



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO
VALLE DE CELAYA EN LA REGIÓN HIDROLÓGICA
N°12, MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

BLANCA SOFÍA AMÉZAGA CAMPOS

COMITÉ TUTOR:

RUTH ESTHER VILLANUEVA ESTRADA
JOSÉ IVAN MORALES ARREDONDO
JESSICA VANESA BRISEÑO RUIZ

JURADO EXAMINADOR:

- 1)RUTH ESTHER VILLANUEVA ESTRADA
- 2)JOSÉ IVAN MORALES ARREDONDO
- 3)JANETE MORÁN RAMÍREZ
- 4)JOSÉ ALFREDO RAMOS LEAL
- 5)ALEJANDRO CARRILLO CHAVEZ



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.

Dedicatoria

A mi amada Jade H. A.

Agradecimientos

Agradezco a mi Alma Máter, la UNAM que me ha forjado en sus aulas desde la preparatoria.

Al Ing. Héctor Huerta por su amor, apoyo, ayuda y por ser un excelente papá para nuestra hija Jade H. A.

A mis padres, hermanos y cuñados por siempre darme la fuerza necesaria para seguir adelante.

A la Dra. Ruth Ester Villanueva Estrada por ser paciente conmigo, por sus consejos y por no dejarme caer en las etapas más difíciles durante mi posgrado.

Al CONACyT por la beca económica que me otorgaron para realizar mis estudios de maestría.

Al proyecto P02 del CeMIE-Geo con el cual se financió mi tesis.

A JUMAPA y en especial al personal de Saneamiento por la información y apoyo proporcionado para la realización de esta tesis.

Al Dr. Iván Morales A. por ser un excelente profesor, por ser parte de mi comité tutor, por sus conocimientos, consejos, dedicación y tiempo.

A la Dra. Jessica Briseño por ser parte de mi comité tutor.

A a la M. en C. Elizabeth Hernández Álvarez del laboratorio ICP-MS, Instituto de Geofísica, el apoyo analítico brindado para realizar el análisis de elementos traza.

Al personal de la UGFG por haberme ayudado durante mi muestreo en campo y por ayudarme a realizar el análisis de mis muestras.

A la persona más importante en toda mi vida, a mi bebé Jade por haberme enseñado a ser mamá; aún en mis días más difíciles me haces sonreír.



Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Blanca Sofía Amézaga Campos.

Índice general

Índice de tablas	VII
Índice de figuras	VIII
1. Introducción	1
1.1. Objetivos y alcances	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos particulares	2
1.2. Justificación	3
1.3. Área de estudio	4
1.3.1. Localización	4
1.3.2. Vías de comunicación y acceso	4
1.3.3. Clima	4
1.3.4. Hidrografía	7
1.4. Geología Regional	9
1.4.1. El Bajío	9
1.4.2. La Mesa Central	9
1.4.3. Faja Volcánica Transmexicana	11
1.5. Geología Estructural	13
1.6. Estratigrafía	16
1.6.1. Rocas Mesozóicas	16
1.6.2. Andesita El Cedro	17
1.6.3. Riolita Chichíndaro	17
1.6.4. Formación Rancho Nuevo	17
1.6.5. Andesita Presa de Manantiales	17
1.6.6. Gravas El Capulín	18
1.6.7. Basalto Mesa San José	18
1.6.8. Rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana	18
1.7. Clasificación del sistema geotérmico	21
1.7.1. Sistemas de alta temperatura	23
1.7.2. Sistemas de baja temperatura	23
1.8. Clasificación de los fluidos geotérmicos	23
1.9. Antecedentes geotérmicos de la zona	25



2. Desarrollo y metodología	27
2.1. Muestreo de agua	28
2.1.1. CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy)	33
2.1.2. Cromatografía iónica	34
2.1.3. ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry)	35
2.1.4. ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)	37
2.2. Muestreo de roca	38
2.2.1. FRX (Fluorescencia de Rayos X)	38
2.3. Trabajo de gabinete	40
3. Resultados y Discusión	42
3.1. Caracterización hidrogeológica	43
3.2. Caracterización litológica	50
3.3. Caracterización hidrogeoquímica	55
3.3.1. Parámetros fisicoquímicos	55
3.3.2. Facies hidrogeoquímicas	62
3.4. Mecanismos que controlan la química de iones mayores	69
3.5. Interpretación de los elementos químicos de interés	76
3.6. Distribución de la relación iónica en el agua subterránea	84
3.7. Origen del agua	86
3.8. Geotermometría	91
4. Conclusiones	99
Bibliografía	101
A. Muestreo en campo	109

Índice de tablas

1.1. Concentraciones máximas y mínimas medidas por la JUMAPA en el acuífero Valle de Celaya. (Modificado de Amézaga-Campos, 2016). . .	3
3.1. Rango típico de As en rocas ígneas [Bundschuh et al., 2008]	50
3.2. Concentraciones de elementos traza en ppm. Se midieron mediante el método de FRX.	51
3.3. Datos para la elaboración del diagrama TAS con cada una de las profundidades de la muestra	52
3.4. Óxidos de elementos mayores medidos por FRX	52
3.5. Se muestran los valores de $\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en términos del VSMOW (Viena Estandar Ocean Water), además se incluyen los parámetros medidos en campo. De los puntos de muestreo GCCGalv, GCCcap, GCCJau, GCSMO, GCCama, GCT19A y GCLaja no se pudieron obtener datos de pH, Conductividad Eléctrica (CE) ni de Sólidos Totales Disueltos (STD) en campo, por lo cual se midieron en el laboratorio. LD: Límite de Detección	58
3.6. Valores de aniones y cationes medidos en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos, además se anexa en la última columna el balance iónico (BI) para corroborar la confiabilidad de los datos. Las concentraciones se presentan en mg/L. LD: Límite de Detección . . .	59
3.7. Elementos menores y traza (parte 1). Las concentraciones se encuentran en $\mu\text{g/L}$	60
3.8. Elementos menores y traza (parte 2). Las concentraciones se encuentran en $\mu\text{g/L}$	61
3.9. Constituyentes químicos y sus límites máximos permisibles	64
3.10. Valores de los parámetros de D'Amore	71
3.11. Continuación de la tabla resumen	90
3.11. Tabla resumen de las características de las aguas estudiadas (Parte 1)	90
3.12. Geotermómetros	94

Índice de figuras

1.1. Ubicación del área de estudio	5
1.2. Mapa del clima en Celaya (Modificado de INEGI, 2009).	6
1.3. División hidrológica del municipio de Celaya, Gto. (Modificado de [Sánchez González, 2004])	7
1.4. Provincias fisiográficas y localización del área de estudio. SMO'c Sierra Madre Occidental, MC Mesa Central, SMOOr Sierra Madre Oriental y FVTM Faja Volcánica Transmexicana	10
1.5. Mapa geológico de la zona de estudio en el cual se encuentran localizados los puntos de muestreo y las fallas por subsidencia.	13
1.6. Mapa estructural de la parte sur de la Mesa Central (Amézaga-Campos, 2016)	14
1.7. Estructuras mayores y límites del Bajío. Ce:Celaya, Tx:Taxco, Nt:Nanchititla, L:León, d:Duarte, LM:Lagos de Moreno, I:Irapuato, SLP:San Luis Potosí (Modificado de Botero-Santa, et al., 2015)	15
1.8. Columna geológica esquemática del área de estudio (Amézaga-Campos, 2016)	19
1.9. Corte litológico del centro de la ciudad de Celaya	22
2.1. Diagrama de muestreo	29
2.2. Mapa del muestreo en Celaya, Gto	30
2.3. Lavado de material en la UGFG	31
2.4. Diagrama de análisis de muestras tomadas en campo	32
2.5. Equipo Picarro para medir isótopos de $\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	33
2.6. Viales de vidrio que se utilizaron para medir isótopos de $\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	34
2.7. Cromatógrafo iónico de la UGFG. Equipo Dionex ICS-5000+DC Detector/Compartimiento de cromatografía.	35
2.8. a) Balaza analítica empleada para la preparación de las diluciones por el método gravimétrico b)Equipo de ICP-OES.	37
2.9. ICP-MS y automuestreador	38
2.10. Preparación de muestras de polvo comprimido aglutinado para análisis por FRX	39
2.11. (a) Prensa durante la compresión de las muestras de polvo aglutinado (b)Fundición de las muestras de polvo con el tetraborato de litio.	39



3.1. ENE de la ciudad de Celaya para el año de 1966. Modificado de [Trujillo Candelaria, 1989]	46
3.2. ENE de la ciudad de Celaya para el año de 1984. Modificado de [Trujillo Candelaria, 1989]	46
3.3. ENE de la ciudad de Celaya para el año de 2003 [Amézaga-Campos, 2016]	47
3.4. ENE de la ciudad de Celaya para el año de 2015 [Amézaga-Campos, 2016]	48
3.5. ENE de la ciudad de Celaya (cuarto trimestre 2017)	49
3.6. Diagrama de TAS	53
3.7. Diagrama de Large	54
3.8. Mapa de Conductividad eléctrica y temperaturas	55
3.9. Mapa de pH y temperaturas	56
3.10. Ubicación de pozos con constituyentes químicos (As, F^- , Mn, Na^+) superiores a la Modificación a la NOM-127-SSA1-1994.	63
3.11. Diagrama de Piper en el cual se indican los 4 tipos de agua presentes el la zona de estudio. 1.- Bicarbonatada cálcica, 2.-Bicarbonatada sódica-cálcica, 3.- Clorurada sódica y 4.- Bicarbonatada sódica.	65
3.12. Mapa de la zona de estudio en el cual se colocó cada uno de los diagramas de Stiff georeferenciados	68
3.13. Diagrama de Langelier-Ludwig modificado	70
3.14. Gráficos de D'Amore	72
3.15. Diagrama de Miffin	74
3.16. Modelo conceptual del funcionamiento del acuífero Valle de Celaya . .	75
3.17. Gráfica de las concentraciones de Cl vs B. Las concentraciones se encuentran en mg/L.	77
3.18. Gráfica de boro vs cloro. Figura modificada de [Boschetti, 2011]. . . .	79
3.19. Precipitación de carbonatos en el ademe del pozo San Juanico 2	80
3.20. Comportamiento de los fluoruros (Concentraciones en mg/L)	81
3.21. Comportamiento del arsénico (Concentraciones en mg/L)	82
3.22. Tendencias esquemáticas de la firma isotópica del oxígeno y del deuterio en el acuífero Valle de Celaya	88
3.23. Diagrama triangular de Giggenbach	93
3.24. Solubilidad del sílice	95
3.25. Gráficas de IS contra temperatura	96
3.26.	97
A.1. Muestreo en campo	109
A.2. Muestreo en pozo GCEX	110
A.3. Muestreo en pozo GCCCamp	110
A.4. Muestreo en pozo GCGalx	111
A.5. Muestreo en pozo GCGH	111
A.6. Muestreo en pozo GCIO	112
A.7. Muestreo en pozo GCLCant	112
A.8. Muestreo en pozo GC10A	113



A.9. Muestreo en pozo GCGalv	113
A.10.Muestreo en manantial GCCap	114
A.11.Muestreo de las esquilas del pozo GCIO	114

Resumen

El acuífero Valle de Celaya es la única fuente de agua potable para la población del municipio de Celaya, Gto. Por el excesivo bombeo de los pozos de agua potable, se ha generado un abatimiento del nivel freático, la formación de fallas por subsidencia y la extracción del agua del acuífero termal.

El acuífero se ubica en el límite de la Faja Volcánica TransMexicana y la Mesa Central; está formado por depósitos sedimentarios aluviales intercalados con rocas ígneas extrusivas de composición intermedia-básica que rellenan los altos y bajos topográficos. La zona de estudio es afectada por dos sistemas de fallas regionales, el sistema Taxco-San Miguel de Allende y el Ixtla-La Joya.

Las características hidrogeoquímicas del acuífero se evaluaron realizando un muestreo de agua subterránea en 18 puntos con temperaturas de descarga que variaban entre 17.7 y 60.4 °C; adicionalmente se muestreó un manantial con una temperatura de descarga de 15.5 °C. Se realizó el análisis de los elementos traza y menores en agua por ICP-OES e ICP-MS, los iones mayores por cromatografía iónica y la composición de isótopos estables en agua por CRDS. Adicionalmente se recolectaron 11 muestras de esquirlas de un pozo perforado por la JUMAPA y una muestra de roca en superficie, estas fueron analizadas por FRX.

En el análisis hidrogeoquímico se observa que la mayoría de las muestras son $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. La química del agua refleja la interacción térmica agua-roca en el acuífero. La concentración de SiO_2 en las muestras de agua varía de 12.6 a 91.8 mg/L y se correlaciona con el incremento de la temperatura y con el As (<0.001-0.109 mg/L); la precipitación de carbonatos genera un aumento de F^- (<0.46-3.23 mg/L) en el agua. Se identificó en varias muestras termales la presencia de B, Cs, Ba, Rb y Mn; estos elementos son característicos de fluidos geotérmicos primarios.

En los análisis realizados para determinar los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se observó que las muestras presentan una componente de agua meteórica de la zona y procesos de evaporación. Una muestra (GCGalv) presenta un ligero enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$.

Usando geotermometría se estimó que las temperaturas a profundidad son cercanas a 100°C; estas se corroboraron con gráficas de IS. Las fallas fungen como conducto por el cual los fluidos descienden, ascienden y se mezclan mientras son calentados por el gradiente geotérmico. El termalismo presente en el acuífero se clasifica como un sistema geotérmico de baja temperatura dominado por procesos de convección y tectónicos extensionales.

Resumen

The Valle de Celaya aquifer is the only source of drinking water for the population of the municipality of Celaya, Gto. Due to the excessive pumping of drinking water wells, a drop in the water table has been generated, the formation of subsidence faults and the extraction of water from the thermal aquifer.

The aquifer is located on the border of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mesa Central; It is made up of alluvial sedimentary deposits interspersed with extrusive igneous rocks of intermediate-basic composition that fill the horsts and grabens. The study area is affected by two regional fault systems, the Taxco-San Miguel de Allende system and the Ixtla-La Joya.

The hydrogeochemical characteristics of the aquifer were evaluated by sampling groundwater at 18 points with discharge temperatures ranging from 17.7 to 60.4 °C; Additionally, a spring with a discharge temperature of 15.5 °C was sampled. The analysis of trace elements and minor elements in water was performed by ICP-OES and ICP-MS, the major ions by ion chromatography and the composition of stable isotopes in water by CRDS. Additionally, 11 shrapnel samples were collected from a well drilled by JUMAPA and a rock sample on the surface, these were analyzed by FRX.

The hydrogeochemical analysis shows that most of the samples are $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Water chemistry reflects the water-rock thermal interaction in the aquifer. The concentration of SiO_2 in the water samples varies from 12.6 to 91.8 mg/L and is correlated with the increase in temperature and with As ($<0.001\text{-}0.109$ mg/L); the carbonate precipitation generates an increase of F ($<0.46\text{-}3.23$ mg/L) in the water. The presence of B, Cs, Ba, Rb and Mn was identified in several thermal samples; these elements are characteristic of primary geothermal fluids.

In the analyzes performed to determine the values of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ it was observed that the samples show a component of meteoric water from the area and evaporation processes. One sample (GCGalv) has a slight enrichment at $\delta^{18}\text{O}$.

Using geothermometry it was estimated that the temperatures at depth are close to 100 °C; these were corroborated with IS graphs. The faults function as a conduit through which fluids descend, ascend, and mix as they are heated by the geothermal gradient. The thermalism present in the aquifer is classified as a low-temperature geothermal system dominated by convection and extensional tectonic processes.

Capítulo 1

Introducción



Con el estudio de la hidrogeoquímica y del termalismo presente en el acuífero Valle de Celaya podremos entender y estudiar los procesos que afectan la circulación, el origen y la distribución de los iones disueltos. La hidrogeología, la hidrogeoquímica, la petrología, la estratigrafía y otras ramas de la geología ayudan al entendimiento de estos procesos.

La energía geotérmica es un abundante recurso en la corteza terrestre y ha surgido como una importante fuente alternativa a la generación de energía eléctrica y a su uso directo [Pradeep et al., 2005]. En los pasados 50 años, muchos países han utilizado la baja entalpía de las aguas geotérmicas (20°-150°C) para agricultura, acuicultura, calentamiento de espacios, secado de frutas, elaboración de papel y otras aplicaciones.[Pradeep et al., 2005]

En el presente trabajo se desarrolló un plan de muestreo para cumplir con los objetivos propuestos. El plan de muestreo fue complementado con información geológica, hidrogeológica y análisis hidrogeoquímicos previos de la zona. Algunas de las limitaciones que se tuvieron para la realización del presente trabajo fueron la falta de información constructiva y litológica de los pozos y la falta de datos de nivel estático. La medición del Eh en campo y el análisis de B, Li y Cs con mayor detalle podrían ser un área de oportunidad para futuros trabajos.

1.1. Objetivos y alcances

1.1.1. Objetivo general

Identificar las anomalías hidrogeoquímicas relacionadas al termalismo presente en la zona del acuífero “Valle de Celaya” en la Región Hidrológica N° 12.

1.1.2. Objetivos particulares

- Identificar los sitios que presentan termalismo con base en su química de agua.
- Aplicar e interpretar diagramas hidrogeoquímicos para identificar procesos hidrogeoquímicos.
- Estimar la temperatura a profundidad con geotermometría.



1.2. Justificación

En abril del 2002 la Junta Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Celaya (JUMAPA) identificó que el agua subterránea de algunos pozos del acuífero Valle de Celaya presentaron anomalías de temperaturas (cercasas a los 30°C). Adicionalmente también se reportaron niveles elevados de concentraciones de algunos elementos químicos que rebasan los límites permisibles de acuerdo a la modificación de la NOM-127-SSA1-1994. Tales elementos químicos como arsénico (As), fluoruros (F-), manganeso (Mn) y hierro (Fe) [Amézaga-Campos, 2016] se presentan en la tabla ((1.1)).

La composición química de las aguas subterráneas es controlada por muchos factores que incluyen la composición de la precipitación, la mineralogía de las cuencas hidrográficas y los acuíferos, el clima y la topografía [Sánchez-Sánchez et al., 2015]. Los procesos hidrogeoquímicos, ayudan a obtener una visión de la distribución y origen del agua subterránea, la interacción agua-roca, las mezclas e interconexiones de agua de diferentes orígenes [Sánchez-Sánchez et al., 2015].

El termalismo reportado en la zona [Morales Arredondo et al., 2015] y las concentraciones anómalas de algunos elementos potencialmente tóxicos (EPT) presentes en algunos pozos de agua subterránea, hacen necesario un estudio a detalle para definir las causas probables y las zonas de influencia para un mejor uso del agua para consumo humano.

Tabla 1.1: Concentraciones máximas y mínimas medidas por la JUMAPA en el acuífero Valle de Celaya. (Modificado de Amézaga-Campos, 2016).

Arsénico (mg/L)	Fluoruros (mg/L)	Manganeso (mg/L)	Hierro (mg/L)
0.0028-0.1507	0.1161-3.07	0.0049-0.1216	0.0018-0.8863

El consumo prolongado de agua con contenido de fluoruros disueltos en concentraciones superiores a 1.0 mg/L provoca diversos padecimientos en el organismo humano, tales como la fluorosis dental y esquelética, donde la magnitud y tipo de lesión depende de la dosis, tipo, tiempo de exposición, estado fisiológico y nutricional del individuo [Bonilla-Petriciolet et al., 2002].

Son posibles las intoxicaciones por dosis agudas de hierro entre 300-600 miligramos por cada kilogramo de peso corporal causando depresión, respiración agitada, convulsiones, problemas cardíacos y coma; para el manganeso, los efectos ocurren en el tracto respiratorio y en el cerebro [Restrepo and L.D.S.A.G.J.R.I.J.S., 2007].



El hierro y el manganeso presente en el agua de consumo humano ocasionan serios problemas para la infraestructura de redes, válvulas y micromedidores por las incrustaciones y el riesgo de formación de biopelículas al interior de las tuberías; además de problemas de color, presencia de sólidos suspendidos y sabor que generan aun mas rechazo por parte de los usuarios del sistema [Restrepo and L.D.S.A.G.J.R.I.J.S., 2007].

El origen natural de esos elementos en el acuífero ha sido relacionado con la geología local y con los procesos fisicoquímicos que controlan la movilidad de componentes químicos en el acuífero; la actividad geotérmica observada en el sitio puede ser ligada a las altas concentraciones observadas en los elementos mencionados anteriormente [Morales Arredondo et al., 2015].

1.3. Área de estudio

1.3.1. Localización

La zona de estudio está ubicada en el estado de Guanajuato en el área que abarca la ciudad de Celaya y algunas comunidades al Este y Noreste de Celaya. Corresponde a la Región Hidrogeológica No. 12, Lerma-Santiago (RH12), en la subregión Medio Lerma, a la que pertenece la cuenca del Río La Laja y a la subcuenca Pericos como se muestra en la figura (1.1).

1.3.2. Vías de comunicación y acceso

Las principales vías de comunicación a la zona de estudio son:

- Carretera de primer orden N° 45, que une a la Ciudad de México, Querétaro y Celaya.
- Carretera Federal de segundo orden N°45 que une a las ciudades de Celaya, Cortazar y Salamanca.
- Carretera estatal de segundo orden que une a la ciudad de Celaya con San José de Guanajuato.

1.3.3. Clima

En esta zona el clima es semiseco – semicálido (65 %), semicálido a subhúmedo con lluvias en verano de menor humedad (21 %), semiseco – templado (7.4 %), templado-subhúmedo con lluvias en verano de menor humedad (4.5 %) y templado subhúmedo con lluvias en verano de humedad media (2.1 %). La temperatura oscila entre 14-20°C; el rango de precipitación anual es de 600 a 800 mm [INEGI, 2009].

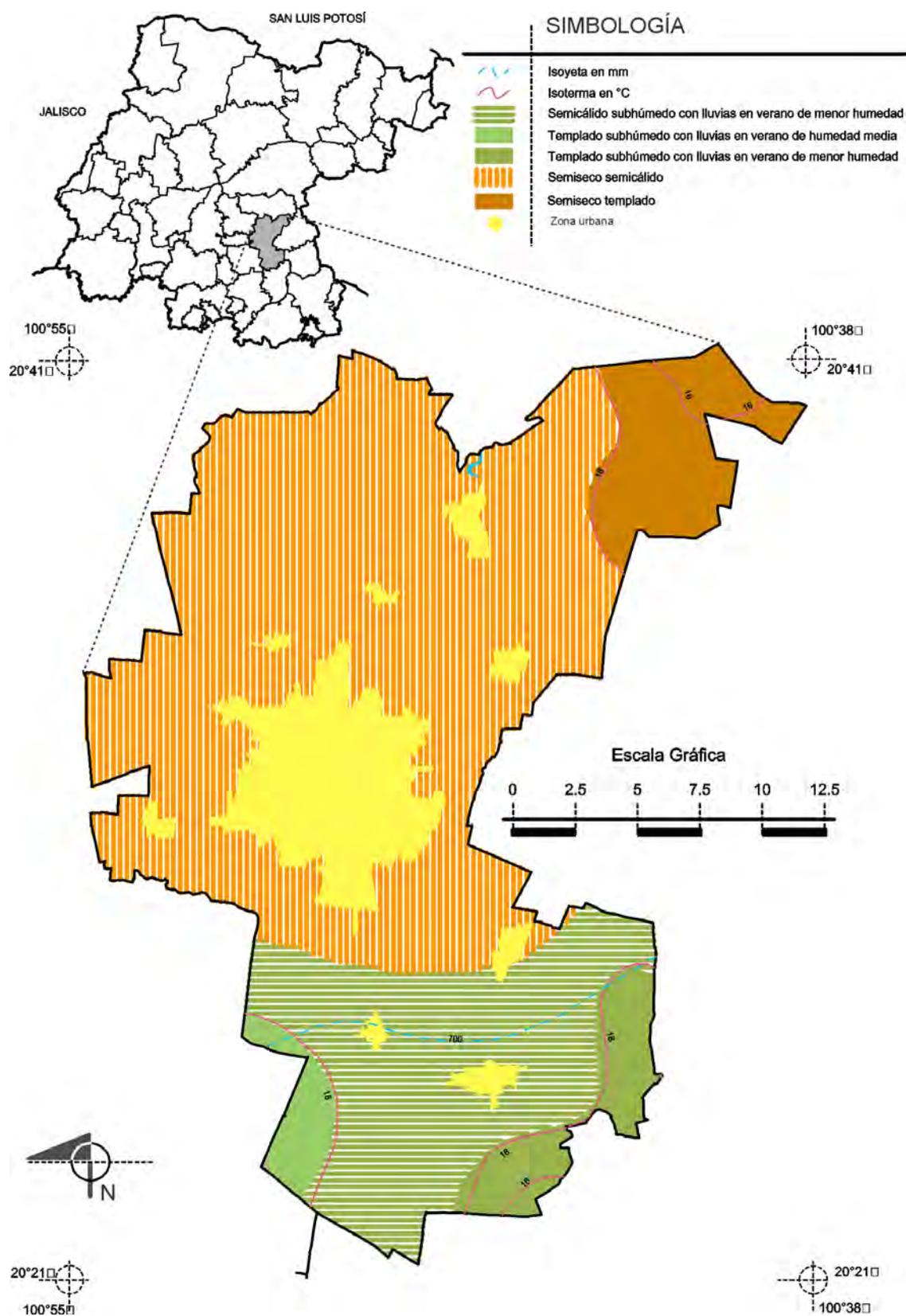


Figura 1.2: Mapa del clima en Celaya (Modificado de INEGI, 2009).
Amézaga



1.3.4. Hidrografía

El municipio Celaya pertenece a la Región Hidrológica 12 Lerma-Santiago, el cual consta de dos cuencas [INEGI, 2009]:

- Cuenca Río Laja (97.8 %).
 - Subcuenca Río Laja-Celaya (97.8 %).
 - Subcuenca Río Apaseo (2.8 %).
- Cuenca Río Lerma-Salamanca (2.2 %)
 - Subcuenca Río Solís-Salamanca (2.2 % del municipio).

Las corrientes superficiales integran un drenaje de tipo dendrítico, constituido en su mayoría por arroyos de régimen intermitente, afluentes del río Laja, el cual se constituye como colector principal de esta cuenca, fluye N-S con una dirección de escurrimiento hacia el sur. En las inmediaciones de Celaya, el río Laja se desvía hacia el poniente a través del Valle de Celaya y se une al río Lerma casi a la altura de Salamanca, el cual a su vez desemboca hacia el Océano Pacífico a través del río Santiago.

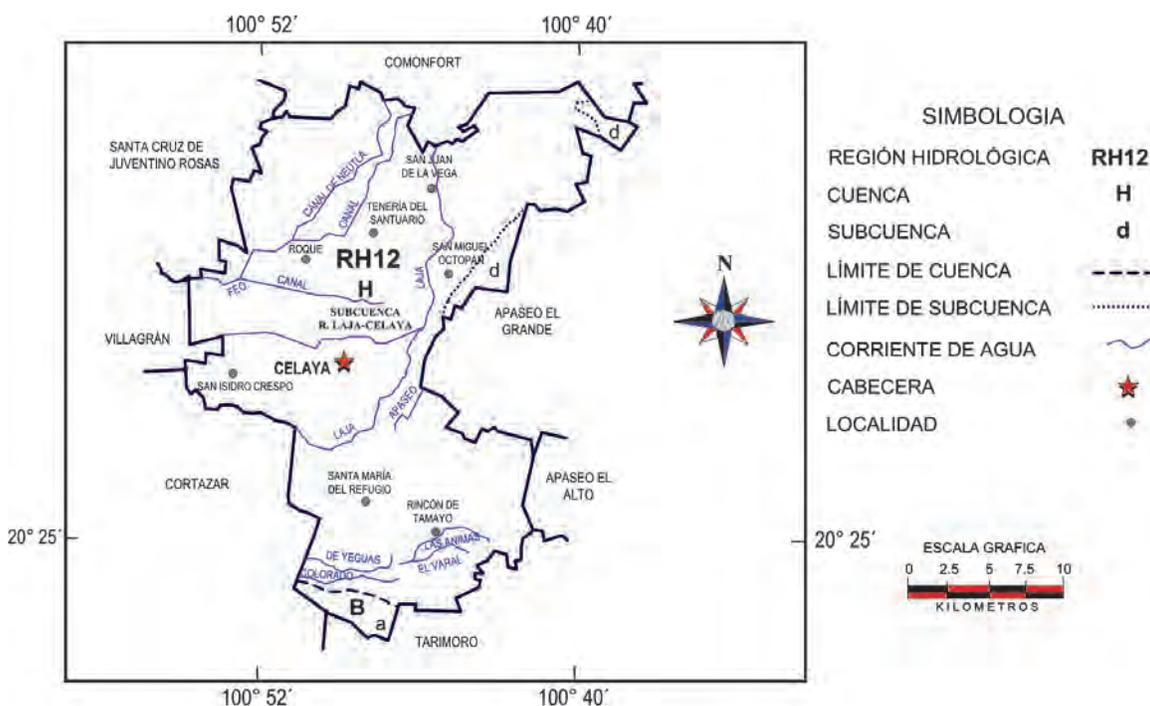


Figura 1.3: División hidrológica del municipio de Celaya, Gto. (Modificado de [Sánchez González, 2004])

La principal corriente hidrológica del municipio es el río Laja (Figura (1.3)), el cual nace en el municipio de San Felipe, recorre Dolores Hidalgo y Allende, penetra



a través de Comonfort por el norte del municipio de Celaya y fluye por el oriente de la ciudad, cruzándola longitudinalmente de norte a sur; de ahí gira al poniente para desembocar en el río Lerma [Cuellar Franco et al., 2018] .



1.4. Geología Regional

La zona de estudio se encuentra ubicada en la zona del Bajío, en el límite entre las provincias geológicas de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central (MC) como se puede observar en la Figura (1.4). El terreno montañoso de origen volcánico que bordea el amplio valle aluvial de la ciudad de Celaya pertenece a la FVTM [Huizar-Álvarez and Marín-Córdova, 2011].

1.4.1. El Bajío

El Bajío es una cuenca sedimentaria continental ubicada en el centro de México; está caracterizada por su relativa baja topografía con respecto a sus alrededores [Botero-Santa et al., 2015]. El origen de El Bajío está asociado con la formación de la falla del Bajío. El Granito Comanja se emplazó en el Ypresiano con su eje mayor orientado NW-SE. El enfriamiento rápido de este batolito sugiere su exhumación rápida, seguida por la formación de fallas normales con rumbo NW-SE controladas estructuralmente por la margen suroeste de este granito formando la falla del Bajío [Botero-Santa et al., 2015].

El escarpe generó abanicos aluviales (conglomerados Duarte y Guanajuato). El espesor de los conglomerados depositados a lo largo de la falla del Bajío indica que su extremo sureste tuvo mayor levantamiento que en el noroeste. La actividad de la falla del Bajío como semigraben continuó hasta el Mioceno [Botero-Santa et al., 2015]. En esta cuenca aparecen conjuntos vulcanosedimentarios marinos en lo que se reconocen espesores grandes de basaltos almohadillados con componentes sedimentarios que consisten principalmente en lutitas, areniscas y calizas [Nieto-Samaniego et al., 2007].

1.4.2. La Mesa Central

La MC es una planicie elevada que se localiza en la parte central de México, más de la mitad de su superficie se encuentra por encima de la cota 2000 y las elevaciones topográficas en su inferior son moderadas [Nieto-Samaniego et al., 2007].

Las rocas más antiguas que afloran en la MC son facies marinas de edad triásica. Yaciendo sobre esas rocas aparecen distribuidas en toda la MC rocas continentales de edad jurásica. A partir del Oxfordiano y hasta finales del Cretácico prevalecieron condiciones marinas [Nieto-Samaniego et al., 2007].

En la MC aparecen rocas de cuenca marina que constituyen secuencias potentes de lutita y arenisca calcáreas y culminan con arenisca que contiene clastos de rocas volcánicas, a este conjunto se lo denomina Cuenca Mesozoica del Centro de México. Hacia los límites occidental y sur aparecen conjuntos vulcanosedimentarios marinos

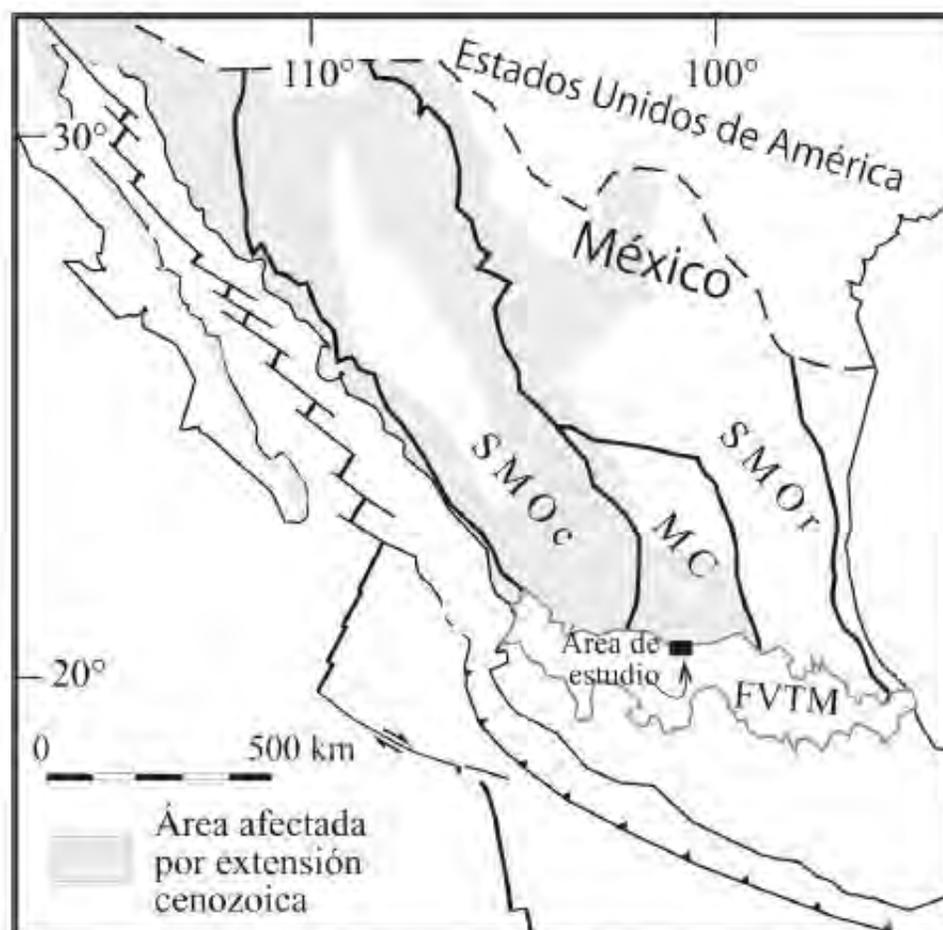


Figura 1.4: Provincias fisiográficas y localización del área de estudio. SMOc Sierra Madre Occidental, MC Mesa Central, SMOr Sierra Madre Oriental y FVTM Faja Volcánica Transmexicana



en los que se reconocen espesores grandes de basaltos almohadillados con componentes sedimentarios que consisten principalmente en lutita, arenisca y caliza; en algunas localidades las lavas y los sedimentos se encuentran intercalados; estas rocas muestran deformación plicativa y fallamiento inverso [Nieto-Samaniego et al., 2007].

Los rasgos geológicos más sobresalientes de esta zona son volcanes de composición andesítica-basáltica de edad plioceno-cuaternario [Aranda Gómez et al., 1989] los cuales son identificados principalmente al sur de Celaya. El complejo basal de la zona de estudio está compuesto por rocas marinas, volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas y cortadas por plutones, sobreyaciendo discordantemente al basamento, también se encuentran rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad terciaria [Aranda Gómez et al., 1989].

1.4.3. Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM está definida como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8 000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos [Gómez-Tuena et al., 2005]. La FVTM está construida sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco y puede dar una gran variabilidad del estilo volcánico y de composición química de sus productos [Ferrari Pedraglio, 2000].

La FVTM se divide en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica [Gómez-Tuena et al., 2005].

- Porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima,
- Porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende
- Porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México.

En el sector occidental el volcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacíticoriolíticos como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el volcanismo emplazado dentro del Bloque Jalisco es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica [Ferrari Pedraglio, 2000].

En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basálticoandesítica [Ferrari Pedraglio, 2000].



En el sector oriental, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del volcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico [Ferrari Pedraglio, 2000].

El volcanismo de la FVTM se caracteriza por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida, el primer pulso tuvo lugar al inicio del Mioceno tardío (10-9 Ma) que generó grandes mesetas andesítico-basálticas en el sector occidental y central y estratovolcanes andesíticos como el Palo Huérfano y Cerro Grande [Ferrari Pedraglio, 2000].

Posteriormente a los 8 Ma se observa una disminución del volcanismo. A los 5-3 Ma el volcanismo se vuelve marcadamente bimodal: complejos de domos riolíticos se emplazaron entre Tepic y Guadalajara y en el sector central de la FVTM, donde se formaron las calderas de Los Azufres, Amealco y Huichapan [Ferrari Pedraglio, 2000].

En el sector occidental el comienzo de este volcanismo pliocénico está marcado por el emplazamiento de basaltos alcalinos entre Tepic y Guadalajara y en la parte norte del rift de Colima. Un último pulso volcánico parece caracterizar el Plioceno tardío-Cuaternario, cuando la composición dominante de los productos se vuelve otra vez intermedio-máfica [Ferrari Pedraglio, 2000].

Las grietas en el relleno aluvial en la ciudad de Celaya son el reflejo de una estructura sepultada, a la cual se le da el nombre de fosa de Celaya, ésta puede relacionarse con la parte sepultada del notable acantilado de la falla de San Miguel de Allende. Esta estructura posiblemente haya sido rellenada por las emisiones volcánicas originadas en los volcanes Palo Huérfano, Culiacán y Cerro Grande. La edad inferida para el último desplazamiento de esta estructura (Falla El Bajío) es Cuaternaria [Lozada, 2019].



Guanajuato, donde de la falla tiene dirección E-O [Nieto-Samaniego et al., 2007]. En el bloque levantado se aprecian dos grupos de fallas con direcciones NW-SE y E-NE a NE, en conjunto ambos grupos de estructuras le dan en ese sector una forma aserrada al borde norte de El Bajío [Nieto-Samaniego et al., 2007] (Figura (1.6)).

El límite oriental de la MC lo constituye un sistema de fallas normales de dirección N-S que se extiende desde San Miguel de Allende y Querétaro hasta más al norte de la Sierra de Catorce, formando el límite entre la MC y la Sierra Madre Oriental (SMO) [Nieto-Samaniego et al., 2007]. Dichas estructuras revelan procesos en la geodinámica continental producto de un régimen tectónico distensivo activo durante el Cenozoico [Ramos Leal et al., 2007].

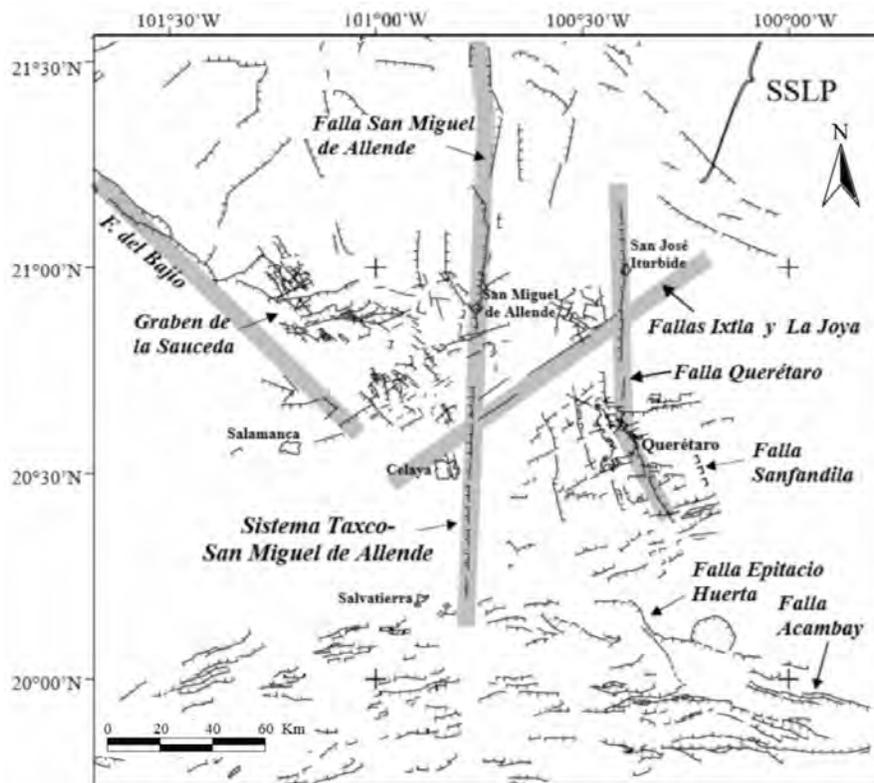


Figura 1.6: Mapa estructural de la parte sur de la Mesa Central (Amézaga-Campos, 2016)

Dentro de la MC el rasgo morfológico del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) se observa segmentado por varios lineamientos NW-SE, algunos de los cuales han sido documentados como sistemas de fallas, los mayores de ellos son el sistema de fallas San Luis- Tepehuanes y la falla del Bajío ([Nieto-Samaniego et al., 2007].



La falla El Bajío es un sistema de fallas normales con una orientación NW-SE [López-Alvis et al., 2019]. Este sistema de fallas es el muestra dos sectores, el primero con 45 km de longitud, de rumbo E-W entre Celaya e Irapuato (Guanajuato), y el segundo entre Irapuato (Guanajuato) y Lagos de Moreno (Jalisco), con 100 km de longitud y con rumbo NW-SEc como se puede observar en la Figura (1.7)[Botero-Santa et al., 2015].

El escarpe de la falla El Bajío muestra un grado de erosión avanzado, presentando desniveles topográficos máximo de 250 m (Nieto-Samaniego, et al., 2012). Varias de las estructuras que conforman la falla El Bajío cortan derrames de basalto Mesa San José por lo que se considera que los desplazamientos más recientes de la falla ocurrieron en el Mioceno tardío (Nieto-Samaniego, et al., 2012).

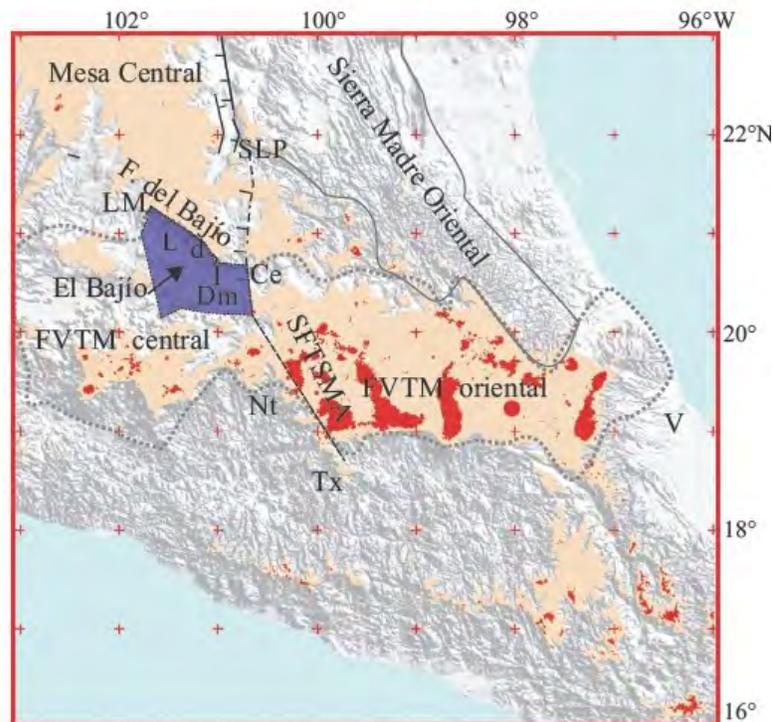


Figura 1.7: Estructuras mayores y límites del Bajío. Ce:Celaya, Tx:Taxco, Nt:Nanchititla, L:León, d:Duarte, LM:Lagos de Moreno, I:Irapuato, SLP:San Luis Potosí (Modificado de Botero-Santa, et al., 2015)

Durante el Oligoceno se reactivó la falla El Bajío y dicha actividad como semi-graben y continuó hasta el Mioceno pero con poco desplazamiento en el extremo noroeste de la Sierra de Guanajuato. (Botero-Santa, et al., 2015). El desplazamiento ver-



tical se ha estimado en más de 500 m en el área de Celaya [López-Alvis et al., 2019].

Desde el Eoceno estructuras con rumbos NE-SW y N-S también se han activado como fallas normales, participando activamente en la configuración de El Bajío, cuyos límites principales corresponden a los semigrábenes de la falla El Bajío (con rumbo NW-SE) y del Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (con rumbo NNW-SSE). A partir del Mioceno, la deformación se ha concentrado dentro de la FVTM (Botero-Santa, et al., 2015).

El SFTSMA tiene una orientación NNW-SSE, atraviesa el centro de México y lo divide en dos bloques corticales. Este sistema de fallas se compone de una falla principal segmentada que forma el escarpe donde se ubica la ciudad de San Miguel de Allende (Alaníz-Álvarez, et al., 2001).

El SFTSMA se dividió en tres segmentos: el segmento norte forma un desnivel máximo de 50 m y se extiende fuera del área de estudio con dirección N-S. El segmento centro forma un escarpe con dirección N-S de 38 km de longitud y 200 m de desnivel en promedio, cuyo límite sur es el volcán Palo Huérfano. [Alaniz Álvarez et al., 2001].

El segmento meridional está sepultado por los productos del volcán Palo Huérfano y por sedimentos continentales como se puede observar en la Figura (1.7). Su continuación hasta la ciudad de Celaya se infiere por el curso del Río Laja y fue documentada en el subsuelo por información de pozos [Alaniz Álvarez et al., 2001].

La cinemática y edad de las fallas del SFTSMA han obedecido a la deformación de la provincia a la que pertenecen, así en la Mesa Central y en la FVTM [Alaniz Álvarez and F., 2005]. La componente principal de movimiento ha sido normal y ha ocurrido en dos tiempos distintos, en el Oligoceno y en el Mioceno - Reciente [Alaniz Álvarez and F., 2005]

Cabe mencionar que el SFTSMA y la falla del Bajío pudieron favorecer altamente el emplazamiento de magmas, de fluidos de diversos tipos y de depósitos minerales asociables con los mismos [Nieto-Samaniego et al., 2007].

1.6. Estratigrafía

Se describe las litologías que componen los estratos representativos del acuífero Valle de Celaya. La columna estratigráfica se presenta en la Figura (1.8).

1.6.1. Rocas Mesozóicas

Las rocas mesozoicas no afloran dentro del área de estudio pero los afloramientos más cercanos aparecen en el Distrito Minero de Guanajuato ubicado al



Norte y en la región de Celaya [Nieto Samaniego et al., 2012]. Esta unidad está formada por rocas volcánicas máficas, areniscas y con algunas unidades de calizas [López-Alvis et al., 2019].

1.6.2. Andesita El Cedro

La andesita El Cedro yace discordantemente bajo la Riolita Chichíndaro, son tobas, brechas y derrames andesíticos del Oligoceno, se compone de derrames de lava que en muestra de mano se aprecia con escasos fenocristales de plagioclasas inmersas en una matriz afanítica. La roca se distingue por tener colores rojizos a verdosos cuando la roca está alterada o intemperizada aunque en algunos casos los domos se presentan alterados por oxidación, argilización y cloritización [Nieto Samaniego et al., 2012]. La andesita El Cedro sufre la instrusión de domos y diques riolíticos pertenecientes a la unidad que la cubre [Nieto Samaniego, 1990].

1.6.3. Riolita Chichíndaro

Es un conjunto de rocas volcánicas de composición ácida, principalmente derrames de lava, depósitos piroclásticos y domos riolíticos a los que se asocian diques, brechas tanto en las lavas como en depósitos piroclásticos y vitrófidos. Presentan colores blanco, rosado, rojizo y morado [Nieto Samaniego et al., 2012]. Se extiende ampliamente en la parte suroriental de la Sierra de Guanajuato, yace sobre la andesita el Cedro [Nieto Samaniego, 1990].

Los derrames de lava son derrames riolíticos de color blanco o rosa, son porfídicos con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz cripto o microcristalina; las tobas y los conglomerados volcanoclásticos se presentan intercalados en los domos aunque en algunos lugares cubren extensiones considerables, contienen clastos de riolita y pómez en tamaños de no más de 10 cm inmersos en una matriz tobácea de tamaño de arena fina [Nieto Samaniego, 1990].

1.6.4. Formación Rancho Nuevo

Son depósitos volcanoclásticos que separan a la Riolita Chichíndaro y a la Andesita Presa de Manantiales y que afloran principalmente en los alrededores del poblado de Rancho Nuevo, ambos casos tienen contactos discordantes. Esta formación consiste en una secuencia de depósitos volcanoclásticos con granulometría de areniscas de grano fino, estratificación cruzada y coloración café claro a blanquecino [Nieto Samaniego et al., 2012].

1.6.5. Andesita Presa de Manantiales

Esta unidad formada en el Oligoceno está conformada por derrames andesíticos con algunas variaciones composicionales y tobas; en algunos lugares, hay material



piroclástico más grueso [Nieto Samaniego, 1990]. Los derrames andesíticos que la forman tienen textura porfídica, presentan una coloración que varía de café oscuro a negro [Nieto Samaniego et al., 2012].

1.6.6. Gravas El Capulín

Roca conglomerática del Mioceno temprano; presenta estratificación gradual burda con clastos de 1 cm y hasta 50 cm, incluidos una matriz arenosa. Los clastos son principalmente de ignimbrita riolítica y de andesita, están mal clasificados y son de angulares a subangulares [Nieto Samaniego et al., 2012].

1.6.7. Basalto Mesa San José

Esta unidad de edad miocénica es de color gris oscuro e intemperiza a color rojo y amarillo ocre; está formada por derrames de lavas sobrepuestos, de composición basáltico-andesítica. Los derrames aparecen horizontales, masivos y de espesor uniforme [Nieto Samaniego et al., 2012].

El basalto Mesa San José forma mesetas que en algunos lugares llegan a medir sólo 10 m; en muestra de mano presenta cristales de olivino y piroxeno y en algunos otros está presente la horblenda [Nieto Samaniego et al., 2012].

1.6.8. Rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana

Esta unidad está formada por dos miembros.

- El miembro inferior consiste de conos cineríticos formados en su totalidad por cenizas con granulometrías menores a 2 mm, pero también contiene fragmentos líticos de basalto color negro y vesicular que pueden llegar a medir hasta 60 cm. Tienen estratificación delgada, con basculamientos de 15°. Las edades que se les asigna a los conos van del Plioceno al Cuaternario [Nieto Samaniego et al., 2012].
- El miembro superior forma de volcanes monogenéticos con derrames de basalto vesicular, con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm. m. Los conos son de escoria, no se les aprecia cráter. Cada volcán tiene derrames de basalto, vesiculares y muy oscuros que forman mesetas son escarpes poco pronunciados. La edad de esta unidad también es Plioceno-Cuaternario [Nieto Samaniego et al., 2012].



COLUMNA GEOLÓGICA

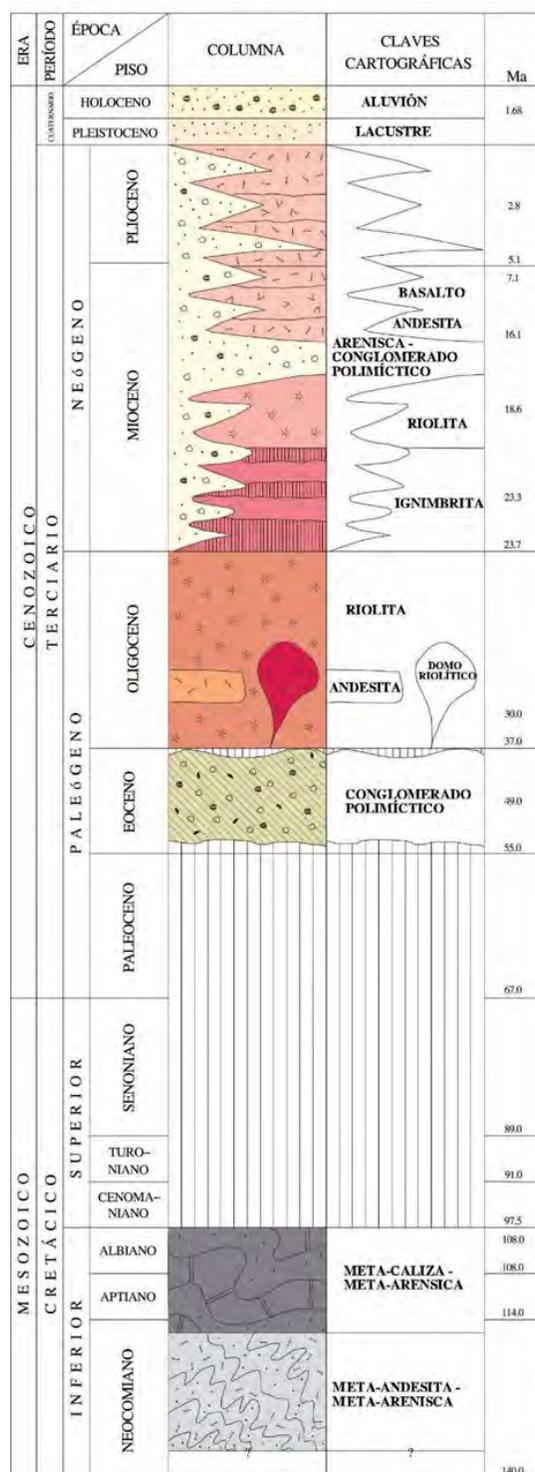


Figura 1.8: Columna geológica esquemática del área de estudio (Amézaga-Campos, 2016)



A continuación se muestra el resumen de la columna estratigráfica desde la base hasta la cima:

La roca más antigua registrada, corresponde a un pequeño afloramiento de esquisto, localizado en el poblado Rincón de Centeno datado al Jurásico Tardío de acuerdo con su posición estratigráfica; en él puede observar una roca de facies esquistos verdes, derivada de una secuencia sedimentaria pelítica calcárea [INEGI, 1998].

Le sobreyace a esta unidad, una secuencia sedimentaria arrítmica de ambiente marino con facies de talud, constituida por calizas-lutitas, que se correlacionan con la unidad del Cretácico Superior [INEGI, 1998].

Durante el Terciario Superior, ocurrió el evento que formó a la Sierra Madre Occidental, el cual quedó atestiguado en el área por un grupo de rocas félsicas clasificadas como riolitas-toba ácida, constituidas por una secuencia de tobas y derrames riolíticos que en algunos lugares presentan estructuras esferulítica y fluidal, así como intercalaciones de vidrio volcánico. Sobreyace discordantemente a rocas del Cretácico; así mismo subyace o se mezcla con sedimentos continentales lacustres [INEGI, 1998].

Durante el Terciario Superior, en condiciones de ambiente lacustre, ocurrió el depósito de conglomerado, arenisca, arenisca-conglomerado, grava, arenas y arcillas, las cuales han sido detectadas en varias perforaciones a diferentes profundidades, principalmente hacia el área de Salamanca. Los espesores de este depósito varían desde 14 m, hasta los 176 m. Este paquete de materia granular sobreyace o se intercala con rocas volcánicas félsicas, identificadas como unidad de riolita-toba ácida [INEGI, 1998].

Las rocas intermedias están representadas por coladas de dacita y andesita, localizadas al oriente de Empalme Escobedo, al norte de Salamanca, al noroeste de Irapuato y al oriente de Apaseo del Alto [INEGI, 1998].

Las rocas máficas están constituidas por coladas de basalto, intercaladas con brecha volcánicas básicas, en donde aún son observables los aparatos volcánicos por donde fueron expulsados los materiales que forman esta unidad. Las unidades se encuentran expuestas en la zona circundante al valle y en el subsuelo se han encontrado coladas de basalto cortados por la mayoría de los pozos perforados en todo el valle, a diferentes profundidades con espesores desde 10 m, en cuerpos intercalados con el aluvión hasta potentes espesores de 300 m, en la base del relleno [INEGI, 1998].

Finalmente el material aluvial se encuentra en forma de relleno, constituido por materiales arcillo-arenoso arcillo-limoso, gravas arenas ocasionalmente intercaladas con basaltos; se han detectado espesores hasta de 100 m en las zonas de Salamanca [INEGI, 1998].



1.7. Clasificación del sistema geotérmico

Un sistema geotérmico es un entorno geológico localizado donde partes de la energía térmica de la Tierra pueden extraerse de los fluidos circulantes naturales o inducidos artificialmente que se transportan a un punto de uso [Moeck, 2014].

El entorno geológico tiene una influencia fundamental sobre la temperatura potencial, la composición del fluido, las características del reservorio y si el play geotérmico es un sistema convectivo o conductivo [Moeck, 2014]. En general, los play geotérmicos están dominados por un régimen de transferencia de calor por convección o conducción [Moeck, 2014].

Los procesos tectónicos activos en las placas están dominados por la interacción dinámica entre la litósfera y la astenósfera. El tectonismo activo y el volcanismo se encuentran predominantemente en los márgenes activos de las placas. Las configuraciones tectónicas incluyen [Moeck, 2014]:

- Arcos magmáticos sobre zonas de subducción en márgenes de placas convergentes.
- Márgenes divergentes ubicados dentro de la configuración oceánica, o configuración intercontinental.
- Márgenes transformantes de la placa con fallas de deslizamiento.
- Islas oceánicas intraplaca formadas por magmatismo de hotspot.

Los controles estructurales tienen un efecto importante en las vías de flujo de fluidos en sistemas dominados por convección [Moeck, 2014].

Los sistemas geotérmicos en configuraciones tectónicas de placas pasivas donde no se producen anomalías asteno esféricas están predominantemente dominadas por la conducción. En los sistemas hidrotermales dominados por la conducción, los acuíferos profundos se calientan por un flujo de calor casi normal [Moeck, 2014].

Una vez que se ha dividido el sistema geotérmico en conductivo o convectivo, se subdivide con base a la temperatura del yacimiento [Nicholson, 2012] como se describe a continuación:

- Alta temperatura ($> 150^{\circ}\text{C}$)

Líquido-dominante

Bajo relieve

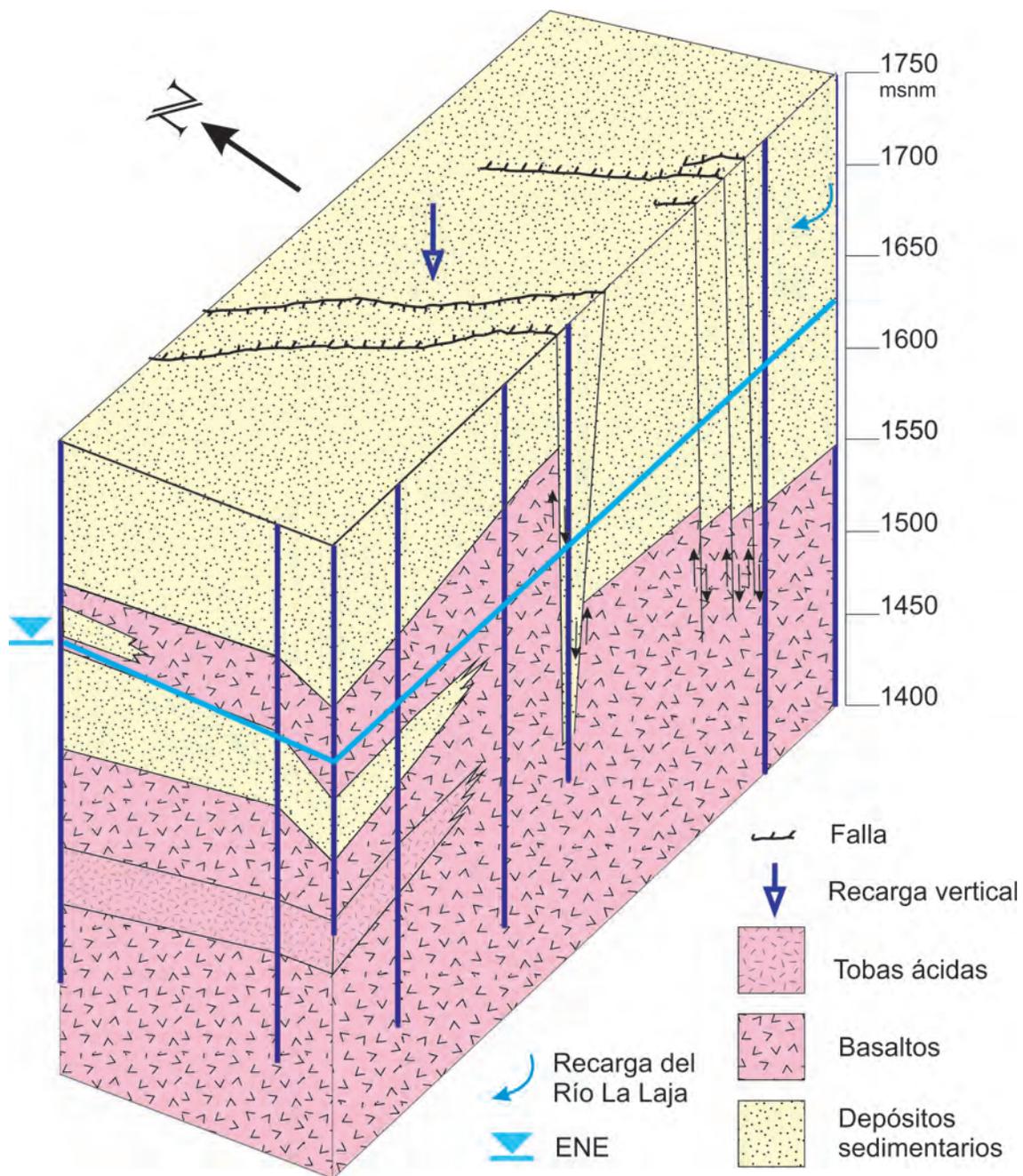


Figura 1.9: Corte litológico del centro de la ciudad de Celaya



Alto relieve

Vapor-dominante

- Baja temperatura ($< 150^{\circ}\text{C}$)

1.7.1. Sistemas de alta temperatura

Estos se encuentran en entornos geológicos donde el gradiente geotérmico está varias veces por encima del promedio de la corteza de aproximadamente $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, y donde existen temperaturas de roca de varios cientos de grados centígrados a profundidades de solo unos pocos kilómetros [Nicholson, 2012].

Las ubicaciones de los campos geotérmicos están controladas tectónicamente, y a menudo se encuentran en áreas de fallas de bloques, grabens o rifting y en estructuras de caldera colapsadas, con profundidades de reservorio de alrededor de 1-3 km [Nicholson, 2012].

Los sistemas geotérmicos de alta temperatura son a menudo volcanogénicos, el calor proviene de cuerpos intrusivos comúnmente de composición riolítica-andesítica [Nicholson, 2012].

1.7.2. Sistemas de baja temperatura

Los sistemas de baja temperatura o de baja entalpía pueden ocurrir en una variedad de configuraciones geológicas de flujo de calor elevado y normal. La circulación profunda de fluidos a través de fallas o estratos permeables, plegados, la elevación tectónica de las rocas más calientes desde la profundidad y el calor residual de plutones intrusivos pueden producir campos de baja temperatura. Generalmente descargan aguas diluidas a través de manantiales calientes a de entre 30 y 65°C [Nicholson, 2012].

1.8. Clasificación de los fluidos geotérmicos

Fluidos geotérmicos primarios

Los fluidos geotérmicos que se localizan al fondo de la celda de convección son denominados como fluidos geotérmicos primarios. Pueden estar compuestos por dos o más fluidos como fluidos meteóricos, agua de mar o volátiles magmáticos [Arnórsson et al., 2007].



Los principales tipos de fluidos primarios son aguas sódicas-cloruradas, aguas sulfatadas y salmueras de alta salinidad [Arnórsson et al., 2007].

Fluidos geotérmicos secundarios

Cuando los fluidos geotérmicos viajan hacia la superficie pueden sufrir separación de fases o mezcla de fluidos para formar fluidos geotérmicos secundarios [Arnórsson et al., 2007].

Los procesos más importantes que conducen a la formación de fluidos geotérmicos secundarios son los siguientes [Arnórsson et al., 2007]:

- Despresurización por ebullición para producir agua hervida y una fase de vapor con gas.
- Separación de las fases de los fluidos salinos en una salmuera hipersalina y un vapor más diluido.
- Condensación de vapor en aguas subterráneas poco profundas o aguas superficiales para producir sulfato ácido, dióxido de carbono o aguas con bicarbonatadas sódicas.
- Mezcla de CO_2 de una fuente profunda con agua subterránea térmica.
- Mezcla de fluidos geotérmicos con agua subterránea menos profunda y más fría.



1.9. Antecedentes geotérmicos de la zona

El acuífero Valle de Celaya está localizado en una cuenca de origen sedimentario que presenta metamorfismo de bajo grado y tiene varios intrincados y complejos sistemas de fallas y fracturas, algunas de ellas están activas y ayudan a que el agua profunda del acuífero suba a niveles más someros [Morales-Arredondo et al., 2018].

En la región de Celaya, Guanajuato, la información geológica e hidrológica indica que el proceso que origina los hundimientos y fisuras de la tierra es complejo, y que la dinámica de la tectónica del área debe influir donde están presentes las fuentes termales con temperaturas superiores a 40°C [Huizar-Álvarez and Marín-Córdova, 2011].

Se han reportado cuatro principales áreas de termalismo y alteración hidrotermal en la zona, conocidas como Laguna, El Salitre, Marroquín y San Bartolomé de los Baños con temperaturas superficiales entre 53 y 95°C, en algunos casos con desprendimiento de gases. La zona geotérmica de San Bartolomé de los Baños, se encuentra en la parte sureste del estado de Guanajuato, cerca de los límites con Querétaro [Hiriart Le Bert Gerardo, 2011].

La zona de Laguna el Salitre es la más importante, cubriendo un área de 1.2 km² y presentando depósitos de geiserita. Las aguas de los manantiales de esta zona son de tipo clorurado sódico, con temperaturas de fondo, según el geotermómetro de potasio-sodio, entre 160 y 180°C [Hiriart Le Bert Gerardo, 2011].

No existe una fuente de calor localizada para el probable yacimiento que de origen a las 3 zonas mencionadas con anterioridad (Laguna El Salitre, Marroquín y San Bartolomé de los Baños), pero el modelo conceptual propuesto por la CFE indica que el agua meteórica se infiltra probablemente al norte y penetra profundamente a través de los productos volcánicos y los rellenos lacustres, adquiriendo una temperatura progresivamente elevada que circula lateralmente hacia la zona y descarga a través de la falla San Bartolomé y la Laguna de El Salitre [Hiriart Le Bert Gerardo, 2011]. Se trata de un yacimiento no volcánico de tipo acuífero profundo, cuyos fluidos calientes podrían hallarse entre los 1500 y 2500 metros de profundidad [Hiriart Le Bert Gerardo, 2011].

Existe otra zona geotérmica reportada, sin embargo, esta es de baja temperatura. Su ubicación es cercana al área de estudio, en una comunidad agrícola adyacente a las ciudades de Celaya y de Salamanca; pertenece la provincia hidrogeológica del Valle de Celaya en el estado de Guanajuato y lleva por nombre Juventino Rosas; esta comunidad tiene acceso únicamente al agua potable por medio de pozos que extraen agua del acuífero [Morales-Arredondo et al., 2016b].

La zona de Juventino Rosas muestra las características de los sistemas térmicos de baja temperatura de acuerdo con los resultados obtenidos con geotermómetros y



con índices de saturación calculados a diferentes temperaturas [Morales-Arredondo et al., 2018].

Este acuífero presenta características de un sistema geotermal de baja temperatura y con altas concentraciones de arsénico (As), fluoruros (F^-) y radón (Rn); esos elementos están en concentraciones elevadas en los depósitos sedimentarios aluviales-lacustres, donde la temperatura medida del agua en superficie está entre 24 y 49°C [Morales-Arredondo et al., 2016b].

Capítulo 2

Desarrollo y metodología



Se llevó a cabo un muestreo de agua en el acuífero “Valle de Celaya” en noviembre de 2017 para realizar análisis hidrogeoquímicos. De acuerdo con la información proporcionada por JUMAPA sobre las características constructivas, los cortes litológicos y los Niveles Estáticos de algunos de los pozos, se determinó que las muestras de agua fueron obtenidas del acuífero termal profundo.

Adicionalmente se obtuvieron muestras de esquilas que JUMAPA se encargó de recolectar durante la perforación del pozo Irrigación Oriente el cual tiene una profundidad de 400m. El muestreo de agua fue realizado con ayuda del personal de la Unidad Geoquímica de Fluidos Geotérmicos (UGFG) del CeMIE-Geo (Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria) y con personal del departamento de Calidad de Agua de la JUMAPA.

2.1. Muestreo de agua

Se muestreó un total de 18 pozos de agua potable que abastecen a la ciudad y a las comunidades aledañas y de un manantial de agua fría que abastece a la comunidad de Capulines, todos estos son pertenecientes a la ciudad de Celaya y comunidades aledañas en el municipio de Celaya, Gto.

Los puntos de muestreo fueron seleccionados de manera representativa con base en información de trabajos previos, por ubicación de acuerdo al sistema de flujo regional y zonas de recarga del acuífero y además se tomó en cuenta el sistema de fallas señalado en la sección de geología estructural. Las fallas pueden servir de barrera o como conducto para que el agua puede ascender o descender a otros niveles del acuífero, tales puntos se observan en la Figura (2.2)

Para la realización del muestreo se compraron recipientes de polipropileno de 60 mL de boca angosta y jeringas de 60 mL que fueron utilizadas para filtrar las muestras. El material que se utilizó durante la recolección de las muestras tuvo un lavado diferente de acuerdo con el análisis al que estaba destinada cada muestra.

Antes de coleccionar cada una de las muestras del pozo, se dejó correr el agua aproximadamente 5 minutos para asegurar que el agua tomada no hubiera estado demasiado tiempo en el pozo estancada o sin movimiento lo cual hubiera afectado los resultados. La conservación de las muestras se especificó para cada análisis químico y se presenta en la Figura (2.1).

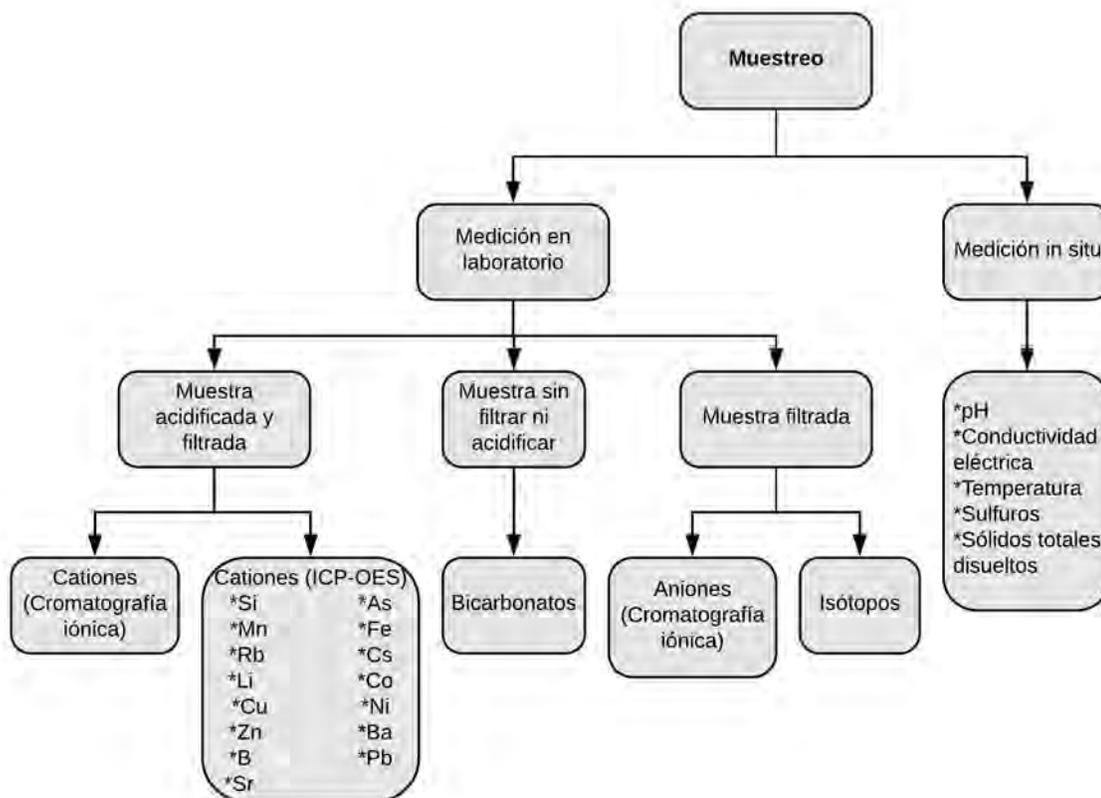


Figura 2.1: Diagrama de muestreo

Se utilizaron guantes de nitrilo suave de grado industrial durante el muestreo para evitar accidentes por el uso de ácido nítrico y para evitar contaminación. En cada punto se tomaron 5 muestras en recipientes de 60 mL; cada 5 puntos se tomó un duplicado.

En los puntos de muestreo donde nos fue posible se realizó la verificación de la ubicación geográfica en campo con un GPS de la marca GARMIN modelo ETREX30X serie 471004784. Se utilizó un multiparámetro e la marca HACH modelo SENSION + MM150 para medir pH, conductividad eléctrica, solidos totales disueltos y temperatura de medición en campo.

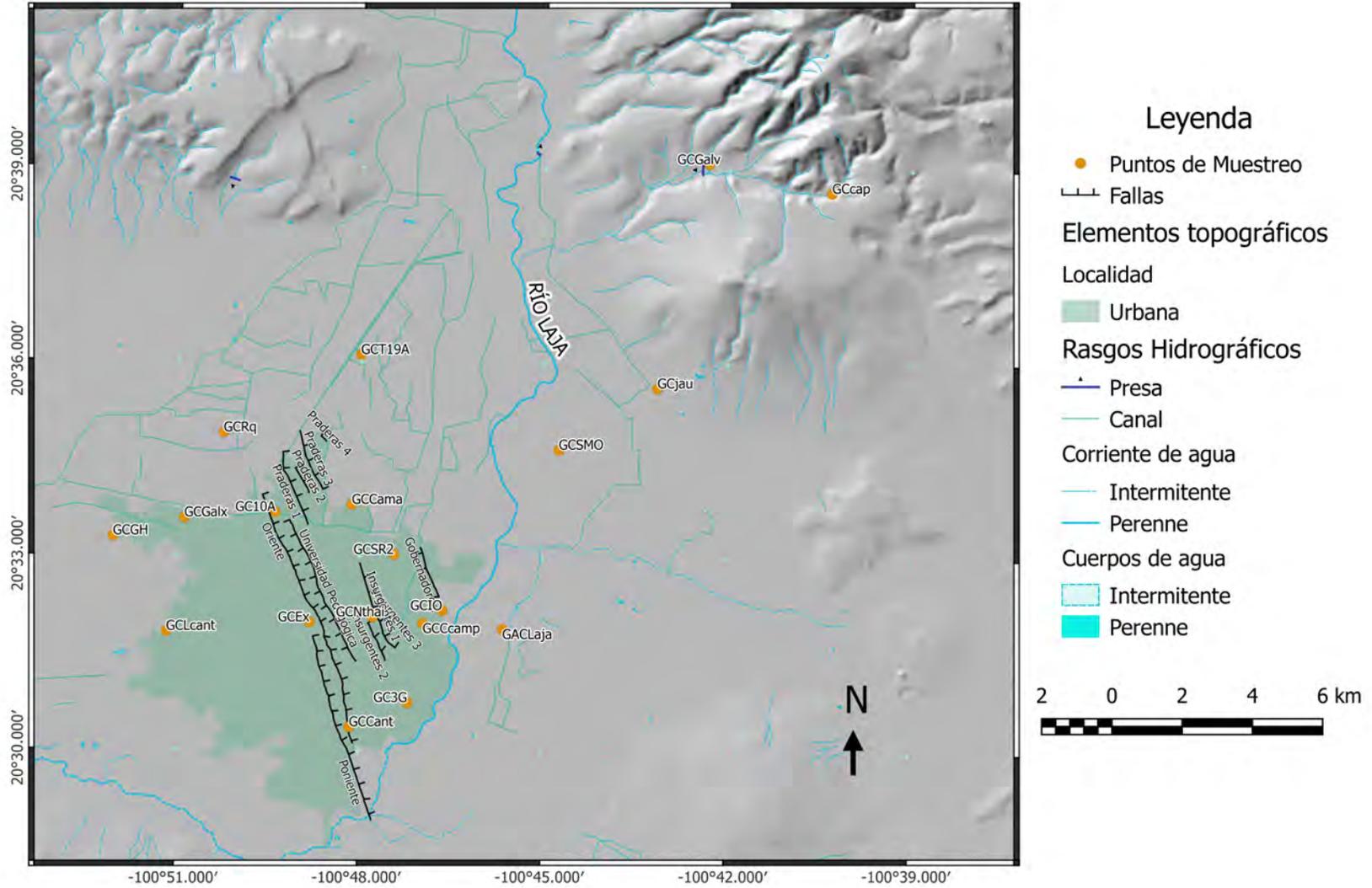


Figura 2.2: Mapa del muestreo en Celaya, Gto



Figura 2.3: Lavado de material en la UGFG

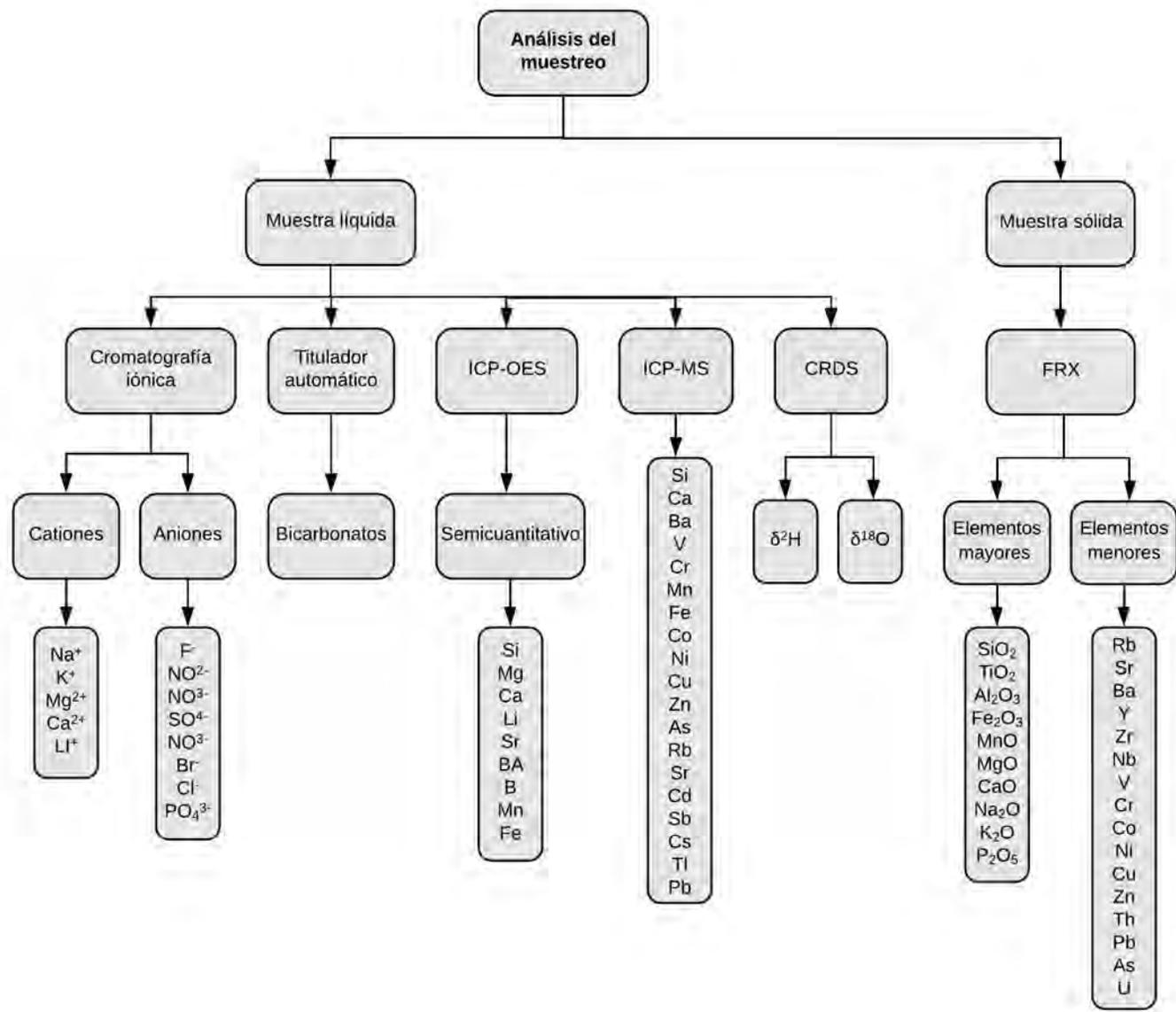


Figura 2.4: Diagrama de análisis de muestras tomadas en campo





2.1.1. CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy)

El procedimiento para el lavado del material utilizado para la toma de muestras es el siguiente:

1. Enjuagar el material con agua potable.
2. Sumergir el material nuevo por aproximadamente 8 horas como se observa en la Figura(2.3) (material sin tinta, sin etiquetas y sin adhesivo), en una palangana con detergente hyclin neutro libre de fosfatos aproximadamente al 5 % v/v. Para material usado se emplea una solución de hyclin al 15 % v/v.
3. Enjuagar el material con agua corriente de la llave (hasta retirar el exceso de detergente) y posteriormente enjuagar el material diez veces con agua desionizada.
4. Secar el material lavado a temperatura ambiente, colocándolo y cubriéndolo totalmente el material con sanitas para evitar que las partículas del aire puedan adherirse a la parte interna de los recipientes.
5. Guardar el material el bolsas bien cerradas y previamente etiquetadas.

Las muestras que a analizar por CRDS se filtraron con jeringas de 60 mL y un acrodisco no estéril con membrana de acetato de celulosa con un diámetro de 25mm y tamaño de poro de 0.45 μ .



Figura 2.5: Equipo Picarro para medir isótopos de $\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$



Figura 2.7: Cromatógrafo iónico de la UGFG. Equipo Dionex ICS-5000+DC Detector/Compartimiento de cromatografía.

En la determinación de cationes se utilizó una columna IC Dionex^T M IonPac^T M CS12A con diámetro de 4mm y longitud de 250 mm y para aniones una columna con fase estacionaria IonPac^T M AS11-HC-4 μ m con un diámetro de 4 mm y una longitud de 250 mm.

2.1.3. ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry)

El procedimiento para el lavado del material utilizado para la toma de muestras es una modificación del de CRDS, se realiza el paso 1 y 2, después se enjuaga el material con agua corriente de la llave (hasta retirar el exceso de detergente) y posteriormente se enjuaga el material una vez con agua desionizada.

Posteriormente se debe sumergir por aproximadamente 8 horas (material sin tinta, sin etiquetas, sin adhesivo) en una palangana con HNO_3 grado reactivo aproximadamente al 5% v/v considerando material nuevo (para material usado aproximadamente 30 v/v) para proceder al enjuague, el cual se realiza 10 veces con agua Milli-Q[®]. Por último se realiza el paso 4 y 5 del lavado para CRDS.



Las muestras a analizar por ICP-OES se filtraron con jeringas de 60 mL y un acrodisco no estéril con membrana de acetato de celulosa con un diámetro de 25mm y tamaño de poro de 0.45μ . El motivo de acidificar las muestras es evitar que se genere una precipitación de compuestos como por ejemplo el Mn que al estar en contacto con el dióxido de manganeso es adsorbido por este.

La preparación de las muestras para su posterior medición en el ICP-OES está basada en la generación de diluciones a partir de la muestra original tomada en campo. Como buena practica en el laboratorio, se realizaron 3 diluciones para asegurarse de que pueda ser leída correctamente la muestra en la curva de calibración elaborada por el laboratorista sin interferencia de la matriz.

Para la realización de las diluciones se necesita información de análisis previos en el área de estudio, de ser posible del mismo sitio que se muestreó para que el técnico tenga las herramientas necesarias para realizar un adecuado diseño experimental, que dilución preparar de acuerdo con los elementos que se deseen analizar y sus concentraciones reportadas; algunos trabajos utilizados son [Amézaga-Campos, 2016], [Morales Arredondo et al., 2015], [Ortega-Guerrero, 2009], etc.

Una vez teniendo la información requerida se procederá a hacer las diluciones de acuerdo con las concentraciones reportadas de los analitos de interés. Los valores de STD nos ayudan a estimar la dilución que se realizará ya que si no se sabe un valor aproximado de los STD presentes en la muestra los resultados podrían no salir bien debido a diferentes factores como son el uso de una curva de calibración que no sea adecuada para las muestras, entre otros.

El material que se utilizó para realizar las diluciones fue lavado previamente de acuerdo con las mismas especificaciones con las que se lavó el material destinado para la toma de muestras en campo para ICP-OES, se prepararon diluciones 1/10, 1/5 y 12/15 de cada muestra tomada en campo.

Las diluciones se realizaron por gravimetría utilizando una balanza analítica y micropipetas (Figura(2.8)) para tomar el los mililitros necesarios de muestra; se agregaron en el recipiente etiquetado, se registró el peso, se agregó Itrio (Y) a una concentración de 99.81 mg/L, se aforó con agua miliQ y se registró el último peso.

Los análisis que ser realizaron en el ICP-OES fueron los siguientes:

- Semi-cuantitativo de Si, Mg, Ca, Li, Sr, Ba, B, Mn y Fe
- Preliminar de Al, Rb, K, As, Ni y Na



(a) Balanza analítica



(b) ICP-OES

Figura 2.8: a) Balanza analítica empleada para la preparación de las diluciones por el método gravimétrico b) Equipo de ICP-OES.

2.1.4. ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)

Se procedió a realizar análisis a las muestras con un ICP-MS con el objetivo de verificar los datos obtenidos con el ICP-OES debido a que en algunas muestras los analitos que se midieron nos daban resultados poco confiables por estar por debajo o cerca del límite de detección.

El ICP-MS (modelo iCAP Qc de la marca Thermo Scientific) se encuentra ubicado en el Laboratorio de ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM dirigido por la Dra. Ofelia Morton. El instrumento tiene adaptado un automuestreador y fue optimizado previamente al análisis de las muestras con una solución acuosa certificada de la marca High Purity Standards la cual contiene un amplio intervalo de masas (Li, Co, In, Ba, Bi, Ce y U de $1 \mu\text{g L}^{-1}$).

La curva de calibración se realizó con 16 puntos (0, 0.1, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2.5, 5, 7.5, 10, 25, 50, 75, 100, 250 y $500 \mu\text{g/L}$). La deriva instrumental se corrigió con el estándar interno indio (In de $10 \mu\text{g L}^{-1}$).

La preparación de las muestras para la medición con este equipo no tuvo mayores complicaciones, únicamente se vertió una cantidad aproximada a 20-30 mL de muestra en un vial de plástico, el cual fue colocado en el automuestreador del equipo junto con otras soluciones pertenecientes al laboratorio para limpiar el equipo y mantener el control de calidad.



Figura 2.9: ICP-MS y automuestreador

2.2. Muestreo de roca

2.2.1. FRX (Fluorescencia de Rayos X)

Se realizó con FRX el análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza de rocas y material sedimentario proveniente de las esquilas generadas al momento de realizar la perforación de un pozo de agua potable de 400 m en la zona oriente de la ciudad de Celaya y de una muestra de roca tomada en campo en la comunidad de Los Capulines.

El Laboratorio de FRX dispone de un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus II) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras. Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1 % en elementos mayores y menores a 4 % en elementos traza. En todos los casos las curvas de calibración han sido construidas con estándares emitidos por instituciones de reconocido prestigio internacional. [Autores, 2018].

El procedimiento para preparar las muestras de roca heterogéneas consistió en moler la roca en el laboratorio con el molino a un tamaño menor al tamiz de malla 200. Una vez que está molida y completamente homogénea, la muestra se mezcla y se divide para dos procesos diferentes,.

El primer proceso fue para el análisis de elementos mayoritarios y se realizó en muestra fundida con 90 % de tetraborato de litio y 10 % de muestra en polvo base seca (Figura 2.11(b)). Se realizó la determinación de la pérdida por calcinación

(PXC) mediante gravimetría, la cual consistió en calentar 1 g de muestra a 950 °C durante 2 horas.

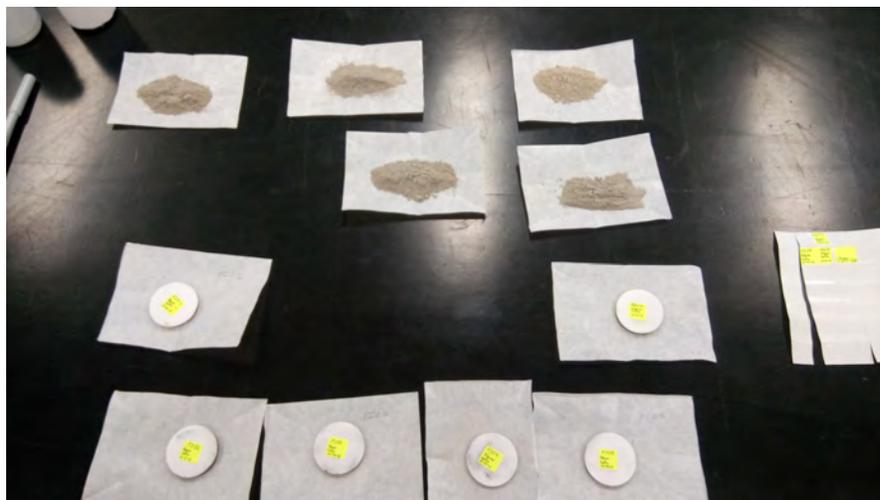


Figura 2.10: Preparación de muestras de polvo comprimido aglutinado para análisis por FRX

El segundo proceso se realizó para los elementos traza (Figura (2.10)), los cuales se determinaron en muestra de polvo comprimido aglutinado con 15 % en peso de cera-C micropolvo (Figura 2.11(a)).



(a)



(b)

Figura 2.11: (a) Prensa durante la compresión de las muestras de polvo aglutinado (b)Fundición de las muestras de polvo con el tetraborato de litio.



2.3. Trabajo de gabinete

Elaboración de mapas

Los mapas fueron elaborados con el software libre QGis Desktop 2.18.14 y se detallaron con Corel Draw; para la elaboración del mapa con las isoclinas de ENE se realizó una interpolación con el método IDW (Ponderación inversa a la distancia) para después obtenerse las isoclinas la dirección de flujo se obtuvo de acuerdo a la Elevación del Nivel Estático. La columna geológica (Figura (1.8)), el mapa de estructuras mayores y los límites del Bajío (Figura (1.7)) y otras figuras fueron modificadas con Corel Draw.

El mapa geológico de la zona de estudio fue elaborado con base en los archivos vectoriales (.shp) disponibles en la página de INEGI; a estos archivos se le agregaron las capas de fallas visibles por subsidencia. Se utilizó la simbología y colores correspondientes a cada litología de acuerdo con la carta geológico-minera F14-C64 del Servicio Geológico Mexicano.

En los mapas de símbolos proporcionales para la representación de los parámetros fisicoquímicos se utilizó una escala de color, en la cual el color azul más intenso representa las temperaturas más bajas reportadas en el trabajo, el blanco representa el límite entre las muestras de agua temperaturas consideradas como geotérmicas de las frías; el color rojo más oscuro representa las muestras con temperaturas de descarga más altas.

Elaboración diagramas y gráficos

Los diagramas que se utilizaron para la interpretación hidrogeoquímica como son el diagrama de Piper (Figura (3.11)) y Stiff fueron elaborados con la versión para estudiantes del software de The Geochemists Workbench y modificados con la versión proporcionada por Software UNAM de Corel Draw X7, estos diagramas obedecen el mismo código de color que se utilizó en las Figuras (3.8) y (3.9)

Las gráficas y tablas utilizadas para la realización e interpretación de los geotermómetros fueron realizados con una hoja de cálculo de excel que lleva por nombre "*Liquid_Analysis_v3Powell&Cumming_2010_StanfordGW*", la cual fue elaborada por T. Powell & W. Cumming [Powell and Cumming, 2010]. Estos datos fueron corroborados con información obtenida de los Índices de Saturación (IS) con software GWB SpecE8 que posteriormente fue procesada y graficada contra la temperatura utilizando Excel.

Los gráficos de D'Amore son utilizados para distinguir grupos de agua sobre la base de las características geológicas e hidrogeológicas del embalse principal atra-



vesado por cada muestra de agua [D'Amore et al., 1983] y se elabora de la manera siguiente:

El parámetro A ayuda a distinguir entre agua que circuló a través de terrenos calcáreos y de aquellos que ocurren a través de rocas evaporíticas [D'Amore et al., 1983].

$$A = \left(\frac{100}{\Sigma(-)}\right)(HCO_3^{2-} - SO_4^{2-})$$

El parámetro B discrimina entre aguas enriquecidas en sulfatos que circularon en terrenos evaporíticos de aquellas enriquecidas en sodio que atravesaron terrenos sedimentarios y arcillosos [D'Amore et al., 1983].

$$B = 100\left(\frac{SO_4^{2-}}{\Sigma(-)} - \frac{Na^+}{\Sigma(+)}\right)$$

El parámetro C discrimina entre aguas derivadas de secuencias *flysch* o de *volcanitas* y de aquellas que provienen de series carbonatadas o evaporíticas de aquellas que provienen de un basamento cuarzo-esquistoso. Ambos tipos de agua tienen relativamente altas concentraciones de Na^+ pero bajo contenido de Cl^- y la relación Na/Cl está cercana a la unidad [D'Amore et al., 1983].

$$C = 100\left(\frac{Na^+}{\Sigma(+)} - \frac{Cl^-}{\Sigma(-)}\right)$$

El parámetro D ayuda a distinguir las aguas que han circulado en calizas dolomitadas [D'Amore et al., 1983].

$$D = \left(\frac{100}{\Sigma(-)}\right)(HCO_3^{2-} - SO_4^{2-})$$

El parámetro E ayuda a distinguir entre circulación en reservorios carbonatados y entre reservorios sulfatados [D'Amore et al., 1983].

$$E = 100\left(\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{\Sigma(+)} - \frac{HCO_3^{2-}}{\Sigma(-)}\right)$$

El parámetro F revela el incremento de la concentración de K^+ en las muestras de agua [D'Amore et al., 1983].

$$F = 100\left(\frac{Ca^{2+} - Na^+ - K^+}{\Sigma(+)}\right)$$

Capítulo 3

Resultados y Discusión



3.1. Caracterización hidrogeológica

El acuífero Valle de Celaya está comunicado hacia el norte con los acuíferos de San Miguel Allende y cuenca de alto río Laja; al sur con Acámbaro, la Cueva y Salvatierra; al oeste, con Valle de Irapuato, y al este con el estado de Querétaro; lo cruzan los ríos Laja, Lerma y Querétaro, y los distritos de riego 085 La Begoña y 011 Lerma [Romero et al., 2017].

Desde la década de los años 40's ya existían captaciones de agua subterránea de profundidad somera y extracción abundante; en los años 50 comenzó la explotación a gran escala acentuándose en los 70's y 80's generando claros efectos de sobreexplotación como se puede observar en las figuras (3.1), (3.2), (3.3), (3.4) y (3.5).

En el acuífero Valle de Celaya se subdivide en dos acuíferos:

- Superior (A1)
- Inferior (A2)

Debido a la sobre explotación que este presenta, el acuífero A1 que tiene una profundidad aproximada de 200m y temperaturas de 18-25°C prácticamente ha desaparecido, por tal motivo, las aportaciones importantes de agua se extraen del acuífero A2 en que las temperaturas pueden llegar hasta los 60.5°C.

Se presentan las siguientes consecuencias ocasionadas por la sobre explotación reportadas para el año de 1980 [Romero et al., 2017]:

- Agotamiento de manantiales.
- Mayores profundidades de bombeo de pozos.
- Aumento en los costos de bombeo.
- Subsidiencias de 1.5 cm/año en el centro de Celaya
- Mala calidad de agua en la parte oriente de Celaya y la comunidad de Tenería del Santuario
- Modificación en el esquema natural de flujo
- Incremento en los costos de conducción de agua potable y alcantarillado por subsidiencias
- Daño en monumentos históricos
- Escasez de agua



En la década de 1970, el acuífero Valle de Celaya se comportaba como acuífero libre, estando conformado por materiales aluviales, lacustres y volcanoclásticos; pero en la actualidad, debido a la sobreexplotación del acuífero, en algunas zonas se comporta como semiconfinado por los cuerpos arcillosos o bien por los flujos de lava [Romero et al., 2017].

En el área de los Apaseos el acuífero se considera confinado, dado que las fracturas no están totalmente abiertas a la superficie sino selladas por precipitación de calcita o por sedimentos lacustres [Romero et al., 2017].

Este acuífero tiene una baja capacidad para transportar el agua de manera horizontal, sin embargo tienen buena capacidad para almacenarla; el acuífero desde el punto de vista geohidráulico, cuya variabilidad en la transmisibilidad comprende un mínimo de $4.26 \times 10^{-5} m^2/s$ y un máximo de $0.154 m^2/s$; y un coeficiente de almacenamiento del orden de 0.0141 como mínimo y 0.494 como máximo [Romero et al., 2017] y tiene un valor promedio regional del coeficiente de almacenamiento de 0.076 [Romero et al., 2017].

La distribución espacial de las propiedades hidráulicas y las discontinuidades estructurales en los materiales geológicos influyen en gran medida sobre las trayectorias complejas que presenta el flujo de agua subterránea en un sistema acuífero [Carreón-Freyre et al., 2005].

Las entradas totales de agua al acuífero fueron de $631.27 Mm^3$. Las entradas verticales son de $317.15 Mm^3$, provenientes de la suma de infiltración efectiva, que fue de $10.1 Mm^3$; los retornos inducidos por el riego en la agricultura de $265.25 Mm^3$; las pérdidas de agua en la conducción en los sistemas de agua potable y alcantarillado de $37.4 Mm^3$, y la infiltración por el río Laja de $1.37 Mm^3$, las entradas horizontales desde otros acuíferos vecinos resultó de $317.15 Mm^3$ [Romero et al., 2017].

Las salidas totales de agua del acuífero son del orden de $1072.05 Mm^3$; las extracciones de agua subterránea son de $939.26 Mm^3$, obtenidos de 2455 aprovechamientos de acuerdo con el censo de 2003, y actualizado con los valores de evapotranspiración agrícola y uso público urbano en 2013 [Romero et al., 2017].

El principal uso del agua subterránea es la agricultura, con un 89.71%. Del valor mencionado con anterioridad, el municipio de Celaya extrae el 32% del volumen total, siendo el lugar donde se concentra la mitad de la población, agricultura e industria del acuífero [Romero et al., 2017].

El volumen de descarga natural comprometida es de $1.75 Mm^3$ y las salidas horizontales hacia otros acuíferos de la periferia son de $131.04 Mm^3$, cantidad sobre la cual se pueden hacer las mismas observaciones señaladas anteriormente para las



entradas subterráneas desde acuíferos vecinos a sobreexplotación del acuífero Valle de Celaya es de aproximadamente 400 millones de $m^3/año$ [Romero et al., 2017].

La dirección de flujo del acuífero Valle de Celaya correspondiente a la Ciudad de Celaya fue elaborada con datos de Elevación del Nivel Estático (ENE) de 36 pozos ubicados en la ciudad de Celaya, estos datos corresponden al cuarto trimestre del año 2017. De acuerdo con la Figura (3.5) se puede observar que la zona de fallas ubicada en el centro de la ciudad de Celaya está sirviendo como una barrera hidrogeológica y genera diferentes direcciones de flujo, la primera va desde las Fallas Oriente y Poniente hacia el NO, tenemos una zona de recarga en la zona NE cuya dirección de flujo va hacia el grupo de fallas Insurgentes para después desviarse en la Falla Oriente, más específicamente en la parte sur de la ciudad hacia en NE.

Existe otro acuífero cercano a la ciudad de Celaya, este es el acuífero Valle de Santiago-Salamanca y está ubicado en la ciudad de Salamanca; está dividido en tres acuíferos, uno somero, uno intermedio y uno profundo [Aranda-Gómez, 2013]. El promedio de la profundidad de los pozos en el acuífero intermedio es de 150 m y la temperatura del agua está alrededor de $24^\circ C$ [Aranda-Gómez, 2013]. El agua en el acuífero profundo proviene de fracturas en los flujos de lava riolíticos y tiene temperaturas de 29 y $38^\circ C$ [Aranda-Gómez, 2013].

De acuerdo con el mapa de ENE (Figura (3.5)) se observa que existe la posibilidad de que las fallas le están dando al acuífero un aporte importante de agua y que el Río La Laja funge como barrera hidráulica; además no se observa el cono de abatimiento que intersecta al sistema de fallas [Carranco Lozada, 2012] y se pueden distinguir tres grupos importantes:

- Las muestras que se ubican en la parte noreste del río La Laja (GCGalv y GCcap).
- Las muestras que se ubican alrededor del río, que generalmente son calientes y con alto CE.
- Las muestras que se ubican en la parte oeste del río la Laja que conforme se alejan del río son frías y con baja CE.

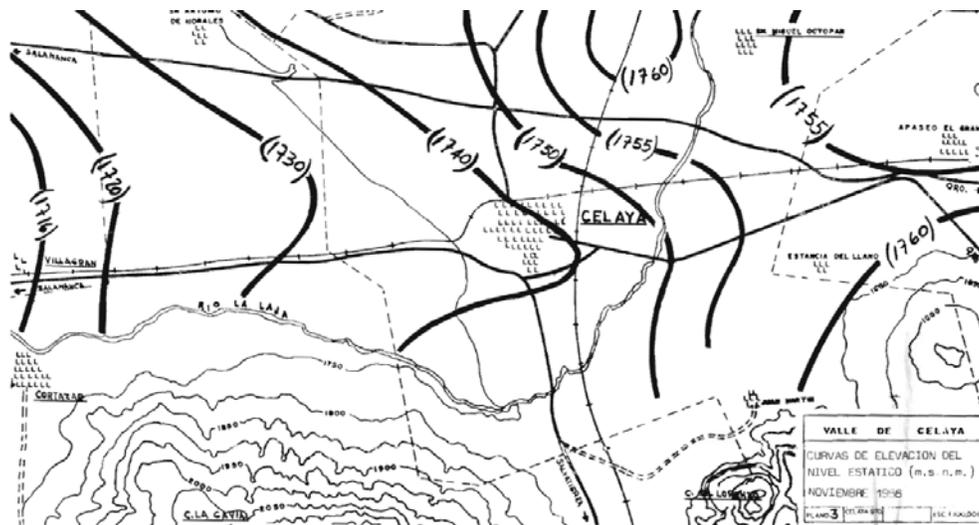


Figura 3.1: ENE de la ciudad de Celaya para el año de 1966. Modificado de [Trujillo Candelaria, 1989]

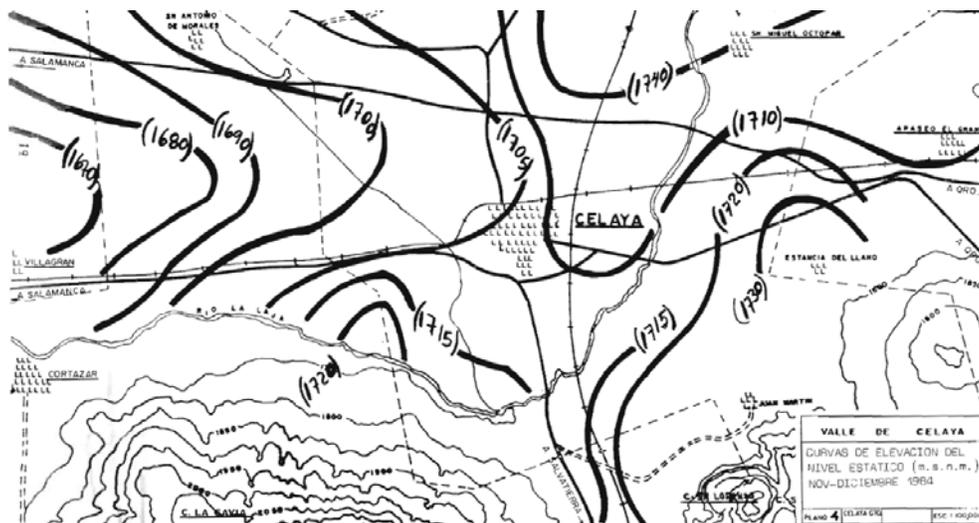


Figura 3.2: ENE de la ciudad de Celaya para el año de 1984. Modificado de [Trujillo Candelaria, 1989]

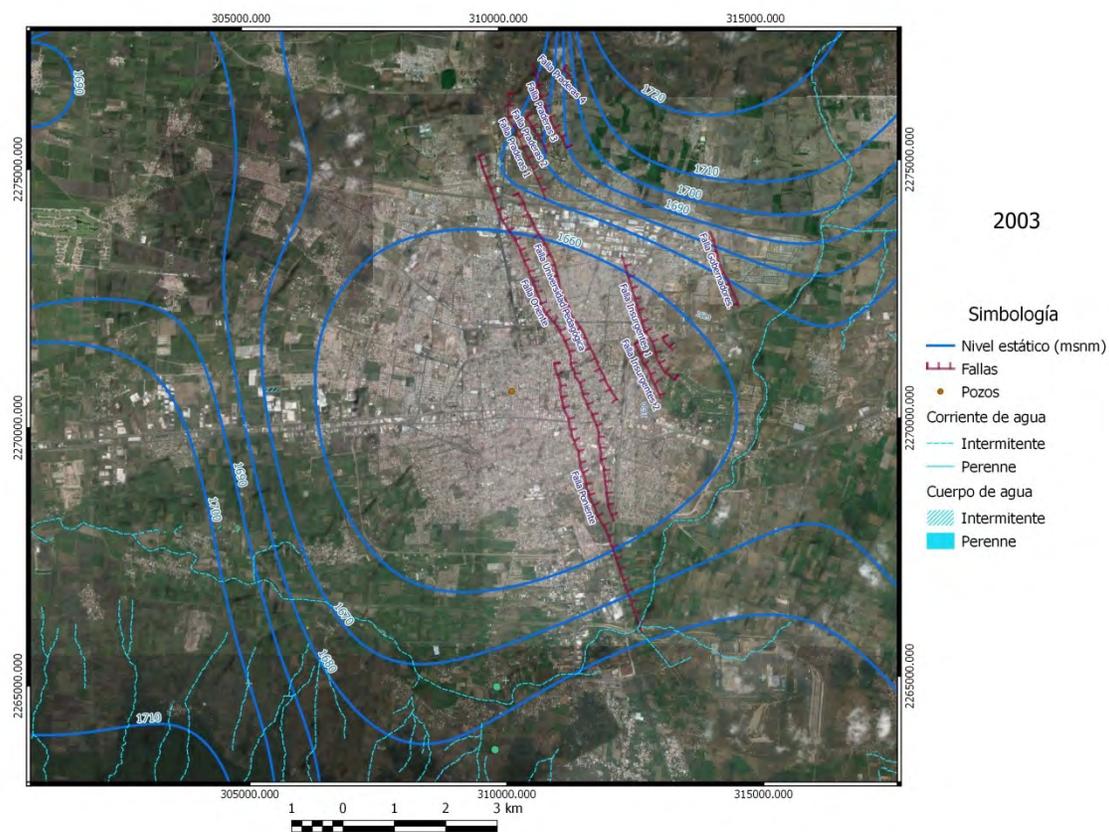


Figura 3.3: ENE de la ciudad de Celaya para el año de 2003 [Amézaga-Campos, 2016]

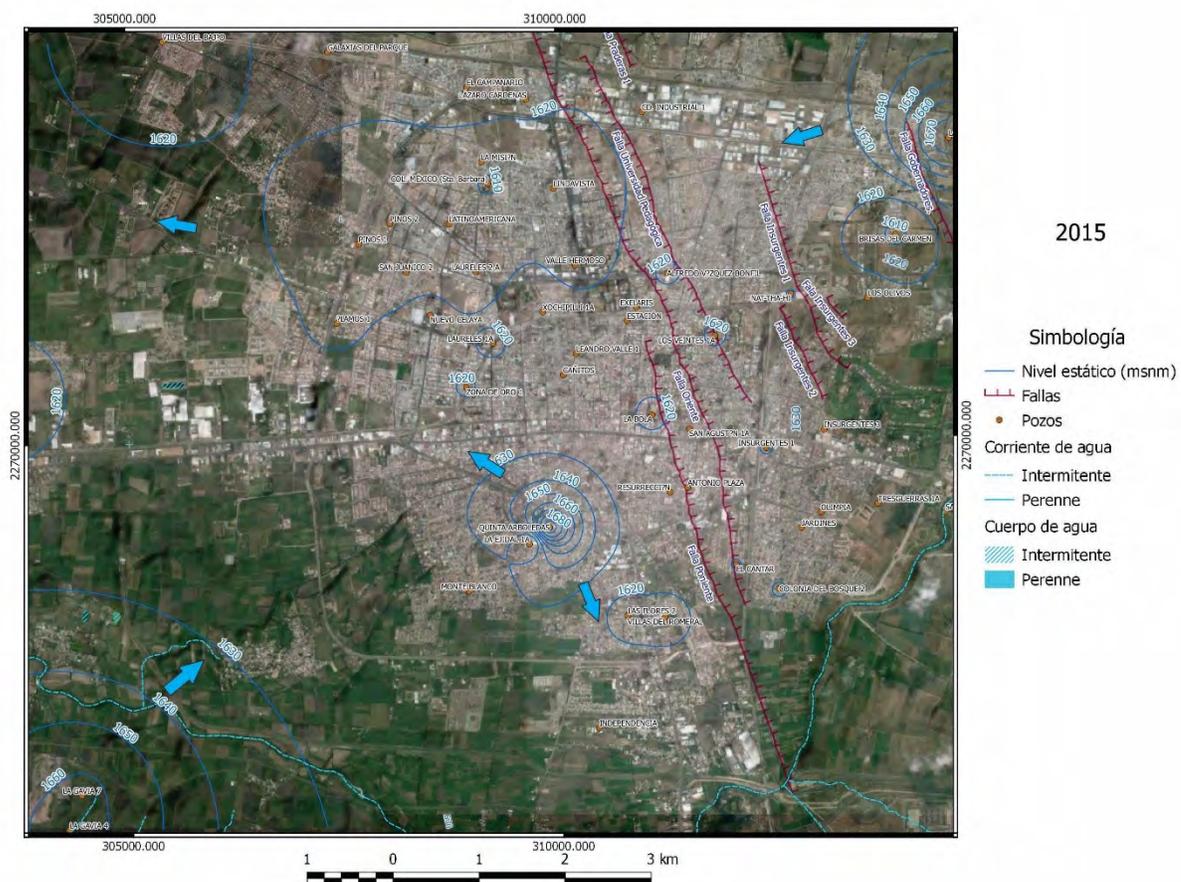


Figura 3.4: ENE de la ciudad de Celaya para el año de 2015 [Amézaga-Campos, 2016]



3.2. Caracterización litológica

De acuerdo con los resultados obtenidos en el Laboratorio de FRX de roca total se pudo identificar el tipo de litología que conforma al acuífero Valle de Celaya. Dado que los datos de geología regional de la zona de estudio nos dicen que la roca que conforma el acuífero es una roca ígnea extrusiva de composición ácida, se decidió utilizar un diagrama de TAS (Total Alcalis Silica). El diagrama TAS es el más utilizado en rocas volcánicas y nos ayuda a calcular el porcentaje de minerales alcalinos con relación a la cantidad de sílice que se encuentra presente en la roca (Figura (3.6)).

Se analizó una muestra representativa para cada tipo de litología; la primera fue una muestra de roca superficial que fue tomada en el punto de muestreo GCCap, mientras que las demás fueron del punto de muestreo GCIO y están distribuidas dentro del intervalo de profundidad de 192 a 372 m, ya que por los primeros 192 metros de profundidad son depósitos sedimentarios que por las características constructivas del pozo no se pudieron muestrear.

En el Diagrama de la figura (3.6) se observa que la mayoría de las rocas caen dentro de la serie subalcalina, excepto por una que cae dentro de la serie de rocas alcalinas (PIO03).

La mayoría de las rocas (Figura (3.6)) corresponden a eventos extrusivos de composición intermedia (andesitas y andesitas basálticas), las cuales se encuentran ubicadas a una profundidad de 268m a 324m, de 358m a 372m y una superficial (GAL-1). Cuatro muestras son de composición básica (basaltos); estas se encuentran a una profundidad de 226m a 252m y de 332m a 352m y la roca más ácida dentro del muestreo es la roca con una profundidad de 192 a 194 metros de composición dacítica (POIO01). Al ser muestras de roca molida no se pudo identificar alguna textura apoyándose en la composición mineralógica.

Tabla 3.1: Rango típico de As en rocas ígneas [Bundschuh et al., 2008]

Composición	As (ppm)
Ultrabásicas	0.03-15.8
Básicas	0.06-11.3
Intermedias	0.09-13.4
Ácidas	0.2-15

Tabla 3.2: Concentraciones de elementos traza en ppm. Se midieron mediante el método de FRX.

	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb	As	U
GAL-1	16	682	634	17	234	4	65	56	15	8	3	108	4	6	ND	ND
PIO01	81	228	394	31	222	12	73	40	13	19	15	72	9	12	8	ND
PIO02	23	521	372	26	214	17	154	194	36	78	21	93	6	6	ND	ND
PIO03	21	523	332	24	207	17	161	210	34	90	28	109	4	5	ND	ND
PIO04	35	471	369	28	217	16	139	163	29	67	23	92	6	10	14	ND
PIO05	79	278	354	36	267	17	85	69	17	30	18	91	11	13	ND	ND
PIO06	51	410	259	35	258	15	161	140	34	42	19	96	5	11	ND	ND
PIO07	19	473	277	27	237	13	182	162	39	43	21	108	4	10	15	ND
PIO08	18	476	271	28	236	14	181	160	38	43	21	116	5	7	ND	ND
PIO09	21	470	291	28	238	15	178	158	41	45	23	149	4	9	16	ND
PIO10	50	408	331	39	264	17	130	156	25	43	19	105	8	13	11	ND
PIO11	43	398	287	39	239	15	143	122	30	37	17	105	6	9	15	ND

¹ND = No Detectado.

²Los límites mínimos de cuantificación para As y U son respectivamente 8 y 10.8 ppm





Tabla 3.3: Datos para la elaboración del diagrama TAS con cada una de las profundidades de la muestra

Muestra	Profundidad (m)	SiO_2	$Na_2O + K_2O$
GAL-1	superficial	60.9	5.9
PIO01	192-194	64.8	3.1
PIO02	226-228	50.6	4.6
PIO03	250-252	50.5	4.6
PIO04	268-270	52.4	4.5
PIO05	272-274	60.7	3.3
PIO06	322-324	53.4	3.4
PIO07	332-334	50.7	4.1
PIO08	350-352	51.2	4.1
PIO09	352-354	51.1	4.0
PIO10	358-360	53.9	3.8
PIO11	370-372	52.5	3.9

Tabla 3.4: Óxidos de elementos mayores medidos por FRX

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
GAL-1	60.9	1.0	19.2	5.4	0.1	1.3	4.8	4.3	1.6
PIO01	64.8	0.8	15.5	4.6	0.1	2.2	2.7	1.2	1.9
PIO02	50.6	1.7	17.1	9.7	0.2	5.2	8.8	3.4	1.2
PIO03	50.5	1.8	16.6	9.9	0.1	5.6	8.9	3.5	1.1
PIO04	52.4	1.6	16.5	9.0	0.1	4.8	8.1	3.2	1.3
PIO05	60.7	1.0	16.5	6.3	0.1	3.0	3.8	1.7	1.6
PIO06	53.4	1.7	15.9	9.1	0.1	4.4	6.9	2.3	1.1
PIO07	50.7	1.9	17.3	10.4	0.2	5.1	8.6	3.3	0.9
PIO08	51.2	1.9	16.7	10.5	0.2	5.1	8.7	3.2	0.8
PIO09	51.1	1.9	16.8	10.4	0.2	5.1	8.6	3.2	0.9
PIO10	53.9	1.5	15.9	8.1	0.1	4.0	8.0	2.5	1.3
PIO11	52.5	1.6	15.9	8.9	0.2	4.3	8.5	2.7	1.2



Diagrama TAS

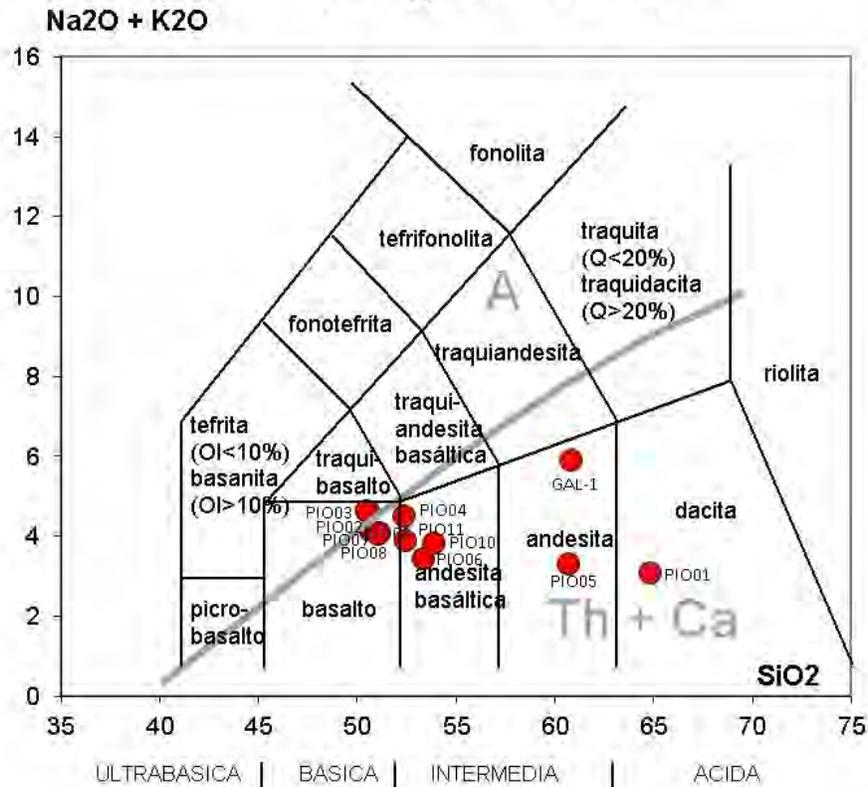


Figura 3.6: Diagrama de TAS

La Figura (3.6) se realizó utilizando el "Asistente para la Clasificación Química y Tipológica de las Rocas Ígneas" del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada y los datos utilizados se pueden observar en la tabla (3.3); en este diagrama se graficaron las muestras de las esquirlas que el personal la JUMAPA recolectó durante la perforación del pozo Irrigación Oriente.

Para dar una representación gráfica de los datos litogeoquímicos de rocas volcánicas con alteración hidrotermal se utilizaron los criterios de [De Santa Marta, 2020]; para ello se utilizaron dos índices, el índice de alteración de Ishikawa (AI) que se graficó en el eje X y el índice clorita-carbonato-pirita (CCPI) en el eje Y [Large et al., 2001].

El índice (AI) implica la descomposición de la plagioclasa sódica y el vidrio volcánico y su reemplazo por sericita y clorita. Las limitaciones que tiene este índice son superadas introduciendo el CCPI [Large et al., 2001].

El CCPI se ha diseñado para medir el aumento de MgO y FeO asociado con el desarrollo de clorita de Mg-Fe, que comúnmente reemplaza albita, feldespato K o seri-



cita en la roca volcánica, lo que lleva a una pérdida de Na_2OyK_2O [Large et al., 2001]

Se observa en el diagrama de Large (Figura (3.7) y en diagrama TAS (Figura (3.6) que la muestra GAL-1 es una roca de composición andesítica sin alteración hidrotermal; el resto de las muestras si caen dentro del área de la alteración hidrotermal pero con una alteración incipiente formando de acuerdo con el diagrama epidota, calcita, dolomita o ankerita (3.7).

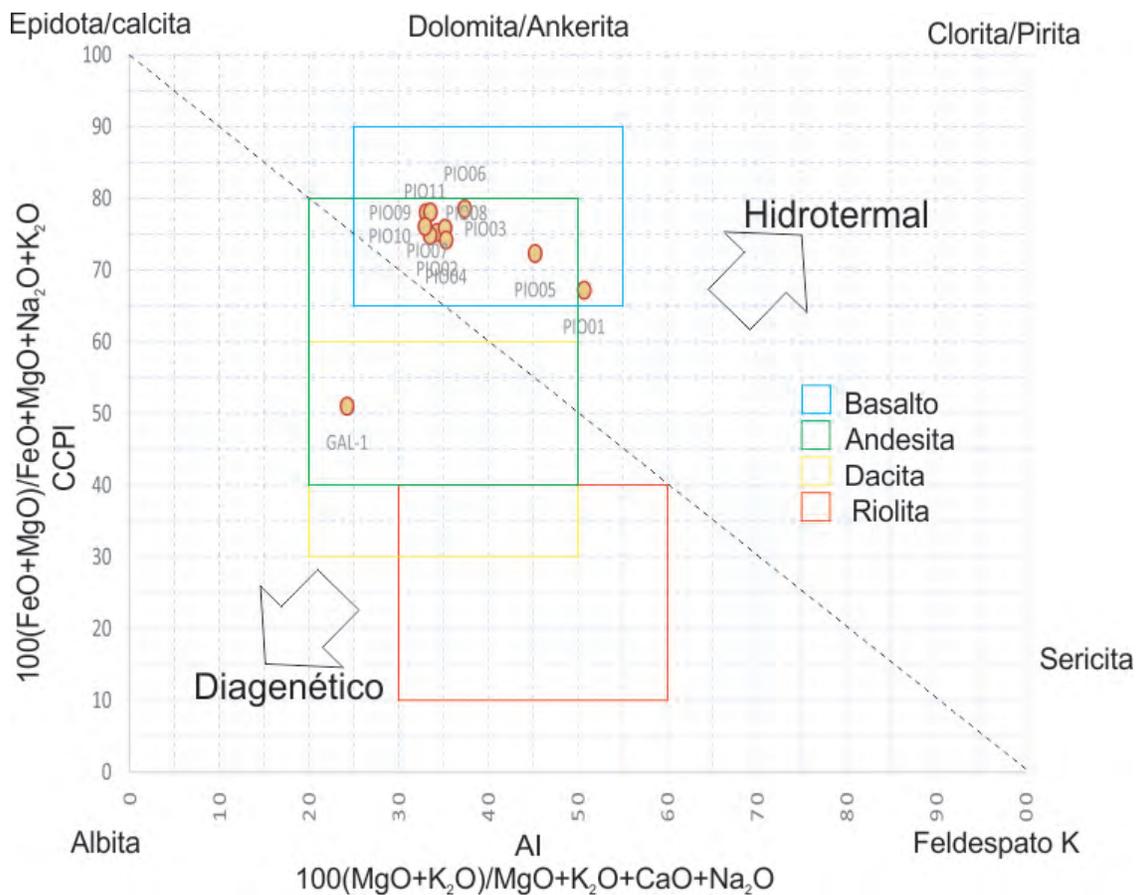


Figura 3.7: Diagrama de Large

El arsénico es un constituyente natural de la corteza terrestre, con un contenido medio que oscila entre 2 y 3 ppm, aunque la abundancia media en la corteza queda establecida en 1.5 ppm [Bundschuh et al., 2008]. Es un componente ubicuo en sistemas geotermales tanto activos como fósiles, donde aparece junto a Hg, Sb, Se, Tl, B, Li, F y H_2S , todos ellos reconocidos actualmente como aportes de la actividad geotérmica [Bundschuh et al., 2008].

Como se observa en la tabla (3.2) las concentraciones de As en rocas básicas e intermedias es superior al rango típico para las muestras PIO04, PIO07, PIO09 y PIO11; estos valores anómalos podrían contribuir o ser la fuente de las concentraciones de As en el acuífero.

3.3. Caracterización hidrogeoquímica

3.3.1. Parámetros fisicoquímicos

Los resultados de la química del agua se presentan en la tabla (3.5). Con estos resultados se realizaron mapas de símbolos proporcionales donde se representan temperatura y pH (Figura (3.9)), temperatura y conductividad eléctrica (Figura (3.8)).

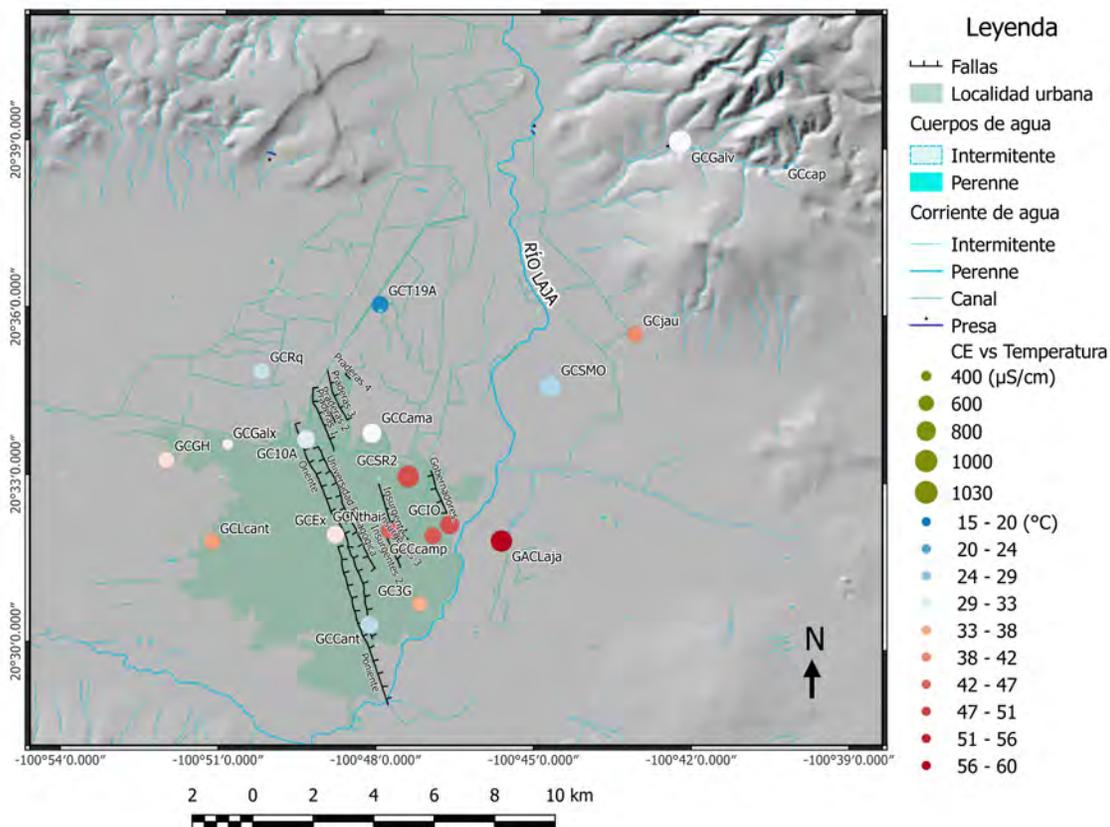


Figura 3.8: Mapa de Conductividad eléctrica y temperaturas

En la Figura (3.8) se puede observar que en algunas de las zonas con más alta conductividad eléctrica se registran las mayores temperaturas como es el caso del

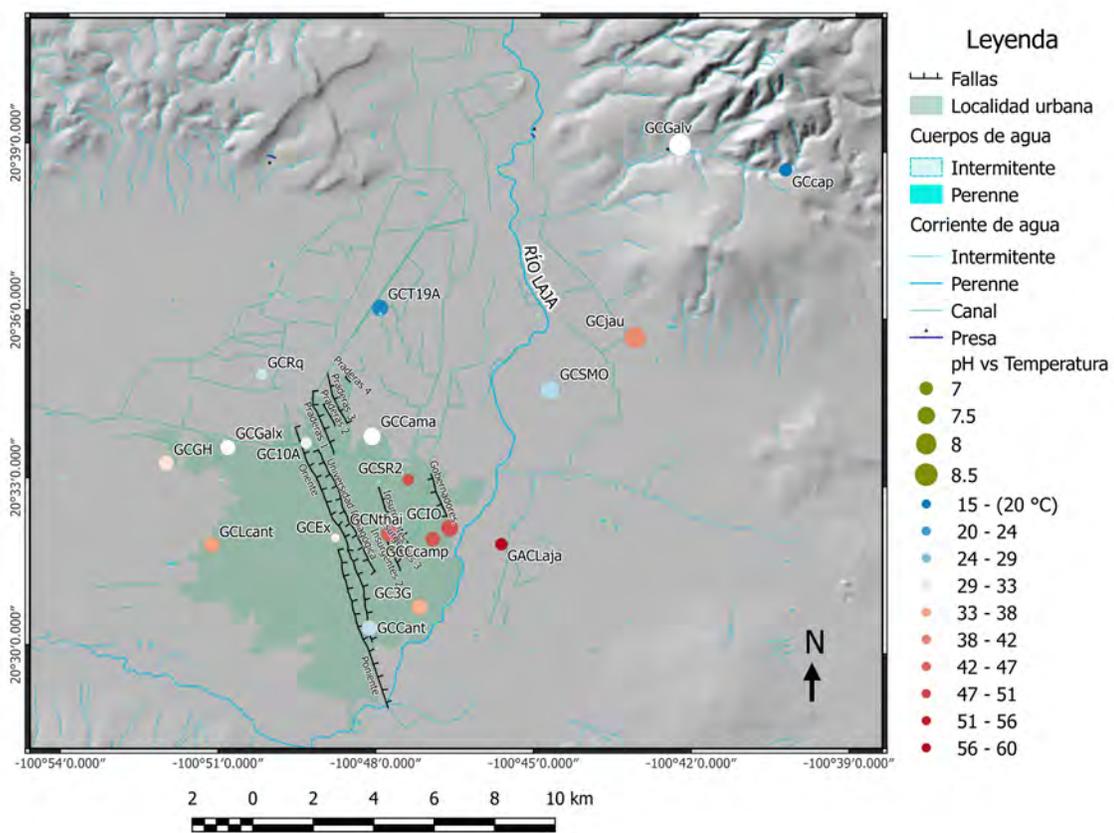


Figura 3.9: Mapa de pH y temperaturas



punto de muestreo GACLaja, GCIO, GCCamp y GCSR2.

Las muestras con mayor conductividad eléctrica, y que por consiguiente tienen mayor cantidad de sólidos totales disueltos son aquellas que con mayor facilidad pueden reaccionar con el medio [Pérez and Restrepo, 2008]; un ejemplo es la muestra GCSR2, con una concentración de STD mayor a 600 mg/L, esto va relacionado con que es un punto de muestreo que presentó temperaturas de descarga que pueden considerarse como geotérmicas.

El punto de muestreo GACLaja, es el que tiene los valores más altos de conductividad eléctrica (CE) (940 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y las temperaturas de descarga más altas reportadas en el presente trabajo (60.4°C) (Figura (3.8) y Figura (3.9)).

Un punto de muestreo que tiene características distintas a GACLaja es GCCap (Figura (A.10)) donde los valores de temperatura, pH, STD y CE reportados para este punto son los más bajos del muestreo. Este punto es un manantial que se encuentra ubicado en las partes altas de la zona NE del Valle siendo el más alejado de la ciudad; sin embargo, el punto GCGalv aun estando muy cerca de GCCap presenta mucha cercanía a los valores más altos de CE y de pH de la zona de estudio (Figura (3.8) y Figura (3.9)).

Los puntos con temperaturas altas GCCamp, GCSR2, GCIO, GC3G y GCNT-hai presentan una alineación con el sistema de fallas visible en la ciudad de Celaya, las cuales son visibles por el continuo descenso del nivel estático del acuífero; del lado derecho del grupo de fallas que cruzan la ciudad se observan más altas temperaturas que en el lado izquierdo (Figuras (3.8) y (3.9)).

El pH en la zona Noreste (NE) de la ciudad tiende a la alcalinidad, los valores están cercanos a 8 y un poco superiores, además las temperaturas de estos puntos son más bajas que en la zona Este, esto se puede observar en el punto GCSMO (28°C), GCT19A (17.7°C), GCCama (31.1°C) y GCGalv (31.3°C) (Figura (3.8) y Figura (3.9)).

En los puntos cercanos a la falla Gobernadores hay un aumento en la temperatura y en la CE y el pH en esos puntos es neutralidad (Figura (3.9)), mientras que en las afueras de la ciudad no es tan alta la temperatura como en esa zona (Figura (3.8)), esto puede relacionarse a que con el intenso bombeo en la ciudad se llegó a el acuífero termal profundo y/o que las fallas del Este de la ciudad sirven como conducto para el ascenso de los fluidos geotérmicos.

Tabla 3.5: Se muestran los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en términos del VSMOW (Viena Estandar Ocean Water), además se incluyen los parámetros medidos en campo. De los puntos de muestreo GCGalv, GCCcap, GCCJau, GCSMO, GCCama, GCT19A y GCLaja no se pudieron obtener datos de pH, Conductividad Eléctrica (CE) ni de Sólidos Totales Disueltos (STD) en campo, por lo cual se midieron en el laboratorio. LD: Límite de Detección

Muestra	T(°C)	T amb.(°C)	pH	CE($\mu\text{S}/\text{cm}$)	STD(mg/l)	$\delta^2\text{H}(\%)$	$\delta^{18}\text{O}(\%)$	Ex de $\delta^2\text{H}(\%)$	Prof. pozo(m)
GCCap	15.5	25.5	7.0	310	20	-76.6	-10.29	5.7	0
GCT19A	17.7	<LD	7.3	680	340	-66	-8.19	-0.5	300
GCSMO	28	<LD	7.9	980	490	-70.9	-9.05	1.4	300
GCCant	28.5	30.7	7.3	764	489	-73.3	-9.6	3.2	300
GCRq	29	34.9	6.9	681	436	-73.8	-9.61	3	300
GC10A	30	31.8	6.9	746	478	-73.1	-9.44	2.4	310
GCCama	31.1	<LD	7.5	810	400	-61.1	-7.5	-1	300
GCGAlv	31.3	<LD	8.4	1030	510	-73.9	-9.39	1.3	300
GCGalx	31.3	32	7.2	664	425	-72.9	-9.53	3.4	350
GCGalx(2)	31.5	<LD	7.2	664	425	-72.9	-9.53	3.4	350
GCEX	32.2	27.4	6.8	741	482	-72.9	-9.48	2.9	250
GCGH	32.5	30.5	7.2	667	427	-74.6	-9.86	4.3	350
GC3G	35	33.5	7.4	608	389	-73.9	-9.75	4.1	300
GCLCant	36.6	26.7	7.2	640	410	-74.4	-9.78	3.8	300
GCJau	39	<LD	8.2	630	320	-73.7	-9.7	3.9	300
GCNThai	45.7	33.1	7.4	669	428	-72.2	-9.47	3.6	300
GCCCcamp	46.6	40.1	6.8	741	482	-72.4	-9.61	4.5	350
GCIO	48	<LD	7.4	775	486	-72.7	-9.43	2.7	400
GCSR2	48.3	34.8	6.8	945	606	-72.4	-9.37	2.6	400
GACLaja	60.4	<LD	6.9	940	470	-70.7	-9.2	2.9	300



Tabla 3.6: Valores de aniones y cationes medidos en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos, además se anexa en la última columna el balance iónico (BI) para corroborar la confiabilidad de los datos. Las concentraciones se presentan en mg/L. LD: Límite de Detección

Muestra	F^-	NO_2^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Br^-	Cl^-	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Li^+	PO_4^{3-}	%BI
LD	0.5	0.2	0.8	0.3	2.6	0.1		0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	2.1	
GCCap	2.7	5.8	34.5	<LD	19.0	20.5	197	24.9	6.9	16.8	32.9	<LD	<LD	-7.9
GCT19A	3.2	10.5	47.1	<LD	12.4	29.8	493	93.3	13.2	11.1	94.0	1.1	<LD	-1.5
GCSMO	2.0	11.8	118.9	<LD	62.8	79.2	505	215.2	19.2	2.7	82.3	1.5	<LD	0.9
GCCant	1.3	6.9	65.9	<LD	34.8	46.2	272	83.3	18.6	5.5	52.4	1.1	<LD	3
GCRq	<LD	7.3	38.9	<LD	21.2	24.0	326	64.0	13.7	17.2	40.6	1.1	<LD	-10
GC1OA	<LD	7.4	44.1	<LD	16.6	25.5	343	76.3	15.5	17.0	42.3	1.1	<LD	-1.6
GCCama	<LD	10.5	48.1	<LD	54.0	28.9	568	197.8	22.5	4.1	36.0	1.5	<LD	-2.1
GCGAlv	1.0	11.8	62.1	<LD	5.4	88.0	646	271.1	14.6	7.0	35.1	1.9	<LD	0.1
GCGalx	<LD	212	18.4	<LD	2,495	861.7	320	73.0	12.9	14.7	40.4	1.1	<LD	-81
GCGalx-2	<LD	39.8	383	<LD	2,495	227.6	293	94.6	48.4	13.9	0.2	<LD	<LD	-65.5
GCEX	<LD	9.4	60.5	<LD	23.0	27.6	309	76.0	16.1	20.7	37.8	1.1	<LD	-0.8
GCGH	3.2	8.5	18.0	8.9	<LD	24.2	287	105.1	13.6	5.7	25.9	1.1	<LD	4.4
GC3G	<LD	8.5	43.5	<LD	15.3	30.7	249	74.1	16.3	8.8	29.0	1.1	<LD	-2.1
GCLCant	<LD	9.2	45.2	<LD	16.2	23.7	286	76.0	14.8	11.7	31.3	1.1	<LD	-2.5
GCJau	3.2	5.8	64.5	<LD	8.6	63.0	265	148.1	18.8	6.6	18.4	1.2	<LD	4.2
GCNThai	<LD	9.0	46.6	<LD	11.9	27.1	284	84.8	16.6	8.3	23.4	1.1	<LD	-4.7
GCCCamp	<LD	6.4	43.1	<LD	9.7	28.1	262	82.5	17.5	3.2	29.1	1.1	<LD	-2.7
GCIO	<LD	6.1	54.7	<LD	9.1	33.8	244	105.1	14.0	1.9	24.5	1.2	<LD	1.2
GCSR2	1.6	7.6	7.6	<LD	14.4	37.3	347	143.8	16.1	2.6	22.0	1.3	<LD	-2.3
GACLaja	<LD	7.0	53.9	<LD	<LD	210.6	308	149.7	28.4	7.0	87.3	1.2	<LD	0.8





Tabla 3.7: Elementos menores y traza (parte 1). Las concentraciones se encuentran en $\mu\text{g/L}$

Muestra	Al	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
L.D.	1.945	0.02	0.03	0.02	1.70	0.008	0.11	0.01	0.40
GCCap	78.65	10.19	0.10	2.77	4.70	0.064	0.39	7.39	20.62
GCT19A	1.63	17.33	<LD	460.58	14.26	0.083	<LD	0.04	56.89
GCSMO	1.57	98.75	0.13	177.26	12.76	<LD	<LD	1.08	14.07
GCCant	5.41	18.45	1.89	0.28	4.91	0.010	<LD	0.12	17.06
GCRq	4.76	23.06	1.22	0.46	4.86	0.011	0.55	7.13	52.86
GC10A	2.10	25.38	1.17	0.25	4.54	<LD	<LD	0.06	7.31
GCCama	2.89	38.85	0.17	23.72	3.79	0.020	<LD	1.17	11.35
GCGalv	73.38	2.90	<LD	10.43	4.02	0.003	<LD	0.86	20.55
GCEx	0.81	22.41	1.16	0.06	2.69	<LD	<LD	<LD	9.46
GCGH	3.71	20.65	1.93	0.50	4.51	<LD	0.27	0.38	24.53
GC3G	34.51	24.23	2.63	0.43	11.59	<LD	<LD	<LD	14.77
GCLCant	20.19	22.08	1.78	0.37	8.85	0.011	2.56	1.01	14.68
GCJau	8.687	35.84	1.07	3.45	10.23	0.227	<LD	3.30	26.54
GCNThai	4.40	37.53	1.70	0.06	0.95	0.003	0.27	0.74	7.51
GCCCamp	3.54	37.95	1.98	2.92	27.49	<LD	1.10	0.37	28.74
GCI0	4.62	26.34	0.27	22.17	57.18	0.054	1.55	0.27	23.38
GCSR2	35.92	36.01	1.54	25.65	17.12	0.026	1.15	1.77	15.00
GACLaja	2.59	26.04	3.39	2.99	28.41	0.020	<LD	6.72	49.02



Tabla 3.8: Elementos menores y traza (parte 2). Las concentraciones se encuentran en $\mu\text{g/L}$

Muestra	As	Rb	Sr	Cd	Sb	Cs	Tl	Si	Pb
L.D.	0.32	0.01	0.01	0.01	0.080	0.003	0.003	0	0
GCCap	1.03	2.41	331.16	<LD	<LD	0.015	0.008	<LD	<LD
GCT19A	7.21	8.58	609.37	<LD	<LD	0.064	0.086	<LD	<LD
GCSMO	43.21	25.63	414.43	<LD	1.615	6.767	0.066	56000	<LD
GCCant	7.03	22.46	395.91	<LD	<LD	1.110	0.007	<LD	<LD
GCRq	6.63	21.57	409.54	<LD	0.099	2.625	0.021	37700	<LD
GC10A	8.74	26.45	424.25	<LD	0.134	3.070	0.031	42200	<LD
GCCama	53.65	9.53	532.84	<LD	0.172	0.052	0.070	41900	<LD
GCGalv	109.39	53.73	736.01	<LD	1.113	23.321	0.158	12600	<LD
GCEx	6.78	26.11	360.51	<LD	0.096	2.576	0.006	<LD	<LD
GCGH	7.71	24.03	203.89	<LD	0.089	1.136	0.009	44300	<LD
GC3G	4.74	25.76	185.30	<LD	<LD	2.823	0.004	<LD	<LD
GCLCant	6.06	24.93	248.33	<LD	0.061	2.176	0.018	<LD	<LD
GCJau	21.21	36.88	208.28	<LD	0.376	6.018	0.214	47400	<LD
GCNThai	6.51	30.02	179.55	<LD	0.103	4.933	0.016	<LD	<LD
GCCCamp	9.02	26.77	205.50	<LD	0.124	2.150	0.042	<LD	<LD
GCI0	13.91	24.69	137.65	<LD	<LD	2.945	0.081	55900	<LD
GCSR2	27.46	28.95	203.13	<LD	<LD	4.626	0.152	49900	<LD
GACLaja	6.09	75.90	581.11	<LD	0.097	8.249	0.123	<LD	<LD



3.3.2. Facies hidrogeoquímicas

Para la interpretación de la química del agua se seleccionaron varios diagramas hidrogeoquímicos que ayudan a la clasificación de las muestras. Los diagramas que se emplearon para este trabajo fueron el de Piper (Figura (3.11)) diagrama de Stiff (Figura(3.12)) y Langmuir-Ludwig (3.13) [Langelier and Ludwig, 1942]; también se utilizaron los gráficos de D'Amore y se graficó Cl vs B. Los diagramas se realizaron utilizando los datos de la tabla (3.6).

En los diagramas mencionados con anterioridad se representa 18 de los 19 puntos de muestreo. Los datos correspondientes al punto de muestro GCGalx no se representan debido a que presentó un contenido de bromuros demasiado alto (2495.69 mg/L) y el balance iónico (BI) de un primer muestreo sobrepasaba el 10%, sin embargo, para este trabajo se acepta un intervalo de -10% a 10% para el balance iónico, de lo contrario la muestra no puede ni debe interpretarse.

Se realizó un segundo muestreo totalmente independiente al anterior en el pozo GCGalx el día 26 de febrero del 2018 para corroborar que no hubiera habido algún tipo de contaminación durante el primer muestreo o después de este en el laboratorio. Sin embargo, los resultados del balance iónico para este muestreo que se obtuvieron por cromatografía iónica en la UGFG fueron de 65.5% por lo cual se decidió no utilizar los valores para el presente trabajo. Los datos de este segundo muestreo se encuentran reportados en la Tabla (3.5), (3.6), (3.7) y (3.8) con la clave GCGalx(2). Tanto en el primer muestreo, como en el segundo se detectaron concentraciones altas para los bromuros.

Con estos datos se procedió a realizar una investigación más a fondo de las zonas aledañas a ese punto de muestreo, el pozo que se muestreo surte de agua potable a un fraccionamiento habitacional llamado Galaxias del Parque, al norte se encuentra la autopista y cruzando esta última se encuentra un canal de riego.

El equipo de la UGFG realizó un tercer muestreo en un canal de riego que se encuentra ubicado aproximadamente a 350m al Norte del punto GCGalx, este fue realizado el día 6 de abril del 2018. Los resultados del tercer muestreo obtenidos en el laboratorio mostraron concentraciones de bromuros menores a las detectables por el cromatógrafo iónico, con estos valores podemos deducir que el canal de riego no aportó las cantidades de bromuros reportadas en el punto GCGalx.

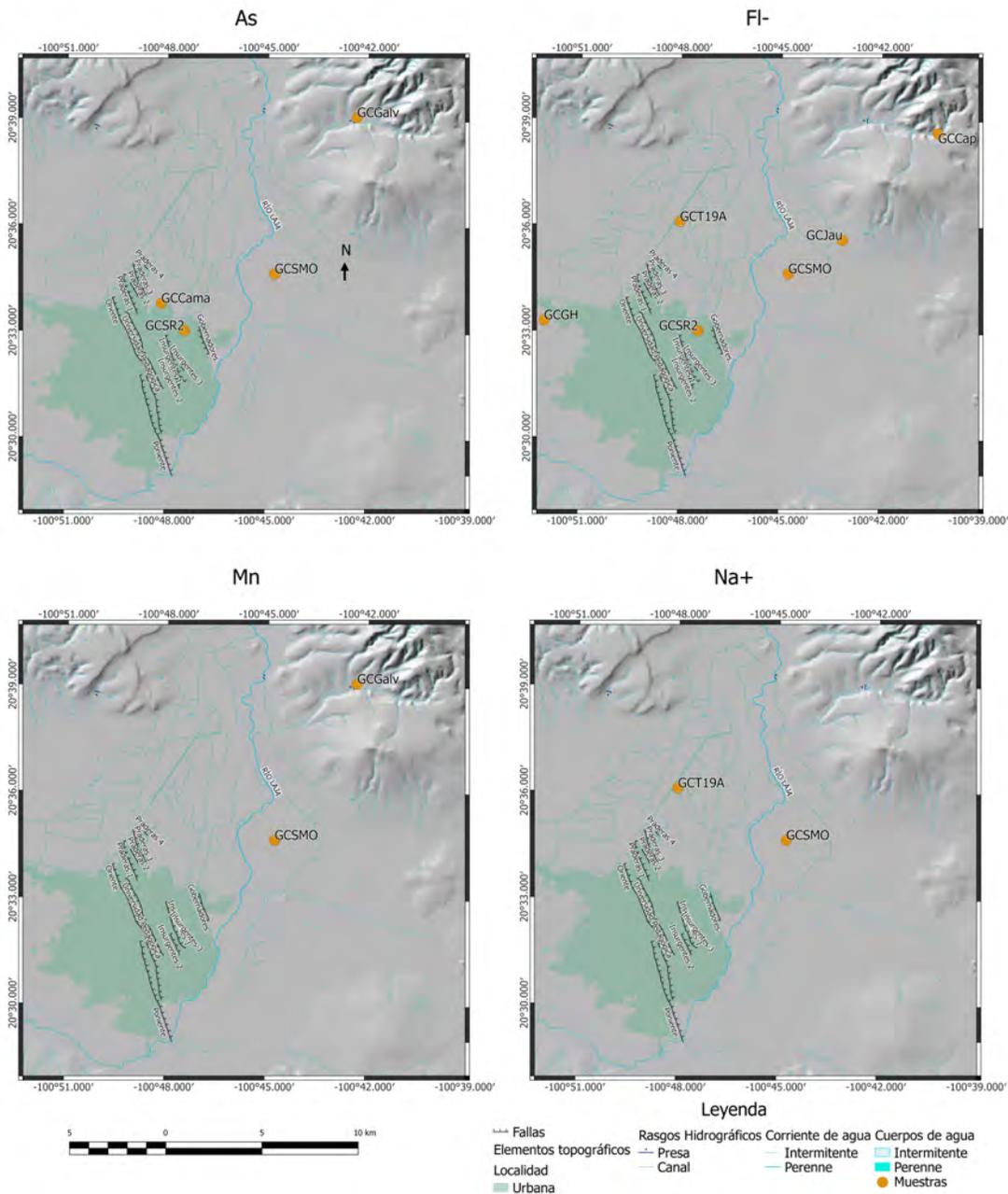


Figura 3.10: Ubicación de pozos con constituyentes químicos (As , F^- , Mn , Na^+) superiores a la Modificación a la NOM-127-SSA1-1994.

Los constituyentes químicos reportados en el presente trabajo con valores que sobrepasan los límites permisibles (en ciertos pozos) de calidad y tratamiento a que



debe someterse el agua para su potabilización que establece la Modificación a la NOM-127-SSA1-1994 son los siguientes:

Tabla 3.9: Constituyentes químicos y sus límites máximos permisibles

Constituyente	Límite permisible (mg/L)
Arsénico	0.025 (a partir del 2005)
Fluoruros	1.5
Manganeso	0.15
Sodio	200

Los pozos con concentraciones superiores a la Modificación a la NOM-127-SSA1-1994 para el presente trabajo se presentan en la figura (3.3.2). El punto de muestreo GCSMO presenta los valores superiores a la NOM-127 en los 4 constituyentes químicos mencionados con anterioridad, mientras que el pozo GCSR2 presenta dos de estos constituyentes (F^- y As), además se observa que los puntos mencionados en la lista anterior están ubicados geográficamente en la parte norte y noreste de la ciudad de Celaya (Figura (3.3.2))

Diagrama de Piper

En este diagrama combina los triángulos de cationes y aniones para formar un diamante [Piper, 1944, Hounslow, 1995]. La forma de diamante es utilizada para graficar los análisis de las muestras [Hounslow, 1995]. La posición de las muestras en el diagrama son usadas para hacer conclusiones tentativas de un origen del agua. Con este diagrama se pueden hacer diferentes análisis, como el tipo de agua, precipitación o disolución, mezcla e intercambio iónico [Hounslow, 1995, Piper, 1944].

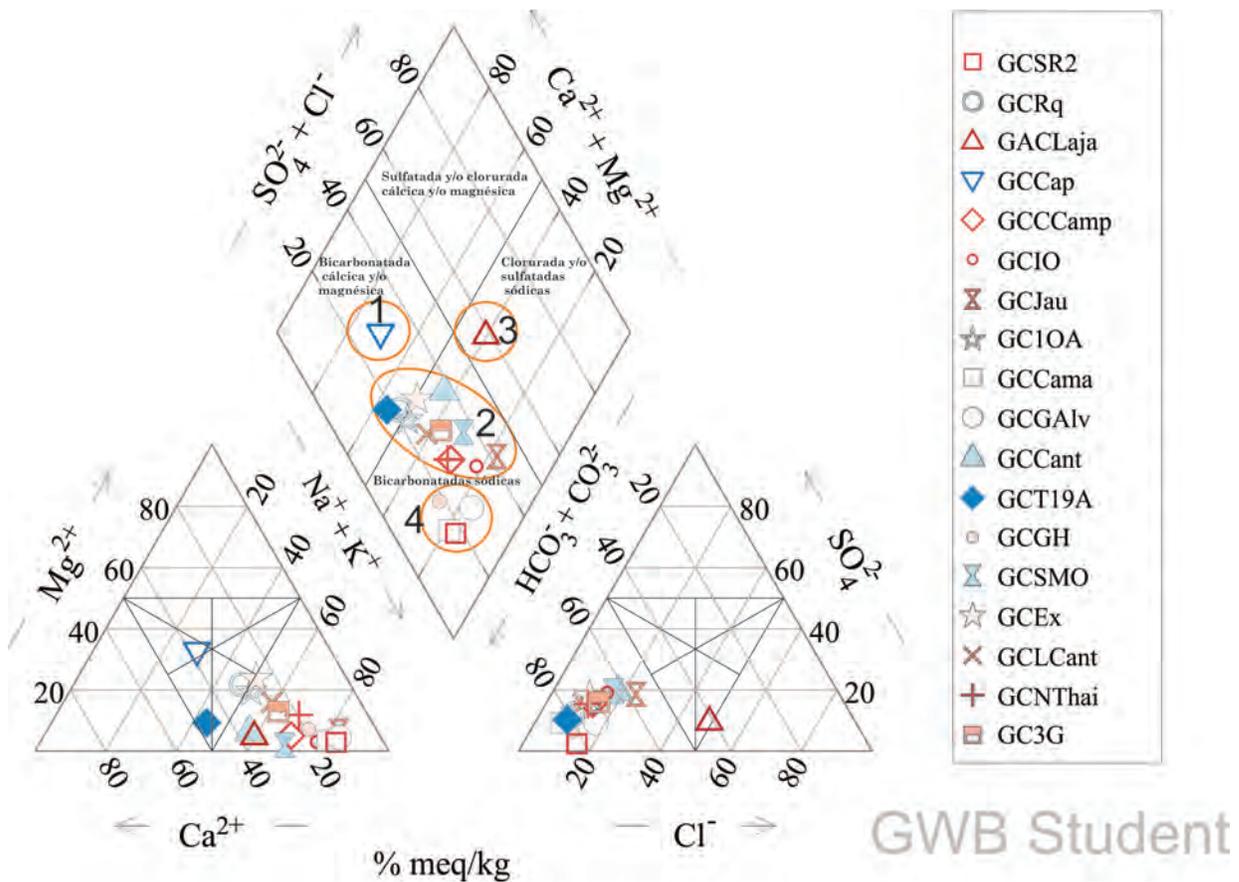


Figura 3.11: Diagrama de Piper en el cual se indican los 4 tipos de agua presentes en la zona de estudio. 1.- Bicarbonatada cálcica, 2.-Bicarbonatada sódica-cálcica, 3.- Clorurada sódica y 4.- Bicarbonatada sódica.

Se puede observar en el diagrama de Piper que la mayoría de las muestras tienen cantidades por debajo del 50% de calcio y magnesio y altas concentraciones de sodio y potasio (Figura (3.11) y Tabla(3.6)); sin embargo, dos de las muestras no caen dentro del grupo, estas son la muestra GCCap y la GCT19A las cuales caen dentro de la zona de mezcla.

En cuanto al triángulo de aniones, todas las muestras menos una, caen dentro del área de los $HCO_3^{2-} + CO_3^{2-}$ y son aguas periféricas; la muestra GACLaja tiene un 49% de Cl^- , un 9% de SO_4^- y 42% de $HCO_3^{2-} + CO_3^{2-}$, lo cual se observa en la figura (3.11); esta muestra cae dentro del área de mezcla y tiene un pH por debajo de 7.

Para las muestras que no caen en el área de mezcla en el triángulo de cationes y aniones se hizo un análisis de su tendencia [Hounslow, 1995], en el cual se observa un aumento de sodio y de bicarbonatos; este aumento posiblemente es-



tá relacionado los procesos de intercambio iónico y con la disolución de albita y/o calcita [Hounslow, 1995, Instituto Geológico y Minero de España, 1985]. En relación con los procesos hidrotermales, el sodio es el catión dominante en las aguas geotérmicas [Nicholson, 2012, Instituto Geológico y Minero de España, 1985]. Las muestras que se ubican en la zona central del rombo presentan procesos de dilución [Bustamante Ibáñez, 2017].

Se identificaron principalmente 4 facies predominantes en el acuífero:

- 1.- Bicarbonatada cálcica; es un agua de reciente infiltración y somera.
- 2.- Bicarbonatada sódica-cálcica influenciada por procesos de intercambio catiónico.
- 3.- Clorurada sódica generada por un fluido meteórico que ha sido recalentado y químicamente enriquecido.
- 4.- Bicarbonatada sódica.

La figura (3.11) nos muestra las 4 facies identificadas, tres de ellas están bien definidas; estos serían el tipo de agua 1,3 y 4 (3.11). En las facies número 2 se observa que un agua rica en sodio se enriquece en calcio por el intercambio catiónico ocasionado durante la interacción agua-roca o por la mezcla de aguas.

Las aguas bicarbonatadas (figura (3.11)) son el producto de la condensación de vapor y gas en aguas subterráneas poco oxigenadas. Dichos fluidos son comunes en los márgenes de los campos geotérmicos y se encuentran en sistemas no volcánicos, además, son altamente reactivos y corrosivos [Nicholson, 2012].

Las aguas cloruradas-diluidas (bicarbonatadas)(agua tipo 3 Figura (3.11)) se forman por la dilución de fluidos clorurados ya sea por agua subterránea o por bicarbonato durante el flujo lateral [Nicholson, 2012].

Realizando una comparación de los datos de la muestra GCCap (agua Tipo 1) con las características mencionadas en [Instituto Geológico y Minero de España, 1985], se puede interpretar que este punto es representativo de la zona de recarga del acuífero Valle de Celaya (Figura (3.11)); lo cual nos da a entender que es un fluido meteórico frío y que corresponde con la ubicación geográfica de la zona.

Diagramas de Stiff

Los diagramas de Stiff son gráficos que ofrecen una mejor imagen de los patrones de los iones mayores; en ellos se ven los efectos de la concentración o de dilución y ayuda a la distinción de diferentes tipos de agua; las concentraciones se grafican



en meq/L [Stiff Jr et al., 1951] y en ciertos casos puede se utilizan para deducir las litologías por las que el agua ha pasado [Hounslow, 1995]. El gráfico consiste en líneas horizontales; los iones positivos van en la izquierda y los negativos en la derecha [Stiff Jr et al., 1951]. Los extremos con puntos que se unen con líneas para formar polígonos [Stiff Jr et al., 1951].

Al conjuntar las líneas de flujo con los diagramas de Stiff y los tipos de agua identificados con Piper se puede observar que una relación entre el comportamiento del flujo del acuífero, las fallas visibles al NE de la ciudad y la química del agua; esta última cambia de acuerdo con la cercanía a las fallas debido a función que estas desempeñan en el acuífero. En las zonas cercanas a las fallas la cantidad de iones en el agua es muy similar entre si y tienen un comportamiento similar al de las aguas termales de la cuenca de Juchipila y de la cuenca de Santiago Papasquiaro [Billarent-Cedillo, 2019].

Al NE de la ciudad de Celaya (Figura (3.12)) se observa que la muestra GCSMO tiene una composición similar a la mostrada por [Hounslow, 1995] para aguas cuya roca fuente es una riolita; el diagrama de Stiff para el punto GCCap es muy similar al diagrama realizado con el promedio de las muestras de agua de río de la cuenca de Santiago Papasquiaro [Billarent-Cedillo, 2019]; la muestra GCCap es la que tiene menor concentración de iones disueltos, sin embargo y a pesar de su cercanía, la muestra GCGalv tiene contenidos más altos de sodio y bicarbonados que GCCap; esto es debido a que cada sistema presenta condiciones químicas y de temperatura distintivas, dependiendo de su interacción con las rocas del subsuelo [Ortega-Guerrero, 2009].

De todas las muestras GCIO es la que tiene menores concentraciones de magnesio (Figura (3.12)) seguida por GCSR2, aunque esta última tiene menores concentraciones de sulfatos como se observa en la figura (3.12); la concentración de sulfatos es usualmente baja en fluidos geotérmicos profundos [Nicholson, 2012]. La muestra

Las líneas de flujo junto con las similitudes en los diagramas de Stiff georeferenciados (3.12) nos dan la pauta para inferir que, en el acuífero Valle de Celaya hay una mezcla de aguas provenientes de las zonas altas circundantes que posiblemente son de reciente infiltración con aguas provenientes de un acuífero regional.

A diferencia de la parte Oeste [Morales-Arredondo et al., 2020] del acuífero Valle de Celaya, conforme el flujo del acuífero fluye hacia la ciudad de Celaya, el agua va perdiendo calcio y sodio. Diferentes procesos hidrogeoquímicos que dan las características mencionadas han sido identificados como procesos de dilución, la alteración de silicatos e intercambio iónico; estos últimos dos procesos también fueron identificados por [Morales-Arredondo et al., 2020].

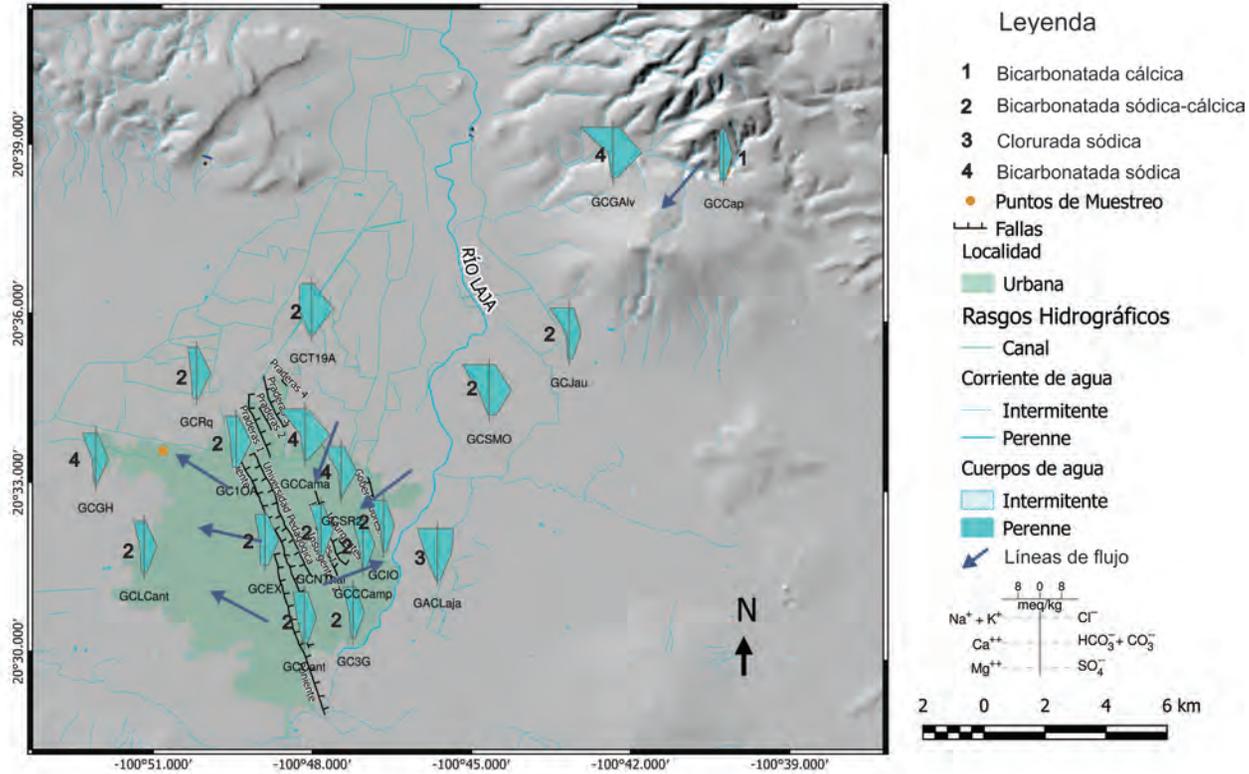


Figura 3.12: Mapa de la zona de estudio en el cual se colocó cada uno de los diagramas de Stiff georeferenciados





3.4. Mecanismos que controlan la química de iones mayores

Diagrama de Langelier-Ludwig

El diagrama de Langelier-Ludwig modificado es un diagrama en el que no se muestran las concentraciones reales de los iones sino los porcentajes de los iones. En este diagrama Figura (3.13), la mayoría de las muestras con temperaturas geotérmicas se encuentran ubicadas en la parte superior derecha.

Se logra identificar en la figura (3.13) que todas las muestras menos una, están en el área de bicarbonatadas alcalinas. Hacia el enriquecimiento de calcio y magnesio las aguas tienden a ser más frías.

La muestra que no cae dentro del área de bicarbonatadas alcalinas es GCCap, esta cae dentro del área perteneciente a las aguas bicarbonatadas alcalinoterreas o bicarbonatadas calcio-magnésicas; tiene una prevalencia de iones $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ lo cual corrobora el análisis elaborado con el diagrama de Piper (3.11). Las muestras presentan interacción con CO_2 [Minissale et al., 2000] conforme el agua fluye del punto de recarga hacia la ciudad de Celaya .

Un ejemplo de la mezcla de aguas es el punto de muestreo GCGalv, este punto es uno de los que tienen mayores conductividades eléctricas y concentraciones superiores a los 4.3 mg/L de B; sin embargo tiene características de fluido meteórico por su baja temperatura de descarga y química (Figura (3.11)).

De acuerdo con la ubicación de las muestras GACLaja, GCJau, GCEx y GCNT-hai en la figura (3.13) son aguas que han tenido interacción con formaciones sedimentarias [Awaleh et al., 2017, Morales-Arredondo et al., 2020]; algunas muestras de con estas características se han reportado en la parte oeste del acuífero Valle de Celaya [Morales-Arredondo et al., 2020].

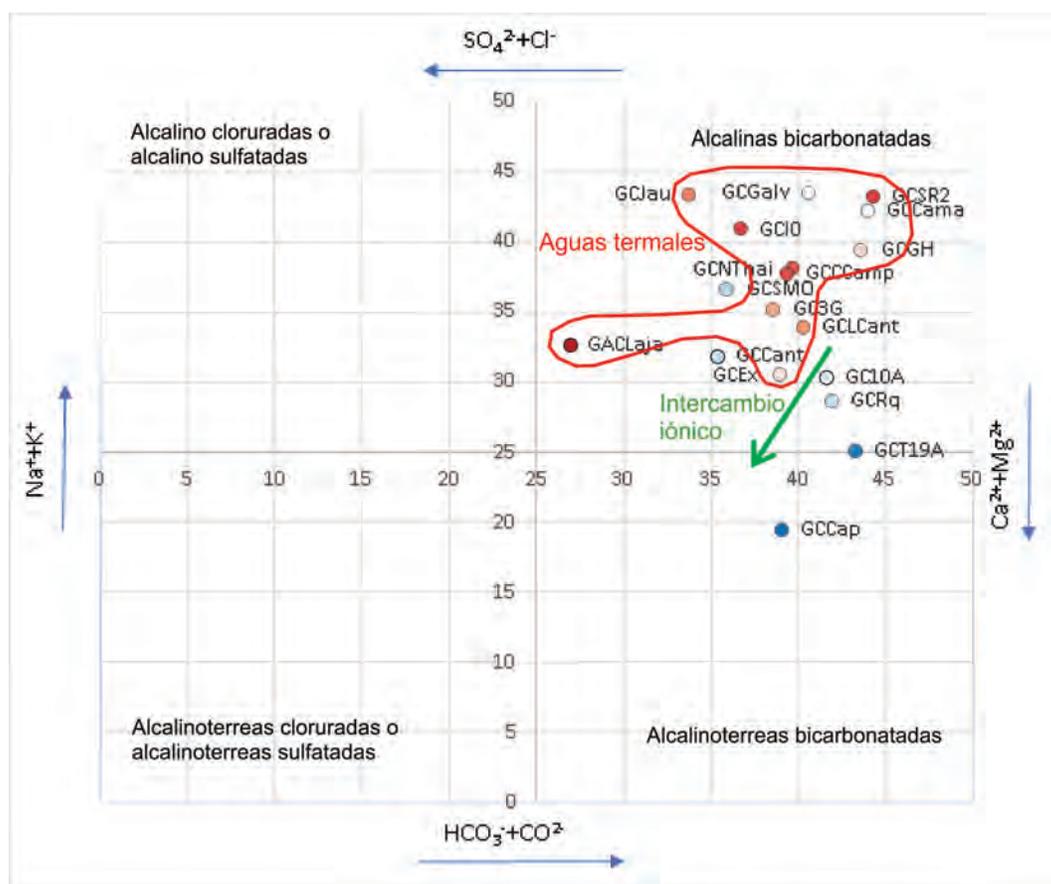


Figura 3.13: Diagrama de Langelier-Ludwig modificado



Diagrama de D'Amore

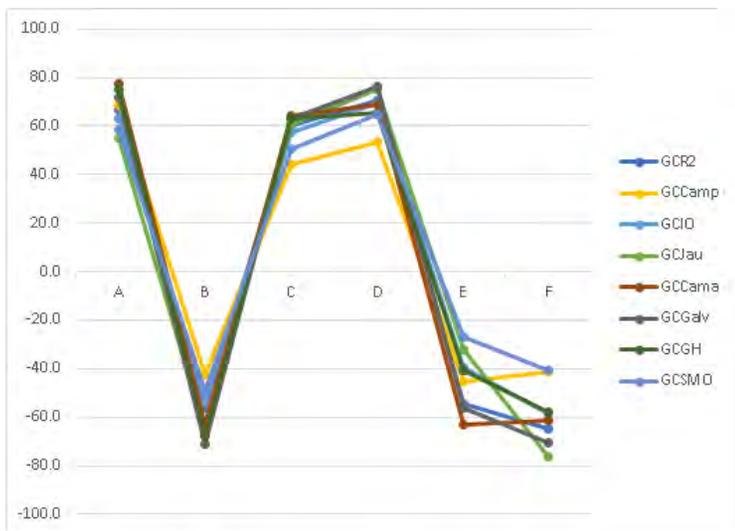
La evaluación geoquímica realizada con los Diagramas de D'Amore se utilizó la tabla (3.10). Estos gráficos sugieren que son 3 grupos de agua los que se encuentran presentes en el acuífero de estudio. El primero está localizado en la cuenca, en la ciudad de Celaya y zonas aledañas; este grupo corresponde a las muestras de las figuras (3.14) (a) y (3.14) (b).

La figura (3.14) (a) agrupa las muestras de agua que han tenido interacción con rocas arcillosas y depósitos aluviales intercalados con rocas volcánicas [Morales-Arredondo, 2020]. La figura (3.14) (b) muestra la agrupación de las agua que han tenido un proceso de mezcla de aguas que han circulado por calizas y por formaciones arcillosas, esto posiblemente incluya la contribución iónica de rocas volcánicas félsicas [Morales-Arredondo et al., 2020].

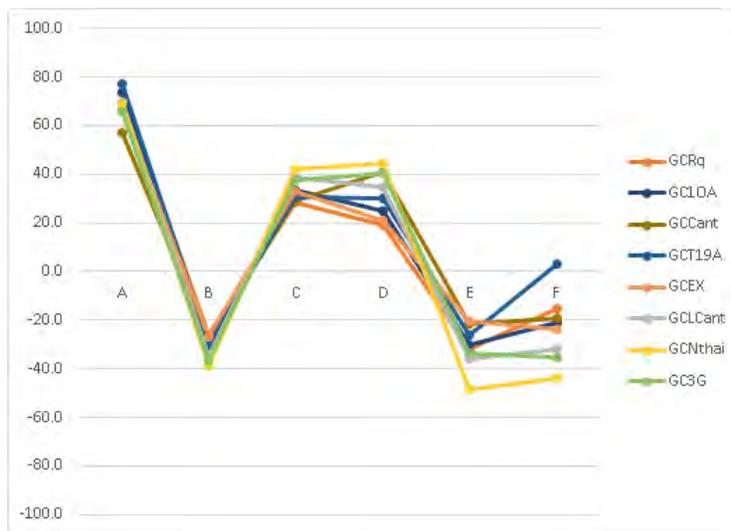
Una composición química similar a este primer grupo de aguas (Figuras (3.14) (a) y (3.14) (b)) se observa al Oeste de Celaya [Morales-Arredondo et al., 2020, Morales-Arredondo, 2020], sin embargo en el caso de al zona de estudio se observa que hay una disminución de sodio y bicarbonatos conforme el flujo del acuífero se dirige hacia la zona de fallas.

Tabla 3.10: Valores de los parámetros de D'Amore

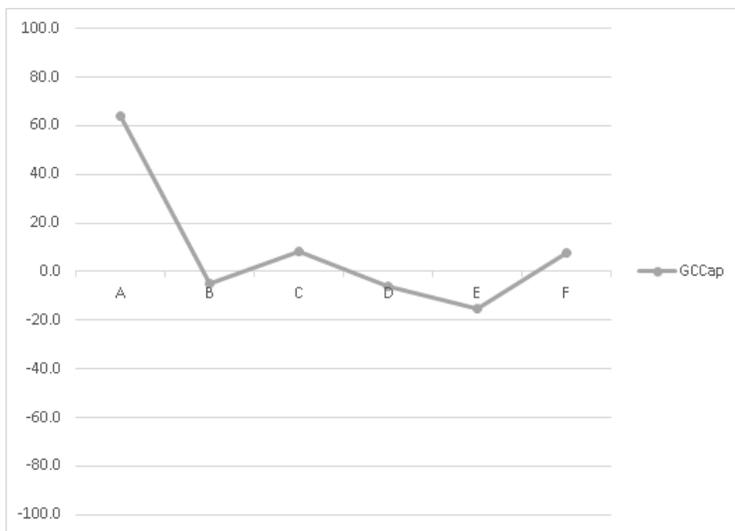
Muestra	A	B	C	D	E	F
GCSR2	66.4	-56.0	60.2	70.6	-54.3	-65.0
GCRq	73.7	-26.4	28.3	18.9	-31.9	-15.2
GCCap	64.2	-4.8	8.1	-5.9	-15.0	7.6
GCCamp	68.8	-42.3	44.1	53.2	-45.1	-41.3
GCIO	63.1	-54.6	57.5	69.7	-39.8	-58.5
GCJau	55.2	-66.2	61.1	75.0	-32.1	-76.3
GC1OA	73.7	-31.1	33.8	25.2	-30.1	-21.0
GCCama	77.4	-62.9	64.5	68.8	-62.9	-61.4
GCGalv	71.9	-71.2	63.2	76.1	-56.0	-70.6
GCCant	57.2	-27.8	28.8	40.8	-21.4	-19.0
GCT19A	77.3	-29.2	30.5	30.1	-25.9	2.9
GCGH	75.2	-67.5	63.0	65.5	-40.7	-57.9
GCSMO	58.6	-49.0	50.7	64.6	-26.8	-40.6
GCEX	66.7	-26.7	33.1	21.1	-20.5	-24.1
GCLCant	70.0	-34.5	38.8	35.0	-36.0	-31.6
GCNthai	69.1	-39.0	42.3	44.7	-48.6	-43.8
GACLaja	40.5	-43.9	5.9	48.6	0.6	-24.1
GC3G	65.5	-36.6	37.3	40.2	-33.4	-35.2



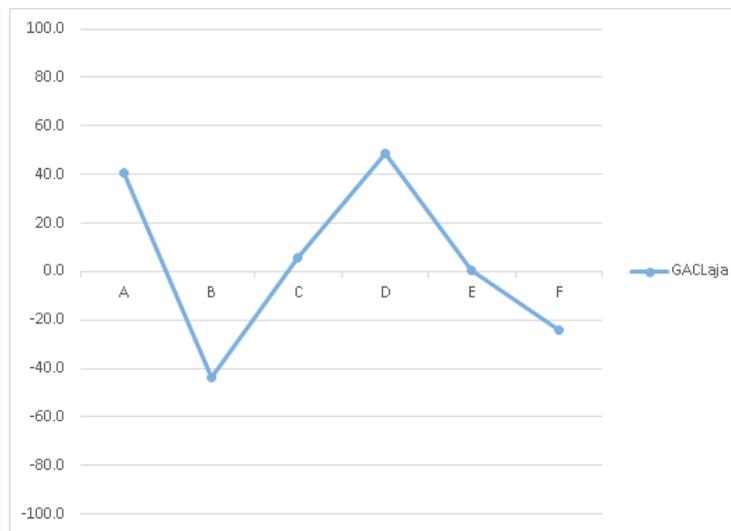
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 3.14: Gráficos de D'Amore





El segundo grupo de aguas de acuerdo con el diagrama de D'Amore corresponde a la Figura (3.14) (c). Las aguas de este grupo han interactuado con calizas por poco tiempo; esta agua es proveniente de un manantial de agua fría que se encuentra en una zona topográficamente alta y alojado en rocas andesíticas (3.6). La concentración de esta muestra tiene un aumento en el parámetro A y una disminución en el parámetro B, D y E (valores cercanos al cero), con lo cual se puede afirmar que esta muestra está siendo afectada por mezcla de aguas [D'Amore et al., 1983].

Se reportaron muestras con una química similar al grupo dos; estas muestras fueron tomadas de aguas de manantial que circulan en volcanitas potásicas alcalinas del centro-norte de Lacio, Italia [D'Amore et al., 1983]. De esta manera se corrobora que el agua de la muestra GCCap recorre calizas y areniscas; además que el área de recarga está dominada por bicarbonatos y que es un agua de reciente infiltración [Morales-Arredondo et al., 2016a].

El tercer grupo identificado con el diagrama de D'Amore (Figura (3.14) (d)) es una mezcla de aguas termales que tiene características de aguas que han circulación a profundidad y que posiblemente tuvieron interacción con el basamento [D'Amore et al., 1983], [Trabelsi et al., 2015].

Diagrama de Miffin

La química del agua fue asociada con los sistemas de flujo regional, mayores concentraciones de ciertos constituyentes disueltos se relacionan con las grandes longitudes recorridas por el flujo del acuífero [Miffin, 1968]. Los cationes que se comportan consistentemente de esta manera incluyen sodio y potasio; los aniones que mostraron un aumento correspondiente con la longitud de la ruta de flujo son cloruro y sulfato [Miffin, 1968, Ramos Leal and Morán Ramírez, 2016].

Para identificar la presencia de flujos regionales y la caracterización de algunos procesos evolutivos es utilizado el diagrama de Miffin; el cual utiliza la relación $Na^+ + K^+$ vs. $Cl^- + SO_4$ [Ramos Leal and Morán Ramírez, 2016], con la cual se clasifica el flujo en tres sistemas [Miffin, 1968]:

- Sistemas de flujo local
- Sistemas de flujo intermedio
- Sistemas de flujo regional

La figura (3.15) es una gráfica log-log de las concentraciones de $Na^+ + K^+$ vs. $Cl^- + SO_4$. En la figura (3.15) se observa que todas las muestras pertenecen a un flujo intermedio. Se logra identificar que la muestra GCCap ubicada en la zona



de recarga, está muy cerca de la zona de transición entre flujo local y flujo intermedio.

Las muestras GCGalv, GCSMO y GACLaja (3.15) se encuentran ubicadas en la parte Este y Noreste de la ciudad de Celaya; son aguas más evolucionadas químicamente y pertenecientes al límite entre flujo intermedio y flujo regional, El resto de las muestras presenta características químicas que las catalogan como pertenecientes a un flujo intermedio.

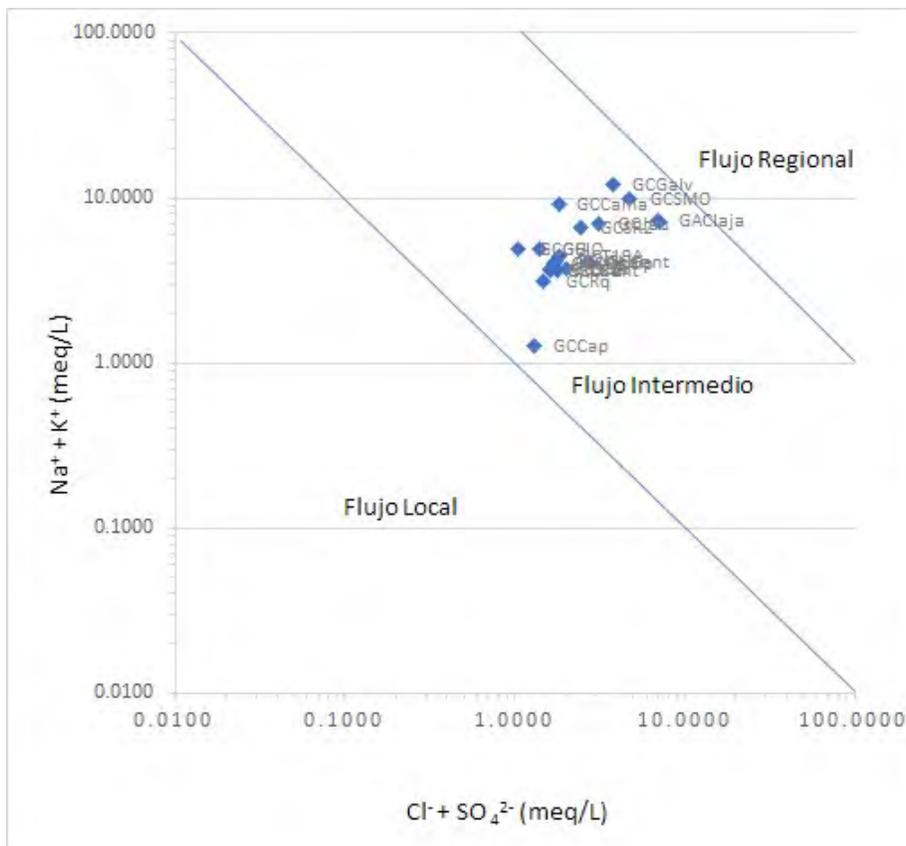


Figura 3.15: Diagrama de Mifflin

En la figura (3.16) se propone un modelo conceptual para el acuífero Valle de Celaya. Este modelo se realizó con base en la información del flujo del acuífero, con los cortes geológicos [Amézaga-Campos, 2016] y con la profundidad del nivel estático (ENE).

El agua del acuífero fluye del NE hacia las fallas del centro de la ciudad de Celaya. Se observa que las fallas funcionan como conducto de para el ascenso, descenso y mezcla del agua del sistema de flujo intermedio. El flujo del acuífero continua de las fallas Universidad Pedagógica y Oriente hacia el Oeste.

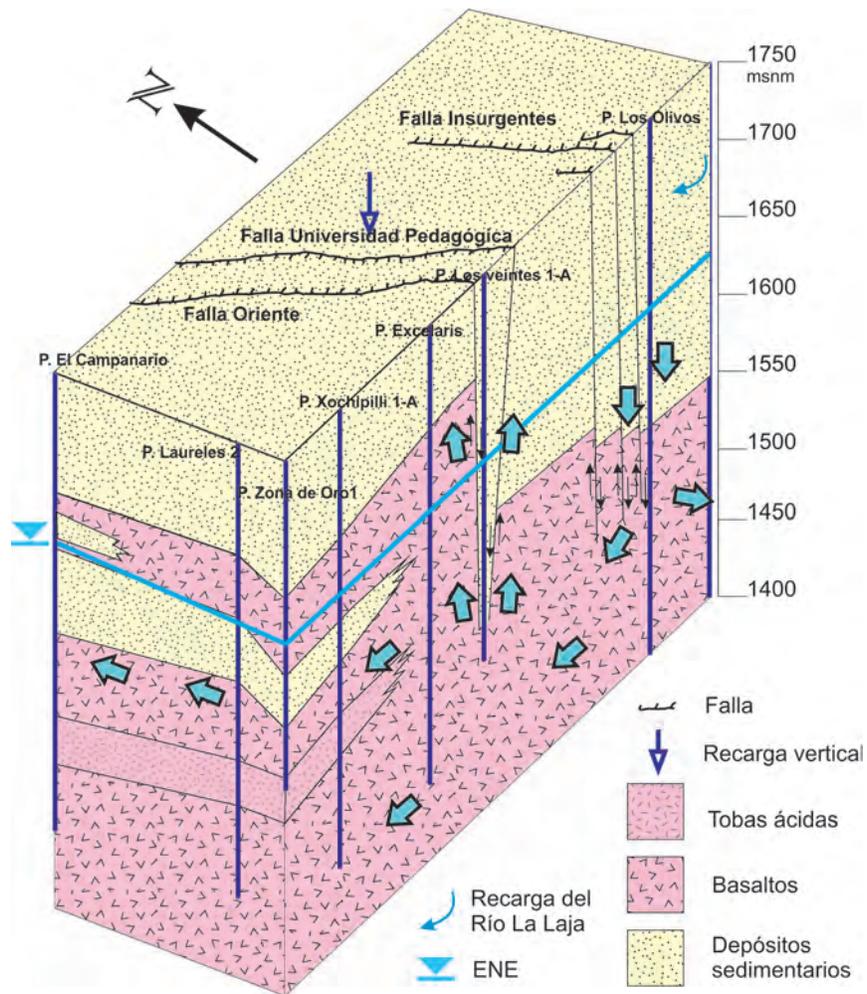


Figura 3.16: Modelo conceptual del funcionamiento del acuífero Valle de Celaya



3.5. Interpretación de los elementos químicos de interés

Cloro y boro

A bajas concentraciones, el B es esencial para el desarrollo de las plantas; los efectos tóxicos pueden presentarse si la concentración en aguas de riego es superior a $1000 \mu\text{g/L}$ [VELÁZQUEZ et al., 2011]. Las concentraciones elevadas de boro están relacionadas con ambientes geotérmicos [Nicholson, 2012]; las concentraciones de B en aguas geotérmicas pueden estar en un rango de menores a 10 mg/kg a 100000 mg/kg [Nicholson, 2012].

El cloruro y el boro son ejemplos de constituyentes conservativos no reactivos en sistemas geotérmicos [Kania, 2003]. La relación Cl/B es usualmente usada para indicar una fuente común del reservorio [Nicholson, 2012]; también es utilizado para caracterizar diferentes reservorios geotérmicos [Glover, 1988]. Las aguas con bajo contenido de cloruro y alto contenido de boro podrían estar relacionadas con la desgasificación geotérmica y / o la separación de fases, seguido de la condensación de fluidos a poca profundidad [Boschetti, 2011].

El boro es un importante elemento químico de diagnóstico en estudios geotérmicos [Nicholson, 2012]. Las aguas alojadas en rocas andesíticas tienen altos niveles de boro, más que aquellas que están alojadas en otras rocas volcánicas [Nicholson, 2012]. A bajas temperaturas en fluidos ricos en NaCl, el B permanece como volátil y la relación Cl/B aumenta [Morales-Arredondo et al., 2018].

Las aguas alojadas en calizas y otras litologías ricas en bicarbonatos posiblemente tendrán bajas concentraciones de cloruro [Nicholson, 2012]. Las aguas de reservorios compuestos por sedimentos marinos clásticos, especialmente arcillas a menudo presentan grandes concentraciones de cloruros, boro y dióxido de carbono [Nicholson, 2012]. En los fluidos derivados de los subproductos de los sedimentos se encontraron altas concentraciones de boro en comparación con las aguas superficiales [Morales-Arredondo et al., 2018].

Se graficaron las concentraciones de Cl^- versus B (figura (3.17)). Se pueden observar tres extremos en el grupo de aguas:

- Grupo 1.- Aguas con concentraciones altas de cloruros (mayor a 200 mg/L) y concentraciones intermedias de boro (0.7 mg/L). La muestra GACLaja es representativa del grupo 1. El contenido alto en cloruros indica que son aguas que estuvieron en contacto con el reservorio profundo
- Grupo 2.- Aguas con altas concentraciones de boro (arriba de 4 mg/L) y con-



En el punto GCSR2 no se puede hacer la misma interpretación debido a que el punto GCGalv y GCGH además de estar muy lejos topográficamente, presentan barreras hidráulicas como el Río La Laja y fallas que afloran y generan pequeños barrancos al NE de Celaya y que están a escasos metros del punto GCGalv (Figura (3.12)).

Con base en la química de elementos mayores, los fluidos geotérmicos son de origen secundario aunque dos de las muestras (GCGalv y GCSR2) presentan valores de B que corresponden con fluidos primarios; los valores de boro que [Arnórsson et al., 2007] presenta para fluidos primarios son superiores a $1500 \mu\text{g/L}$. Puede interpretarse que las muestras GCGalv y GCSR2 tienen un aporte de fluidos geotérmicos primarios provenientes de grandes profundidades, aunque tienen una mayor componente de fluidos intermedios (3.15). De acuerdo a la química del agua, los fluidos geotérmicos muestreados presentan procesos de dilución y mezcla.

Existen dos mecanismos que generan la pérdida de boro. El primer mecanismo postula que el boro es adsorbido por las arcillas [Nicholson, 2012, Glover, 1988]. El segundo mecanismo puede ser inducido durante el movimiento de los fluidos a través de las diferentes litologías del reservorio geotermal. El boro es adsorbido por las arcillas preferentemente en fluidos relacionados con ambientes profundos donde aumenta el estrés tectónico (compactación vertical y/o lateral) o la temperatura, con un enriquecimiento máximo en la fase de fluida donde el origen de fallas son más profundas y las deformaciones son más fuertes [Boschetti, 2011].

Para la zona de estudio se puede suponer que el primer mecanismo de pérdida de boro es de adsorción por arcillas (3.17), lo cual estaría relacionado con la litología presente en el acuífero; esta información se puede corroborar con las interpretaciones realizadas con el gráfico de D'Amore (figura (3.14) (a) y (b)). Este proceso de pérdida de B también es observado en Juvenito Rosas [Morales-Arredondo et al., 2018].

La mezcla entre las aguas bicarbonatadas sódicas y bicarbonatadas cálcicas es confirmada con el diagrama binario de B vs Cl (3.18), la mayoría de las muestras no caen en los extremos, caen en las zonas intermedias que denominamos área de mezcla. Las aguas que están más sujetas a altas presiones son las pertenecientes a los puntos GCGalv, GCSR2, GCJAU, GCIO y GACLaja.



Otra posible fuente de los fluoruros es la disolución de CaF_2 , la cual no es necesariamente dependiente del pH y está ligada a la precipitación del $CaCO_3$ por efectos del ion común [Sivasankar et al., 2016]. Al realizar los índices de saturación con la química del agua no se identificó la fluorita posiblemente a las bajas o nulas concentraciones de este mineral. En la figura (3.19) se observa la precipitación de carbonatos en el ademe de los pozos, la muestra (propiedad de JUMAPA) se obtuvo durante el mantenimiento del pozo "San Juanico 2" en mayo de 2016; únicamente se corroboró la presencia de carbonatos en la muestra aplicándole HCl diluido al 10% lo cual provocó un burbujeo abundante.

Otros minerales que pueden aportar fluoruros son la biotita y el topacio; la disolución de biotita, es factible ya que este mineral se presenta saturado en el agua subterránea [Ortega-Guerrero, 2009]. El topacio, presente en rocas riolíticas, representa otra posible fuente de F^- , aunque se trata de un mineral menos soluble que la fluorita [Ortega-Guerrero, 2009].

La interacción del agua subterránea con los sedimentos del acuífero induce la variación de la firma química con respecto a las composiciones de $Na - HCO_3$, la disolución se enriquece en fluoruro [Sivasankar et al., 2016]. Las aguas subterráneas ricas en fluoruro son más comunes en condiciones climáticas áridas y semiárida [Amini et al., 2008].



Figura 3.19: Precipitación de carbonatos en el ademe del pozo San Juanico 2

Las fuentes más comunes de arsénico en ambientes naturales son las rocas volcánicas, específicamente su producto por erosión y cenizas, las rocas sedimentarias marinas, depósitos minerales hidrotermales y las aguas geotermales asociadas [Bundschuh et al., 2008]. El As es un constituyente natural de la corteza terrestre con un contenido medio que oscila entre 2 y 3 mg/kg [Bundschuh et al., 2008].

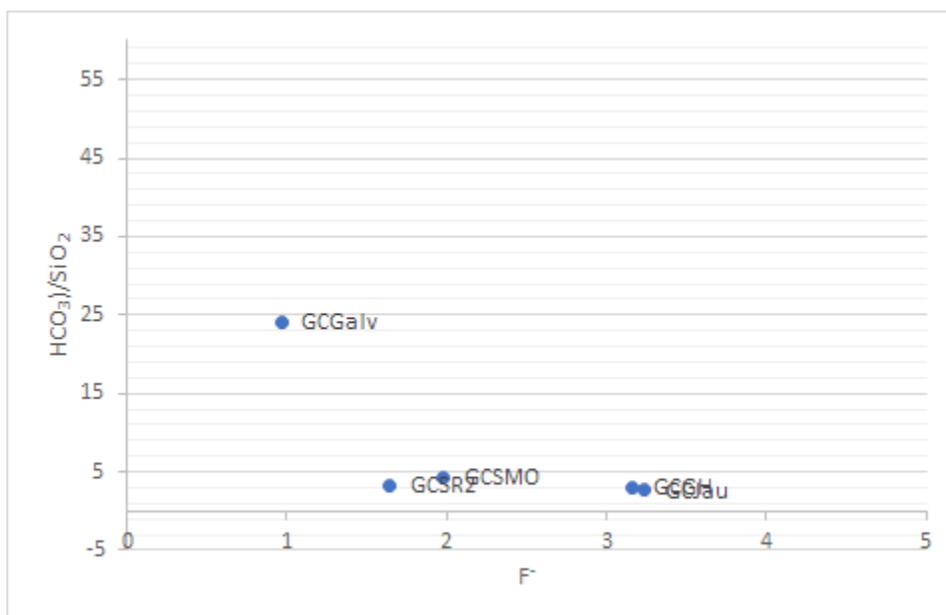


Figura 3.20: Comportamiento de los fluoruros (Concentraciones en mg/L)

En el caso de las aguas del Valle de Celaya estudiadas en el presente trabajo, la presencia de As y de F^- puede estar relacionada con el intemperismo de las rocas ígneas que conforman el acuífero (Figura (3.21) y (3.20)). En la porción Oeste del Valle de Celaya el silicio (como $H_4SiO_4^0$) participa en reacciones incongruentes de intemperismo y genera HCO_3^- [Morales-Arredondo et al., 2020], este tipo de reacciones podría explicar la precipitación de los carbonatos en el ademe de los pozos (3.19).

En Juventino Rosas (parte Oeste del Valle de Celaya) se asocia la presencia de As y F^- con el intemperismo químico de los silicatos de sodio, probablemente de albita, biotita o algún feldespato potásico, así como por la alteración de vidrio volcánico [Morales-Arredondo et al., 2018].

La deducción de la roca fuente [Hounslow, 1995, Morales-Arredondo et al., 2020] indica que si al realizar la relación HCO_3^-/SiO_2 obtenemos valores menores a 5 existen procesos de intemperismo de silicatos; los valores mayores a 10 indican intemperismo de carbonatos y los valores entre 5 y 10 nos dan una interpretación ambigua.

Sólo en la muestra GCGAlv es notorio el intemperismo de las rocas bicarbonatadas mientras que en CGCama la interpretación es ambigua. En el resto de las muestra se observa el intemperismo de los silicatos (Figura (3.21) y (3.20)). Los fluoruros y el arsénico en el resto de las muestras graficadas están relacionados con el intemperismo de los silicatos.

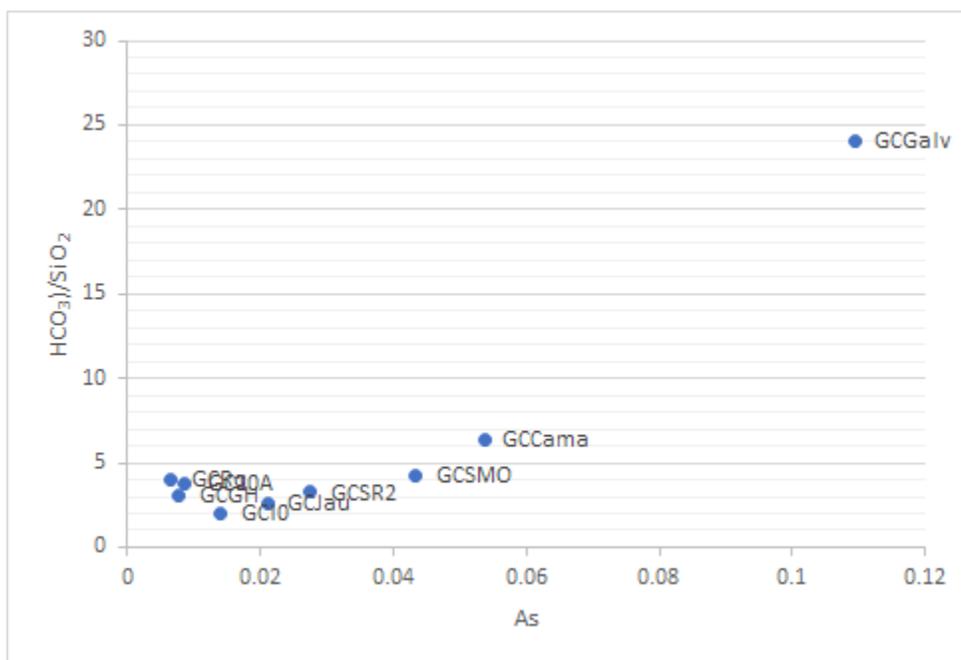


Figura 3.21: Comportamiento del arsénico (Concentraciones en mg/L)

La muestra GCGalv (31°C) es la que presenta mayor concentración de bicarbonatos, mayor concentración de arsénico y menor concentración de fluoruros (Figura (3.20) y (3.21)); por lo tanto se deduce que los fluoruros y el arsénico están relacionados con el intemperismo de los carbonatos en esta muestra. En la muestra GCCama la interpretación es ambigua.

La correlación positiva del As con respecto al HCO_3^- y al Na^+ en la Figura (3.21) indican que su origen se relaciona con la interacción agua-roca [Ortega-Guerrero, 2009] y que está vinculado principalmente a la disolución de feldespatos [Ortega-Guerrero, 2009].

Los resultados obtenidos (Figura (3.20) y (3.21)) muestran que en el área de estudios los procesos del intemperismo del sílice, la presencia del As y del F^- están relacionadas con excepción de la muestra GCGalv que de acuerdo a la relación de HCO_3^-/SiO_2 las concentraciones de As y F^- podrían estar relacionados al intemperismo de rocas bicarbonatadas.

Rubidio y Cesio

Estos dos elementos van casi siempre juntos y en estrecha relación con potasio. Se concentran principalmente en las últimas fases de la cristalización, sobre todo en los magmas graníticos [De la Cámara, 1956].



Son elementos dispersos que no forman minerales independientes. El rubidio se encuentra en los minerales potásicos [Goguel, 1983, De la Cámara, 1956]; cesio se acumula en el magma residual producto de la diferenciación. Ambos son capaces de entrar en los feldespatos potásicos y no se encuentran en las plagioclasas. Las micas potásicas o micas blancas son importantes portadores de rubidio y de cesio [De la Cámara, 1956].

Rubidio y cesio se encuentran muy frecuentemente en las aguas termales. Se liberan por alteración de las rocas [De la Cámara, 1956]; en nuestro caso se observa que los valores de HCO_3/SiO_2 indican la disolución de silicatos para la mayoría de las muestras. La extracción de estos elementos aumenta con la temperatura [Koga, 1970]. Como el rubidio tiene un radio iónico muy similar al del potasio, el rubidio puede ser móvil junto con el potasio [Koga, 1970]. Por tal motivo el rubidio es más rápidamente extraído de las andesitas y de los basaltos que de cualquier otra roca [Koga, 1970].

Estos elementos se consideran parte del grupo de especies solubles o conservativos [Nicholson, 2012, Chatterjee et al., 2017]. Se denominan elementos conservadores porque una vez agregados en profundidad son insensibles a la dilución o pérdida de vapor debido a la ebullición [Chatterjee et al., 2017]. Sin embargo, se incorporan fácilmente a los minerales de alteración secundaria y a menudo muestran una disminución en el consentimiento con el aumento de la migración a la superficie, y con un aumento del flujo lateral [Nicholson, 2012]. Se precipitan por absorción de las arcillas, por lo que llegan a encontrarse en mayor cantidad en sedimentos que en las rocas eruptivas [De la Cámara, 1956].

Estos elementos alcanza mayores concentraciones (1-10 mg/kg) en áreas donde las rocas encajonantes son de composición riolítica y andesítica (estas incluyen rocas sedimentarias con composiciones similares) y son significativamente menores en fluidos provenientes de rocas basálticas ($< 0.1mg/kg$).



3.6. Distribución de la relación iónica en el agua subterránea

Las aguas del acuífero Valle de Celaya son principalmente pertenecientes a un sistema de flujo intermedio; su composición química principal es sodico-calcica bicarbonatada con un pH cercano a la neutralidad.

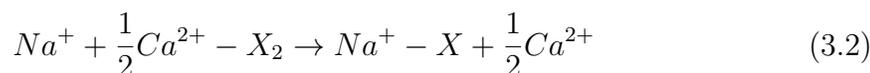
La composición del agua fresca de un acuífero es comúnmente dominada por Ca^{2+} y HCO_3^- provenientes de la disolución de la calcita [Appelo and Postma, 2004]. Las altas concentraciones de Ca^{2+} en los acuíferos es debida a la reacción general entre el dióxido de carbono y la calcita ($CaCO_3$), la cual se muestra en la ecuación (3.1). Si se remueve el CO_2 genera la precipitación de $CaCO_3$ [Appelo and Postma, 2004].

Para explicar las concentraciones de calcio en el acuífero, se utiliza la reacción de disolución del carbonato de calcio (principal componente del basamento) con el dióxido de carbono de la actividad geotérmica y se plantea de acuerdo a la siguiente reacción (3.1) [Appelo and Postma, 2004].



En el punto de muestreo GCCap se identificó que el agua tiene poco tiempo de interacción con las calizas y que tiene concentraciones bajas de Ca^{2+} y de HCO_3^- . En el punto GCGalv el proceso dominante es la disolución de carbonatos; esta muestra de agua pudo haber tenido interacción con el basamento calcáreo durante su circulación en el sistema de flujo intermedio. Un incremento en la concentración de CO_2 resulta en la disolución de $CaCO_3$.

Conforme el agua fluye por el acuífero hacia el sureste, se enriquece en sodio a través de reacciones por intercambio catiónico; la reacción representativa es la siguiente (3.2):



Mientras que la fracción aniónica (X en la reacción (3.2)) retiene el Na^+ , se libera el Ca^{2+} .

Las muestras de agua ubicadas a la izquierda del Río La Laja están dominadas por procesos de alteración de silicatos, además, contienen concentraciones menores de sodio que las muestras del lado derecho del río; esto es debido a que el río la Laja actúa como barrera hidráulica.

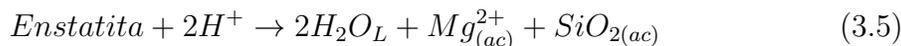
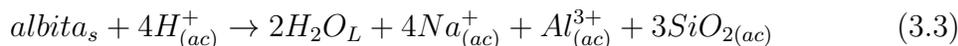


Se realizó una comparación de las características hidrogeoquímicas y geológicas del acuífero, se identificó que en el Valle de Celaya el agua bicarbonatada con un pH cercano a 7, aumenta su temperatura e interactúa con la roca y genera una alteración; sin embargo son necesarios estudios mineralógicos para identificar el tipo de alteración.

Los principales minerales formadores de roca para litología de la zona de estudio (andesitas, andesitas basálticas y basaltos) son albita, anortita, microclina, augita y biotita [Appelo and Postma, 2004].

Las plagioclasas cálcicas y la augita son los minerales silicatados que más fácilmente se intemperizan; estos van seguidos por la hornblenda, la biotita y el feldespato potásico; entre más sodio tenga una plagioclasa, más difícil será que sufra procesos de intemperismo y alteración [Appelo and Postma, 2004].

A continuación se muestran las reacciones de disolución mineral (3.3), (3.4) y (3.5) obtenidas con el programa Geochemist's Workbench del módulo Rxn y empleando la base de datos "thermo".



Las reacciones mencionadas anteriormente son únicamente teóricas y ejemplificativas; para su corroboración se requiere realizar estudios mineralógicos.



3.7. Origen del agua

Los valores de $\delta^{18}O$ del agua, especialmente con las concentraciones e isótopos de los solutos son herramientas geoquímicas poderosas para la determinación del origen, naturaleza, distribución e interacciones de los fluidos en los sistemas geotermiales [Pradeep et al., 2005].

Los isótopos estables son especialmente útiles debido a que sus relaciones gobiernan su distribución en el presente en la superficie y en acuíferos someros de un área; los isótopos de agua meteórica pueden ser modificados por procesos de evaporación y mezcla en acuíferos someros, ebullición e intercambio isotópico con minerales en sistemas geotérmicos [Pradeep et al., 2005].

Es común que se observen pequeños o insignificantes cambios de oxígeno en sistemas antiguos donde la composición isotópica de la roca se ha desplazado al equilibrio con el agua y en sistemas de baja temperatura donde la velocidad de intercambio entre el agua y la roca es demasiado lenta para causar un cambio en la composición isotópica del agua a medida que pasa a través del sistema [Pradeep et al., 2005].

Cualquier desviación en los contenidos de ^{18}O en aguas de mayor temperatura hacia valores más altos que los de las aguas meteóricas locales se atribuyeron al intercambio isotópico de ^{18}O con la roca que entró en contacto con el agua [Giggenbach, 1992].

El contenido de 2H en las aguas geotermicas es similar al de las aguas locales meteoricas, mientras que el contenido de ^{18}O es más positivo que el de las aguas meteoricas [Nicholson, 2012].

De acuerdo con los datos mostrados en la Figura (3.22) se puede observar que la línea de aguas muestreadas para el presente trabajo no es paralela a la línea del agua meteórica de México [Wassenaar et al., 2009] o mundial, sin embargo, si se prolonga un poco hacia la parte baja, intersecta con las dos líneas mencionadas anteriormente.

Se pueden agrupar las muestras en 3 grupos por su contenido en isótopos. El primer grupo corresponde al punto GCCap (Figura (3.22)) es el que está más cerca de la línea de agua meteórica, es un agua ligera por contenido de isótopos de $\delta^{18}O$ en comparación con las demás muestras.(Figura(3.22)). GCCap no tuvo procesos de evaporación o estos fueron mínimos, lo cual se puede interpretar como que de ese sitio se obtuvo una muestra de agua de reciente infiltración.

En el segundo grupo de aguas (Figura (3.22)) se encuentran graficadas las muestras GCCama y GCT19A al ser puntos más separados hacia la derecha de la línea de agua meteórica por tener valores de $\delta^{18}O$ y de δ^2H mayores, tuvieron pro-



cesos de evaporación más marcados y se puede interpretar como un acuífero más somero, con flujo local o como aguas de reciente infiltración. Este tipo de comportamiento es reportado al Este del Valle de Celaya dentro de un acuífero más somero [Morales-Arredondo et al., 2020].

Estos datos pueden estar relacionados con la profundidad de los pozos; los pozos GCCama y GCT19A (Figura (3.22)) son pozos de comunidades pertenecientes al municipio de Celaya, de los cuales se desconocen sus características constructivas. De acuerdo con la información proporcionada por el responsable de los pozos, la profundidad estimada para estos pozos es de 300 metros.

El tercer grupo engloba al resto de las muestras (Figura (3.22)), en este grupo los procesos de evaporación no son tan marcados como en el segundo grupo, sin embargo, en una muestra (GCGalv) se distingue un ligero enriquecimiento $\delta^{18}O$; esto es generado por procesos geotérmicos y por una mayor interacción agua-roca [Nicholson, 2012].

Como los valores de $\delta^{18}O$ y de δ^2H están muy cercanos entre si en el tercer grupo (Figura (3.22)), pertenecen al acuífero profundo del Valle de Celaya, no son afectados por procesos que pueden influir en aguas superficiales o en acuíferos más someros [Morales-Arredondo et al., 2020]; sin embargo se puede interpretar por su cercanía a la línea de agua meteórica que son fluidos de origen meteórico calentados a niveles profundos [Cruz Pauccara, 2016], un proceso similar es observado en la zona geotermal de Jarañá, Paratia, Puno. Las muestras del acuífero profundo al Este de la ciudad de Celaya tienen valores isotópicos similares a este tercer grupo.

Muestra	Tipo de agua	Fluido térmico	Geo-	Origen del agua	Elementos químicos	T°C de descarga
GCSR2	Bicarbonatada sódica	Primario		Aguas jóvenes y poco evolucionadas	B, As, Fl-	48°C
GCGalv	Bicarbonatada sódica	Primario		Agua de origen meteórico, en desequilibrio con la roca, pero cerca de equilibrio con la calcedonia	B, As, Rb, Cs, Na+	31°C
GCSMO	Bicarbonatada sódica - cálcica	¿Primario?		Intercambio catiónico	B, Ba, Mn, As, Cs, Fl-, Na+	28°C
GACLaja	Clorurada - Sódica	Secundario		Meteóricas evaporadas sujeto a procesos de intercambio catiónico. Se encuentran en desequilibrio químico con la roca	B, Ba, Cs, Rb	60 °C
GCI0	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Intercambio catiónico	B, Ba	48°C
GCCCamp	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Intercambio catiónico	Ba	47°C
GCNThai	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Intercambio catiónico	Rb	46°C
GCJau	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Intercambio catiónico	B, Rb, Cs, Fl-	39°C
GCLCant	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Intercambio catiónico	Ba	37°C
GC3G	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		Meteórico en desequilibrio químico con la roca	N/A	35°C
GCGH	Bicarbonatada sódica	Secundario		mezcla de aguas	Fl-	33°C



Tabla 3.11: Continuación de la tabla resumen

Muestra	Tipo de agua	Fluido término	Geo-	Origen del agua	Elementos químicos	T°C de descarga
GCEx	Bicarbonatada sódica - cálcica	Secundario		intercambio catiónico	N/A	32°C
GCCama	Bicarbonatada sódica	Secundario		Meteórico no equilibrada con la roca.	B, Ba, As	31°C
GC10A	Bicarbonatada sódica - cálcica	N/A		Meteórico evaporada	N/A	30°C
GCRq	Bicarbonatada sódica - cálcica	N/A		intercambio catiónico	N/A	29°C
GCT19A	Bicarbonatada sódica - cálcica	N/A		intercambio catiónico	Ba, Mn, Fl-	18°C
GCCap	Bicarbonatada cálcica	N/A		Reciente infiltración	N/A	16°C

Tabla 3.11: Tabla resumen de las características de las aguas estudiadas (Parte 1)





3.8. Geotermometría

Los geotermómetros de soluto son un método basado en ecuaciones empíricas y analíticas de reacciones químicas entre el fluido geotérmico y los minerales a profundidad [Gómez-Díaz and Marin-Cerón, 2018].

Algunas consideraciones termodinámicas revelan que hay por lo menos dos variables independientes en sistemas de multifase que dan una composición al equilibrio [Arnórsson, 2000]. Las reacciones y el equilibrio químico involucra a las actividades de las especies, no a las concentraciones de los componentes [Arnórsson, 2000].

Los geotermómetros están basados en reacciones químicas específicas en equilibrio [Karingithi, 2009]. Las limitaciones de los geotermómetros deben ser consideradas [Karingithi, 2009]. El requerimiento inicial es que las muestras hayan sido tomadas de manera adecuada y los análisis realizados correctamente [Karingithi, 2009]. Es una buena práctica comparar las temperaturas indicadas por varios geotermómetros [Karingithi, 2009].

Las suposiciones que usualmente se hacen al usar las composiciones de los manantiales y de los pozos al estimar las temperaturas a profundidad son las siguientes [Fournier, 1977]:

- Las reacciones dependientes de la temperatura que involucran agua y roca fijan la cantidad o cantidades de constituyentes indicadores en el agua.
- Existe un suministro adecuado de todos los reactivos.
- Hay un equilibrio en el reservorio o en el acuífero con respecto a un indicador específico en la reacción.
- No hay reequilibrio de los constituyentes indicadores después de que el agua deja el reservorio.
- No ocurre una mezcla de diferentes tipos de agua durante el movimiento ascendente hacia la superficie o la posible evaluación de los resultados de esas posibles mezclas.

Antes de poder seleccionar los geotermómetros a usar, fue necesario identificar las aguas subterráneas que tienen temperaturas geotérmicas, esto se realizó de acuerdo con los datos de la temperatura de descarga y con la temperatura ambiente. El análisis de estos datos dió como resultado la identificación de 12 pozos con temperaturas geotérmicas que se muestran en la tabla (3.12).



Para seleccionar el geotermómetro a utilizar primero se observó la química del agua de las 12 muestras con características geotérmicas utilizando el diagrama de Piper (3.11); las muestras de agua a que se seleccionaron no deben de estar en el área correspondiente a la zona de mezcla de cationes ni de aniones; estas muestras cumplen con la condición requerida.

Los geotermómetros utilizados se muestran en la Tabla (3.12) y en la Tabla (??). Los primeros dos geotermómetros utilizados son el de Calcedonia Conductiva y el de cuarzo concuctivo. Se seleccionaron estos para hacer una comparación entre ambos debido a que los polimorfos del sílice tienen una estructura cristalina menos ordenada, su solubilidad es mayor que la del cuarzo y se forman a temperaturas menores a 180°C [Karingithi et al., 2007]; como resultado, el enfriamiento conductivo puede ocasionar alguna modificación en la composición química del agua ascendente por la disolución mineral o la precipitación [Karingithi et al., 2007].

El segundo tipo de geotermómetros utilizado son los catiónicos, dentro de los cuales se seleccionó el de Na-K-Ca con la corrección de magnesio y el de K/Mg Gigenbach (1986).

La corrección de magnesio se calculó usando las reglas de Fournier (1981) [Powell and Cumming, 2010]; esta es usualmente aplicada a sistemas de baja temperatura y se aplica mejor a los manantiales con sub-ebullición y con altas tasas de descarga [Karingithi et al., 2007]. El geotermómetro de Na-K-Ca-Mg se utiliza para eliminar los posibles efectos de los contenidos de Ca en el geotermómetro de Na-K [Alçiçek et al., 2018]

El geotermómetro de Na-K-Ca se le aplicó la corrección para permitir que se aplique de manera confiable a temperaturas por debajo de 75°C. El geotermómetro podría aplicarse a fluidos clorurados diluidos, pero no es confiable cuando se aplica a aguas bicarbonatadas [Nicholson, 2012].

El geotermómetro de K/Mg fue seleccionado por ser apto para aplicarse en situaciones donde el Na disuelto y el Ca en el fluido no están en equilibrio con la roca. [Karingithi et al., 2007].

El geotermómetro K-Mg es semiempírico, se basa en el equilibrio de la muscovita, el clinocloro y el feldespato potásico. Debido a que la concentración de Mg disuelto en los fluidos profundos en equilibrio con estos minerales suele ser extremadamente baja, la relación original K/Mg en equilibrio es bastante sensible al reequilibrio cuando el fluido profundo asciende a la superficie. Por lo tanto, el geotermómetro K-Mg se usa a menudo para reservorios geotérmicos poco profundos o se utiliza para representar las temperaturas del último equilibrio [Xu et al., 2016].



El magnesio tiende a ser soluble a bajas temperaturas [Cerpa Londoño et al., 2018], por lo tanto al tener muestras del Valle de Celaya que presentan relativamente altos contenidos de magnesio (1.92-20-7 mg/L), nos sugiere que a profundidad las temperaturas son menores o iguales a 100°C [Cerpa Londoño et al., 2018].

El uso de geotermómetros catiónicos debe usarse con aguas que caen dentro del área de aguas maduras (Figura (3.23)), sin embargo en nuestro caso ninguna de las muestras cae en el área mencionada anteriormente. El realizar geotermómetros catiónicos en este trabajo nos daría resultados poco confiables y el presente trabajo se limita a realizarse unicamente con geotermómetros de sílice.

Para poder hacer uso de los geotermómetros, se ingresaron los datos de la química del agua en el archivo Liquid_Analysis_v1_Powell–2010–StanfordGW.xls; se procedió a analizar el diagrama Tnkm[Powell and Cumming, 2010]. Este diagrama junto con el diagrama de Piper (Figura (3.11)) y tomando en cuenta las características del acuífero ayudaron a discriminar los geotermómetros que se podían utilizar.

Tabla 3.12: Geotermómetros

Muestra	Calcedonia C	Cuarzo C	Na-K-Ca Mg	K/Mg Giggensbach	IS
GACLaja			144	98	N/A
GC3G			65	80	N/A
GCCama	104	131	125	99	80
GCCant			97	90	N/A
GCCCamp			134	95	N/A
GCEX			38	70	N/A
GCGalv	43	75	80	81	65
GCGH	107	134	80	81	88
GCIO	122	147	144	96	122
GCJau	111	138	62	88	82 y 106
GCNThai			58	82	N/A
GCSR2	114	141	125	96	124
GCSMO	122	147	125	98	119

En la Figura (3.24) se puede observar que las muestras que tienen mayor concentración de SiO_2 son GCSMO Y GCIO, La muestra GCSMO es un caso especial debido a que por su baja temperatura de descarga (28°C) no se consideró como un punto de muestreo con características geotérmicas pero por en la figura (3.24) está ubicada muy cerca de la línea de equilibrio del sílice amorfo.

El resto de las muestras está sobre saturadas en calcedonia menos GCGalv, en este punto se observa un proceso de dilución, posible intercambio iónico o procesos de mezcla, algunos de los indicadores para esa interpretación son que presenta una baja temperatura de descarga, su concentración de SiO_2 y está más cerca de la línea

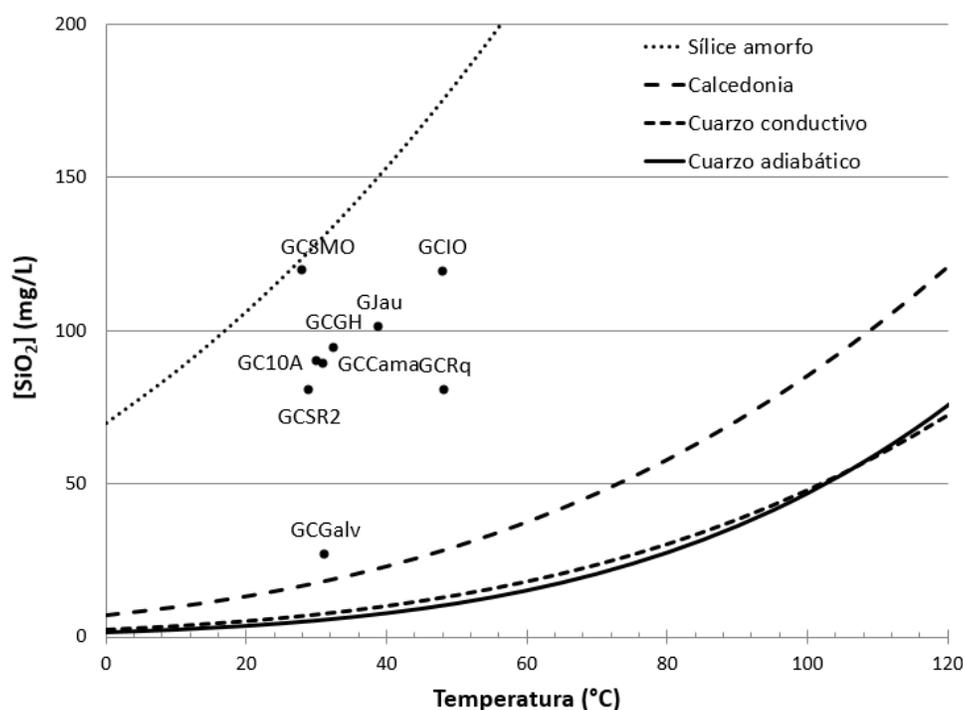


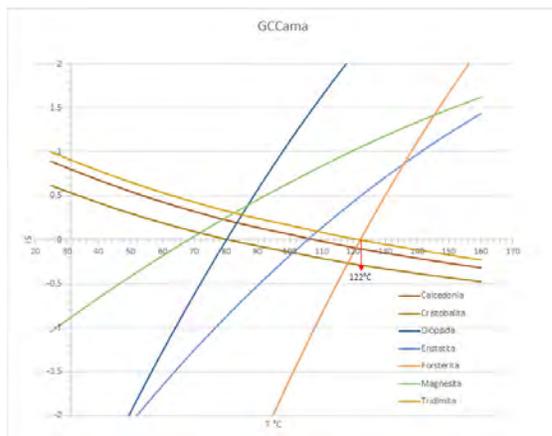
Figura 3.24: Solubilidad del sílice

de equilibrio de la calcedonia y presenta concentraciones de B similares a las de un fluido geotérmico primario.

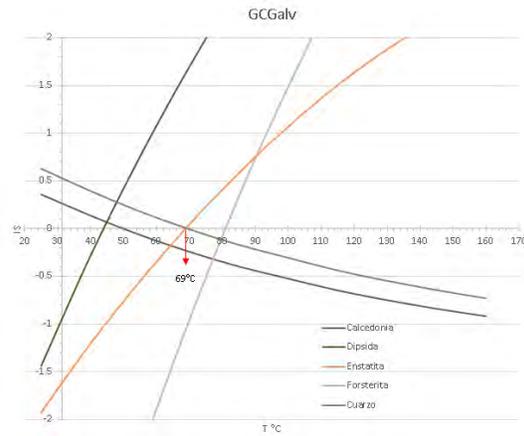
Para corroborar la información obtenida con los geotermómetros se procedió a realizar diagramas de saturación mineral, en los cuales se grafican los índices de saturación (IS) contra la temperatura (T) de las muestras (Figura (3.25)), sin embargo sólo se realizaron estas gráficas para 7 los puntos de muestreo en los cuales se pudo obtener el contenido de Si en las muestras.

Para seleccionar los minerales que se utilizaron en los gráficos de IS fue necesario corroborar con la litología de la zona de estudio que los minerales efectivamente se pudieran formar en la zona bajo las condiciones del acuífero. Debido a las características del agua, de los 4 geotermómetros que se seleccionaron en un principio se toma únicamente en cuenta los resultados de dos de ellos, el primero es el de Calcedonia Conductiva y el segundo es el de K/Mg de Giggenbach de 1986.

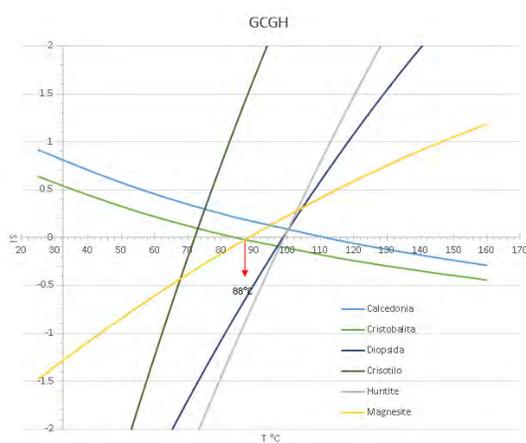
El primer gráfico se muestra en la Figura (3.25) (a), el cual corresponde al punto de muestreo GCCama, para el cual se consideró el geotermómetro de Calcedonia Conductiva como el más apropiado, este nos da una temperatura de 104°C mientras que con las gráficas de IS se interpreta una temperatura de 122°C.



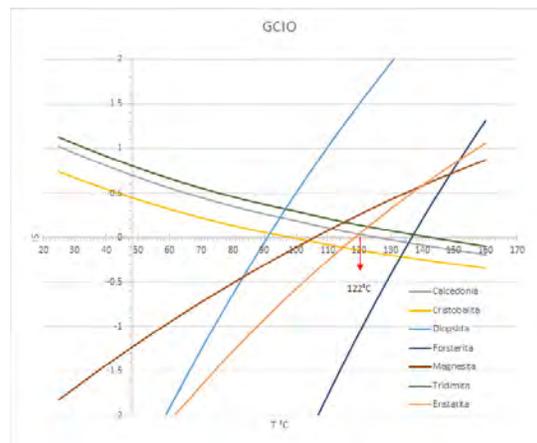
(a)



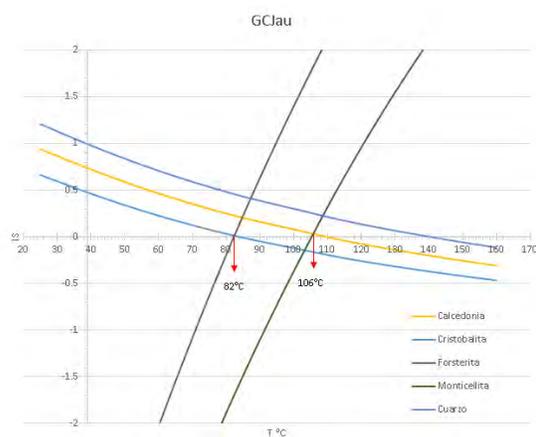
(b)



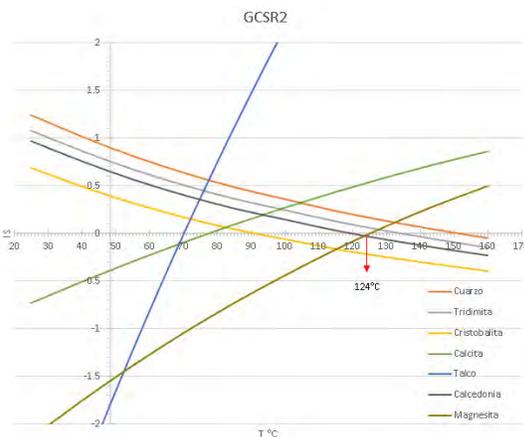
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 3.25: Gráficas de IS contra temperatura

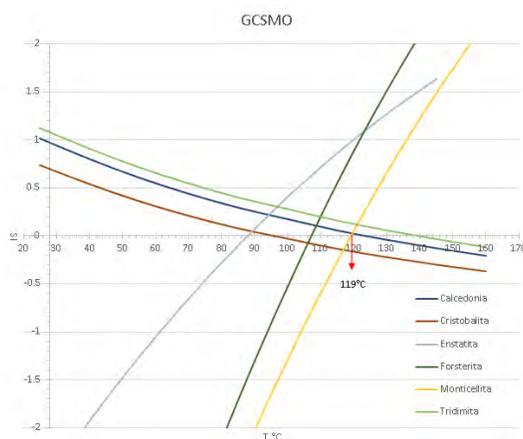


Figura 3.26:

Para GCGalv (3.25) (b) la temperatura obtenida con los índices de saturación es de 69°C y con calcedonia conductiva es de 43°C , cabe recordar que la temperatura obtenida con este último geotermómetro es la temperatura del último equilibrio y que este punto al ser posiblemente afectado por mezcla de aguas da temperaturas más bajas.

En la Figura (3.25) (c) se observa que la temperatura del pozo GCJau es de 88°C mientras que el geotermómetro de soluto K/Mg nos da una temperatura de 81°C , con lo cual se corrobora la fiabilidad de los datos.

Al observarse la temperatura del pozo GCSR2 en la Tabla (3.12) se observa que la temperatura del geotermómetro de soluto de calcedonia conductiva corresponde perfectamente con la temperatura obtenida con la Figura visual(3.25) (d), la cual es de 122°C .

Con el geotermómetro de soluto para GCJau calculó una temperatura de 111°C con calcedonia conductiva y de 88°C con el de K/Mg, ambas temperaturas son comparables con las temperaturas obtenidas con la Figura (3.25) (e).

Al estimar la temperatura de equilibrio del agua termal del punto GCSR2 con la Figura (3.25) (f)obtenemos un resultado de 124°C y el geotermómetro de calcedonia conductiva nos da como resultado 114°C , ambos se correlacionan adecuadamente.

Se decidió usar geotermometría y corroborar la temperatura a profundidad con IS de la muestra GCSMO; esto debido a sus concentraciones anómalas de Mn, As, F^{-} y Na^{+} aunado con que es el punto con mayor concentración de SiO_2 (119.3



mg/L). Se puede corroborar en la figura (3.11) que la muestra GCSMO no está en la zona de mezcla de cationes ni de aniones.

La tabla (3.11) será de utilidad para definir el geotermómetro que adecuado y en cuáles muestras es viable determinar la temperatura a profundidad, en ella se encuentran las . Se utilizaron los datos de la química de iones mayores para definir el tipo de agua ((3.11)). Para definir el tipo de fluido geotérmico se utilizó la clasificación según [Arnórsson et al., 2007], sólo se aplicaron para aguas que de acuerdo a la temperatura y química no se consideran frías.

Capítulo 4

Conclusiones

Se identificaron 12 muestras con termalismo, ellos son GCSR2, GCGalv, GCS-MO, GACLaja, GCIO, GCCCAmp, GCNThai, GCJAU, GCLCant, GC3G, GCGH, GCEX y GCCama.

Con base en los elementos mayores de las esquilas del pozo Irrigación Oriente (PIO), se identificó la existencia de una alteración hidrotermal incipiente. Para corroborar el tipo de alteración hidrotermal es necesario realizar un estudio mineralógico.

Al graficar las concentraciones de Cl^- vs B, se identificaron dos muestras de agua con alto contenido de boro ($>1500 \mu\text{g/L}$) y altas conductividades eléctricas (GCGalv $1030 \mu\text{S/cm}$ y GCSR2 $980 \mu\text{S/cm}$); estas muestras presentan aportes de fluidos geotérmicos primarios. GACLaja es el pozo con mayor temperatura de descarga (60.4°C) con una CE de $940 \mu\text{S/cm}$. El bajo o nulo contenido de boro ($>582 \mu\text{g/L}$) en los fluidos de las demás muestras se infiere que es adsorbido por las arcillas durante su trayecto en el acuífero.

Al utilizar los diagramas hidrogeoquímicos se identificaron 3 grupos de agua:

- Grupo 1: Agua de tipo bicarbonatada sódica. Aguas que han sufrido procesos de mezcla y han circulado por calizas y por formaciones arcillosas. Dentro de este grupo las muestras GC10A, GCRq y GCT19A son consideradas como frías con base en su temperatura de descarga.

Este grupo se subdivide en dos con base en su contenido de Cloro y Boro:

- Fluidos primarios: GCSR2 y GCGalv.
- Fluidos secundarios: El resto de las muestras son aguas frías mezcladas con fluidos geotérmicos primarios.
- Grupo 2: Agua de tipo bicarbonatada cálcica. Es representada por el punto GCCap (1978 msnm). Esta muestra interaccionó con calizas por poco tiempo.



Es un agua meteórica de reciente infiltración.

- Grupo 3: Agua clorurada sódica corresponde a la muestra GACLaja. Es producto de una mezcla de aguas que han circulado por calizas y rocas volcánicas extrusivas. Sus concentraciones de Cl^- (210 mg/L) y B (0.7 mg/L) indican que el fluido está en contacto con el reservorio profundo.

En la zona de estudio se identificaron pozos (GCGalv, GCJau, GCGH, GCCama, GCSMO y GCSR2) con concentraciones de As (0.001-0.109 mg/L) y F^- (0.46 - 3.23 mg/L) superiores a la NOM-127-SSA1-1994 modificada. En la muestra GCGalv se asocia el fluoruro y el arsénico con la disolución de carbonatos; en el resto de las muestras se asocia con el intemperismo de silicatos.

Con los valores de composición isotópica $\delta^{18}O$ y δ^2H de las aguas muestreadas se identificaron procesos de evaporación. La muestra de GCGalv presenta un ligero enriquecimiento en $\delta^{18}O$ indicando la interacción agua-roca a profundidad. La composición isotópica corrobora que GGCap es un agua de reciente infiltración.

Con los geotermómetros de calcedonia conductiva y cuarzo conductivo, se estimó que las temperaturas a profundidad son cercanas a los 100-120°C. Estas temperaturas son semejantes a las temperaturas estimadas con el método de índices de saturación.

Las fallas visibles por subsidencia en la ciudad de Celaya funcionan como un conducto para el ascenso, descenso y mezcla de aguas. Las aguas descienden a grandes profundidades a través de las fallas y son calentadas por el gradiente geotérmico normal para después ascender nuevamente por ellas.

Al hacer el análisis de los datos presentados en el presente trabajo se propone que en la zona de estudio se extrae agua del acuífero superior Valle de Celaya o que es un flujo de agua proveniente del Norte (N) (Figura:NE-flujo) y genera una mezcla de aguas con dirección hacia la Ciudad de Celaya.

De acuerdo con la geología y la geoquímica de la zona, el acuífero Valle de Celaya es un sistema geotérmico de baja temperatura dominado por procesos convectivos controlado por fallas.

Con base en la temperatura a profundidad se podría utilizar la energía geotérmica en procesos industriales como destilación de aguas pesadas, operaciones de descongelamiento, producción de energía eléctrica en plantas de ciclo binario, refrigeración por absorción [Sánchez Velasco, 2015], entre otros.

Bibliografía

- [Alaniz Álvarez and F., 2005] Alaniz Álvarez, S. A. and F., N. S. A. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del centenario:65–82.
- [Alaniz Álvarez et al., 2001] Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, F., Reyes Zaragoza, M. A., Orozco Esquivel, M. T., Ojeda Garcia, C., and Vasallo, L. F. (2001). Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18:129–148.
- [Alçiçek et al., 2018] Alçiçek, H., Bülbül, A., Brogi, A., Liotta, D., Ruggieri, G., Capezzuoli, E., Meccheri, M., Yavuzer, İ., and Alçiçek, M. C. (2018). Origin, evolution and geothermometry of the thermal waters in the gólemezli geothermal field, denizli basin (sw anatolia, turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349:1–30.
- [Amini et al., 2008] Amini, M., Mueller, K., Abbaspour, K. C., Rosenberg, T., Afyuni, M., Møller, K. N., Sarr, M., and Johnson, C. A. (2008). Statistical modeling of global geogenic fluoride contamination in groundwaters. *Environmental science & technology*, 42(10):3662–3668.
- [Amézaga-Campos, 2016] Amézaga-Campos, B. S. (2016). *Actualización hidrogeológica del acuífero del Valle de Celaya. Análisis y determinación por concentraciones de Arsénico; propuesta de sitio para la perforación de un pozo de adsorción.*
- [Appelo and Postma, 2004] Appelo, C. A. J. and Postma, D. (2004). *Geochemistry, groundwater and pollution.* CRC press.
- [Aranda Gómez et al., 1989] Aranda Gómez, J. J., Aranda Gómez, J. M., and Nieto Samaniego, F. (1989). Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. 8:33–46.
- [Aranda-Gómez, 2013] Aranda-Gómez, J.J., L. G. P. M. J. R.-L. J. A. C.-G. G. C.-B. E. G.-N. G. C.-C. G. V.-G. M. O. G. N.-M. C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable



- relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65:169 – 188.
- [Arnórsson and Andrésdóttir, 1995] Arnórsson, S. and Andrésdóttir, A. (1995). Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20):4125–4146.
- [Arnórsson et al., 2007] Arnórsson, S., Stefánsson, A., and Bjarnason, J. O. (2007). Fluid-fluid interactions in geothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1):259–312.
- [Arnórsson, 2000] Arnórsson, S. (2000). *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- [Autores, 2018] Autores, V. (2018). Fluorescencia de rayos x. [urlhttp://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/parks/laboratorios/laboratorios-de-geoquimica/fluorescencia-de-rayos-x](http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/parks/laboratorios/laboratorios-de-geoquimica/fluorescencia-de-rayos-x).
- [Awaleh et al., 2017] Awaleh, M. O., Boschetti, T., Soubaneh, Y. D., Baudron, P., Kawalieh, A. D., Dabar, O. A., Ahmed, M. M., Ahmed, S. I., Daoud, M. A., Egueh, N. M., et al. (2017). Geochemical study of the sakalol-harralol geothermal field (republic of djibouti): Evidences of a low enthalpy aquifer between manda-inakir and asal rift settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 331:26–52.
- [Billarent-Cedillo, 2019] Billarent-Cedillo, A. (2019). Origen y flujo de aguas termales en sistemas geotérmicos de baja entalpía en los grábenes de juchipila y santiago papasquiario: caracterización hidroquímica e isotópica (o-h;he).
- [Bonilla-Petriciolet et al., 2002] Bonilla-Petriciolet, A., Trejo-Vázquez, R., and Márquez-Argara, C. (2002). Análisis de riesgo para la salud pública ocasionado por la eposición a fluoruros en el estado de aguascalientes, México. *Revista internacional de contaminación ambiental*, 18:171–177.
- [Boschetti, 2011] Boschetti, T. (2011). Application of brine differentiation and langelier–ludwig plots to fresh-to-brine waters from sedimentary basins: Diagnostic potentials and limits. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(2):126–130.
- [Botero-Santa et al., 2015] Botero-Santa, P. A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., and Ortega-Obregón, C. (2015). Origen y desarrollo de la cuenca el bajío en el sector central de la faja volcánica transmexicana. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(1):84–98.
- [Bundschuh et al., 2008] Bundschuh, J., Pérez Carrera, A., and Litter, M. (2008). Distribución del arsénico en las regiones ibérica e iberoamericana. *Editado por CYTED Impreso en Argentina*.



- [Bustamante Ibáñez, 2017] Bustamante Ibáñez, E. A. (2017). Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando moleación inversa en el acuífero soconusco, chiapas.
- [Carranco Lozada, 2012] Carranco Lozada, S. E. (2012). Efectos de cambio de uso de suelo sobre un acuífero en una región tectónica activa. Master's thesis, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., Posgrado en Ciencias Aplicadas.
- [Carreón-Freyre et al., 2005] Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Luna-González, L., and Gámez-González, F. J. (2005). Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(1):1–18.
- [Cerpa Londoño et al., 2018] Cerpa Londoño, A. C. et al. (2018). *Caracterización del potencial geotérmico a partir de análisis geoquímicos de fuentes termales, en el Volcán Cerro Machín, Colombia*. PhD thesis, Universidad EIA.
- [Chatterjee et al., 2017] Chatterjee, S., Sarkar, A., Deodhar, A., Biswal, B., Jaryal, A., Mohokar, H., Sinha, U., and Dash, A. (2017). Geochemical and isotope hydrological characterisation of geothermal resources at godavari valley, india. *Environmental Earth Sciences*, 76(2):97.
- [CONAGUA, 2018] CONAGUA (2018). Actualización de la disponibilidad media anual en el acuífero Valle de Celaya (1115), Estado de Guanajuato. *Diario Oficial de la Federación*.
- [Cruz Paucara, 2016] Cruz Paucara, V. (2016). Hidrogeoquímica de aguas termales y mineralizadas de la zona de jaraña, paratía, puno. In *Congreso Peruano de Geología, 18, Lima 16-19 Octubre 2016. Resúmenes*. Sociedad Geológica del Perú-SGP.
- [Cuellar Franco et al., 2018] Cuellar Franco, J. L., Arredondo Hidalgo, M. G., and Meléndez Sánchez, J. C. (2018). Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México. Estado de Guanajuato. Celaya.
- [D'Amore et al., 1983] D'Amore, F., Scandiffio, G., and Panichi, C. (1983). Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, 12(2-3):141–148.
- [De la Cámara, 1956] De la Cámara, M. S. M. (1956). *Geoquímica de las aguas termales*. Real Academia Nac. Medicina.
- [De Santa Marta, 2020] De Santa Marta, S. N. (2020). Batolito central de la sierra nevada.



- [Ferrari Pedraglio, 2000] Ferrari Pedraglio, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII:84–92.
- [Fournier, 1977] Fournier, R. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4):41–50.
- [Giggenbach, 1992] Giggenbach, W. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and planetary science letters*, 113(4):495–510.
- [Glover, 1988] Glover, R. (1988). Boron distribution between liquid and vapour in geothermal fluids. In *Proceedings 10th New Zealand Geothermal Workshop. Auckland*, pages 223–227.
- [Goguel, 1983] Goguel, R. (1983). The rare alkalies in hydrothermal alteration at wairakei and broadlands, geothermal fields, nz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3):429–437.
- [Gómez-Tuena et al., 2005] Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L., et al. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3):227–283.
- [Gómez-Díaz and Marin-Cerón, 2018] Gómez-Díaz, E. and 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.
- [Hiriart Le Bert Gerardo, 2011] Hiriart Le Bert Gerardo, Gutiérrez Negrín Luis C.A., Q. L. J. L. O. C. A. E. S. H. I. (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. *Comisión Reguladora de Energía*.
- [Hounslow, 1995] Hounslow, A. (1995). *Water quality data: analysis and interpretation*. CRC press.
- [Huizar-Álvarez and Marín-Córdova, 2011] Huizar-Álvarez, R., M.-S. L. M. and Marín-Córdova, S., T.-C. J. M.-R. J. (2011). Subsidence in Celaya, Guanajuato, Central Mexico: implications for groundwater extraction and the neotectonic regime. *Geofísica internacional*, 50:255 – 270.
- [INEGI, 1998] INEGI (1998). Estudio hidrológico del estado de guanajuato.
- [INEGI, 2009] INEGI, I. N. d. E. y. G. (2009). Prontuario de información geográfica municipal de los estados unidos mexicanos. *Clave geoestadística 11007*.
- [Instituto Geológico y Minero de España, 1985] Instituto Geológico y Minero de España, I. (1985). *Análisis metodológico de las teorías geoquímicas empleadas en prospección Geotérmica*. Ministerio de Industria y Energía.



- [Kania, 2003] Kania, J. (2003). *Geochemical interpretation of thermal fluids from low-temperature wells in Stykkishólmur, W-Iceland and Pyrzyce, NW-Polland*. United Nations University.
- [Karingithi, 2009] Karingithi, C. W. (2009). Chemical geothermometers for geothermal exploration. *Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources*, pages 1–22.
- [Karingithi et al., 2007] Karingithi, C. W. et al. (2007). Chemical geothermometers for geothermal exploration.
- [Koga, 1970] Koga, A. (1970). Geochemistry of the waters discharged from drillholes in the otake and hatchobaru areas. *Geothermics*, 2:1422–1425.
- [Langelier and Ludwig, 1942] Langelier, W. F. and Ludwig, H. F. (1942). Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters. *Journal (American Water Works Association)*, 34(3):335–352.
- [Large et al., 2001] Large, R. R., Gemmill, J. B., Paulick, H., and Huston, D. L. (2001). The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, 96(5):957–971.
- [López-Alvis et al., 2019] López-Alvis, J., Carrera-Hernández, J. J., Levresse, G., and Nieto-Samaniego, Á. F. (2019). Assessment of groundwater depletion caused by excessive extraction through groundwater flow modeling: the celaya aquifer in central mexico. *Environmental Earth Sciences*, 78(15):482.
- [Lozada, 2019] Lozada, S. E. C. (2019). Desarrollo de una metodología para la estimación de la componente horizontal en la deformación del terreno: Caso ciudad de celaya. *Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica*.
- [Mifflin, 1968] Mifflin, M. D. (1968). *Delineation of ground-water flow systems in Nevada*. PhD thesis, University of Nevada, Reno.
- [Minissale et al., 2000] Minissale, A., Magro, G., Martinelli, G., Vaselli, O., and Tassi, G. (2000). Fluid geochemical transect in the northern apennines (central-northern italy): fluid genesis and migration and tectonic implications. *Tectonophysics*, 319(3):199–222.
- [Moeck, 2014] Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37:867–882.
- [Morales-Arredondo, 2020] Morales-Arredondo, Ivan, F.-O. I. A.-M. A. (2020). Identificación de las fuentes de nitratos mediante métodos hidrogeoquímicos e isotópicos en el agua subterránea del bajo guanajuatense. *Geofísica Internacional*, 331:169–194.



- [Morales-Arredondo et al., 2016a] Morales-Arredondo, I., Rodríguez, R., Armienta, A., and Villanueva-Estrada, R. E. (2016a). A low-temperature geothermal system in central Mexico: Hydrogeochemistry and potential heat source. *Geochemical Journal*, 50(3):211–225.
- [Morales-Arredondo et al., 2016b] Morales-Arredondo, I., Rodríguez, R., Armienta, M. A., and Villanueva-Estrada, R. E. (2016b). Origin of groundwater arsenic and fluorine in a volcanic sedimentary basin in central Mexico: a hydrochemistry hypothesis. *Hydrogeology Journal*.
- [Morales Arredondo et al., 2015] Morales Arredondo, I., Villanueva, R., Rodriguez, R., and Armienta, M. (2015). Geological, hydrogeological, and geothermal factors associated to the origin of arsenic, fluoride, and groundwater temperature in a volcanic environment “El Bajío Guanajuatense”, Mexico. 74.
- [Morales-Arredondo et al., 2018] Morales-Arredondo, J., Esteller-Alberich, M., Hernández, M. A., and Martínez-Florentino, T. (2018). Characterizing the hydrogeochemistry of two low-temperature thermal systems in Central Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 185:93–104.
- [Morales-Arredondo et al., 2020] Morales-Arredondo, J., Hernández, M. A., Ortega-Gutiérrez, J., Flores-Ocampo, I., and Flores-Vargas, R. (2020). Evaluation of the carbon dioxide behavior in a thermal aquifer located at central Mexico and its relation to silicate weathering. *International Journal of Environmental Science and Technology*, pages 1–20.
- [Nicholson, 2012] Nicholson, K. (2012). *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer Science & Business Media.
- [Nieto Samaniego, 1990] Nieto Samaniego, F. (1990). Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 9:146–155.
- [Nieto-Samaniego et al., 2007] Nieto-Samaniego, F., Alaniz-Álvarez, S., and Camprubí (2007). The Central Mesa of México: stratigraphy, structure and tectonic evolution during the Cenozoic. *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México, The Geological Society of America Special Paper*, 422:41–70.
- [Nieto Samaniego et al., 2012] Nieto Samaniego, F., Ojeda García, C., and Alaniz Álvarez, S. A. (2012). Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64.
- [Ortega-Guerrero, 2009] Ortega-Guerrero, M. A. (2009). Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenc hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26:143 – 161.



- [Pérez and Restrepo, 2008] Pérez, G. R. and Restrepo, J. J. R. (2008). *Fundamentos de limnología neotropical*, volume 15. Universidad de Antioquia.
- [Piper, 1944] Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6):914–928.
- [Powell and Cumming, 2010] Powell, T. and Cumming, W. (2010). Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. In *Proceedings*, pages 1–3.
- [Pradeep et al., 2005] Pradeep, K., Joel, R., and Klaus, F. (2005). *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*.
- [Ramos Leal et al., 2007] Ramos Leal, J., Durazo, J., Morán, T. G., Sánchez, F. J., Silva, A. C., and H, K. (2007). Evidencias hidrogeoquímicas de mezcla de flujos regionales en el acuífero de La Muralla, Guanajuato. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24:293–305.
- [Ramos Leal and Morán Ramírez, 2016] Ramos Leal, J. A. and Morán Ramírez, J. (2016). El sistema hidrológico esperanza-oriental y su impacto sobre el acuífero de tecamachalco, puebla, méxico.
- [Restrepo and L.D.S.A.G.J.R.I.J.S., 2007] Restrepo, I. and L.D.S.A.G.J.R.I.J.S. (2007). *Avances en investigación y desarrollo en agua y saneamiento para el cumplimiento de las metas del milenio*. Colección ciencias físicas, exactas y naturales. Universidad del Valle.
- [Romero et al., 2017] Romero, J. H., Palacios, O. L., and Escobar, B. S. (2017). Estimación de la sobreexplotación producida en el acuífero Valle de Celaya (México). *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(4):127–138.
- [Sánchez González, 2004] Sánchez González, J. (2004). Inventario físico de los recursos minerales del municipio Guanajuato, Gto. *Consejo de Recursos Minerales, Dirección de Minas de Guanajuato*.
- [Sivasankar et al., 2016] Sivasankar, V., Darchen, A., Omine, K., and Sakthivel, R. (2016). Fluoride: A world ubiquitous compound, its chemistry, and ways of contamination. In *Surface modified carbons as scavengers for fluoride from water*, pages 5–32. Springer.
- [Stiff Jr et al., 1951] Stiff Jr, H. A. et al. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of petroleum technology*, 3(10):15–3.
- [Sánchez-Sánchez et al., 2015] Sánchez-Sánchez, J. A., Álvarez Legorreta, T., Pacheco-Ávila, J. G., González-Herrera, R. A., and Carrillo-Briebiezca, L. (2015). Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del sur del Estado de Quintana Roo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32:62 – 76.



-
- [Sánchez Velasco, 2015] Sánchez Velasco, R. A. (2015). *Aprovechamiento de la geotermia de mediana y baja temperatura en México con el marco legal existente, Reporte Técnico RT-RASV-BID-01/15*. Springer.
- [Trabelsi et al., 2015] Trabelsi, S., Makni, J., Bouri, S., and Dhia, H. B. (2015). Hydrochemistry of thermal waters in northeast Tunisia: water–rock interactions and hydrologic mixing. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(3):1743–1754.
- [Trujillo Candelaria, 1989] Trujillo Candelaria, J. (1989). Fallamiento de terrenos en Celaya, Gto. *Academia Mexicana de Ingeniería. Alternativas Tecnológicas*, 29:367–369.
- [VELÁZQUEZ et al., 2011] VELÁZQUEZ, M. A., Pimentel, J. L., and 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.
- [Wassenaar et al., 2009] Wassenaar, L. I., Van Wilgenburg, S. L., Larson, K., and Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δd , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3):123–136.
- [Xu et al., 2016] Xu, T., Hou, Z., Jia, X., Spycher, N., Jiang, Z., Feng, B., Na, J., and Yuan, Y. (2016). Classical and integrated multicomponent geothermometry at the Tengchong geothermal field, Southwestern China. *Environmental Earth Sciences*, 75(24):1502.

Apéndice A

Muestreo en campo



Figura A.1: Muestreo en campo



Figura A.2: Muestreo en pozo GCEx



Figura A.3: Muestreo en pozo GCCamp



Figura A.4: Muestreo en pozo GCGalx



Figura A.5: Muestreo en pozo GCGH



Figura A.6: Muestreo en pozo GCIO

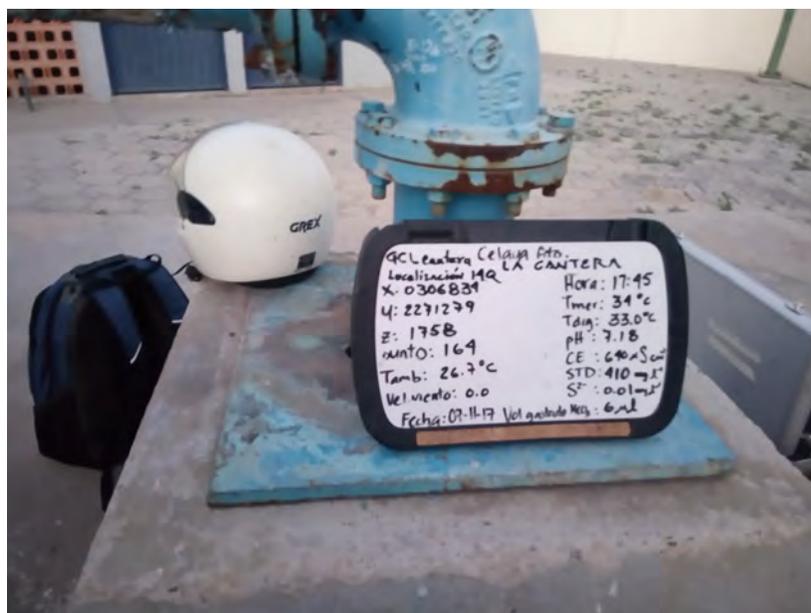


Figura A.7: Muestreo en pozo GCLCant



Figura A.8: Muestreo en pozo GC10A



Figura A.9: Muestreo en pozo GCGalv



Figura A.10: Muestreo en manantial GCCap



Figura A.11: Muestreo de las esquiras del pozo GCIO