burbujas hasta llenarlo por completo.
4. Cerrar el frasco y sellar con Parafilm.
5. Etiquetar correctamente.
6. Almacenar en una hielera.

2.5 Método de análisis cuantitativo: Volumetría

La volumetría es una técnica analítica que se fundamenta en la titulación o valoración, en donde una disolución de concentración conocida, denominada disolución estándar, se agrega de forma gradual a otra disolución de concentración desconocida hasta que la reacción química entre las dos disoluciones se complete conocido como punto final (Chang, 2010; García et al., 2007). El punto final de la valoración se puede determinar de manera instrumental o visual, con la finalidad de obtener la concentración de una sustancia en una muestra. La técnica de valoración puede emplearse para dos tipos de reacciones: ácido-base y redox.

Para poder realizar la titulación ácido-base se requirió primero realizar la valoración del HCl que se utilizó para dicho análisis (Figura 2.7). Los pasos que se llevaron a cabo fueron los siguientes:

1. Tomar una muestra de carbonato de sodio Na_2CO_3 , colocarlo en una caja de Petri.
2. Colocar dentro de un horno a 270°C por 30 minutos para que la muestra de Na_2CO_3 quede anhidra.
3. Retirar y dejarse enfriar en un desecador.

Se preparó una solución de Na_2CO_3 a partir del siguiente procedimiento:

1. Pesar en la balanza los 0.1 gr de Na_2CO_3 anhidro que se utilizarán para la valoración.
2. Colocar en un matraz Erlenmeyer la muestra de Na_2CO_3 .
3. Añadir agua destilada hasta alcanzar los 20 mL.
4. Tapar con Parafilm.
5. Agitar constantemente de forma manual u ocupar un agitador magnético.

A continuación, se describe la preparación de una disolución de HCl el cual se utilizó para la valoración:

6. En un matraz aforado de 1000 mL se vierte 200 mL de agua destilada.
7. A partir de una solución original de HCl a 37% se agregan 8.5 mL.
8. Se tapa el matraz con Parafilm y se agita suavemente.

El siguiente procedimiento consistió en realizar la valoración del HCl con las soluciones preparadas anteriormente:

9. En una bureta de 50 mL se coloca un analito de HCl.
10. A partir de la solución de Na_2CO_3 preparada (20 mL) se agregan 3 gotas (0.1 mL) del indicador anaranjado de metilo y se agita hasta obtener una mezcla homogénea color amarillo.
11. Iniciar la valoración agregando HCl de la bureta al matraz. En este paso se debe agitar constantemente el matraz hasta obtener un viraje color rojo-amarillo.
12. Observar y anotar los mililitros gastados de HCl para llegar al punto de equivalencia.
13. Calcular la concentración del $[\text{HCl}] = \frac{2000 \times \text{masa inicial}_{\text{Na}_2\text{CO}_3}}{\text{masa molecular}_{\text{Na}_2\text{CO}_3} \times \text{volumen gastado}_{\text{HCl}}}$

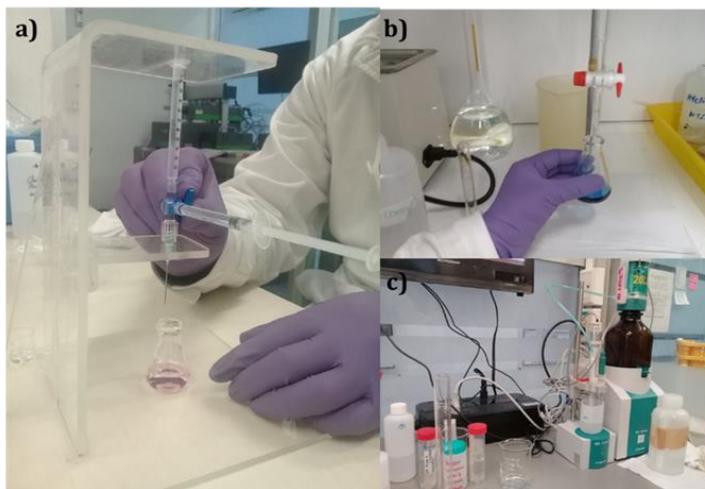


Figura 2.7. a) y b) Realizando microtitulación y titulación. c) Titulador automático Tritando 905.

Para realizar la titulación ácido-base de una muestra de agua se llevaron a cabo dos fases:

- Primera fase: Se lleva a cabo una titulación con el ácido HCl que se preparó anteriormente y se utiliza un indicador visual que indique la presencia de carbonatos, como la fenoftaleina, cuyo viraje será de incoloro a violeta (pH= 8.3).
- Segunda fase: Se lleva a cabo una titulación con el ácido HCl que se preparó anteriormente y se adiciona verde de bromocresol como indicador visual el cual indicará la presencia de bicarbonatos cuyo viraje será de azul verdoso a amarillo (pH= 4.5).

2.6 ICP- OES (Espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado por inducción)

La técnica analítica ICP-OES permite determinar las concentraciones mayoritarias o traza de un gran grupo de elementos químicos de la tabla periódica con límites de detección en el rango de ppb.

Las etapas del análisis por ICP-OES (Figura 2.8) empiezan por la introducción continua de la muestra líquida (en tres campos de disolución 1/10, 1/5, 12/15) al equipo. Posteriormente, se transporta el líquido hacia un sistema de nebulización en donde se realiza la atomización de la muestra para crear un flujo iónico que será trasladado por el gas argón hacia una antorcha de plasma que a su vez descompone, atomiza y ioniza la muestra (Ribón, s.f). La generación del plasma se debe a la existencia de una antorcha rodeada por gas argón, en donde por la aplicación de un potencial por radiofrecuencia se produce un campo electromagnético (Cruz, 2017). La creación de una chispa de voltaje producirá electrones libres que serán acelerados por el campo electromagnético generando colisiones e ionizando el argón generando así el plasma. A continuación, la muestra en cuestión se ionizará con el plasma y los iones emitirán luz a diferentes longitudes de onda características de cada elemento (Universidad Complutense de Madrid, 2020). Las longitudes de onda serán transmitidas a un sistema óptico en donde se separan y son captados por un detector fotosensible.

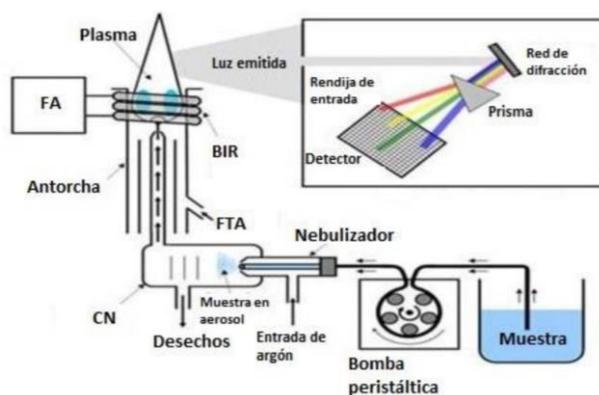


Figura 2.8. Esquema del instrumento analítico ICP-OES (Cruz, 2017).

Para la esta tesis los analitos se analizaron con el equipo ICP-OES 5100 de Agilent Technologies.

Como en las técnicas de cromatografía y CRDS, fue de vital importancia realizar el lavado previo al muestreo del material que se manipuló en campo:

1. Enjuagar el material en agua potable
2. Sumergir por 8 horas en detergente hyclin neutro libre de fosfatos.
3. Enjuagar con agua potable teniendo cuidado en retirar completamente el exceso del detergente, y una vez con agua desionizada.
4. Sumergir en HCO_3 el material por 8 horas.
5. Enjuagar 10 veces con agua tipo I.
6. Secar a temperatura ambiente para almacenar y etiquetar debidamente.

Para el muestreo de agua destinadas para analizar por ICP-OES se realizaron los siguientes pasos:

1. Recolectar la muestra en vaso de precipitado de 1L.
2. Colocar un acrodisco .45 μm con membrana de polietersulfona hidrofílica (PES) en la punta de una jeringa de 60 mL previamente lavada para el filtrado de la muestra.
3. Succionar la muestra y se expulsa en un frasco de 60 mL evitando que se formen burbujas hasta llenarlo por completo.
4. Medir el pH de la muestra. En caso de que el pH sea mayor a 2 se acidifica con HNO_3 hasta obtener el pH correcto.
5. Cerrar el frasco y sellar con Parafilm.
6. Etiquetar correctamente y almacenar en hielera para su conservación.

2.8 Balance iónico

Para el análisis de los elementos mayoritarios en las muestras de agua obtenidas en Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán, se realizó el cálculo del porcentaje de error del balance iónico para conocer la confiabilidad de los resultados obtenidos, en donde, la suma de los cationes y los aniones, expresados en meq/L, deben ser iguales. Dicho cálculo se realizó utilizando la fórmula matemática:

$$\% \text{ Error del balance iónico} = \frac{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})} \times 1000$$

Normalmente se admite un 10% de error en el balance, sin embargo, dependiendo de la naturaleza del estudio este porcentaje puede variar (Cabrera, 2016).

2.9 Prueba Estadística Z-Score.

Se realizó la prueba estadística de Z-Score para el tratamiento de los datos obtenidos en campo con la sonda Aqua TROLL 600, con el objetivo de conocer aquellos datos que resultaron atípicos, eliminándolos y así poder realizar el promedio correcto de los valores de cada parámetro de interés.

Z-Score es una prueba estadística indicada en la norma ISO13528:2015 (*International Organization for Standardization*) y en la norma mexicana NMX-CH-13528-IMNC-2007 cuya similitud con la norma internacional ISO 11843-4:2003 es idéntica (Diario Oficial de la Federación, 2008).

Z-Score se define como la distancia de una puntuación con respecto a la media, según una medición hecha en unidades de desviación estándar (Meza-Longa, 2009). La idea principal de Z-score es hacer los valores comparables, no importando el valor medido o la identidad del analito, la naturaleza de la muestra, el principio fundamental del método de medición o la organización que provea la prueba (Arvizu *et al.*, 2008).

El cálculo de z-score se realiza con la ecuación:

$$Z_{score} = \frac{(x - \mu)}{\sigma}$$

donde:

x: dato

μ : promedio

σ : desviación estándar

Los criterios de evaluación se realizan atendiendo a:

$|Z_{score}| > 3$ dato atípico

$|Z_{score}| < 3$ dato no atípico

Capítulo 3

III. Resultados e interpretación

Con la finalidad de conocer la caracterización hidrogeoquímica de las muestras colectadas (Figura 3.1) se anexa a continuación una recopilación de datos que comprenden los parámetros determinados in situ (físicoquímicos) y en laboratorio (elementos mayores, traza e isótopos) (Tabla 3.1, 3.2 y 3.3).

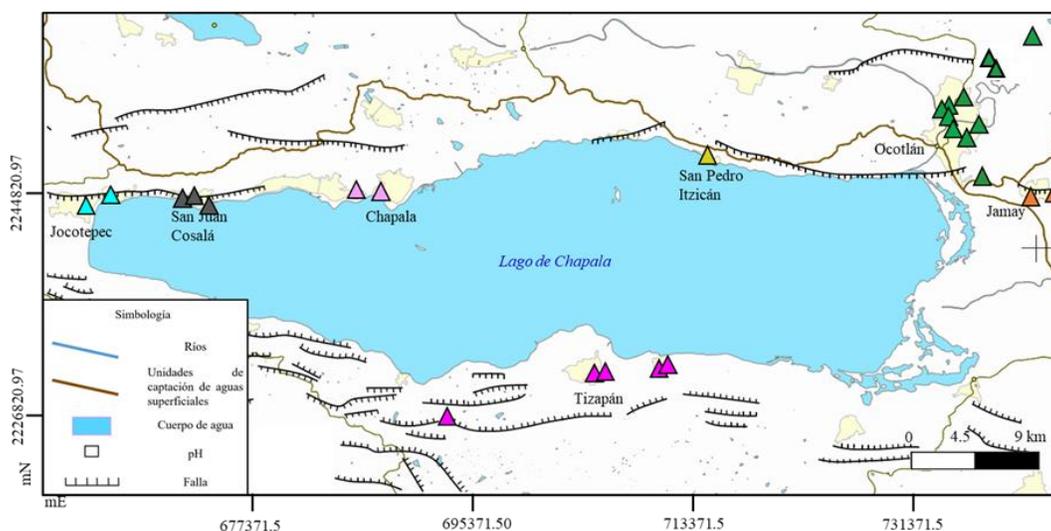


Figura 3.1. Ubicación de los pozos de agua muestreados en Jamay (anaranjado), Ocotlán (verde), San Pedro Itzcán (amarillo), Chapala (rosa), San Juan Cosalá (gris), Jocotepec (azul) y Tizapán (violeta).

Tabla 3.1 Resultados de los parámetros físicoquímicos de las muestras de agua de pozo.

Clave de campo	Municipio	Clave de laboratorio	pH	Conductividad real ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sulfuros (mg/L)	STD (ppm)	T°C descarga	T°C ambiente
Jamay 1	Jamay	J1B	7.6	661	0.28	372	33	29
Jamay 2	Jamay	J2B	8.0	603	<LD	353	31	30
Ocotlán 1 Pozo 1	Ocotlán	O1B	7.8	710	0.09	387	35	31
Ocotlán 2 Pozo 4	Ocotlán	O2B	7.9	653	0.03	388	30	34
Ocotlán 3 Pozo 2	Ocotlán	O3B	7.8	782	0.04	485	27	13
Pozo 3	Ocotlán	O4B	8.0	594	<LD	381	26	16
Zula	Ocotlán	O5B	7.3	728	<LD	497	23	17
10B	Ocotlán	O6B	8.4	496	<LD	306	28	26
Pozo 10	Ocotlán	O7B	8.3	494	<LD	299	29	26
San Felipe	Ocotlán	O8B	8.6	669	-0.19	400	29	29
Pozo 7	Ocotlán	O9B	8.0	684	0.7	387	33	30
Arboleda	Ocotlán	O10B	8.5	1124	0.15	572	40	29
Pozo 11	Ocotlán	O11B	8.8	1091	0.01	597	35	31
San Pedro Itzcán Pozo Geysers	San Pedro Itzcán	SP11B	8.2	870	-1.24	384	50	34
San Juan Cosalá Balneario	San Juan Cosalá	SJC1B	9.0	2041	0.12	1021	41	22
Chapala Pozo 5	Chapala	C1B	8.9	738	0.03	394	36	25
Chapala Pozo 7	Chapala	C2B	7.3	615	0.06	368	30	27
SJC Vicente Guerrero	San Juan Cosalá	SJC2B	7.3	888	0.02	505	32	32
SJC Zaragoza	San Juan Cosalá	SJC3B	7.1	758	0.02	453	30	32
Chante 50A	Jocotepec	Jo1B	7.4	1277	0.01	691	36	36
Jocotepec Morelos 1	Jocotepec	Jo2B	8.0	466	0.01	255	35	34
Tizapán Pozo 1	Tizapán	T1B	7.5	969	0.01	614	26	26
Tizapán Pozo 2	Tizapán	T2B	7.7	684	0.01	435	26	30
Tizapán VEZ 1	Tizapán	T3B	7.3	966	0.01	623	25	30
Tizapán VEZ 2	Tizapán	T4B	7.0	682	<LD	436	26	26
El Refugio	Tizapán	T5B	8.8	416	0.01	224	36	30

Tabla 3.2 Resultados de los análisis de la composición química de los elementos mayores en las muestras de agua de pozo del Lago de Chapala, Jalisco.

Clave	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Li ⁺ [mg/L]	NH ₄ ⁺ [mg/L]	F ⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	NO ₂ ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	Balance Iónico
J1B	90.00	7.53	12.09	19.46	0.02	0.54	0.76	7.83	5.72	3.59	<LD	314	1.35
J2B	83.84	7.18	12.50	20.29	0.02	0.27	0.74	5.48	5.45	6.12	<LD	316	-1.04
O1B	77.90	12.41	14.05	24.84	0.04	<LD	0.79	10.72	5.25	6.97	<LD	303	0.99
O2B	71.79	11.12	18.91	32.74	0.03	<LD	0.75	10.86	5.48	15.65	<LD	327	-1.01
O3B	93.19	12.63	20.78	35.67	0.07	0.37	0.75	18.85	5.52	43.72	<LD	340	0.67
O4B	70.07	10.96	17.49	29.82	0.04	<LD	0.75	10.17	5.17	13.74	<LD	341	-4.75
O5B	82.40	13.13	19.88	49.10	0.49	<LD	0.88	28.53	4.87	44.75	24.41	323	-1.13
O6B	100.20	5.67	0.19	3.77	0.47	<LD	1.44	7.81	4.13	5.39	<LD	233	4.23
O7B	99.70	5.47	0.40	3.42	0.48	<LD	1.25	6.93	4.18	6.62	<LD	233	3.89
O8B	136.99	5.01	0.50	0.00	0.45	2.52	1.59	9.91	5.28	3.13	<LD	341	0.82
O9B	83.58	12.23	13.45	23.97	0.04	<LD	0.79	10.22	4.85	5.06	<LD	311	1.84
O10B	187.39	11.71	0.15	4.79	0.02	0.52	0.84	30.72	5.57	<LD	<LD	414	5.47
O11B	229.92	7.61	0.24	3.59	0.47	<LD	1.04	83.66	6.13	3.18	<LD	404	5.77
SP11B	111.51	12.55	0.21	4.54	0.03	1.02	1.51	18.10	3.87	5.84	<LD	286	-0.20
SJC1B	266.91	11.26	0.45	24.35	0.07	<LD	3.59	67.89	5.33	447.26	<LD	86	0.69
C1B	120.31	11.62	0.11	3.18	0.02	0.33	<LD	13.51	3.85	10.97	<LD	304	0.30
C2B	45.48	8.00	20.41	44.81	0.03	<LD	0.59	12.16	4.47	5.39	<LD	301	-0.17
SJC2B	39.75	7.44	34.63	72.57	0.45	<LD	0.59	29.13	4.35	74.47	9.99	321	-3.64
SJC3B	37.21	8.23	32.38	59.92	0.43	1.71	0.59	20.20	4.55	41.93	2.46	335	-3.61
Jo1B	95.33	19.31	26.36	83.51	0.02	1.26	1.75	26.76	3.87	189.62	<LD	313	-1.99
Jo2B	39.93	7.96	10.47	24.05	0.45	<LD	0.59	3.21	3.23	6.57	2.20	220	-3.79
T1B	52.23	11.67	34.19	53.32	0.47	<LD	0.59	15.68	4.37	17.58	52.80	342	-2.53
T2B	54.87	11.75	29.57	46.89	0.45	<LD	0.59	8.40	3.91	13.63	35.51	341	-1.64
T3B	48.61	10.06	61.80	88.38	0.48	<LD	0.59	52.22	3.96	57.50	133.05	370	-4.58
T4B	42.60	7.00	37.21	43.46	0.46	<LD	0.59	20.58	3.69	22.02	46.85	329	-0.19
T5B	53.37	6.69	5.21	11.66	0.43	<LD	0.59	3.16	2.53	4.62	3.62	184	-0.18

Tabla 3.3 Composición química de los elementos traza e isótopos estables en las muestras de agua de pozo.

Clave	δ ² H ‰	δ ¹⁸ O ‰	Al [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]	Ba [mg/L]	Cu [mg/L]	Fe [mg/L]	Mn mg/L	Si mg/L	Pb [mg/L]	Rb [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
J1B	-66.87	-9.37	0.10	1.48	0.41	<LD	0.09	0.02	0.05	45.24	0.01	3.08	96.78
J2B	-67.76	-9.48	0.12	1.25	0.22	<LD	0.07	0.04	0.07	44.01	0.03	2.51	94.14
O1B	-65.87	-8.80	0.10	1.50	0.79	<LD	0.09	0.06	0.04	44.54	0.03	3.04	95.27
O2B	-66.62	-9.10	0.11	1.49	0.58	<LD	0.09	0.13	0.07	38.62	0.15	2.91	82.62
O3B	-62.72	-8.22	0.10	1.50	0.96	0.05	0.09	0.18	0.08	40.05	0.04	3.07	85.66
O4B	-66.48	-9.01	0.10	1.49	0.24	<LD	0.09	0.08	0.06	38.81	0.12	2.96	83.02
O5B	-60.87	-8.18	0.11	1.50	0.15	0.04	0.09	<LD	<LD	33.61	0.05	3.08	71.90
O6B	-64.42	-8.97	0.09	1.49	0.71	<LD	0.09	<LD	<LD	35.06	0.14	3.12	74.99
O7B	-63.95	-8.88	0.09	1.49	0.45	<LD	0.09	<LD	<LD	35.43	0.08	3.06	75.79
O8B	-69.02	-9.75	0.09	1.48	2.55	<LD	0.09	0.05	<LD	32.72	0.02	3.29	70.00
O9B	-67.05	-9.18	0.10	1.50	0.87	<LD	0.08	0.06	0.03	41.67	0.05	2.92	89.14
O10B	-65.54	-8.86	0.09	1.51	2.91	<LD	0.09	<LD	<LD	41.78	0.02	3.61	89.37
O11B	-66.38	-9.42	0.09	1.49	4.85	<LD	0.09	<LD	<LD	38.74	0.12	3.58	82.88
SP11B	-63.68	-8.81	0.10	1.49	0.97	0.01	0.09	<LD	0.01	76.80	0.05	3.15	164.30
SJC1B	-68.32	-9.04	0.14	1.46	4.64	0.01	0.09	<LD	<LD	69.84	0.04	3.96	149.40
C1B	-69.15	-9.93	0.09	1.48	0.48	<LD	0.09	<LD	<LD	49.08	0.04	3.08	105.00
C2B	-68.78	-9.63	0.11	1.46	0.27	0.05	0.09	<LD	0.52	34.19	0.16	2.77	73.13
SJC2B	-69.22	-9.60	0.12	1.49	<LD	0.15	0.09	<LD	0.71	42.11	0.09	2.85	90.07
SJC3B	-67.46	-9.07	0.12	1.47	<LD	0.21	0.08	0.41	0.37	42.84	0.08	2.77	91.64
Jo1B	-69.50	-9.60	0.13	1.50	<LD	0.14	0.09	0.04	0.29	35.88	0.08	3.07	76.74
Jo2B	-72.36	-10.18	0.11	1.49	<LD	0.01	0.08	0.02	0.02	24.93	0.10	2.89	53.33
T1B	-65.26	-9.18	0.11	1.48	<LD	<LD	0.08	<LD	<LD	35.02	0.09	2.92	74.92
T2B	-62.73	-8.27	0.11	1.51	<LD	0.01	0.09	<LD	<LD	35.67	0.05	2.95	76.31
T3B	-59.47	-7.51	0.12	1.48	<LD	0.07	0.09	<LD	<LD	31.80	0.02	2.84	68.02
T4B	-67.56	-9.11	0.11	1.49	<LD	<LD	0.09	<LD	<LD	33.09	0.06	2.88	70.79
T5B	-66.74	-9.37	0.10	1.48	<LD	<LD	0.08	<LD	<LD	28.32	0.01	2.87	60.58

3.1 Análisis de los parámetros fisicoquímicos.

En la tabla 3.1 se muestran los parámetros fisicoquímicos. Se realizaron gráficas de temperatura, pH, STD y conductividad, así como mapas para conocer su distribución espacial. A continuación se explican de forma general los resultados de los parámetros fisicoquímicos para cada una de las zonas estudiadas.

Jamay

Los pozos muestreados en esta zona fueron dos: J1B y J2B. En promedio, la temperatura de descarga de ambos pozos oscilaron entre los 32°C. Los valores de pH obtuvieron una media de 7.8, de la misma forma los valores de STD rondaron entre los 360 ppm con una conductividad de 632 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Ocotlán

En esta zona se encuentran concentrados la mayor parte de los pozos muestreados (11 pozos) cuya temperatura de descarga en promedio fue de 30°C con una desviación estándar de 4.82 °C, donde los pozos O9B, O10 y O11B presentaron las temperaturas más altas de descarga de 33, 40 y 35 °C respectivamente. El pH presente en todas las muestras fue de tipo alcalino. El promedio de los STD y la conductividad fue de 427.1 ppm ($\sigma=98.1$) y 729 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\sigma=207.1$) respectivamente, estos valores fueron superados en los pozos O3B, O5B, O10B y O11B. El pozo O5B presentó una temperatura de descarga de 23°C, STD de 500 ppm, un pH de 7.3 y una conductividad de 728 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Figura 3.1). Cabe mencionar que los pozos se encuentran ubicados en una zona delimitada por un cuerpo ígneo al sur, y por dos sistemas de fallas ubicadas al noroeste y oeste del poblado (Figura 3.1).

San Pedro Itzicán

La muestra SPI1B posee una temperatura de descarga de 50°C, un pH de 8.2, una concentración de STD de 380 ppm y una conductividad eléctrica de 870 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el pozo se encuentra ubicado al sur de un sistema de fallas al norte del Lago de Chapala (Figura 3.1).

Chapala

Al oeste de Chapala se muestrearon dos pozos de agua: C1B y C2B. Los valores de pH registrados fueron de 8.9 y 7.3 respectivamente. La muestra C1B posee una temperatura de descarga de 36°C, mientras que el pozo C2B presentó una temperatura de 29°C. Ambas muestras en promedio presentaron concentraciones de 380 ppm de STD y 677 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en conductividad. Cabe destacar que la distancia entre ambos pozos es de 1.74 km aproximadamente.

San Juan Cosalá

Se muestrearon 3 pozos de agua: SJC1B, SJC2B y SJC3B. La temperatura de las muestras se distribuyeron en un intervalo de los 30°C a los 41°C, donde la temperatura más alta correspondió a la muestra SJC1B, la cual presentó el valor más alto de conductividad y de STD (2041 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1021 ppm), así como de pH (9.0). La similitud que presentan estas muestras

con las de Chapala, San Pedro Itzán y Jocotepec, es la ubicación, éstas se distribuyen al frente de un sistema de fallas que recorren de E-W al Lago de Chapala en la parte norte del mismo.

Jocotepec

En el poblado de Jocotepec las muestras de agua Jo1B y Jo2B presentaron temperaturas de descarga de 36 y 35°C respectivamente. Los valores de STD presentados en Jo1B son de 690 ppm y en Jo2B de 250 ppm, asimismo, los valores de conductividad son 1277 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para el pozo Jo1B, cuyo pH es de 7.4; y de 466 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para el pozo Jo2B con un pH de 8.0.

Tizapán

En la zona de Tizapán se muestrearon 5 pozos donde en promedio las muestras presentaron un pH de 7.6 ($\sigma=0.7$), una conductividad 743.2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\sigma=231.9$) y un valor de STD de 466.5 ppm ($\sigma=163.6$).

- **Temperatura**

Para categorizar un agua como termal es necesario que la temperatura de descarga sea 5°C superior a la temperatura media anual (TMA) de la zona estudiada (Schäffer y Sass, 2014). La TMA del Lago de Chapala es de 19.9°C (Guzmán-Arroyo, 2003), donde la diferencia entre ésta y la temperatura de descarga del agua de los pozos permitieron identificar los pozos termales. A partir de la figura 3.2, en donde se observa un intervalo de temperatura de 23 (O5B) y 50°C (SJI1B), se distinguieron 25 muestras termales ubicados en Jamay, Ocotán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán, con excepción de la muestra O5B categorizada como agua fría ubicada en el poblado de Ocotlán.

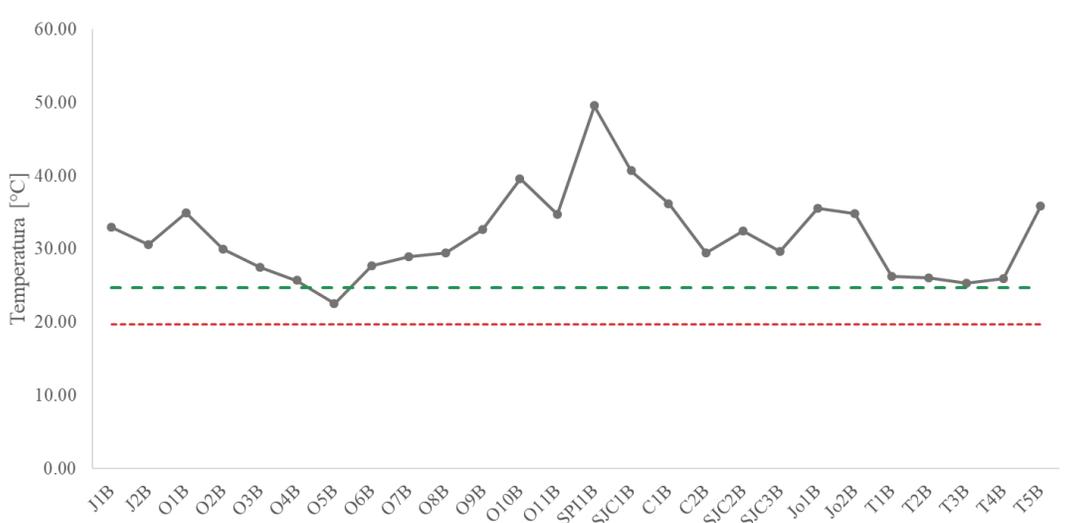


Figura 3.2. En esta gráfica se muestra con una línea gris oscuro la temperatura de descarga del agua de los pozos muestreados, en rojo la temperatura media anual (TMA) de 19.9°C de la zona de estudio, y en verde se presentan los 5°C por arriba de la TMA. 25 de los 26 pozos muestreados son termales, con excepción de la muestra O5B.

- pH

La figura 3.3 muestra la distribución espacial del pH asociado con la temperatura. De acuerdo con la figura 3.4a, el pozo SJC1B presenta el valor de pH más alto (pH=9), mientras que el valor más bajo (pH=7) corresponde al pozo T4B en Tizapán. En conjunto, el promedio de pH se clasifica como aguas como ligeramente alcalinas (ANEXO 1).

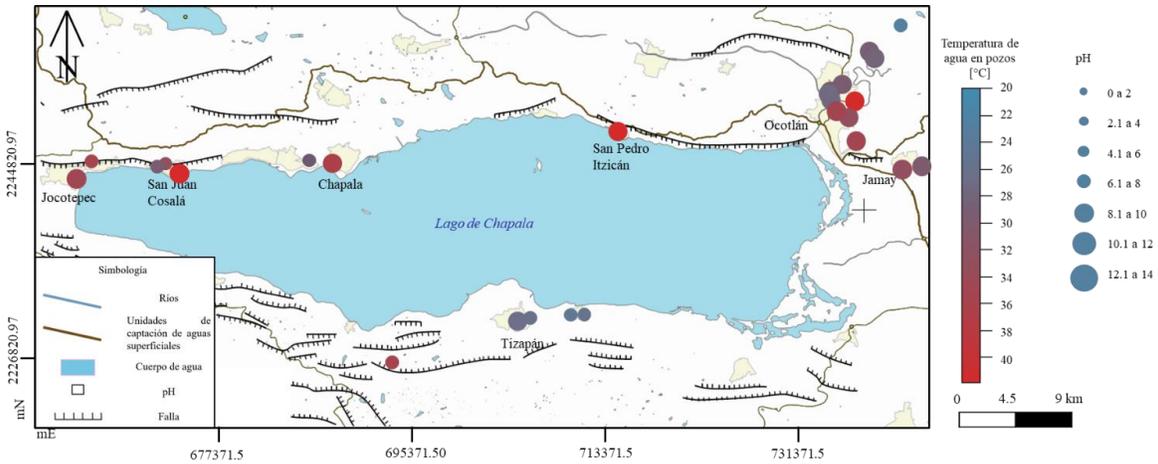


Figura 3.3 Mapa de la distribución de pH y temperatura en las muestras de agua de pozo alrededor del Lago de Chapala.

De acuerdo con Nicholson (1993), el pH neutro en las aguas termales tiene un valor aproximado de 5.5 (~300°C) aunque éste puede variar dependiendo de la temperatura debido al equilibrio químico que existe entre el ión H⁺ y OH⁻. Partiendo de este concepto, los valores de pH de las muestras presentan un rango de valores entre 7.0 a 9.0, lo que indica un pH alcalino (Figura 3.4b).

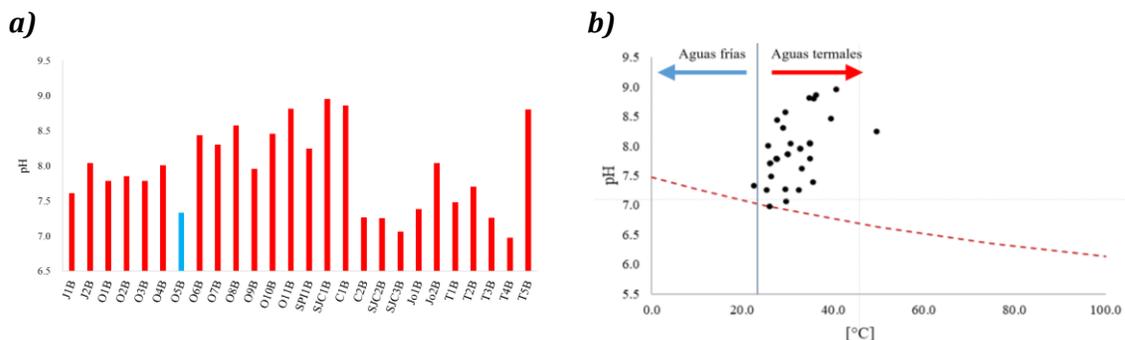


Figura 3.4 Gráficas de los valores de pH obtenidos y su comportamiento respecto otros parámetros fisicoquímicos a) Valores de pH obtenidos para cada muestra. Las aguas muestreadas presentan en promedio un pH alcalino (aguas termales en color rojo). b) Diagrama binario de pH & T. La línea roja representa los valores de pH neutros de acuerdo a la temperatura (Nicholson, 1993), las muestras de agua se ubican por encima de la línea indicando un pH alcalino.

- **STD (sólidos totales disueltos) y conductividad**

El pozo SJC1B presentó el valor más alto en sólidos totales disueltos (1020 ppm), contrario al pozo T5B cuyo valor es el más bajo (220 ppm) (Figura 3.5). Cabe mencionar que las muestras de agua de pozo del área de estudio presentaron valores de STD por debajo de 1000 ppm (con excepción de la muestra SJC1B) siendo éste el límite permisible de acuerdo con la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994. Los sólidos totales disueltos de todas las muestras exhibieron en conjunto un promedio de 454.9 ppm y una desviación estándar de 163.2 (Tabla 3.1), que de acuerdo con Freeze & Cherry (1979) y Younger (2007), los valores menores a 1000 ppm se clasifican como aguas dulces ligeramente alcalinas, este concepto concuerda con el pH obtenido de las aguas muestreadas.

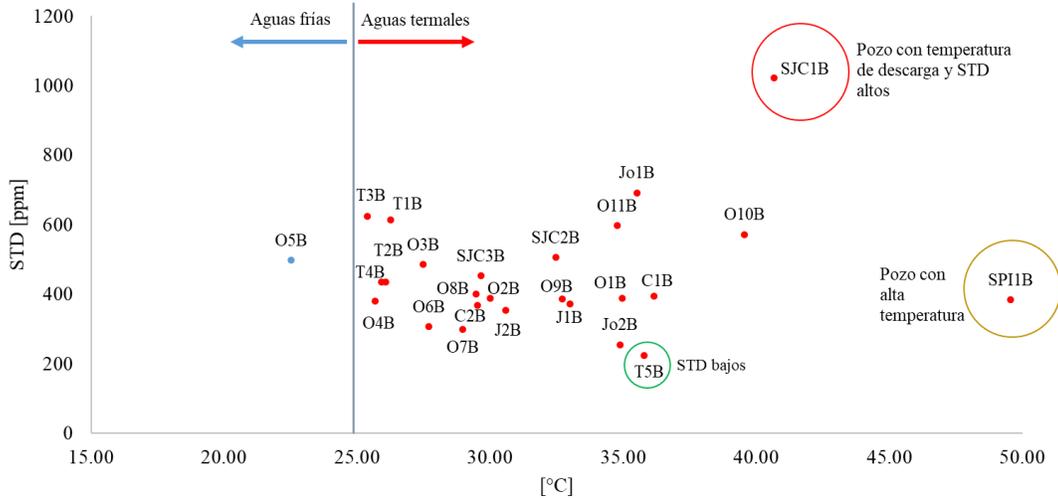


Figura 3.5 Representación gráfica de los sólidos totales disueltos [ppm] vs temperatura de descarga [°C].

En la figura 3.6 se observa la distribución de los pozos relacionando la conductividad y la temperatura. Los rangos de conductividad presentaron variaciones desde los 416 a los 2041 $\mu\text{S}/\text{cm}$, cuyos valores extremos son representados por los pozos T5B y SJC1B respectivamente. Los valores de conductividad mostraron un promedio de 794.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con una desviación estándar de 328, clasificándose como aguas con salinidad media (Olías et al., 2005), sin embargo, se observó que en los pozos O10B, O11B, SJC1B y Jo1B sus conductividades fueron mayores a los 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ indicando una salinidad de media a alta (Figura 3.7).

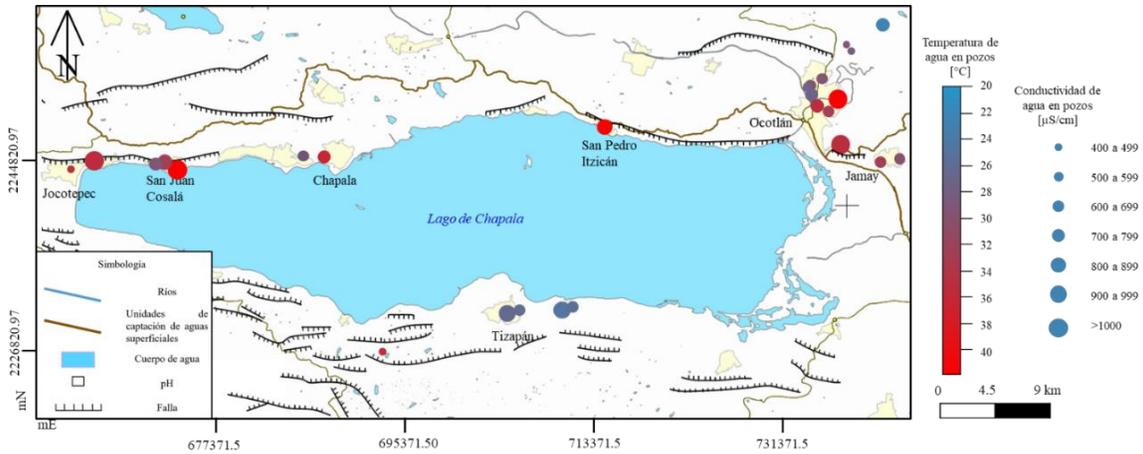


Figura 3.6. Mapa que muestra la distribución de la temperatura de descarga [°C] y la conductividad [µS/cm] en las zonas de estudio alrededor del Lago de Chapala.

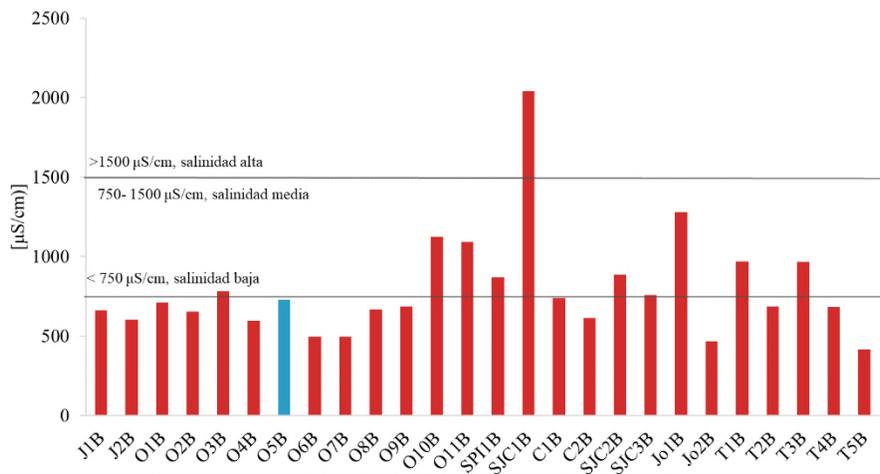


Figura 3.7. Representación gráfica de la conductividad. Los valores de este parámetro oscilan entre 416 y 2041 µS/cm correspondiendo el valor más alto a la muestra SJC1B (rojo- termal, azul- frío).

3.2 Análisis de los elementos químicos mayores y traza.

En la Tabla 3.2 y 3.3 se muestran las concentraciones de elementos mayores y traza de los 26 pozos muestreados, cuyos balances iónicos presentan valores aceptables (-4.7% al 5.7%) para la interpretación geoquímica adecuada (Hem, 1985). Las concentraciones de los elementos mayores fueron comparadas con los límites permisibles de cada elemento de acuerdo con la NOM-127-SSA1-1994; a su vez se incluyeron algunas características de las posibles procedencias de los elementos graficados con el fin de realizar una discusión en el siguiente capítulo.

Para el ión Na⁺, las muestras se ubican dentro del rango que establece Younger (2007) para aguas subterráneas (10 a 1000 mg/L); la muestra SJC3B presenta la concentración más baja (37.2 mg/L) y SJC1B la concentración más alta (266.9 mg/L). Las muestras SJC1B y O11B están por encima del límite permisible de 200 mg/L (Figura 3.8a).

Se presentan concentraciones normales con respecto a la NOM-127-SSA1-1994 de F⁻ para aguas subterráneas en las muestras de pozo, con excepción de la muestra SJC1B, como se puede observar en la figura 3.9b, no obstante, las muestras SJC1B, SPI1B, Jo1B y O8B, se ubican por encima del límite permisible 1.5 mg/L (Figura 3.8b).

Las concentraciones de Cl⁻ en las aguas muestreadas se ubican dentro del rango común en aguas subterráneas (10 a 1000 mg/L, Younger, 2007) y están por debajo del límite permisible (250 mg/L), siendo la de mayor concentración la muestra O11B de 84 mg/L (Figura 3.8c).

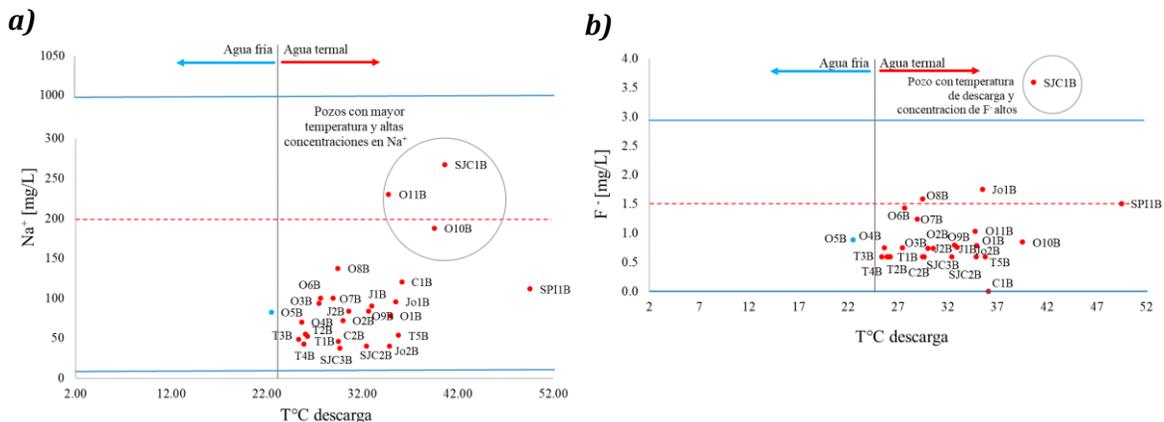
En la Figura 3.8d las muestras presentan concentraciones entre 0 y 447.26 mg/L SO₄²⁻ siendo la muestra SJC1B la que contiene un mayor valor en el compuesto y es la única que rebasa el límite permisible (400 mg/L).

Las concentraciones de Ca²⁺ en las muestras van desde los 0 a 88 mg/L lo que indica que no se presenta ninguna anomalía que ubique las muestras fuera del rango de concentración que corresponde típicamente a las aguas subterráneas (10 a 500 mg/L, Younger, 2007). También se observaron dos agrupaciones, la primera presentó un enriquecimiento en Ca⁺ y la segunda un empobrecimiento de este mismo en el mismo rango de temperatura (Figura 3.8e).

Con respecto a las concentraciones de boro, únicamente las muestras O8B, O10B, O11B y SJC1B se distinguen claramente en la figura 3.8f por sus concentraciones altas en boro en comparación con el resto de las muestras; sin embargo todas las muestras presentaron concentraciones normales de boro (0.1-10 mg/L) según lo considerado por Custodio y Llamas, (1983).

Se observó que las muestras se dividieron en dos grupos de acuerdo a sus concentraciones de Li y no por su temperatura (Figura 3.8g), considerando que el rango de concentración de litio en agua subterránea normalmente es de .001-0.5 mg/L (Custodio y Llamas, 1983).

En la figura 3.8h las muestras se dividieron en dos grupos, los cuales presentaron concentraciones mayores de SiO₂ a los establecidos por Younger, (2007), para aguas subterráneas (6 a 12 mg/L), por otra parte, el grupo establecido las muestras de mayor temperatura, SJC1B y SPI1B, mostraron concentraciones más altas con respecto al resto de las aguas.



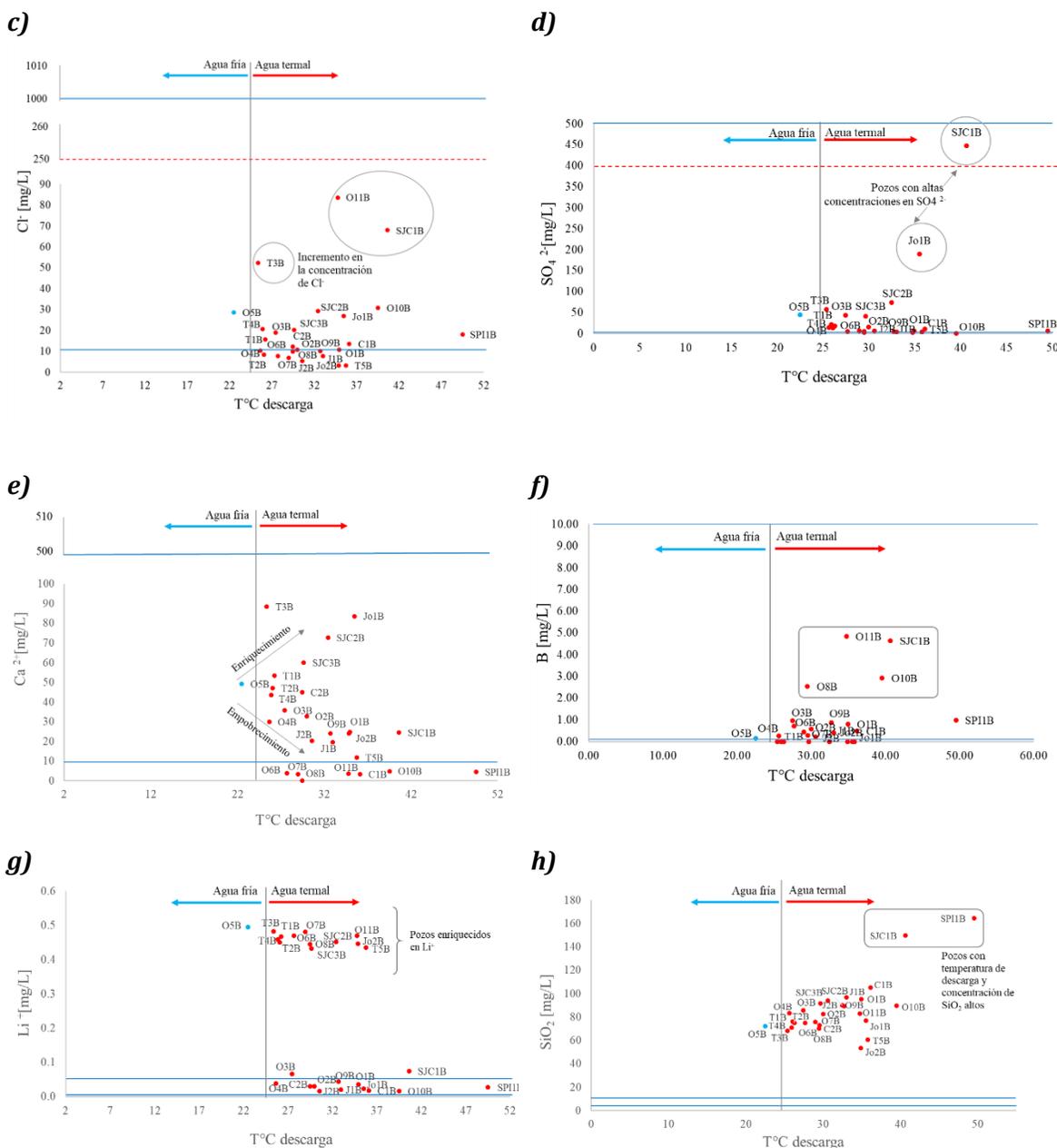


Figura 3.8. Gráficas de dispersión de los elementos mayores y traza vs temperatura de descarga. La línea roja corresponde al límite permisible señalado en la NOM-127-SSA1-1997 y 2017. Los rangos de las concentraciones típicas en agua subterránea (Younger, 2007; Custodio y Llamas, 1983) son presentadas en líneas azules.

Se realizaron gráficas de dispersión de cloruro contra algunos elementos mayores y traza ya que las características del Cl⁻ lo definen como elemento conservativo que sirve como trazador al no oxidarse ni reducirse, no participa en procesos bioquímicos ni en la interacción agua-roca (Giggenbach, 1991; Nicholson, 1993) (Figura 3.9).

La gráfica Cl/B proporcionó información acerca de los reservorios de origen común de las muestras de agua (Nicholson, 1993). En la figura 3.9a se observa la predominación de un grupo

que se ubicó entre las concentraciones de 3 y 31 mg/L en Cl⁻, por otra parte, las muestras O8B, O10B, O11B y SJC1B destacaron por sus altas concentraciones en B mayores a 2.55 mg/L. La variabilidad del contenido de B con respecto a los iones Cl⁻ y SO₄²⁻ se puede observar simultáneamente en las figuras 3.9a y 3.9b. Considerando las muestras inferiores a 0.97 mg/L en B se observa una relación directa entre los iones Cl⁻ y SO₄²⁻, esto sugiere que los procesos que controlan a las muestras son similares (Sánchez et al., 2001).

En la figura 3.9c se grafica el SO₄²⁻ en el eje vertical y el Ca²⁺ en el horizontal considerando también la línea de la disolución del yeso (CaSO₄·2H₂O). El aumento de la concentración de Ca²⁺ podría relacionarse con la disolución de la calcita y las aguas subterráneas con altas concentraciones en SO₄²⁻ puede deberse a varios factores como la oxidación de la pirita, intercambio catiónico o precipitación de la calcita (Morales-Arredondo et al., 2018). En este caso se observó que la muestra SJC1B se diferencia claramente del resto de las aguas de la zona de estudio por el mayor contenido en sulfato, por otra parte, la mayoría de las muestras se inclinan más el eje del Ca²⁺ que de SO₄²⁻.

La relación Na⁺- Cl⁻ generalmente se atribuye a la disolución de la halita. En la figura 3.9d la mayoría de las muestras se ubican por encima de la línea de disolución de la halita indicando que la fuente de Na⁺ en el agua subterránea deriva de ese proceso, pero también podría deberse a la disolución de otros minerales de sodio o por el intercambio de cationes (Custodio y Llamas, 1983; Wu et al., 2018).

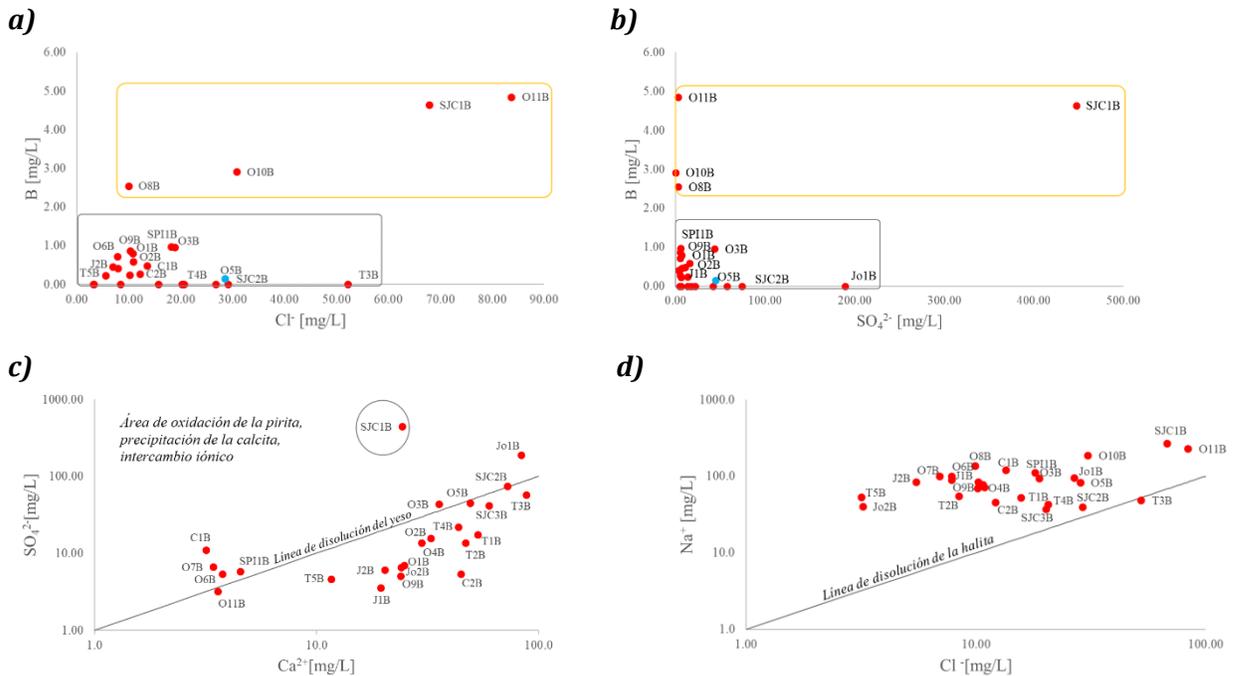


Figura 3.9. Gráficas de dispersión de los elementos mayores y traza vs Cl⁻. En las gráficas a) y b) los rectángulos amarillos y grises representan las muestras con mayor y menor concentración de B con respecto a Cl⁻ y SO₄²⁻

3.4 Isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de los fluidos.

Los datos de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ presentados en la tabla 3.1 presentan rangos para $\delta^2\text{H}$ de -59.47 ‰ a -72 ‰ y para $\delta^{18}\text{O}$ de -7.51 ‰ a -10.18 ‰, cuya línea de evaporación corresponde a la ecuación $\delta^2\text{H} = 4.6(\delta^{18}\text{O}) - 24.53$ ‰ ($R^2 = 0.88$) el cual, de acuerdo con la línea meteórica global (GMWL) $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ ‰ (Craig, 1961), y la línea meteórica de México $\delta^2\text{H} = 7.9(\delta^{18}\text{O}) + 6.4$ ‰ (Wassenaar et al., 2009), presenta un cambio de pendiente de 4.6 que refleja un posible efecto de evaporación (Figura 3.10).

En la figura 3.10 se observa que la mayoría de los pozos se ubican sobre o entre la línea meteórica de México y la línea meteórica global, lo que sugiere que el origen de las aguas de pozos es agua meteórica. Por otra parte, la ubicación de las muestras en la gráfica indica que la precipitación de las muestras se genera en zonas de alta altitud, ya que los valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ son negativos (Soler et al., 2015).

Para poder identificar si las muestras presentaron un comportamiento típico de un agua de alta temperatura (enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ sin variación en $\delta^2\text{H}$, Figura 1.10) se consideró realizar una comparación con la firma isotópica del sistema geotérmico más cercano a la zona de estudio, La Primavera ($\delta^2\text{H} = -72$ ‰ y $\delta^{18}\text{O} = -2$ ‰; Issar et al., 1984). Con base a este sistema geotérmico se observó que las muestras no presentaron este proceso de enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$.

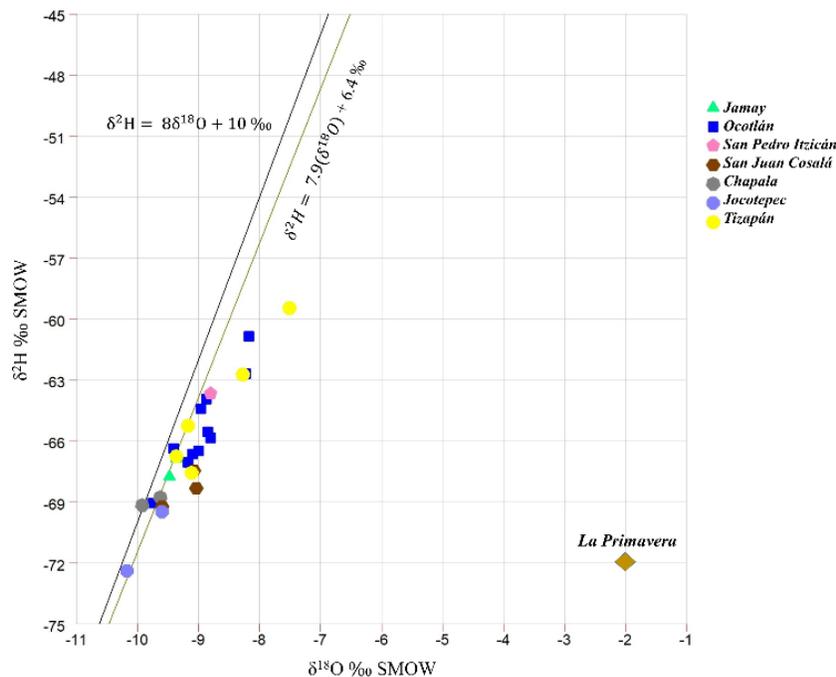


Figura 3.10. Diagrama de la relación isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de pozo muestreadas en las zonas de Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán cuya línea de regresión corresponde a $\delta^2\text{H} = 4.6(\delta^{18}\text{O}) - 24.53$ ‰, $R^2 = 0.88$.

3.5 Difracción por Rayos X. Roca Total y Estratigrafía.

Con las muestras de esquirlas que se obtuvieron en Ocotlán, se logró establecer una columna litológica. Cabe enfatizar, que los resultados en esta sección, a pesar de ser locales (únicamente del poblado de Ocotlán) dieron la pauta para ampliar un poco más el panorama en este proyecto.

Los análisis por difracción de rayos X permitieron identificar distintas fases cristalinas como: plagioclasas intermedias (andesina), filosilicatos (esmectita y/o vermiculita), feldespato potásico (sanidina), tridimita, y piroxeno (augita y enstatita) (Tabla 3.4), los cuales son minerales que se encuentran incluidos en las rocas volcánicas presentes en Ocotlán, basaltos-andesitas como se observa en la columna estratigráfica (Figura 3.13a) (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). En la figura 3.11 se puede observar en el difractograma los principales picos de las fases mineralógicas de andesina, vermiculita, montmorillonita y sanidina.

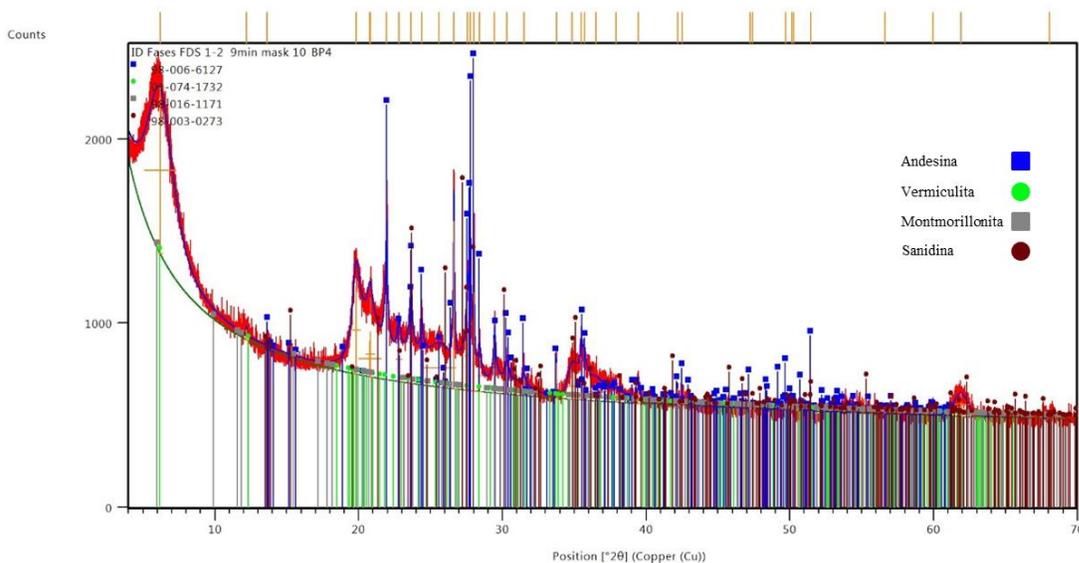


Figura 3.11 Difractograma representativo de las muestras de esquirlas, donde se observa la composición mineralógica de andesina, vermiculita, montmorillonita y sanidina.

De acuerdo con los análisis de DRX se identificó a la montmorillonita $(\text{Na,Ca})_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, que es un mineral que tiende a dilatarse si se expone al agua y que se forma a través de la alteración de minerales de silicatos en las rocas ígneas básicas en condiciones alcalinas (Schlumberger, 2020). Este mineral forma parte del grupo de las esmectitas, cuya fórmula química genérica es $(\text{Al, Mg})_2 \text{Si}_4 \text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Las esmectitas son un grupo de minerales arcillosos con un tamaño de partículas de 2.0 micras que con base a su estructura cristalográfica se dividen en dos tipos minerales: trioctaédricas y dioctaédricas. Por otra parte, las esmectitas sufren transformaciones en los procesos de enterramiento con la consecuente pérdida de cationes interlaminares hidratados, que son reemplazados por K^+ procedente de las soluciones acuosas, así las esmectitas presentan una disposición a la

transformación progresiva a illitas conforme aumenta el enterramiento (Osorio et al., 2011, Meunier, 2005). Durante la diagénesis, a profundidades superiores a los 2000 m, la esmectita se transforma en illita a través de interestratificados illita-esmectita (Rodas, 2013). Conforme a lo señalado, no se reconoció ningún interestratificado con illita, por lo que se puede indicar que únicamente hubo presencia de esmectita originada por la alteración hidrotermal o meteórica de las rocas ígneas, indicando un pH alcalino y baja temperatura de 100°C (Figura 3.12).

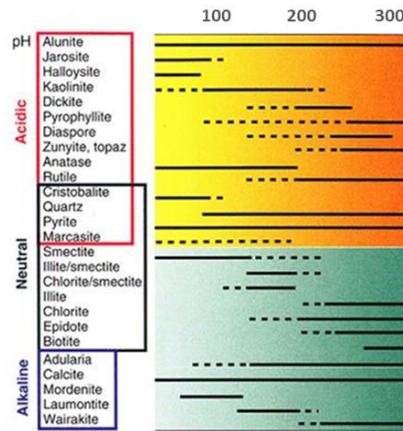


Figura 3.12 Tabla de alteraciones hidrotermales con pH y temperatura °C (Universidad de Granada, 2007).

Con los resultados de los difractogramas fue posible realizar una columna estratigráfica de la zona en la que tuvo lugar la perforación (Figura 3.13). En los primeros metros de 0 a 60 se observó una marcada predominancia de roca basáltica-andesítica alterada con esmectita; posteriormente, una intercalación importante de esmectita y tridimita (Anexo 1).

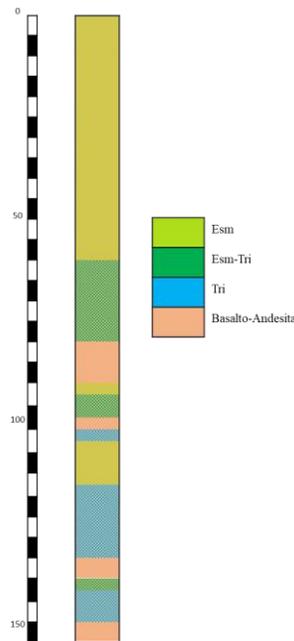


Figura 3.13 Columna estratigráfica detallada, en la zona de Ocotlán. (Esm: esmectita, Tri: tridimita).

Es importante destacar hasta este punto que las aguas termales estudiadas:

- Presentaron temperaturas de descarga de 23°C a 50°C con pH alcalinos.
- La muestra SJC1B tiene una conductividad alta de 2041 [$\mu\text{S}/\text{cm}$] con una concentración en STD 1021 [ppm].
- La muestra SPI1B posee la temperatura más alta de 50°C.
- De acuerdo con las gráficas de dispersión:
 - a) Jamay: La muestra Jo1B, en comparación con la Jo2B, presentó un enriquecimiento en $\text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{K}^+ > \text{F}^-$ con una temperatura de 33°C, mientras que la muestra Jo2B presentó altas concentraciones en $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{SO}_4^{2-}$.
 - b) Ocotlán: Las muestras O11B y O10B, tienen las temperaturas más altas de este conjunto con 40 y 35 °C respectivamente. La muestra O11B presentó una mayor concentración en Na^+ , Cl^- y B. La muestra O10B tuvo una alta concentración de HCO_3^- . La muestra O5B presentó altas concentraciones en K^+ .
 - c) San Pedro Itzicán: La muestra SPI1B presenta altas concentraciones en Na^+ , K^+ (al igual que algunas muestras de Ocotlán) y en SiO_2 .
 - d) San Juan Cosalá: La muestra con clave SJC1B es la más particular de todas ya que tiene un enriquecimiento en Na^+ , SO_4^{2-} , SiO_2 , B, y un empobrecimiento en Mg^{2+} , Ca^{2+} , y HCO_3^- .
 - e) Chapala: El agua de pozo C1B presenta similitudes con las muestras O3B y O4B en cuanto a las concentraciones de Na^+ y K^+ , sin embargo, los valores en sus concentraciones de Mg^{2+} y Ca^{2+} son similares a las concentraciones de las muestras SPI1B, O10B y SJC1B.
 - f) Tizapán: Entre las 5 muestras obtenidas en esta localización, la muestra con clave T5B fue la que presentó las concentraciones más bajas en distintitos elementos como K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , F^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- , sin embargo, el agua termal que destacó en las concentraciones de estos elementos fue la muestra T3B.
 - g) La muestra SJC1B tiene la mayor concentración en SO_4^{2-} de todas las muestras con 447 mg/L, así como de F^- con 3.59 mg/L, 266.9 mg/L de Na^+ , y es la segunda muestra más enriquecida en Cl^- con 68 mg/L, además de ser el más pobre en HCO_3^- con 86.25 mg/L.
 - h) En conjunto: Las muestras con características más distintivas en temperatura y/o en concentraciones de elementos mayores fueron la O10B, O11B, SJC1B, SPI1B, Jo1B y T3B.

- La muestra SJC1B y Jo1B presentaron un mayor contenido en SO_4^{2-} que de Ca^{2+} lo que podría indicar un intercambio de cationes, precipitación de minerales carbonatados (Wu et al., 2018), oxidación de la pirita (Morales-Arredondo et al., 2018) o disolución del yeso (D'Amore et al., 1983).
- Todas las muestras, con excepción de la T3B, se ubicaron por encima de la línea de disolución de la halita, lo que indica que la fuente de Na^+ en el agua subterránea se deriva de la disolución de la halita, pero también de otros minerales de sodio y/o intercambio catiónico (Vespasiano et al., 2016; Wu et al., 2018).
- Dado que no se conoce la firma isotópica del agua del Lago de Chapala, sólo se puede inferir que los valores isotópicos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que presentaron las muestras de todos los pozos analizados indican un origen meteórico. Se propone que el agua meteórica se infiltró en una zona de alta latitud existiendo la posibilidad de que los cuerpos de agua que alimentaron los acuíferos se vieron influenciados por la evaporación y precipitación del agua del Lago de Chapala (la evaporación del agua del lago se condensó formando nubes las cuales fueron transportadas por el viento hacia las zonas montañosas ubicadas en la parte norte de la zona de estudio donde precipitaron en forma de lluvia).
- Los valores isotópicos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras comparadas con el del campo geotérmico La Primavera (los fluidos geotermales más cercanos a la zona de estudio), demostraron no tener un comportamiento similar, ni un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$.
- Se distinguieron tres tipos de agua: bicarbonatada sódica $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, de manera secundaria bicarbonatada cálcica-magnésica $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ y una única muestra fue catalogada como sódica sulfatada $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$.

Capítulo 4

IV. Discusión

En esta sección se discutirán los resultados empleando diagramas que auxiliarán a entender el origen y el comportamiento de las muestras de agua de pozo.

4.1 Clasificación química de las aguas.

El diagrama de Piper fue construido para poder realizar las clasificaciones de las aguas en función de los principales elementos mayores y para agrupar los fluidos de acuerdo con sus similitudes (Figura 4.1a) (Piper, 1944). A continuación, se describen las zonas de estudio:

Jamay

Las muestras J1B y J2B identificadas en el grupo 1 del diagrama de Piper, se clasificaron como aguas bicarbonatadas sódicas $\text{HCO}_3^- \text{Na}^+$, y están asociadas a un proceso de intercambio iónico entre Ca^{2+} y Na^+ indicando de esta manera una evolución en el fluido. También se tiene un mayor contenido de Na^+ que de Mg^{2+} y Ca^+ , aunque se descarta un aporte por evaporitas o carbonatos por la baja concentración en magnesio (Instituto Geológico y Minero de España, 2002; Younger, 2007), es posible que la aportación de magnesio esté atribuida a la presencia de anfíboles y micas como la biotita (Massone et al, 2005).

Ocotlán y San Pedro Itzcán

En el diagrama de Piper, las muestras SPI1B, O1B, O6B, O7B, O8B, O9B, O10B y O11B se catalogan como bicarbonatadas sódicas $\text{HCO}_3^- \text{Na}^+$, con un contenido mayor en $\text{Na}^+ > \text{K}^+$ con respecto al grupo de muestras obtenidas en Ocotlán y San Pedro Itzcán. Por otra parte, las muestras O2B, O3B, O4B y O5B, son aguas mixtas de tipo $\text{Na}^+ \text{Ca}^{2+} \text{HCO}_3^-$. En conjunto, se aprecia un intercambio de iones entre Na^+ y Ca^+ , o un contacto con plagioclasas sódico-cálcicas como la andesina $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ (González-Abraham et al., 2012). Las muestras O2B, O3B, O4B y O5B, presentan un enriquecimiento en SO_4^{2-} que es afín con su contenido en Ca^{2+} lo cual podría estar relacionado con la disolución de anhidrita (CaSO_4) o yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Así mismo, en las muestras O1B, O2B, O3B, O4B, O9B (grupo 2) y O5B (grupo3) se sugiere que el contenido de Mg^{2+} esté asociado con la existencia de biotita presente en andesitas (González-Abraham et al., 2012; Massone et al, 2005); mientras que en los pozos O6B, O7B, O8B, O10B, O11B y SPI1B (grupo1), la concentración de magnesio es mínima.

Chapala

Las muestras obtenidas en el poblado de Chapala presentaron dos tipos de agua diferentes (Figura 4.1a). La muestra C1B del grupo 1, se clasificó como $\text{HCO}_3^- \text{Na}^+$ en donde $\text{Na}^+ > \text{K}^+$, la muestra C2B del grupo 2, con un contenido menor en Na^+ es catalogada como $\text{Ca}^{2+} \text{Na}^+ \text{Mg}^{2+} \text{HCO}_3^-$ donde $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ que a su vez su ubicación en el diagrama de Piper está dentro de la zona de mezcla catiónica. Ambas muestras indican un proceso de intercambio iónico (González-

Abraham et al., 2012). Cabe mencionar, que la concentración de Ca^{2+} en C2B es menor a SO_4^{2-} , lo que puede indicar que el aporte sea de algún silicato o dolomita (Hounslow, 1995).

San Juan Cosalá

En San Juan Cosalá se distinguen dos grupos de agua, la primera conformada por las muestras SJC2B y SJC3B (Grupo 4) con mayor contenido en Ca^{2+} clasificándose como $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-$, las cuales también caen dentro de la zona de mezcla de cationes. La muestra SJC1B (Grupo 6) presentó un porcentaje predominante en SO_4^{2-} de 74% con una concentración de 447.26 mg/L, y en Na^+ con un 91%, siendo el único ejemplar del muestreo clasificada como sulfatada sódica. De acuerdo con Hounslow, (1995), el comportamiento de las concentraciones $\text{Ca}^{2+}<\text{SO}_4^{2-}$ podría estar relacionado con oxidación de pirita (Morales-Arredondo et al., 2018), intercambio iónico, o precipitación de calcita (Wu et al., 2018), y no a la disolución de yeso (Figura 4.1b).

Jocotepec

Las muestras Jo1B y Jo2B, son un tipo de agua clasificadas como $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$, pero distinguiéndose por sus diferentes porcentajes en HCO_3^- , 52% en Jo1B y 94% en Jo2B; y en SO_4^{2-} 40% y 4% respectivamente. La muestra Jo2B (Grupo 2) es similar a las muestras de Jamay aunque su contenido en Ca^{2+} es mayor. La muestra Jo1B (Grupo 5) presenta mayor contenido en los cationes $\text{Na}^+>\text{Ca}^{2+}>\text{Mg}^{2+}>\text{K}^+$, y en aniones presenta $\text{SO}_4^{2-}>\text{Cl}^-$, en donde, de acuerdo con el programa Phreeqc 3.6.3, existe una disolución de yeso. Ambas muestras caen en el campo de mezcla.

Tizapán

La muestra T1B y T2, del grupo 3, así como las muestras T3B y T4B del grupo 4, son aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas, y la muestra T5B es $\text{HCO}_3^- \text{- Na}^+$ la cual presenta similitud con las muestras del grupo 2 de Ocotlán. Las muestras T1B y T2B presentan un mayor enriquecimiento de $\text{Na}^+>\text{Cl}^-$ relacionado al aporte de los componentes de la albita, $\text{Ca}^{2+}>\text{SO}_4^{2-}$ relacionado al aporte de calcita, dolomía o silicatos (Hounslow, 1995); por otra parte, las muestras T3B y T4B presentan una similitud entre Ca^{2+} y Mg^{2+} probablemente por la disolución de minerales ferromagnesianos (González-Abraham et al., 2012; Hounslow, 1995).

Asimismo, con los grupos de muestras en que se dividieron los fluidos en el diagrama de Piper, se describieron las características geológicas e hidrogeológicas con el diagrama D'Amore de acuerdo con los siguientes parámetros (D'Amore et al., 1983) (Figura 4.1b):

$A = \frac{100}{\Sigma \text{ aniones}} (\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-})$; distingue fluidos que circularon por terrenos calcáreos o evaporíticos.

$B = 100 \left(\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\Sigma \text{ aniones}} - \frac{\text{Na}^+}{\Sigma \text{ cationes}} \right)$; diferencia entre aguas sulfatadas que circularon por terrenos evaporíticos, de las aguas enriquecidas en sodio que circularon por terrenos sedimentarios arcillosos.

$C = 100 \left(\frac{Na^+}{\Sigma \text{ cationes}} - \frac{Cl^-}{\Sigma \text{ aniones}} \right)$; distingue entre aguas derivadas por secuencias *flysch* o volcanitas, series carbonato-evaporíticas o por un basamento regional cuarzo-esquistoso.

$D = 100 \left(\frac{Na^+ - Mg^{2+}}{\Sigma \text{ cationes}} \right)$; distingue entre aguas que circularon por calizas dolomitizadas.

$E = 100 \left(\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{\Sigma \text{ cationes}} - \frac{HCO_3^-}{\Sigma \text{ aniones}} \right)$; permite diferenciar la circulación entre los reservorios carbonatados de los sulfatados.

$F = 100 \left(\frac{Ca^{2+} - Na^+ - K^+}{\Sigma \text{ cationes}} \right)$; es indicativo del incremento de K^+ en el agua.

De acuerdo a los anterior y el diagrama de D'Amore (Figura 4.1b), los parámetros B y E en los grupos 1 y 2 son negativos, mientras que A, C y D son positivos. El parámetro A y E demuestran un enriquecimiento en HCO_3^- señalando que el agua pudo haber atravesado por un terreno calcáreo. El comportamiento de los parámetros B, C y D manifiestan un enriquecimiento de Na^+ relacionado la circulación del agua por un ambiente sedimentario o volcánico. La F indica un aumento en ion K^+ . El contenido de Na^+ y K^+ puede representar el contenido de plagioclasa sódica (albita) o feldespato potásico en rocas ígneas, por lo tanto, se sugiere que estos grupos de agua atravesaron por sedimentos en la superficie y se infiltraron a profundidad atravesando una litología volcánica.

El grupo 3 y 4 presentan un comportamiento similar a los grupos 1 y 2, con excepción del enriquecimiento en el parámetro D (grupo 3) y el en E (grupo 4). En conjunto, los parámetros tienen patrones similares a las de las aguas que circulan por rocas calcáreas.

El grupo 5 representa únicamente a la muestra Jo1B, donde los parámetros indican un enriquecimiento en Na^+ , HCO_3^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , sugiriendo la presencia de terrenos volcánicos y calcáreos.

El grupo 6 del diagrama de D'Amore, indica que se tiene un enriquecimiento en SO_4^{2-} y Na^+ probablemente vinculado a un depósito lacustre y/o pizarras (D'Amore et al., 1983, Pérez-Martínez et al., (2020) (Figura 4.1b).

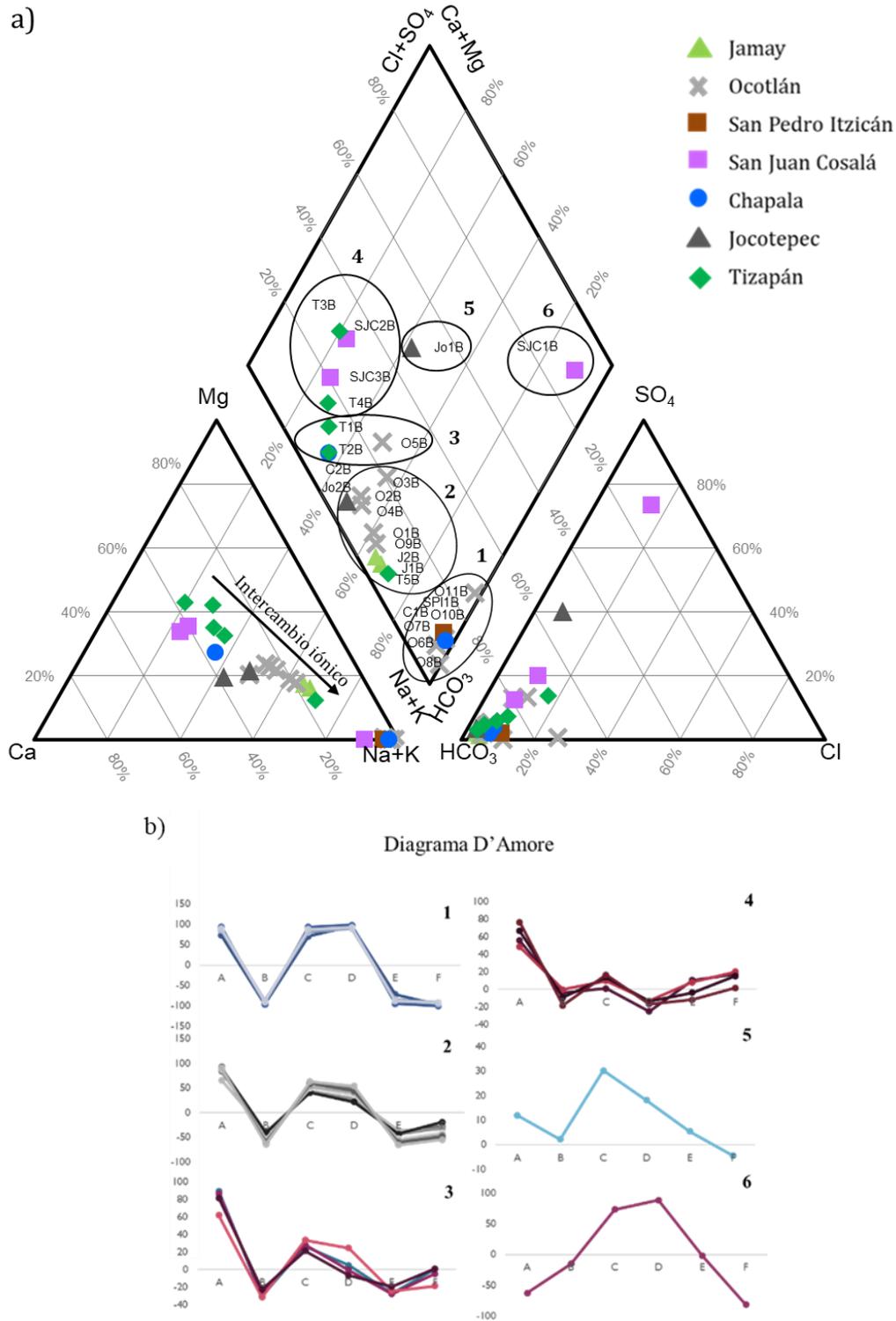


Figura 4.1. a) Diagrama de Piper de las muestras de agua de la zona de estudio. Se observan circulos los grupos de agua tomando en consideración el b) diagrama D'Amore (grupo 1: 06B, 08B, 07B, 01B, 010B, SP11B, 011B; grupo 2: T5B, J1B, J2B, 09B, 01B, 03B, 02B, 04B, Jo2B; grupo 3: T1B, T2B, C2B, 05B; grupo 4: T3B, SJC2B, SJC3B, T4B; grupo 5: Jo1B; grupo 6: SJC1B).

Con respecto a su localización geoespacial, se realizaron diagramas de Stiff (Figura 4.2). En las zonas de Ocotlán y Jamay se distinguieron dos tipos de agua Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^- y Na^+ - HCO_3^- , ubicados en terrenos aluviales. La muestra SPI1B y C1B fueron categorizadas como Na^+ - HCO_3^- con la diferencia de que la primera se encuentra situada aproximadamente a 500 m al sur de una falla y la segunda está al pie de una colina. Contrario a la muestra C1B, la C2B de tipo Ca^{2+} - HCO_3^- se encuentra al costado de una depresión al pie de una zona montañosa de basalto (Carta Geológica-Minera Guadalajara F13-12, cartografiado por el Servicio Geológico Mexicano, 2000). En San Juan Cosalá se distingue fácilmente la muestra SJC1B al ser la única diferente de los 3 pozos muestreados en esta zona y cuyo diagrama de Stiff se caracteriza por los dos picos predominantes en Na^+ - K^+ y SO_4^{2-} . En Jocotepec las muestras Jo1B y Jo2B son Ca^{2+} - HCO_3^- , sin embargo, la muestra Jo1B presenta mayor concentración en SO_4^{2-} lo que podría indicar una mezcla de aguas. Tanto las muestras de San Juan Cosalá, como las de Jocotepec, podrían estar relacionadas con la infiltración de agua a través de la falla que se extiende al norte de ambas localidades con una aproximación menor a un $\sim 1\text{km}$. En la zona sur del Lago de Chapala Tizapán, con excepción de la T5B que es agua fría, son de tipo Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^- y la litología presente son suelos aluviales, aunque más hacia el sur se encuentran entre rocas volcánicas de basalto y andesitas una serie de fallas con dirección E-W (cuyo contenido es rico en Ca^{2+} y Mg^{2+}). En general, las ubicaciones de la mayoría de las muestras están cercanas a fallas geológicas existiendo la posibilidad de que el origen de estos fluidos se deba a la recarga de un acuífero por medio de la infiltración del agua meteórica entre las fallas atravesando por rocas volcánicas ricas en Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} y algún sedimento lacustre rico en SO_4^{2-} (esto último para la muestra SJC1B) (Rosas Elguera & Urrutia Fucugauchi, 1998).

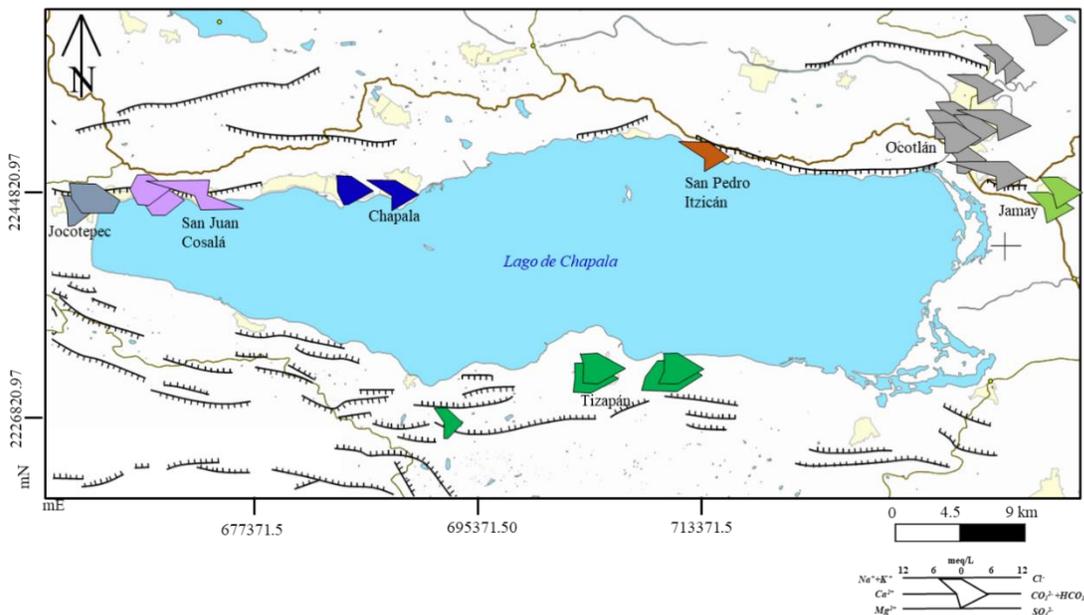


Figura 4.2 Mapa de diagramas de Stiff de las zonas de muestreo, Jamay (verde), Ocotlán (gris), San Pedro Itzicán (anaranjado), Chapala (azul), San Juan Cosalá (morado), Jocotepec (gris oscuro), Tizapán (verde oscuro).

El diagrama propuesto por Chadha (1999), permite clasificar las aguas y estudiar los procesos hidrogeoquímicos conforme a su evolución. El diagrama se compone de un eje X que representa a las tierras y metales alcalinos, y el eje de las Y a los aniones débiles y fuertes. Las diferencias entre ambas coordenadas se trasladan hacia los subcampos del diagrama, que definen el carácter global de un agua (Chadha,1999). Existen 4 campos en el diagrama: $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ (recarga de agua), $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ (agua de intercambio iónico), $\text{Na}^+\text{-Cl}^-\text{-SO}_4^{2-}$ (los metales alcalinos exceden los alcalinoterreos y los aniones ácidos fuertes exceden los aniones ácidos débiles), y $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Cl}^-$ (agua de intercambio iónico inverso); y 8 subcampos (Chadha,1999; Kaur et al., 2019) los cuales indican:

- 1: Las tierras alcalinas exceden los metales alcalinos
- 2: Los metales alcalinos exceden las tierras alcalinas
- 3: Aniones de ácidos débiles exceden los aniones de ácidos fuertes
- 4: Los aniones ácidos fuertes superan a los aniones ácidos débiles
- 5: Las tierras alcalinas y los aniones ácidos débiles exceden ambos metales alcalinos y aniones ácidos fuertes, respectivamente
- 6: Las tierras alcalinas exceden los metales alcalinos y los aniones ácidos fuertes exceden los aniones ácidos débiles
- 7: Los metales alcalinos exceden las tierras alcalinas y los aniones ácidos fuertes exceden los aniones ácidos débiles
- 8: Los metales alcalinos exceden las tierras alcalinas y los aniones ácidos débiles exceden los aniones ácidos fuertes

La clasificación de las muestras en la figura 4.5 coincide con el diagrama de Piper, con la particularidad de que se muestra el trayecto de evolución de las aguas de agua tipo $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ a $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, quedando únicamente fuera de este trayecto SJC1B que es $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$. Asimismo, se observa que, en el cuadrante I, correspondiente al agua tipo Ca-Mg-HCO_3 , algunas muestras cruzan por el eje de las ordenadas por la zona 3 que indica que los aniones de ácidos débiles (CO_3^{2-}) exceden los aniones de ácidos fuertes (Cl^- , SO_4^{2-}) (Chadha,1999; Kaur et al., 2019) (Figura 4.3).

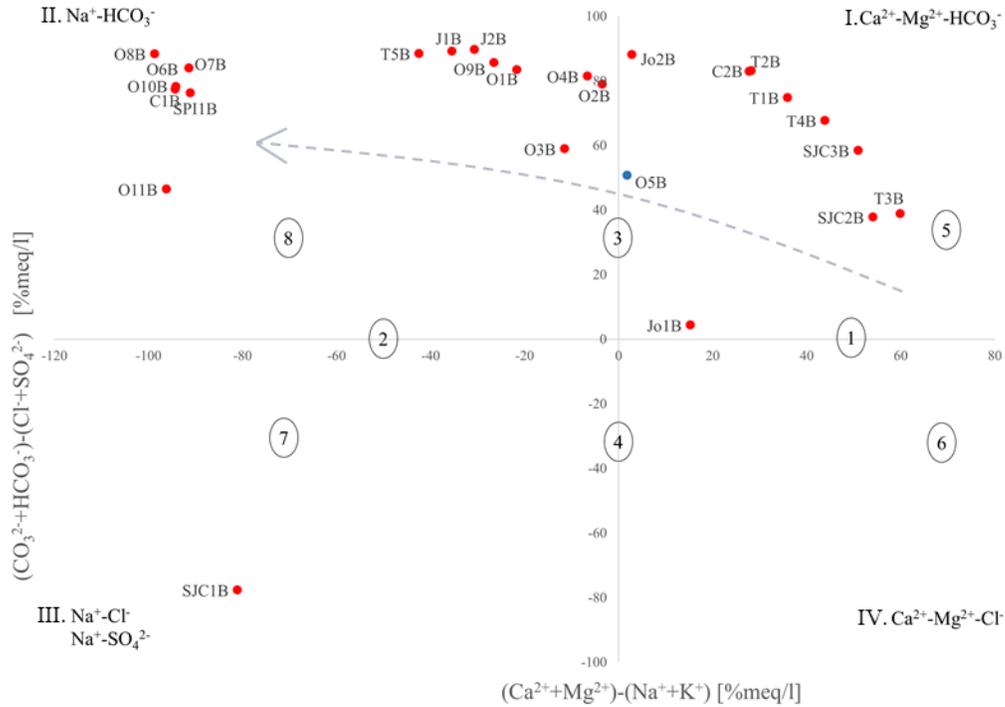


Figura 4.3 Diagrama de Chadha. Muestra especialmente un proceso de evolución hidrogeoquímica a partir de las muestras ubicadas en la sección 5 y 3, hacia la sección 8 (flecha punteada). Se muestran los 4 cuadrantes referenciados al tipo de fluido: I. $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$, II. $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, III. $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$, y IV. $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-Cl}^-$; y 8 subcampos.

En la figura 4.4 se muestra el gráfico $\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$ en función de $\text{Na}^+\text{+K}^+\text{-Cl}^-$, en donde la relación $\text{Na}^+\text{+K}^+\text{-Cl}^-$ representa el enriquecimiento o empobrecimiento de la concentración de Na^+ y K^+ de acuerdo con lo aportado por la disolución de sales de cloruro como la halita, por otra parte, la relación $\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^- \text{-SO}_4^{2-}$ representa el enriquecimiento o empobrecimiento de la concentración de $\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}$ por la disolución de yeso, calcita y/o dolomita (Jalali, 2005). En la figura se observa un aumento en $\text{Na}^+\text{+K}^+$ relacionado con una disminución de $\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+}$ y con el aumento de $\text{HCO}_3^- \text{+SO}_4^{2-}$. El valor de la pendiente -1.06 concuerda con el trabajo de Jalali (2005), quien indica que una pendiente de -1 o negativa demuestra que la composición química del agua está controlada por el intercambio iónico; en este caso se sugiere que los procesos de intercambio iónico están involucrados con la absorción de Ca^{2+} y Mg^{2+} así como con la liberación de Na^+ y K^+ en la solución (Pérez-Martínez et al., 2020).

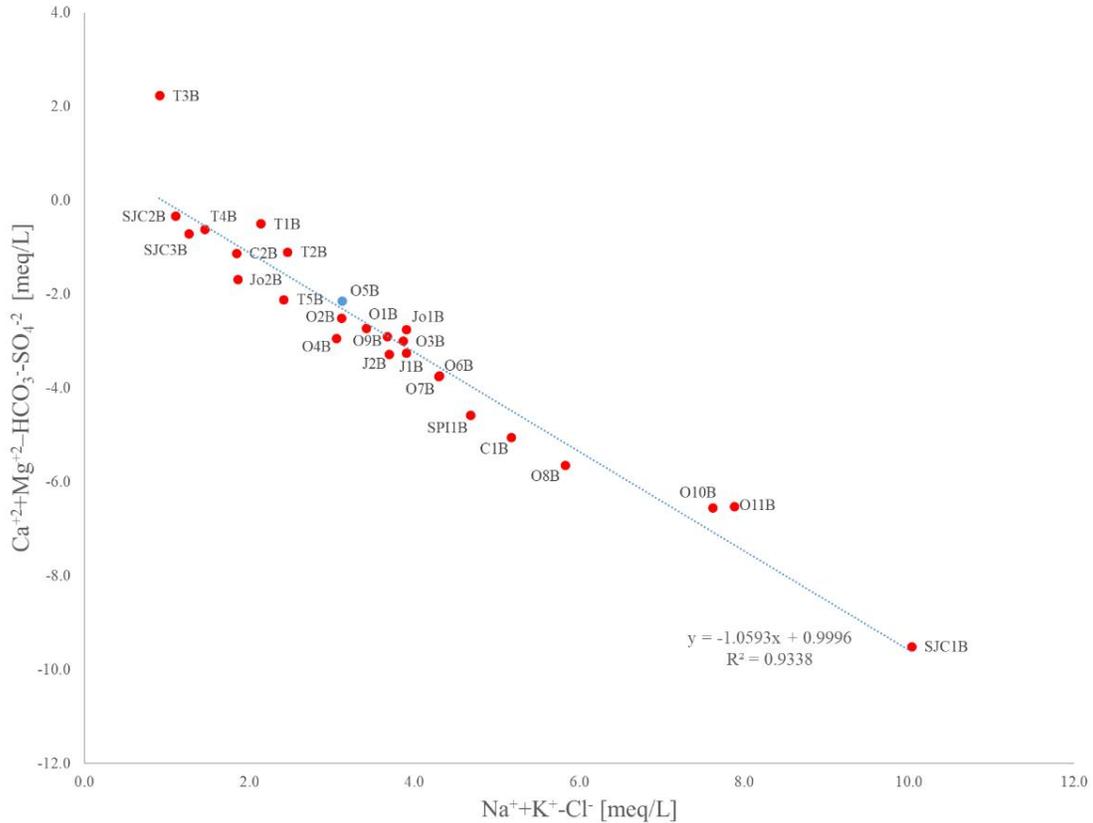


Figura 4.4 Gráfica de $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^{-}-\text{SO}_4^{2-}$ vs $\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}-\text{Cl}^{-}$ de las muestras de agua termal, mostrando la existencia de los procesos de intercambio iónico.

De acuerdo con el trabajo de Mifflin, (1968 y 1988), se realizó un diagrama de $\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$ vs $\text{Cl}^{-}+\text{SO}_4^{2-}$ para clasificar el flujo del agua: regional, intermedio y local (figura 4.5). En la figura sólo la muestra SJC1B se relaciona con un flujo regional que concuerda con lo establecido por Tóth, (1999, 2009), que especifica que las recargas regionales tienden a tener un aumento en Cl^{-} y SO_4^{2-} . Por otro lado, las muestras O11B y Jo1B se clasifican de tipo flujo intermedio, y el resto de las muestras como flujo local.

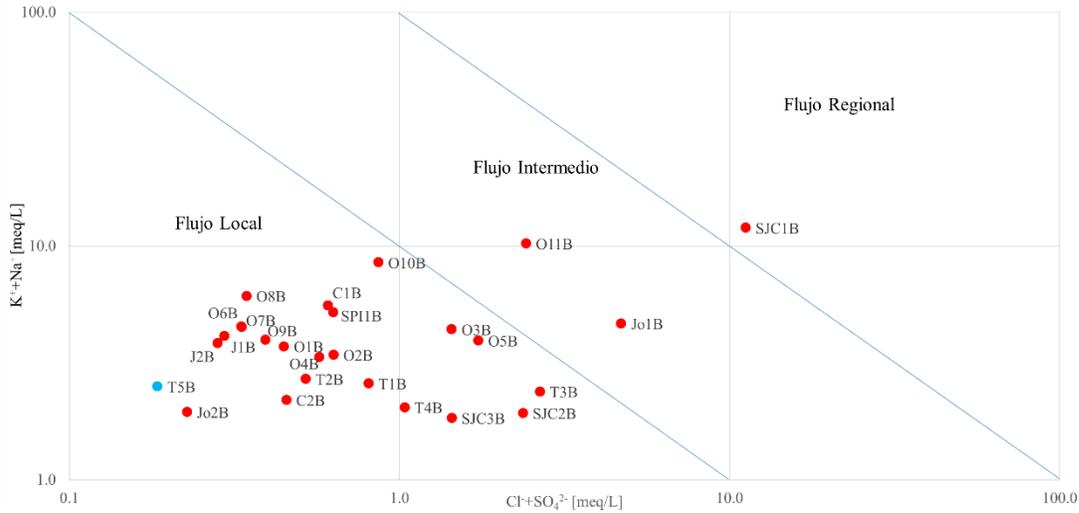


Figura 4.5 Diagrama de Mifflin Na^+K^+ vs $Cl^- + SO_4^{2-}$, mostrando los flujos locales, intermedios y regionales.

4.2 Diagrama ternario $Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^-$

El diagrama ternario $Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ proporciona información sobre la clasificación de las aguas termales de acuerdo con las proporciones de cloruro, sulfato y bicarbonato (Nicholson, 1993) clasificando las muestras como aguas periféricas (ricas en HCO_3^- , de reciente infiltración), maduras (con mayor contenido de Cl^- , $<40\%$ en HCO_3^- , y $<10\%$ en SO_4^{2-}) y aquellas asociadas a vulcanismo (Giggenbach, 1988; Nicholson, 1993).

En la figura 4.6 se observa que, de acuerdo con los porcentajes relativos de las concentraciones de estos elementos, la mayoría de las muestras se ubican en el área de aguas periféricas cerca del origen del anión HCO_3^- , con excepción de la muestra SJC1B, que como se describió anteriormente, es la única muestra que presenta valores de SO_4^{2-} altos, y a pesar de ubicarse en esta área, su origen podría no estar estrictamente relacionado con vulcanismo ya que la química del agua da un indicio para aseverar que los sulfatos no tienen un origen por aguas calentadas por vapor como lo muestra su pH neutro. Las aguas geotérmicas sulfatadas normalmente están relacionadas con vulcanismo reciente y alto contenido en azufre (Nicholson, 1993), pero en el sitio no se observa esto. De acuerdo con Pérez-Martínez et al., (2020), presenta aguas geotérmicas sulfatadas sin estar calentadas por vapor debido a los estratos lacustres enriquecidos en SO_4^{2-} que reacciona con el agua (Hounslow, 1995).

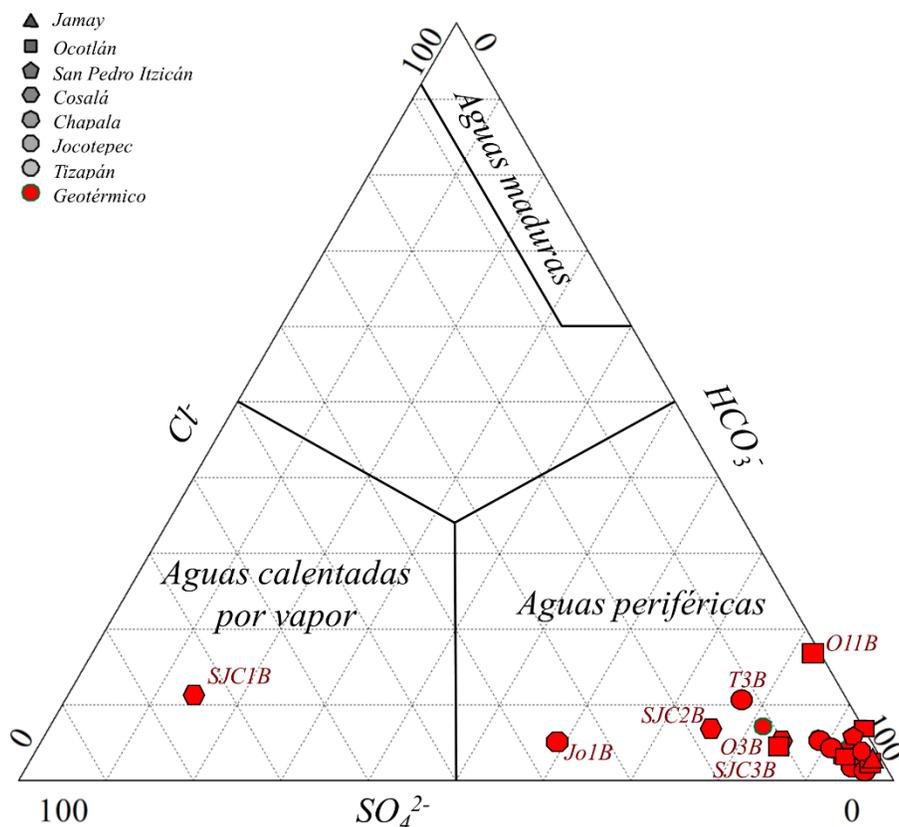


Figura 4.6 Diagrama ternario de clasificación de aguas de acuerdo con su proporción de SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^- .

4.3 Geotermometría

Los geotermómetros son herramientas matemáticas que ayudan a estimar la temperatura de un reservorio por medio de la composición química e isotópica del agua termal la cual está relacionada con reacciones químicas, procesos de mezcla y con el equilibrio químico entre minerales y el fluido debido a la interacción agua-roca (Giggenbach, 1988; Nicholson, 1993).

Para la elección del geotermómetro se requirió conocer el estado de equilibrio de cada muestra cuya química y temperatura indicaba que estaba sujeta a una condición de termalismo. Es importante conocer el estado de equilibrio de las muestras ya que la interacción agua-roca controla la composición química de ellas, por ejemplo, al encontrarse neutralizado el fluido termal por la roca el sistema estará en equilibrio a una temperatura en específico, sin embargo, al existir un equilibrio parcial el sistema estará en equilibrio con al menos una reacción química y tratará de ajustarse paulatinamente para alcanzar el equilibrio o re-equilibrio, mientras que el desequilibrio generará variaciones en el tipo de fluido (Chang, 2010; Pérez-Zarate, 2014). Cabe mencionar que durante el ascenso del agua hacia la superficie es posible que ésta sufra o no reequilibrio ya sea por la proporción de flujo, la ruta de ascenso, la litología, la temperatura inicial del yacimiento y la cinética (Monteagudo, 1989; Nicholson, 1993). La temperatura es un

parámetro importante en el equilibrio ya que puede alterar la constante de equilibrio de una reacción y favorecer la formación de ciertos compuestos (Chang, 2010).

En este caso, el diagrama ternario de Giggenbach $K^+Na^+-\sqrt{Mg^{2+}}$ permite la evaluación del equilibrio por medio de la combinación de dos tipos de geotermómetros:

1. Geotermómetro K^+/Mg^{2+} : Está fundamentado en el equilibrio de los minerales de feldespato potásico, clinocloro y muscovita, y normalmente se relaciona a sistemas de baja temperatura (Fournier, 1990; Giggenbach et al. 1983; Giggenbach 1988; Nicholson, 1993). La ecuación del geotermómetro de Giggenbach, (1988), es la siguiente:

$$T^{\circ}C = \{4410/[14.0 - \log(K^2/Mg)]\} - 273.15,$$

donde la concentración de K^+ y Mg^{2+} deben estar en mg/kg (ppm).

2. Geotermómetro Na^+/K^+ : Este sistema vinculado al equilibrio del feldespato potásico y sódico muestra una fuerte dependencia con la variación de las relaciones químicas de Na/K debido al proceso de intercambio iónico que existe entre estos dos cationes y los feldespatos alcalinos, como una consecuencia de la interacción roca-fluido que domina en sistemas geotérmicos activos (Díaz-González et al., 2008). Su ecuación es la siguiente (Giggenbach, 1988):

$$T^{\circ}C = \{1390/[\log(Na/K) + 1.75]\} - 273.15,$$

donde ambos geotermómetros están en mg/kg (ppm).

En la Figura 4.7 se muestra el diagrama ternario de Giggenbach, en donde se observan dos grupos situados en dos áreas distintas del diagrama, las muestras de agua termal O10B, O11B y SJC1B se ubicaron en el área clasificada como aguas parcialmente equilibradas, y el resto de las muestras se clasificaron como aguas inmaduras (Giggenbach et al., 1994; Giggenbach, 1988).

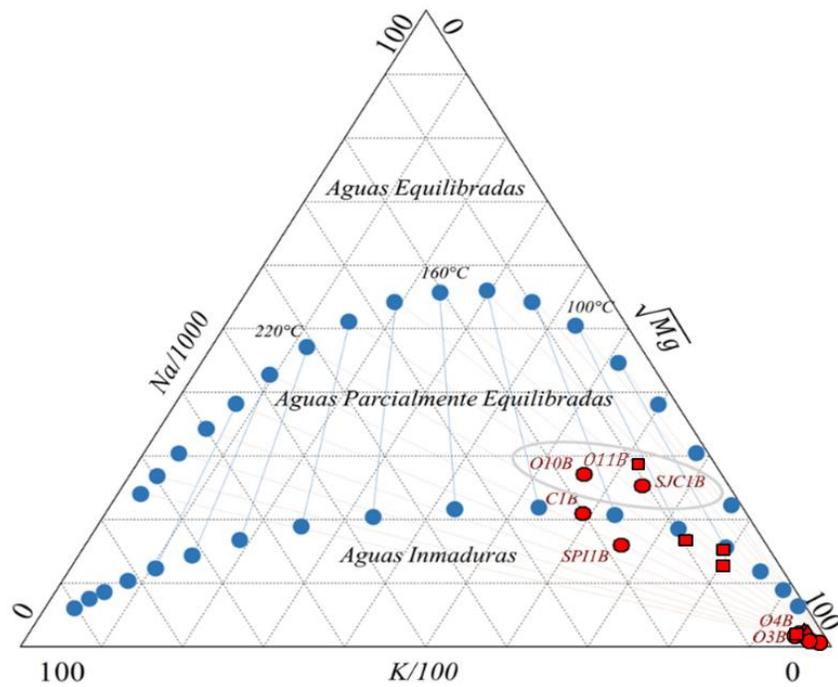


Figura 4.7 Determinación del estado de equilibrio de las muestras de agua de las zonas de estudio, mediante el diagrama ternario de Giggenbach (1988).

De acuerdo con el diagrama anterior (figura 4.7), las muestras que se seleccionaron para la aplicación de geotermómetros fueron: O10B, O11B y SJC1B, ya que cumplen con la condición de no ser aguas inmaduras, las cuales no proporcionarían información relevante sobre condiciones térmicas (Fournier, 1990).

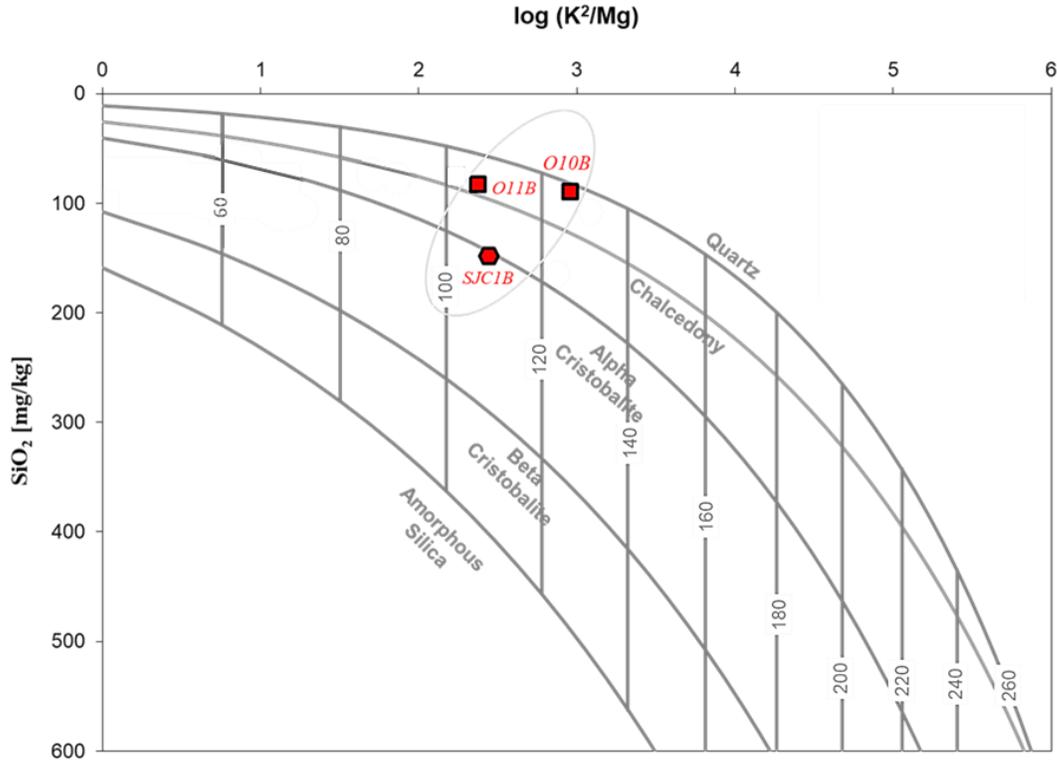


Figura 4.8 Diagrama de SiO₂ vs K/Mg (Giggenbach & Gogel, 1989) obtenido con programa de Powell & Cumming, (2010).

Powell & Cumming, (2010), presentó en su trabajo un diagrama de Giggenbach & Goguel, (1989) en el cual se pueden observar y realizar comparaciones entre los geotermómetros de SiO₂ y K⁺/Mg²⁺. De acuerdo con la figura 4.8, la muestra O10B se situó entre las líneas de disolución del cuarzo y la calcedonia con una temperatura de 128°C; en esta misma zona se ubicó la muestra O11B, con una temperatura de 108°C. La tercera muestra, SJC1B, se ubicó en la línea de cristobalita (alpha) con una temperatura de 110°C (Figura 4.8) (García & Guifarro 2014; Gómez-Díaz & Marín-Cerón; 2018; Powell & Cumming, 2010).

A partir de estas observaciones, fue posible utilizar el diagrama como indicador para elegir el geotermómetro de calcedonia, dado que la calcedonia es un polimorfo de sílice que es estable a temperaturas menores a 190 ° C (White y Hedenquist, 1990; Price et al., 2011) y cuyo geotermómetro es comúnmente empleado para sistemas de bajas temperaturas de aproximadamente 70° a 140°C (Morales et al., 2015). Con apoyo de la información otorgada por el programa de Powell & Cumming, (2010) sobre el geotermómetro de calcedonia conductiva de Fournier, (1977), cuya ecuación es:

$$T^{\circ}\text{C} = \{1032 / [4.69 - \log(\text{SiO}_2)]\} - 273.15.$$

fue posible obtener las temperaturas de las aguas termales O10B, O11B y SJC1B, las cuales se presentan en el resumen de las zonas de estudio en la tabla 4.1.

Tabla 4.1. Resumen de las características litológicas e hidrogeoquímicas de los sitios de muestreo de la zona de estudio. Se encuentran en color rojo las muestras O10B, O11B y SJC1B.

Localidad	Litologías	Diagrama de A'more	Diagrama de Mifflin	Parámetros Físicoquímicos	Diagrama de Chadha	Diagrama de Piper	Diagrama de Gigggenbach Na, Ca, \sqrt{Mg}	Geotermómetro
Jamay	Ígnea extrusiva: basalto Sedimentaria: limonita-arenisca Suelo: aluvial	• J1B, J2B Grupo 2: Clásticos	J1B, J2B: Flujo Local	J1B: pH (7.6) 33°C, 661 [μS/cm], 372 [ppm] J2B: pH (8.0) 31°C, 603 [μS/cm], 353 [ppm]	J1B, J2B: Na ⁺ - HCO ₃ ⁻	J1B, J2B: Bicarbonatada sódica		
Ocotlán	Ígnea extrusiva: basalto Sedimentaria: limonita-arenisca Suelo: aluvial	• O1B, O2B, O3B, O4B, O6B, O7B, O8B, O9B, O10B, O11B Grupo 1 y 2: Clástico • O5B Grupo 3: Carbonatado	O1B, O2B, O3B, O4B, O5B, O6B, O7B, O8B, O9B, O10B: Flujo Local O11B: Flujo Intermedio	O1B: pH (7.8), 35°C, 710 [μS/cm], 387 [ppm] O2B: pH (7.9), 30°C, 653 [μS/cm], 388 [ppm] O3B: pH (7.8), 27°C, 782 [μS/cm], 485 [ppm] O4B: pH (8.0), 26°C, 594 [μS/cm], 381[ppm] O5B: pH (7.3), 23°C, 728 [μS/cm], 497 [ppm]	O1B, O2B, O3B, O4B, O6B, O7B, O8B, O9B, O10B, O11B: Na ⁺ -HCO ₃ ⁻ O5B: Ca ²⁺ - Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻	O1B, O2B, O3B, O4B, O6B, O7B, O8B, O9B, O10B, O11B: Bicarbonatada sódica O5B: Bicarbonatada cálcica	O10B, O11B: Parcialmente Equilibrada.	O10B: • Calcedonia, 104°C O11B: • Calcedonia, 99°C

				<p>O6B: pH (8.4), 28°C, 796 [μS/cm], 306 [ppm]</p> <p>O7B: pH (8.3), 29°C, 494 [μS/cm], 299 [ppm]</p> <p>O8B: pH (8.6), 29°C, 669 [μS/cm], 400 [ppm]</p> <p>O9B: pH (8.0), 33°C, 684 [μS/cm], 387 [ppm]</p> <p>O10B: pH (8.5), 40°C, 1124 [μS/cm], 572 [ppm]</p> <p>O11B: pH (8.8), 35°C, 1091 [μS/cm], 597 [ppm]</p>		
--	--	--	--	---	--	--

San Pedro Itzicán	<p>Ígnea extrusiva: basalto y brecha volcánica básica Sedimentaria: limonita-arenisca Suelo: aluvial</p>	<ul style="list-style-type: none"> • SPI1B Grupo 1: Clástico 	SPIIB: Flujo Local	<p>SPIIB: pH (8.2), 50°C, 870 [μS/cm], 384 [ppm]</p>	<p>SPIIB: Na⁺- HCO₃⁻</p>	<p>SPIIB: Bicarbonatada Sódica</p>
----------------------	--	---	-----------------------	--	---	--

San Juan Cosalá	Ígnea extrusiva: basalto y volcanoclástico Sedimentaria: limonita-arenisca y conglomerado Suelo: aluvial	<ul style="list-style-type: none"> • SJC1B Grupo 6: Clástico • SJC2B Grupo 4: Carbonatado • SJC3B Grupo 5: Carbonatado 	SJC1B: Flujo Regional SJC2B, SJC3B: Flujo Local	SJC1B: pH (9.0), 41°C, 2041 [μS/cm], 1021 [ppm] SJC2B: pH (7.3), 32°C, 888 [μS/cm], 505 [ppm] SJC3B: pH (7.1), 30°C, 758 [μS/cm], 453 [ppm]	SJC1B: Na ⁺ -SO ₄ ²⁻ SJC2B, SJC3B: Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻	SJC1B: Sulfatada Sódica SJC2B, SJC3B: Bicarbonatada cálcica y/o magnésica	SJC1B: Parcialmente Equilibrada	SJC1B: <ul style="list-style-type: none"> • Calcedonia, 111°C
Chapala	Ígnea extrusiva: basalto y brecha volcánica básica Sedimentaria: limonita-arenisca y conglomerado Suelo: aluvial	<ul style="list-style-type: none"> • C1B Grupo 1: Clástico C2B Grupo 3: Carbonatado 	C1B, C2B: Flujo Local	C1B: pH (8.9), 36°C, 738 [μS/cm], 394 [ppm] C2B: pH (7.3), 36°C, 615 [μS/cm], 368 [ppm]	C1B: Na ⁺ -HCO ₃ ⁻ C2B: Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻	C1B: Bicarbonatada sódica C2B: Bicarbonatada cálcica		
Jocotepec	Ígnea extrusiva: basalto y volcanoclástico Sedimentaria: limonita-arenisca y conglomerado Suelo: aluvial	<ul style="list-style-type: none"> • Jo1B Grupo 5: Carbonatado • Jo2B Grupo 2: Clástico 	Jo1B: Flujo Intermedio Jo2B: Flujo Local	Jo1B: pH (7.4), 36°C, 1277 [μS/cm], 691 [ppm] Jo2B: pH (8.0), 35°C, 466 [μS/cm], 255 [ppm]	Jo1B, Jo2B: Ca ²⁺ -Mg ²⁺ -HCO ₃ ⁻	Jo1B, Jo2B: Bicarbonatada cálcica y/o magnésica		

Tizapán	Ígnea extrusiva: basalto y brecha volcánica básica Suelo: aluvial	<ul style="list-style-type: none"> • T1B, T2B, T3B, T4B Grupo 3, 4, 5: Carbonatado • T5B Grupo 2: Clástico 	T1B, T2B, T3B, T4B, T5B: Flujo Local	<p>T1B: pH (7.5), 26°C, 969 [μS/cm], 614 [ppm]</p> <p>T2B: pH (7.7), 26°C, 684 [μS/cm], 435 [ppm]</p> <p>T3B: pH (7.3), 25°C, 966 [μS/cm], 623 [ppm]</p> <p>T4B: pH (7.0) 26°C, 682 [μS/cm], 436 [ppm]</p> <p>T5B: pH (8.8), 36°C, 416 [μS/cm], 224 [ppm]</p>	<p>T1B, T2B, T3B, T4B: Ca²⁺-Mg²⁺- HCO₃⁻</p> <p>T5B: Na⁺- HCO₃⁻</p>	<p>T1B, T2B, T3B, T4B: Bicarbonatada cálcica y/o magnésica</p> <p>T5B: Bicarbonatada sódica</p>
---------	--	--	---	---	---	---

4.4 Tipo de Play Geotérmico

En relación con la parte estructural y los análisis químicos de las muestras de agua, se propuso establecer modelos conceptuales de las zonas de estudio: Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán, con el objetivo de clasificar el tipo de play geotérmico de cada zona.

Las fallas situadas en las zonas montañosas presentes en la parte norte y sur del Lago de Chapala con tendencia W-E, juegan un papel importante en la infiltración de los fluidos para que puedan lograr transportarse hasta una capa permeable a profundidad en donde su temperatura irá variando con respecto a la profundidad (Hochstein, 1988; Moeck, 2014; Reed, 1983; Verma y Rodríguez-González, 1997).

Del estudio de la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, y los análisis geoquímicos, se deduce que el agua es principalmente de origen meteórico, que circula a profundidad atravesando estratos lacustres y volcánicos. El agua se infiltra a niveles profundos desde áreas montañosas de gran altitud siendo almacenado en los acuíferos e interactuando con distintas litologías.

Con base al estudio de magnetometría y las secciones geológicas presentados por Alatorre-Zamora et al., (2015) y Ariza, (2009) (Figura 4.9), fue posible corroborar la química del agua con la litología en las zonas de estudio.

Se describirán a continuación los perfiles correspondientes de cada zona muestreada:

Jamay, Ocotlán (A-A')

Para este modelo se tomó en cuenta la ubicación de las muestras de Ocotlán y Jamay, los cuales se encuentran cercanos a la Mesa de Ocotes y Cerro Gomeno (Figura 4.9). La Mesa de Ocotes (Carta Geológica-Minera de Guadalajara F13-12 del Servicio Geológico Mexicano, 2000) presenta una falla normal con un buzamiento hacia el sur en donde se genera la recarga por agua meteórica y se infiltra hacia el acuífero coincidiendo con lo mencionado por CONAGUA (2018c) (Figura 4.10), del mismo modo en Cerro Gomeno cuyas fallas tienen un buzamiento S-E.

Estas aguas tienen una composición $\text{HCO}_3\text{-Na}^+$ y $\text{HCO}_3\text{-Ca}^{2+}$ y son de flujo local. La litología que presenta el poblado de Ocotlán y Jamay es uniforme, por lo que, de acuerdo a las columnas estratigráficas de Rosas-Elguera & Urrutia-Fucugauchi (1998) (Pozo PEMEX, Ocotlán B y Jamay) y con la columna estratigráfica que se realizó con los análisis de DRX, se asegura que la litología se compone de depósitos lacustres, basaltos y andesitas, esto indica que efectivamente participan en la composición del agua el aporte de elementos químicos de la disolución de minerales que componen estas rocas, como las plagioclasas intermedias que incorporan al agua Na^+ y Ca^{2+} .

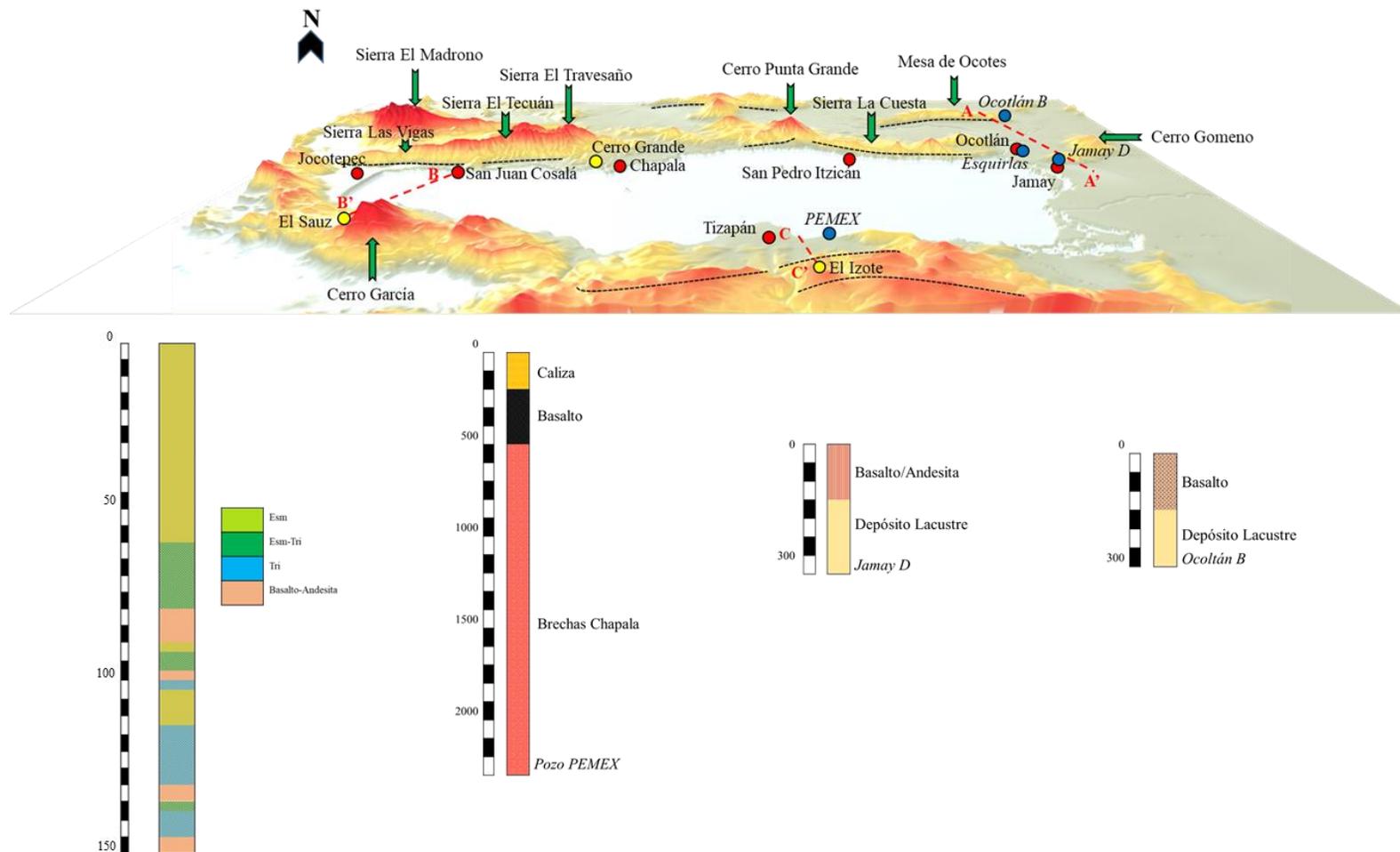


Figura 4.9. Modelo digital de Elevación. Se muestran los perfiles considerados por Alatorre-Zamora et al., (2015) y Ariza, (2009) (B-B' y C-C'), con excepción del perfil A-A' de Ocotlán-Jamay (Rosas-Elguera & Urrutia-Fucugauchi, 1998), y en línea punteada (negro) las fallas geológicas con orientación W-E al sur del lago, y S-N al norte del lago. En la parte inferior se observan las columnas estratigráficas del pozo ubicado en Ocotlán de donde se obtuvieron las esquirlas para el estudio de DRX, del pozo de exploración de PEMEX (Zapata-Norberto, 2013), así como del pozo Jamay D y Ocotlán B (Rosas-Elguera & Urrutia-Fucugauchi, 1998).

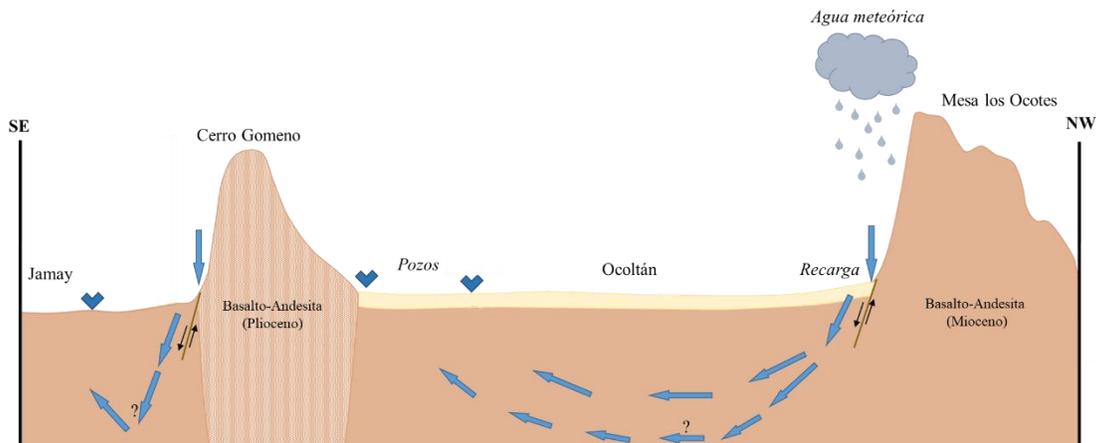


Figura 4.10. Modelo conceptual de la zona de Ocotlán y Jamay.

San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá (B-B'), Chapala y Jocotepec.

Cabe mencionar que las zonas de San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala y Jocotepec, presentan similitudes en el modelo conceptual (Figura 4.11) dado que se ubican enfrente de las zonas montañosas ubicadas al norte del Lago de Chapala con una orientación W-E. Las zonas montañosas que se presentan cerca de cada poblado son: Sierra La Cuesta (San Pedro Itzicán), Sierra Las Vigas (San Juan Cosalá y Jocotepec), Sierra el Tecuán y Cerro Grande (Chapala) (Figura 4.9). Se asume que la recarga de agua se obtiene por la infiltración de ésta en las fallas en los cuerpos montañosos siendo las zonas de mayor latitud de estos poblados.

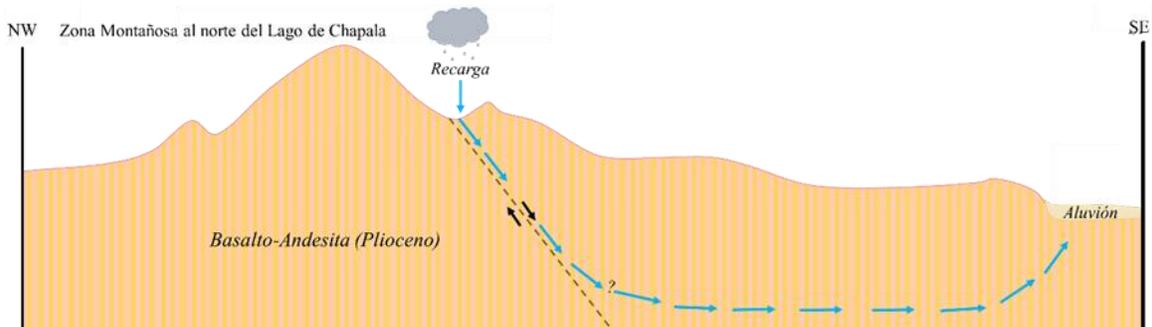


Figura 4.11 Modelo conceptual general para las zonas de San Juan Cosalá, Chapala y Jocotepec.

Sin embargo, la sección geológica de San Juan Cosalá-El Sauz de Alatorre-Zamora et al., (2015), ejemplifica de forma general la litología que existe a profundidad en San Juan Cosalá y en las otras zonas de estudio (San Pedro Itzicán, Chapala y Jocotepec) como se representa en la figura 4.12. Se observó que a profundidad la litología se encuentra conformada por rocas ígneas como andesita, riolita y granito (Alatorre-Zamora et al; 2015), además de sedimentos lacustres situados en la parte superficial de la zona que fueron aportados por el Lago de Chapala. Cabe mencionar que el enriquecimiento de algunos compuestos químicos en el agua es debido a la disolución de los minerales típicos existentes en estas litologías, como son los feldespatos

sódicos y las micas en las rocas ígneas, así como rocas evaporíticas en la zona lacustre. Por otro lado, no se encuentra algún aporte de la roca granítica en los fluidos, ya que tomando en cuenta la porosidad y la permeabilidad de las rocas, podría inferirse que el basamento granítico no permite la infiltración del agua a través de ella (Ramírez-Oyanguren & Alejano-Monge, 2004; Sánchez-Chevarria, sin año) (Figura 4.12).

De manera independiente, se considera que la alta temperatura expuesta en la muestra SJC1B de San Juan Cosalá puede deberse a un transporte profundo vinculado con un flujo regional y con el gradiente geotérmico normal de 33°C/km (Verma & Rodríguez-González, 1997) (Figura 4.12). La alta concentración de SO_4^{2-} podría deberse a la aportación de componentes del sedimento lacustre al fluido como sucede en el graben Rhin en Francia (Cathelineau & Boiron, 2010) o en Atotonilco el Alto-Santa Rita en Jalisco (Pérez-Martínez et al., 2020).

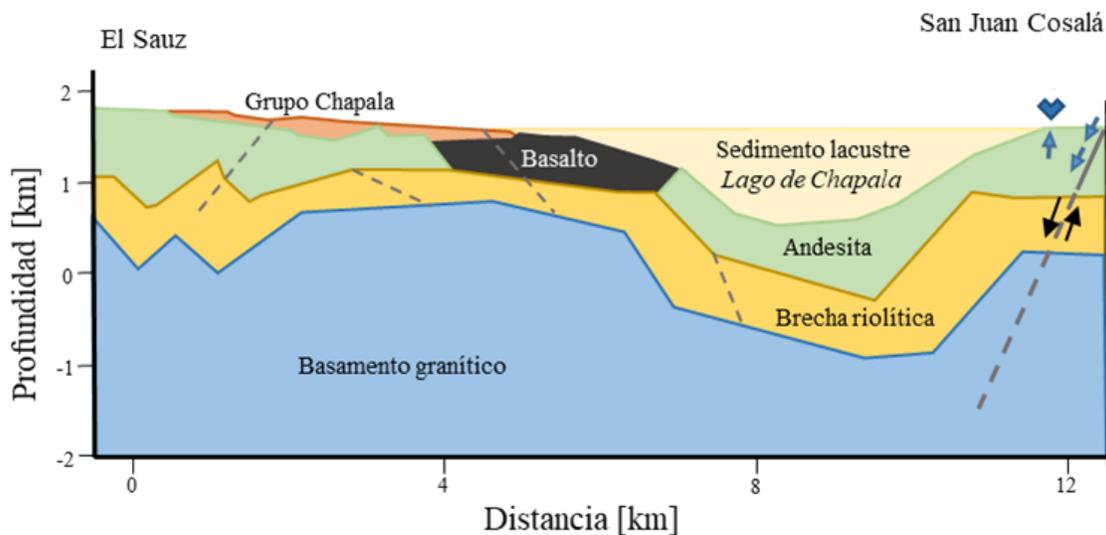


Figura 4.12 Modelo conceptual de San Juan Cosalá (Modificado de Alatorre-Zamora et al; 2015)

Tizapán (C-C')

Las aguas presentaron una composición $\text{HCO}_3\text{-Ca}^{2+}\text{-Mg}^+$ y $\text{HCO}_3\text{-Na}^+$ las cuales provienen de un flujo local y cuya secuencia iónica es $\text{HCO}_3\text{-SO}_4^{2-}\text{-Cl}$ indicando que las muestras son de reciente infiltración (Bonorino, 1991) las cuales se van infiltrando por una zona ubicada a una alta altitud, además las muestras presentaron una mezcla de aguas entre el acuífero y el agua de lluvia. Cabe mencionar que al sur de Tizapán se encuentra un sistema de fallas con dirección W-E pero con distinto buzamiento con respecto a las fallas localizadas al norte del Lago de Chapala (Figura 4.9), en este caso las fallas buzaban hacia el norte y ayudan a la recarga del acuífero en esa zona (Figura 4.13).

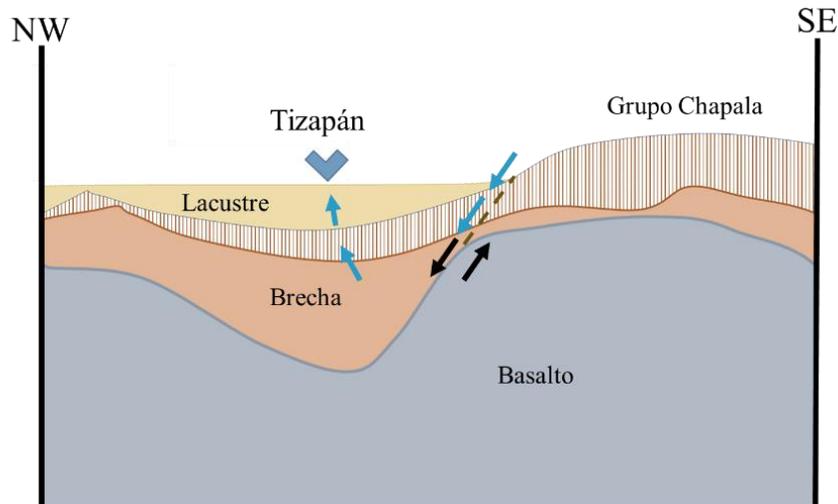


Figura 4.13. Modelo Conceptual de Tizapán.

Estos modelos geológicos en conjunto con los estudios previos realizados por los autores referenciados en esta sección, se indica que:

- El sistema de fallas normales al norte del lago, con dirección W-E tienen un buzamiento hacia el sur (Pérez-Martínez et al., 2020) por donde es posible que haya infiltración de agua meteórica, mientras que, en la parte sur del lago, las fallas son paralelas y buzanan la mayoría hacia el norte formando bloques estrechos y escalonados (referencia). Este fallamiento fue provocado por esfuerzos extensionales donde el movimiento de las fallas y la tensión estimularon el levantamiento (en la periferia) o hundimiento de bloques (parte central) dando como resultado un graben (Mugisha, 1997).
- Existe un espesor de sedimentos lacustres variable en cada zona.
- La litología que se presenta a profundidad son rocas basálticas, andesitas, brechas riolíticas, y un basamento granítico, con excepción de la zona de Ocotlán.
- Las temperaturas de las aguas termales están ligadas al gradiente geotérmico.
- Los componentes de los fluidos en la mayoría de las muestras provienen de un flujo local de recarga más reciente, mezcladas y catalogadas como inmaduras.
- Las muestras O10B, O11B y SJC1B tienen procesos más avanzados de interacción agua-roca como resultado del aumento de temperatura a mayor profundidad (Pérez-Martínez et al., 2020).
- Las características de los sistemas geotérmicos en el graben de Chapala pueden estar relacionadas con un play no magmático de dominio extensional de acuerdo con el cuadro que presenta Moeck, (2014).

4.5 Alternativas para el uso de los fluidos termales

La energía geotérmica se ha considerado una fuente de energía renovable de la cual se obtienen distintos beneficios.

El interés en esta fuente de energía, además del uso indirecto (generación de electricidad), es su uso directo que puede ser utilizado para calefacción doméstica y de suelos, invernaderos, ganadería, balneoterapia, acuicultura, entre otros.

De acuerdo con este estudio, las temperaturas a profundidad que presentan las aguas termales en las localidades de Jamay, Ocotlán, San Pedro Itzicán, San Juan Cosalá, Chapala, Jocotepec y Tizapán pueden ser utilizadas en: cultivos, carbonatización de bebidas, procesamiento de papel, acuicultura, secado de bloques de concreto y madera, balneología, proceso de alimentos y/o calefacción (Figura 4.14).

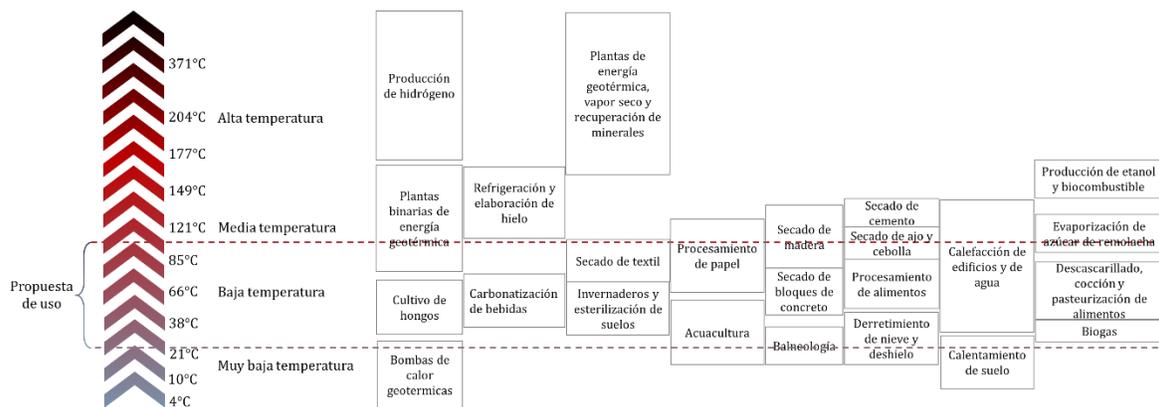


Figura 4.14. Propuesta del uso del agua termal para los fluidos analizados en este proyecto. (Modificado de Prol-Ledesma, 2017).

Los beneficios que proporcionarían estos usos serían, por ejemplo, una disminución de la cantidad de electricidad utilizada, reducción de emisiones de carbono produciendo menos contaminación, un suministro de energía independiente de factores externos, un bajo mantenimiento de las instalaciones, un suministro de energía fluida y constante (Cacho-Carrazza, 2018; Jorquera, 2017).

Capítulo 5

V. Conclusiones

- Las aguas termales presentan un pH neutro con temperaturas de descarga que oscilan entre los 23°C a los 50°C. De acuerdo con sus características hidrogeoquímicas, se clasificaron predominantemente como tipo bicarbonatada sódica $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, de manera secundaria bicarbonatada cálcica-magnésica $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ y una única muestra fue catalogada como sódica sulfatada $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$ correspondiente al pozo SJC1B del poblado de San Juan Cosalá.
- El enriquecimiento de los componentes químicos en el agua se debe a la disolución de minerales que constituyen las rocas ígneas como basaltos, andesitas y riolitas presentes a profundidad en la zona de estudio.
- Las altas concentraciones en SO_4^{2-} , se deben al aporte de los sedimentos lacustres.
- Existe mezcla del agua recién infiltrada con el agua subterránea.
- De acuerdo con la firma isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras analizadas, se deduce un origen meteórico cuya infiltración fue a una alta altitud, influenciado por procesos de evaporación y precipitación del agua del Lago de Chapala.
- No existe evidencia de un aporte magmático de acuerdo con lo observado por medio de los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$.
- En general, las aguas provienen de un flujo local, intermedio y regional.
- El termalismo es muy focalizado
- La temperatura de descarga de la muestra de agua cuyo flujo es regional, se debe al efecto de la profundidad de circulación, relacionado con el gradiente geotérmico.
- La temperatura del reservorio calculada por el geotermómetro de calcedonia estimó temperaturas que oscilan entre los 99° y 111°C.
- La infiltración del agua es principalmente mediante las fallas las cuales se encuentran ubicadas alrededor del Lago de Chapala en las zonas montañosas.
- De acuerdo con la tectónica, que está dominada por un sistema de fallas normales, se puede deducir que el sistema en general corresponde a un play no magmático de dominio extensional relacionado al transporte de calor por convección.

5.1 Recomendaciones

Se recomienda hacer un segundo muestreo de los fluidos en los poblados aledaños a las zonas de estudio, así como del lago y de cuerpos de agua situados en las zonas montañosas. Además de un muestreo de roca (importante realizar análisis de fluorescencia de rayos X, microsonda electrónica de barrido-EMPA, análisis de fracción arcilla por DRX, petrografía), priorizando la zona cercana al punto triple de Jalisco al S-W del Lago de Chapala.

Para complementar la información presentada, se propone realizar un muestreo de gases en San Juan Cosalá de donde se obtuvo la muestra SJC1B con el fin de determinar el origen de la desgasificación que existe en esta zona, esto puede ser por isotopía de gases nobles y difusos.

Bibliografía.

- Alatorre-Zamora, M. A., Campos-Enríquez, J. O., Rosas-Elguera, J. G., Peña-García, L., Maciel-Flores, R., & Fregoso-Becerra, E. 2015. Chapala half-graben structure inferred. A magnetometric study. *Geofísica internacional*, 54(4), 323-342.
- Alonso, M., & Finn, E. J. 1970. *Física Volumen II: Campos y ondas*. sd.
- Armstead, H.C.H., 1983, *Geothermal Energy: Its Past, Present and Future Contributions to the Energy Needs of Man*: London, E&FN Spon, 2nd edition, 448 pp.
- Ariza, J. J. S. 2009. *Estudio Geofísico en el Sector Centro-Occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano: Graben de Chapala (Doctoral Dissertation, Instituto Politécnico Nacional)*. Tesis doctoral: Instituto Politécnico Nacional.
- Arvizu-Torres, M. R., Lara-Manzano, J. V., Mitani-Nakanishi, Y., Reyes-Valle, A., 2008. Pruebas de aptitud técnica en agua residual. *Metrología de Materiales*. Centro Nacional de Metrología. Simposio de Metrología.
- Boehm Schoendube, Brigitte. 2005. Agua, tecnología y sociedad en la cuenca Lerma-Chapala: Una historia regional global. *Nueva antropología*, 19(64), 99-130.
- Bonorino, A. G. (1991). Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2), 93.
- Breede, K., Dzebisashvili, K., Falcone, G., 2015. Overcoming challenges in the classification of Deep geothermal potential. Clausthal, Germany. *Geothermal Energy Science* 3, pp. 19-39.
- Cabrera, N., 2016. *Procedimiento para Control de Calidad (QA/QC) de Resultados Químicos de Muestras de Agua*. SRK Consulting Chile S.A. pp. 5-7.
- Cacho-Carraza, Y. 2018. Estado de la Energía Geotérmica en México. Petroquimex. Recuperado de <https://petroquimex.com/PDF/NovDic18/Geotermia.pdf>.
- Carpenter, M. B., & Keane, C. M. 2016. *The geoscience handbook: AGI data sheets*.
- Cathelineau, M., & Boiron, M.-C. 2010. Downward penetration and mixing of sedimentary brines and dilute hot waters at 5km depth in the granite basement at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7-8), 560-565.
- Ceja, M. E. A., & Arizaga, G. G. C. 2010. Utilidad de la difracción de rayos x en las nanociencias. *Mundo Nano. Revista Interdisciplinaria en Nanociencias y Nanotecnología*, 3(2).
- Chadha, D. K., 1999. A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeology Journal*, 7(5), 431-439.
- Chang, R. 2010. *Chemistry*. Décima Edición. Editorial McGraw-Hill. ISBN 978-0-07-351109-2. Impreso en New York, Estados Unidos.

- Chengcheng, X., Guodong, L., Jie, M., Yuchuan, M., Wen, L., Yue, H., 2019. Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotopes in precipitation and the environmental controls in tropical monsoon climatic zone. Chengdu, China. Elsevier. *International Journal of Hydrogen Energy*. pp. 5417-5427.
- Comisión Estatal del Agua de Jalisco. (s.f). Cuencas de Jalisco. México: https://www.ceajalisco.gob.mx/contenido/cuencas_jalisco/. Recuperado el día 27 de febrero de 2019.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2018a. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Chapala (1428), Estado de Jalisco. México, Jalisco. *Diario Oficial de la Federación*. pp. 34
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2018b. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero La Barca (1408), Estado de Jalisco. México, Jalisco. *Diario Oficial de la Federación*. pp. 14
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2018c. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Ocotlán (1405), Estado de Jalisco. México, Jalisco. *Diario Oficial de la Federación*. pp. 29
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2018d. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tizapán (1429), Estado de Jalisco. México, Jalisco. *Diario Oficial de la Federación*. pp. 33
- Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 2020. *Cristalografía*. España. Recuperado de <https://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/>
- Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J. A., Álvarez-Berjár, B., Aranda-Gómez, J. J., Yutsis, V., (2013). Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco Block as imaged by magnetotelluric data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, núm 2. pp. 268-281.
- Craig, H. 1961. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133 p.
- Cruz, J. E., 2017. Desarrollo y validación de un método analítico para cuantificar, por ICP-OES, los elementos pertenecientes al grupo de las tierras raras: Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu, en jales mineros. Tesis de Licenciatura. Facultad de Química UNAM. p. 10.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. 1983. Hidrogeoquímica. *Hidrología subterránea*, 1, 1005-1091.
- D'Amore, F., Scandiffio, G., & Panichi, C. 1983. Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, 12(2-3), 141-148.
- Dennis, K. 2014. Picarro Product Portfolio Update: The new frontier in Cavity RingDown Spectroscopy. ASITA Conference, University of California-Davis. Recuperado de <https://stableisotopefacility.ucdavis.edu/ASITA/Dennis-presentation.pdf>.

- Díaz-González, L., Santoyo, E., Reyes-Reyes, J. 2008. Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(3), 465-482.
- Dickson, M.H., Fanelli, M., 2005, *Geothermal Energy: Utilization and Technology*: Francia, Unesco Publishing, 205 pp.
- Diario Oficial de la Federación, 2008. Declaratoria de vigencia de las normas mexicanas. Secretaría de Gobernación. Recuperado de https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5028326&fecha=14/01/2008
- Enríquez-Castillo, M. A., Iriondo, A., Chávez-Cabello, G., & Kunk, M. J. (2009). Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 451-483.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*. pp.84-90.
- Fontal, B., Suárez, T., Reyes, M., Bellandi, F., Contreras, R., Romero, I., 2005, *El Espectro Electromagnético y sus Aplicaciones: Venezuela*, Escuela Venezolana para la Enseñanza de la Química, 151 pp.
- Fournier, R. O. 1990. Interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. In 1990 International Symposium on Geothermal Energy. Vol. 14, No. pt 2, pp. 1421-1425.
- Freeze, A.R., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Ontario, Canadá: Prencite Hall.
- Franchino, S. A., Hernández, F., Muglia, J., Panelo, M., Salazar, I., 2007. Determinación de los índices de Miller de planos en cristales de Cu y GaP. Universidad Nacional de la Plata, Facultad de Ciencias Exactas. p. 3.
- García, J. L., Aguado, A., Paniagua, M., San, F. J., 2007. Determinación de la acidez del vinagre mediante valoración con un indicador y por potenciometría. Universidad Autónoma de Madrid, España.
- García, M. A., Guifarro, C. H. 2014. Interpretación Geoquímica muestreo abril 2014. Sistema Norte. Centro Proyecto Exploración de Sitios. Empresa Nacional de energía Eléctrica. Honduras
- Garduño Monroy, V. H., Spinnler, J., & Ceragioli, E. 1993. Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3).
- Geothermal Communities. 2010-2015. Geothermal waters: a source of energy and metals. CONCERTO initiative, European Commission. Recuperado de https://geothermalcommunities.eu/assets/presentation/4.Course_GT.pdf

- Gibbs, R. J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170(3962), 1088-1090.
- Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B. L., & Truesdell, A. H. 1983. Isotopic and chemical composition of parbati valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics*, 12(2-3), 199-222.
- Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et cosmochimica acta*, 52(12), 2749-2765.
- Giggenbach, W. F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. Application of geochemistry in geothermal reservoir development, 119-144.
- Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *El Sevier. Earth and Planetary Science Letters*, 113,4. pp. 495-510.
- Giggenbach, W.F., Goguel, R. L., 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. DSIR Chemistry, Rept. No. 2401.
- Giggenbach, W., Sheppard, D., Robinson, B., Stewart, M., & Lyon, G. 1994. Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 23(5-6), 599-644.
- Gómez-Díaz, E., y Marin-Cerón, M.I. 2018. Preliminary geochemical study of thermal waters at the Puracé volcano system (South Western Colombia): an approximation for geothermal exploration. *Boletín de Geología*, 40(1), 43-61.
- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., & Rodríguez-Estrella, R. (2012). Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 319-333.
- González-Partida, E. 1999. Comportamiento de fluidos en un sistema hidrotermal actual caso de Los Azufres, Michoacán, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 16(2), 8.
- Guzmán-Arroyo, M., 2003. Chapala: Una crisis Programada. Grupo Parlamentario del PVEM, Cámara de Diputados LVIII Legislatura. pp. 12-32.
- Haddad, P. R., & Jackson, P. E. 1990. Ion chromatography. Elsevier. pp. 1- 220.
- Hem, J. D. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U. S. Geological Survey Water – Supply Paper 2254, 263 pp.
- Hernández-Madrugal, V. M., Garduño-Monroy, V., Ibáñez-Garduño, D., Arreygue-Rocha, E., Álvarez, R., 2005. Estudio del deslizamiento de masa en la ribera noroeste del Lago de Chapala, Jal., México. *Geotermia*, Vol. 18, 2. pp. 21-29.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B., & Whitney, J. A. 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems (Vol. 1). Littleton, CO: Society of Economic Geologists.

- Hochstein, M. P. 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, 17(1), 15-49.
- Hounslow, A. (1995). *Water quality data: analysis and interpretation*. CRC press.
- Huizar Álvarez, R., Carrillo Rivera, J. J., & Juárez, F. 2016. Fluoruro en el agua subterránea: niveles, origen y control natural en la región de Tenextepango, Morelos, México. *Investigaciones geográficas*, (90), 40-58.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2002. Composición química de las aguas subterráneas naturales: España. Recuperado de https://aguas.igme.es/igme/publica/libro43/pdf/lib43/1_1.pdf
- Instituto Geológico y Minero de España, 1985. *Análisis Metodológico de las Técnicas Geoquímicas Empleadas en Prospección Geotérmica*. España.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2019. *Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico* Viena, Austria.
- International Geothermal Association (IGA), 2014. *Best Practices Guide For Geothermal Exploration: Alemania*, Bochum University of Applied Sciences, 194 pp.
- ISO 13528:2015. *Statistical methods for use in proficiency testing by interlaboratory comparison*. International Organization for Standardization. Recuperado de <https://www.iso.org/obp/ui/#iso:std:iso:13528:ed-2:v2:en>
- Issar, A., Quijano, J. L., Gat, J. R., & Castro, M. 1984. The isotope hydrology of the groundwaters of central Mexico. *Journal of Hydrology*, 71(3-4), 201-224.
- Jalali, M. 2005. Major ion chemistry of groundwaters in the Bahar area, Hamadan, western Iran. *Environmental Geology*, 47(6), 763-772.
- Jorquera, C. 2017. Los beneficios económicos de una planta geotérmica típica de 30MW en U.S. *Piensa en Geotermia*. Recuperado de <https://www.piensageotermia.com/los-beneficios-economicos-de-una-planta-geotermica-tipica-de-30-mw-en-u-s/>
- Jorquera, C. 2020. Maduración de la energía geotérmica para Arabia Saudita: una gran conferencia de KAUST. *Piensa en Geotermia*. Recuperado de <https://www.piensageotermia.com/>
- Kaur, L., Rishi, M. S., Sharma, S., Sharma, B., Lata, R., & Singh, G. 2019. Hydrogeochemical characterization of groundwater in alluvial plains of River Yamuna in Northern India: an insight of controlling processes. *Journal of King Saud University-Science*, 31(4), 1245-1253.
- Kittel, C. 1976. *Introduction to solid state physics* (Vol. 8). New York: Wiley.
- Klein, C., Hurlbut, C. 2006. *Manual de Mineralogía*. v. 2. Editorial Reverte-1997. P, 409, 410.
- Lee, K. C. 2001. Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics*, 30(4), 431-442.

- López-Ruiz, J., Cebriá, J. M. (2015). Volcanismo y Tectónica de placas. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(1), 12-12.
- Loza-Espejel, R., 2014. Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentas foreland con ejemplos representativos. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería UNAM. p. 44.
- Massone, H., Martínez, D. E., & Tomas, M. L. (2005). Caracterización hidroquímica superficial y subterránea de la cuenca superior del arroyo Grande (Prov. de Buenos Aires). II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, 47-56.
- Méndez-Ibarra, V., 2018. Confirmación analítica para la determinación de iones mayores por la técnica de cromatografía iónica. Tesis de Licenciatura. Facultad de Química UNAM. p. 12.
- Meunier, A. 2005. Clays. Springer Berlin Heidelberg. New York.
- Meza-Longa, Y. R., 2009. Estudio de Colaboración para el análisis de errores de los laboratorios de la industria cervecera. Lima, Perú. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias. Universidad Nacional de Ingeniería. pp. 13-14.
- Mifflin, M. D., 1968. Delineation of ground-water flow systems in Nevada (Doctoral dissertation, University of Nevada, Reno.
- Mifflin, M. D., 1988. "Region 5, Great Basin", en: Back, W., J. S. Rosenhein and P. R. Seaber (eds.). The Geology of North America, v. 0-2. Hydrogeology. Boulder, Colorado; Geological Society of America.
- Moeck, I. S. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable Sustainable Energy Rev. 37, 867-882.
- Mook, W. G., 2000. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico, principios y aplicaciones. International Atomic Energy Agency (IAEA). Groningen, Países Bajos.
- Morales-Arredondo, J. I., Esteller-Alberich, M. V., Armienta Hernández, M. A., & Martínez-Florentino, T. A. K. (2018). Characterizing the hydrogeochemistry of two low-temperature thermal systems in Central Mexico. Journal of Geochemical Exploration, 185, 93-104.
- Morales, I., Villanueva-Estrada, R. E., Rodríguez, R., & Armienta, M. A. 2015. Geological, hydrogeological, and geothermal factors associated to the origin of arsenic, fluoride, and groundwater temperature in a volcanic environment "El Bajío Guanajuatense", Mexico. Environmental Earth Sciences, 74(6), 5403-5415.
- Mugisha, F., Ebinger, C. J., Strecker, M., & Pope, D. 1997. Two-stage rifting in the Kenya rift: implications for half-graben models. Tectonophysics, 278(1-4), 63-81.
- NMX-CH-13528-IMNC-2007, Métodos estadísticos para su uso en ensayos de aptitud por comparaciones interlaboratorios. Recuperado de https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5028326&fecha=14/01/2008

- NOM-014-SSA1-1993, 1993. Procedimientos sanitarios para el muestreo de agua para uso y consumo humano en sistemas de abastecimiento de agua públicos y privados. Recuperado de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/014ssa13.html>
- NOM-127-SSA1-1994, 1994. Norma oficial mexicana nom-127-ssa1-1994, "salud ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización". Recuperado de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/127ssa14.html>.
- Nicholson, K., 1993. Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques. Springer Verlag. 265 pp.
- Olías, M., Cerón, J. C., & Fernández, I. 2005. Sobre la utilización de la clasificación de las aguas de riego del US Laboratory Salinity (USLS). *Geogaceta*, 37, 111-113.
- Orche-García, E. 2011. Energía geotérmica: Madrid, Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, U.D. Proyectos, 286 pp.
- Ormad, A; 2013. Historia de la Geotermia en México. Piensa en Geotermia. Recuperado de <https://www.piensageotermia.com/>
- Osorio, G. E. B., Pérez, G. A. S., & Melo, S. G. 2011. Proveniencia y transformación diagenética de minerales arcillosos Del Maastrichtiano-Paleoceno al norte de Bogotá, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 36, 179-196.
- Park, S. S., Yun, S. T., Chae, G. T., Hutcheon, I., Koh, Y. K., So, C. S., & Choi, H. S. 2006. Temperature evaluation of the Bugok geothermal system, South Korea. *Geothermics*, 35(4), 448-469.
- Pássaro, C., Rivera, C., Román, M., Cardona, L., Muñoz, L., Gómez, D., Quinceno, J., Rojas, L. 2016. Guía sobre principios básicos de cromatografía y sus aplicaciones. Recuperado de https://repositorio.sena.edu.co/bitstream/11404/4694/1/guia_cromatografia.pdf.
- Pérez-Martínez, I., Villanueva-Estrada, R. E., Cardona-Benavides, A., Rodríguez-Díaz, A. A., Rodríguez-Salazar, M. T., & Guadalupe, J. (2020). Hydrogeochemical reconnaissance of the Atotonilco el Alto-Santa Rita geothermal system in the northeastern Chapala graben in Mexico. *Geothermics*, 83, 101733.
- Pérez-Zarate, D., 2014. Desarrollo de experimentos de interacción agua-roca y modelación geoquímica para el estudio de la disolución de feldespatos alcalinos y sus implicaciones en la calibración del geotermómetro Na/K a baja y mediana temperatura. Tesis de Doctorado. Instituto de Energías Renovables. UNAM. p. 20.
- Picarro, 2020. Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). Recuperado de <https://www.picarro.com/company/technology/crds>
- Piper, A. M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union*, 25(6), 914.

- Pirajno, F., 1992, *Hydrothermal Mineral Deposits Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*: Berlín, Springer-Verlag, 709 pp.
- Portugal, E., Birkle, P., Barragán, R.M., Arellano, V.M., Tello, E., Tello, M., 2000. Hydrochemical-isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Vírgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(2000): 223-244.
- Powell, T., & Cumming, W. 2010. Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. In *Proceedings* (pp. 1-3).
- Price, L., Powell, T. S., & Atkinson, L. 2011. Geothermal fluid evolution at Rotokawa: hydrothermal alteration indicators. *Geothermal Resources Council Transactions*, 35, 977-982.
- Prol-Ledesma, R. M. (14 de Agosto de 2017). *Introducción a la geotermia*. <https://www.coursera.org/learn/geotermia>.
- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Bourgois, J. 1992. Evolución de la Frontera Septentrional del Bloque de Jalisco, México, Desde Hace 17 Ma. *Instituto de Geología, UNAM. Revista* 10, 2. pp. 111-117.
- Ramírez-Oyanguren, P., Alejano-Monge, L. 2004. *Mecánica de Rocas: Fundamentos e Ingeniería de Taludes*. Universidad Politécnica de Madrid. pp. 1-65
- Reed, M. J. 1983. Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States-1982. *USGS Circular*; 892:73.
- Reyes-García, C., Andrade, J. L. 2007. Los isótopos estables del hidrógeno y el oxígeno en los estudios ecofisiológicos de plantas. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*. pp. 19-28.
- Ribón, B. s.f. *Espectroscopía de Plasma ICP-OES*. Recuperado de <http://laboratoriotecnicasinstrumentales.es/analisis-quimicos/espectroscopa-de-plasma-icp-oes>
- Rodas, M. 2013. *Filosilicatos 3. Esmectitas. Vermiculitas*. Recuperado de <https://www.ucm.es/data/cont/media/www/pag-15563/Filo%203.pdf>
- Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., & Leroy, J. L. 2007. Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(3), 328-343.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J. 1998. Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review*, 40(4), 350-362.
- Rouessac, F., & Rouessac, A. 2013. *Chemical analysis: modern instrumentation methods and techniques*. John Wiley & Sons.

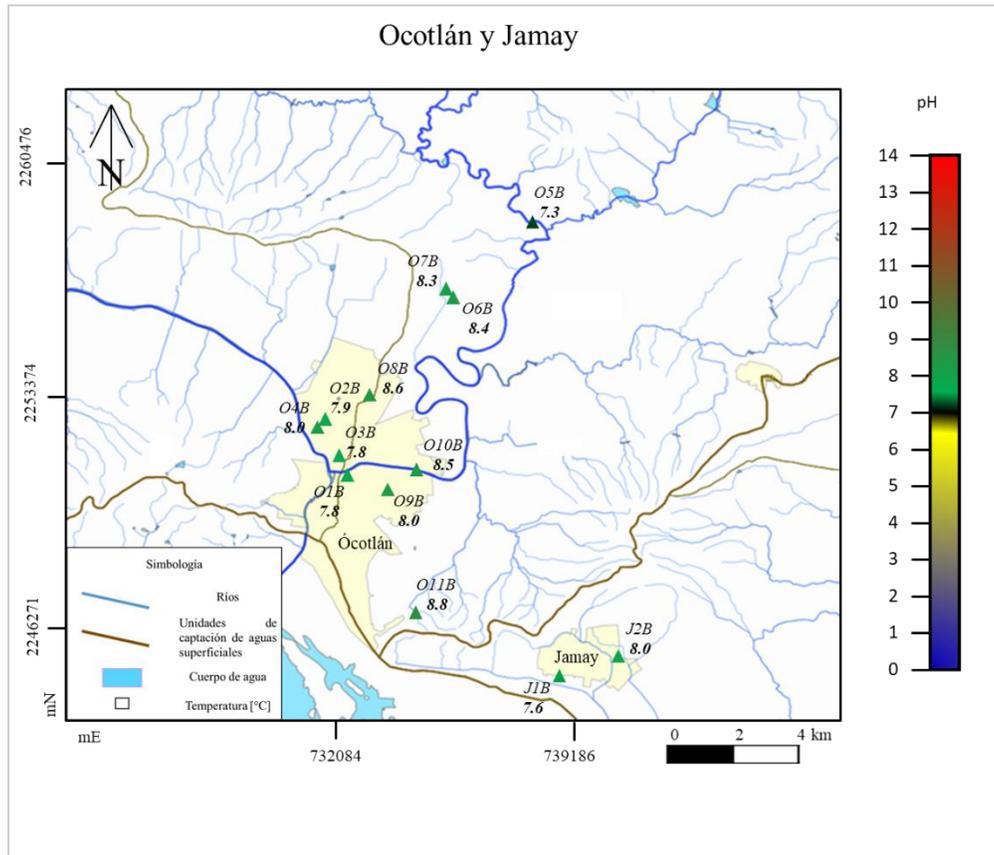
- Saad, N., Kuramoto, D., Zare, R. N. 2009. Compound Specific Isotope Analysis of Carbon using Cavity Ring-Down Spectrometry. Stanford University, Department of Chemistry, Stanford, CA, USA. Recuperado de www.picarro.com/assets/docs/Picarro_AGU_poster_4_2009_CSIA.pdf
- Sánchez-Chevarría, D. (sin año). Mecánica de suelos y rocas II. Escuela de Formación Profesional de Ingeniería Geológica. UNDAC. p. 27.
- Sánchez, L. M., Martos, F. S., Bosch, A. P., & Izquierdo, A. V. (2001). Consideraciones sobre el boro en las aguas subterráneas del Campo de Dalías (Almería). *Geogaceta*, 29(200V), 79-82.
- Schaaf, P. 2017. El Método U-Th-Pb. Recuperado de <http://www.geofisica.unam.mx/directorio/modulos/files/U-Th-Pb.pps>
- Schäffer, R., & Sass, I. 2014. The thermal springs of Jordan. *Environmental earth sciences*, 72(1), 171-187.
- Sakai, H., Matsubaya, O. 1977. Stable isotopic studies of japanese geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4), 97-124.
- Secretaría de Economía. 2018. Perfil de mercado del litio. Dirección General de Desarrollo Minero.
- Şener, M. F., & Baba, A. 2019. Geochemical and hydrogeochemical characteristics and evolution of Kozaklı geothermal fluids, Central Anatolia, Turkey. *Geothermics*, 80, 69-77.
- Sequant, A. B. 2007. A Practical Guide to Ion Chromatography.
- SEGOB (Secretaría de Gobernación). 2018. ACUERDO por el que se actualiza la disponibilidad media anual de agua subterránea de los 653 acuíferos de los Estados Unidos Mexicanos, mismos que forman parte de las Regiones Hidrológico-Administrativas que se indican. Diario Oficial de la Federación.
- SGM (Servicio geológico mexicano). 2000. Carta geológico-minera. 1:250000. México: Servicio geológico mexicano
- Schlumberger. 2020. Oilfield Glossary. Recuperado de <https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/m/montmorillonite.aspx>
- Soler, A.; Otero, N; Rosell, M.; Carrey, R., Domènech, C. 2015. Tema 2. Aplicaciones en medioambiente. Grup de Mineralogia Aplicada i Geoquímica de Fluids. Dep. Cristalografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Recuperado de <http://www.ub.edu/minegeo/index.php/2-uncategorised/26-tema-2-aplicaciones-en-medioambiente>
- Sonney, R., Vuataz, F. D. 2008. Properties of geothermal fluids in Switzerland: A new interactive database. *Geothermics*, Elsevier. pp. 496-509.

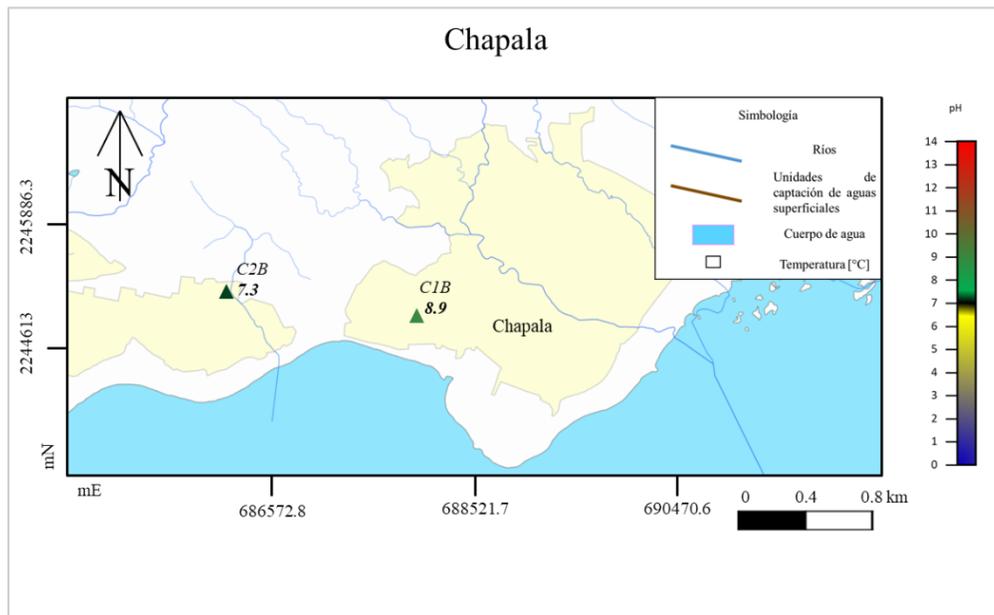
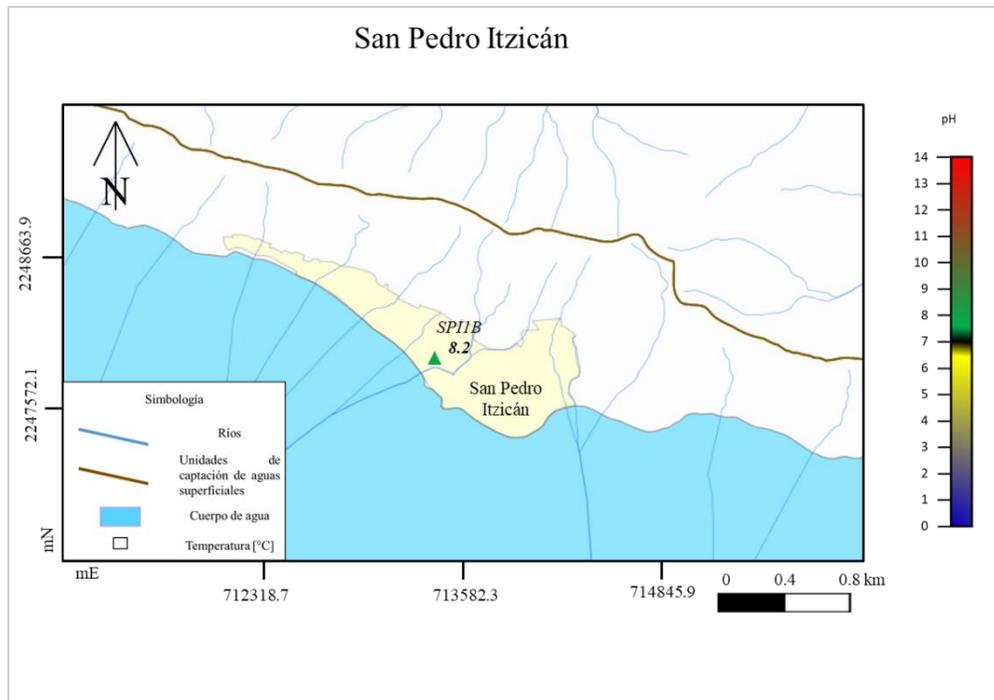
- SPP (Secretaría de Programación y Presupuesto). 1981. Síntesis Geográfica de Jalisco. México, D.F.
- Sracek, O., Wanke, H., Ndakunda, N. N., Mihaljevič, M., & Buzek, F. 2015. Geochemistry and fluoride levels of geothermal springs in Namibia. *Journal of Geochemical Exploration*, 148, 96-104.
- Stock, J. M., 1993. Tectónica de placas y la evolución del bloque Jalisco, México. Pasadena, California. pp.1-9.
- Tabaco, F., Verma, M. P., Nieva, D., Portugal, E., 1991. Características geoquímicas e isotópicas del carbono en el sistema geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geofísica internacional* 30, 3. Pp. 173.182.
- Thermo Scientific, 2011. Dionex ICS-5000 Ion Chromatography System Operator's Manual. Estados Unidos.
- Tóth, J., 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1-14.
- Tóth, J., 2009. Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. Cambridge University Press.
- Truesdell, A.H., 1976. Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration. *Proceedings 2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, San Francisco, 1975, liii-lxxix.
- Tuesta, E. G., Vásquez, Y. H., & Ingenieros-BISA, B. 2012. Aplicación de la técnica de difracción de rayos X (DRX) en la industria minera. Laboratorio de Caracterización Mineralógica Buenaventura Ingenieros-BISA.
- Tullio, M. B., 2019. Introducción a la cromatografía iónica. Seminario de Product Manager, Cromatografía y Espectrometría de Masas. Soluciones Analíticas S.A.
- Universidad Complutense de Madrid, 2020. Espectrometría de Emisión con fuente de Ionización (ICP-OES). Recuperado de <https://www.ucm.es/tecnicasgeologicas/espectrometria-de-emision-con-fuente-de-ionizacion-icp-oes>.
- Universidad de Granada, 2007. Alteraciones hidrotermales. Recuperado de <https://www.ugr.es/~minechil/apartado15.htm>
- Valenzuela, L., Ramírez-Hernández, J., Palomares, R. B., 2013. Composición Isotópica del Agua Subterránea y su relación con la Salinidad en el Valle de San Luis Río Colorado en Sonora, México. *Información Tecnológica*, 24, 2. pp. 57-66.
- Velázquez, M. A., Pimentel, J. L., & Ortega, M. 2011. Estudio de la distribución de boro en fuentes de agua de la cuenca del río Duero, México, utilizando análisis estadístico multivariado. *Revista internacional de contaminación ambiental*, 27(1), 19-30.

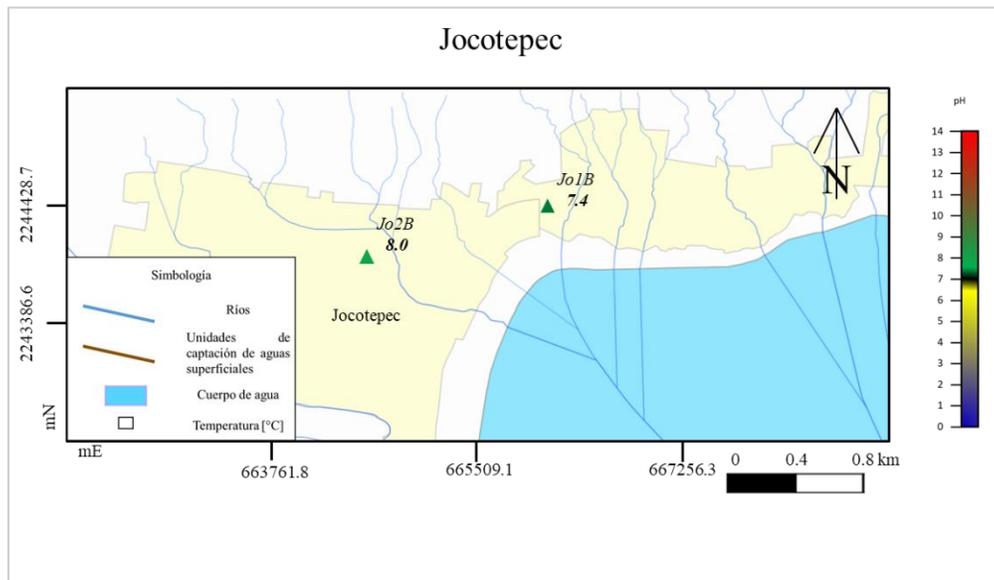
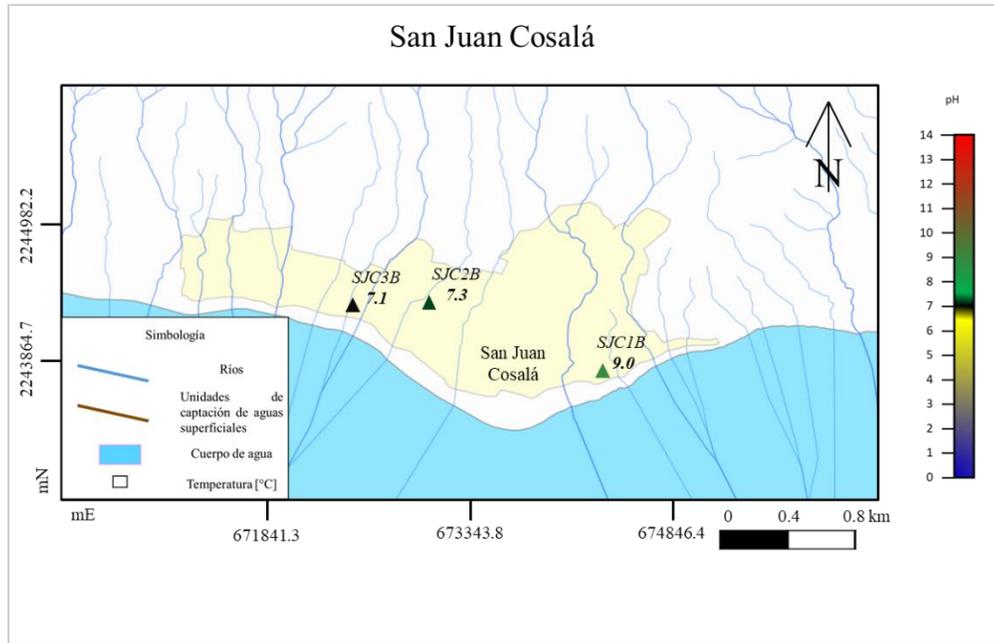
- Verma, S. P., Rodríguez-González, U. 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics*, 26(1), 25-42.
- Vespasiano, G., Cianflone, G., Cannata, C. B., Apollaro, C., Dominici, R., & De Rosa, R. 2016. Analysis of groundwater pollution in the Sant'Eufemia Plain (Calabria-south Italy). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*.
- Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Benavides, J. D. D., Stahle, D. W., Estrada Ávalos, J., Constante García, V., & Tostado Plascencia, M. 2012. Reconstrucción de los niveles del lago de Chapala con series dendrocronológicas *Taxodium mucronatum* Ten. *Revista mexicana de ciencias forestales*, 3(14), 55-68.
- Viggiano Guerra, J. C., Sandoval Medina, F., Flores Armenta, M. C., Pérez, R. J., & Gonzalez Partida, E. 2009. Application of SPCALC for chemical and thermodynamic speciation of fluids-example for wells LV-4A, LV-11 and LV-13, Las Tres Virgenes geothermal field, BCS; Aplicacion del SPCALC en la especiacion quimica y termodinamica de fluidos: ejemplo del caso de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13, del campo geotermico de Las Tres Virgenes, BCS.
- Wassenaar, L. I., Van-Wilgenburg, S. L., Larson, K., Hobson K. A., 2009. A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*. Elsevier. pp. 123-136.
- White, N.C., Hedenquist, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralisation: variations and their causes, and guidelines for exploration, in Hedenquist, J.W., White, N.C., Siddeley, G. (eds), *Epithermal Gold Mineralisation of the Circum-Pacific: Geology, Geochemistry, Origin and Exploration*, II: *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474.
- Williams, C.F, Reed, M.J, Anderson, A.F. 2011. Updating the classification of geothermal resources. *Proceedings 36th workshop on geothermal reservoir engineering*. Stanford, CA: Stanford University. SGP-TR-191.
- Wu, C., Wu, X., Qian, C., & Zhu, G. 2018. Hydrogeochemistry and groundwater quality assessment of high fluoride levels in the Yanchi endorheic region, northwest China. *Applied geochemistry*, 98, 404-417.
- Younger, L. P., 2007. *Groundwater in the Environment: an introduction*. Blackwell: London, 78-95 pp.
- Zapata-Norberto, B. 2013. Modelación matemática del Acuífero Ciénega de Chapala, estado de Michoacán. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. UNAM. pp. 11-35.
- Zarate-del Valle, P.F., Simoneit, B.R.T. 2005. La generación de Petróleo Hidrotermal en sedimentos del Lago de Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citla en el estado de Jalisco, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 358-370.

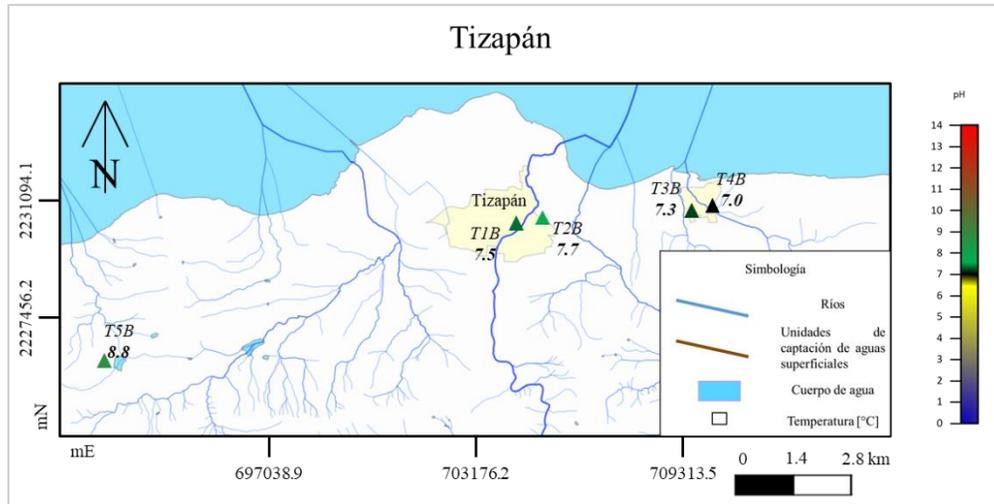
ANEXOS

1) Mapas a detalle de cada área de estudio, pH

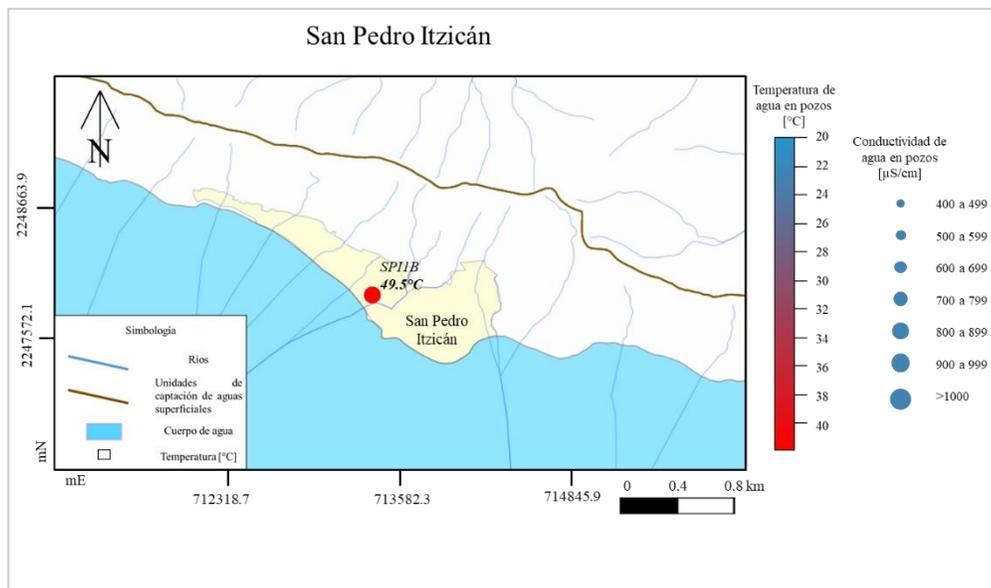
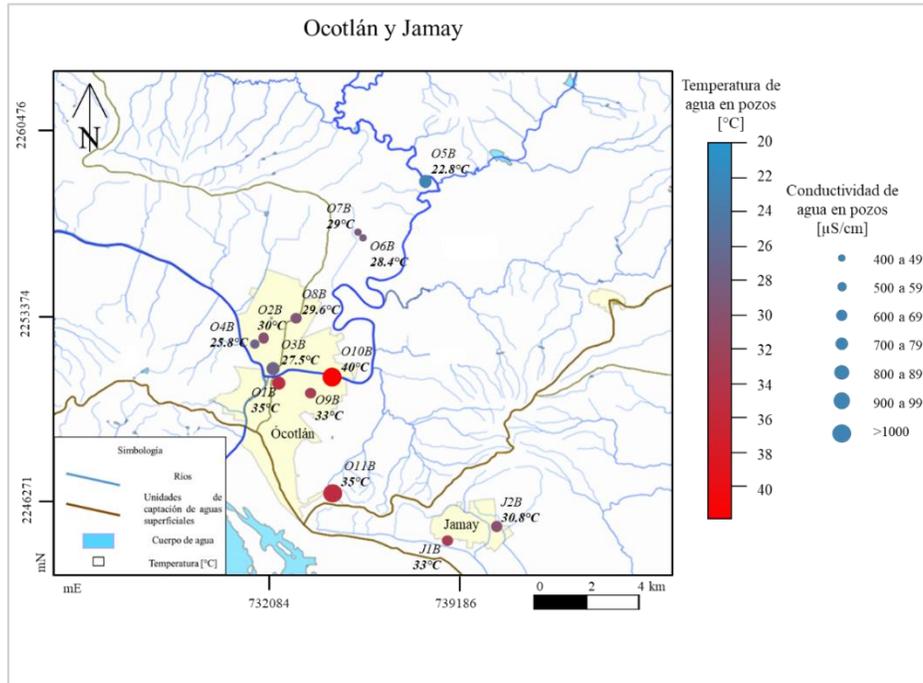


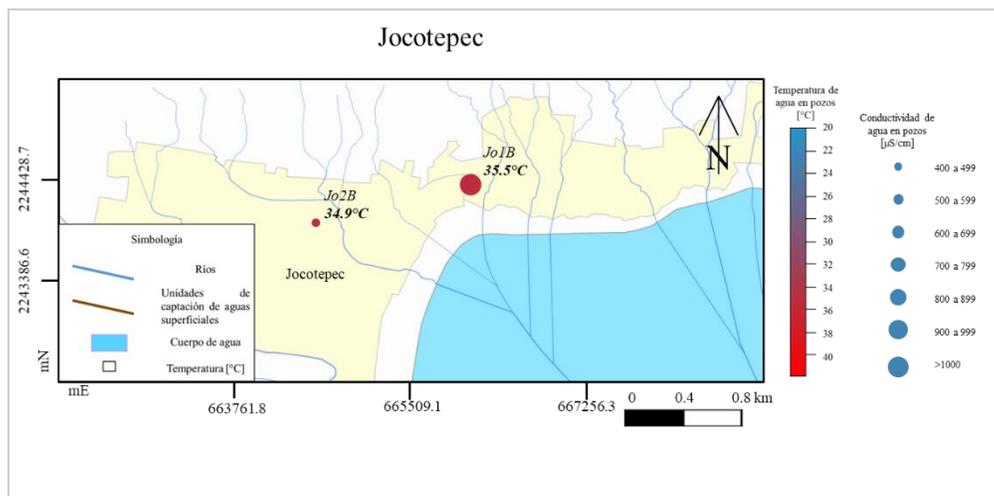
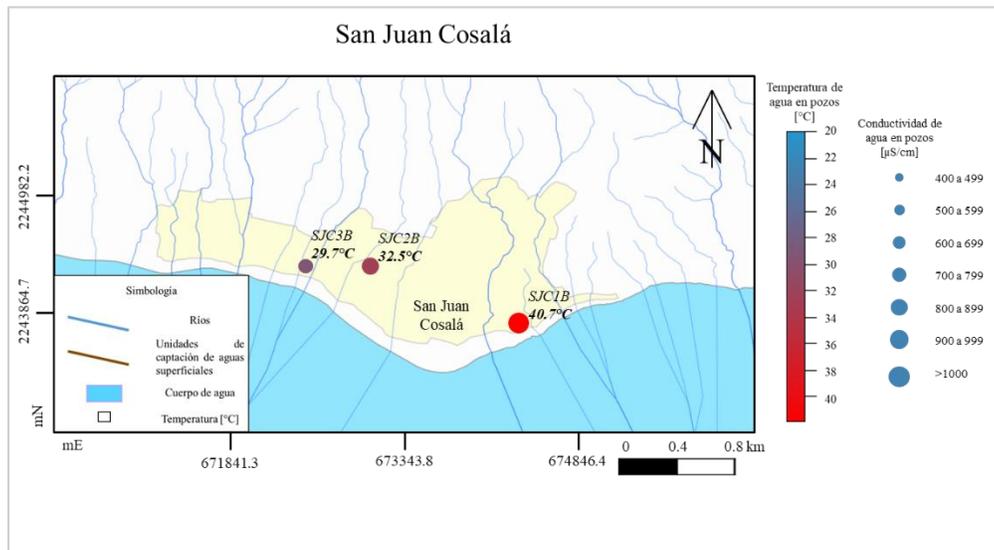
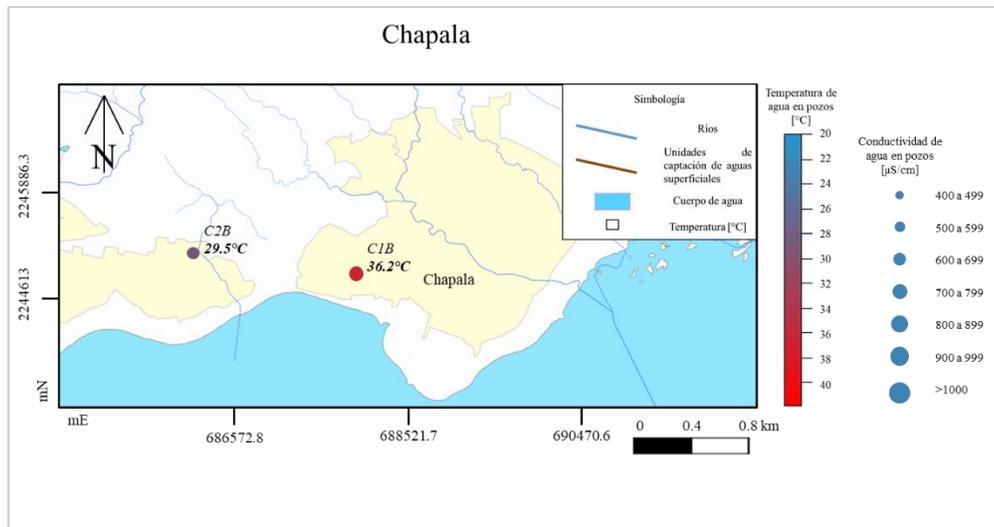


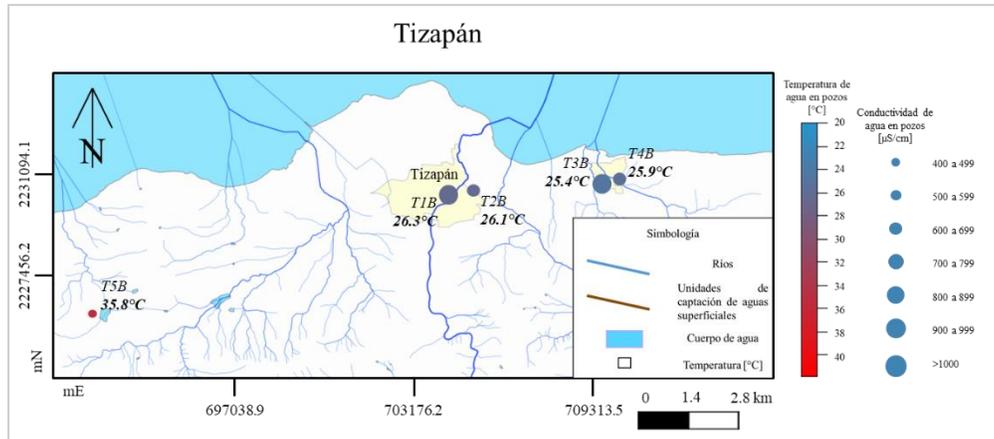




2) Mapas a detalle de cada área de estudio, temperatura y conductividad.







3) Identificación de las fases minerales en el pozo de perforación, Ocotlán, Jalisco

Clave	Profundidad [m]	Fases Identificadas	Fichas PDF	SemiQuant. RIR	Observaciones
BP1	(0-2)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 006 6127	70	Importante proporción de arcilla. Se recomienda extracción de la fracción inferior a 2micras.
			ICSD 98 016 1171		
			ICDD 01 074 1732		
BP2	(4-6)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 006 6126	74	Escasa proporción de arcillas
			ICSD 98 006 9966	20	
			ICSD 98 016 1171	6	
			ICDD 01 074 1732		
BP3	(12-14)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICSD 98 002 9361	72	Se recomienda extracción de la fracción inferior a 2micras.
			ICDD 01 078 1996	13	
			ICSD 98 016 1171	15	
			ICDD 01 074 1732		
BP4	(22-24)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICSD 98 006 6127	62	Se recomienda extracción de la fracción inferior a 2micras.
			ICDD 98 003 0273	15	
			ICSD 98 016 1171	23	
			ICDD 01 074 1732		

<i>Clave</i>	<i>Profundidad [m]</i>	<i>Fases Identificadas</i>	<i>Fichas PDF</i>	<i>SemiQuant. RIR</i>	<i>Observaciones</i>
BP5	(28-30)	Plagioclasa de composición	ICSD 98 006 6127		Similar a BP4
		intermedia:(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICDD 98 003 0273	58	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 016 1171	20	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICDD 01 074 1732	22	
BP6	(36-38)	Plagioclasa de composición	ICSD 98 006 6127		Similar a BP1 y BP4
		intermedia:(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICDD 98 003 0273	60	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 016 1171	21	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICDD 01 074 1732	19	
BP7	(44-46)	Plagioclasa de composición	ICSD 98 006 6127		Similar a BP4, BP5 y BP6
		intermedia:(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICDD 98 003 0273	61	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 016 1171	19	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICDD 01 074 1732	20	

Clave	Profundidad [m]	Fases Identificadas	Fichas PDF	SemiQuant. RIR	Observaciones
BP8	(56-58)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICSD 98 006 6127		
		Feldespato potásico: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	ICDD 98 003 0273	63	Similar a BP4, BP5, BP6 y BP7
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 016 1171	18	
			ICDD 01 074 1732	19	
BP9	(60-62)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICSD 98 006 6127		
		Tridimita: SiO_2	ICSD 98 005 6473	64	Aparece tridimita
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 006 6127	17	
			ICDD 01 074 1732	19	
BP10	(78-80)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICDD 01 085 0878	61	
		Feldespato potásico: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	ICSD 98 008 1383	9	
		Tridimita: SiO_2	ICSD 98 005 6473	13	
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 016 1171	17	
			ICDD 01 074 1732		

<i>Clave</i>	<i>Profundidad [m]</i>	<i>Fases Identificadas</i>	<i>Fichas PDF</i>	<i>SemiQuant. RIR</i>	<i>Observaciones</i>
BP11	(82-84)	Plagioclasa de composición intermedia:	ICSD 98 006 6127	77	Sin arcillas
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Piroxeno tipo Augita:	ICSD 98 005 6941	9	
		(Ca,Mg,Fe)Si ₂ O ₆ Piroxeno tipo Enstatita: Mg ₂ Si ₂ O ₆	ICSD 98 016 4173	14	
BP12	(90-92)	Plagioclasa de composición intermedia:	CSD 98 006 6127	68	Escasa proporción de filosilicatos
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 005 6934		
		Piroxeno tipo Augita: (Ca,Mg,Fe)Si ₂ O ₆	ICDD 01 088 1914	9	
		Piroxeno tipo Enstatita: Mg ₂ Si ₂ O ₆	ICSD 98 016 1171	15	
Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICDD 01 074 1732	8			
BP13	(92-94)	Plagioclasa de composición intermedia:	ICDD 00 041 1481	78	
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 005 6473	9	
		Tridimita: SiO ₂	ICSD 98 016 1171	13	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICDD 01 074 1732		
BP14	(94-96)	Plagioclasa de composición intermedia:	ICDD 01 085 0878	69	
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 008 1383	9	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 005 6473	8	
		Tridimita: SiO ₂	ICSD 98 016 1171	14	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICDD 01 074 1732		

Clave	Profundidad [m]	Fases Identificadas	Fichas PDF	SemiQuant. RIR	Observaciones
BP15	(96-98)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Piroxeno tipo Augita: (Ca,Mg,Fe)Si ₂ O ₆ Piroxeno tipo Enstatita: Mg ₂ Si ₂ O ₆	ICSD 98 006 6126 ICSD 98 005 6934 ICDD 01 088 1914	71 9 18	Aparecen piroxenos. Sin filosilicatos
BP16	(98-100)	Plagioclasa de composición intermedia:(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Piroxeno tipo Augita: (Ca,Mg,Fe)Si ₂ O ₆ Tridimita: SiO ₂	ICSD 98 006 6127 ICDD 98 005 6934 ICSD 98 015 3471	85 11 4	Mínima proporción de arcillas
BP17	(100-102)	Plagioclasa de composición intermedia:(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICSD 98 006 6126 ICSD 98 003 0273 ICSD 98 016 1171 ICDD 01 074 1732	82 14 2	Mínima proporción de arcillas
BP18	(106-108)	Plagioclasa de composición intermedia: (Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈ Piroxeno tipo Augita: (Ca,Mg,Fe)Si ₂ O ₆ Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/ o vermiculita	ICSD 98 006 6127 ICDD 98 007 4454 ICSD 98 016 1171 ICDD 01 074 1732	79 12 9	

<i>Clave</i>	<i>Profundidad [m]</i>	<i>Fases Identificadas</i>	<i>Fichas PDF</i>	<i>SemiQuant. RIR</i>	<i>Observaciones</i>	
BP19	(108-110)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICSD 98 006 6126	77		
		Feldespatos potásicos: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	ICSD 98 003 0273	14		
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 016 1171	9		
			ICDD 01 074 1732			
BP20	(116-118)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICDD 00 041 1481	91	Trazas de filosilicatos	
		Tridimita: SiO_2	ICSD 98 016 1171			3
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICDD 01 074 1732			6
BP21	(130-132)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	ICSD 98 006 6127	77		
		Piroxeno tipo Augita: $(\text{Ca,Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$	ICSD 98 005 6941	9		
		Piroxeno tipo Enstatita: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	ICSD 98 016 4173	14		
BP22	(134-136)	Plagioclasa de composición intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	CSD 98 010 0868	54		
		Feldespatos potásicos: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	ICSD 98 008 1384	27		
		Tridimita: SiO_2	ICSD 98 016 2621	10		
		Filosilicatos a $\approx 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICSD 98 016 1171	9		
			ICDD 01 074 1732			

Clave	Profundidad [m]	Fases Identificadas	Fichas PDF	SemiQuant. RIR	Observaciones
BP23	(136-138)	Plagioclasa de composición intermedia:	ICDD 00 041 1481		Trazas de filosilicatos Similar a BP20
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 005 6473	88	
		Tridimita: SiO ₂	ICSD 98 016 1171	6	
		Filosilicatos a ≈14Å pbb de tipo esmectita y/o vermiculita	ICDD 01 074 1732	6	
BP24	(142-144)	Plagioclasa de composición intermedia:			
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 010 0868	76	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 003 6234	9	
		Tridimita: SiO ₂	ICSD 98 000 1440	10	
		Arcillas de baja cristalinidad pbb de tipo interestratificado.	ICDD 01 074 1732	5	
BP25	(146-148)	Plagioclasa de composición intermedia:			Aparecen piroxenos. Sin filosilicatos
		(Na,Ca)(Si,Al) ₃ O ₈	ICSD 98 006 6127	64	
		Piroxeno tipo Enstatita: Mg ₂ Si ₂ O ₆	ICSD 98 008 1648	22	
		Feldespato potásico: (K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	ICSD 98 008 1383	12	