



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES
INSTITUTO DE INGENIERÍA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES-JURIQUILLA

PROSPECCIÓN GEOQUÍMICA Y POTENCIAL DEL SISTEMA
GEOTÉRMICO DE BAJA A MEDIANA TEMPERATURA DE LA
ZONA DE ESCOBEDO, COAHUILA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO EN ENERGÍAS RENOVABLES

P R E S E N T A
SERGIO VILLEDA VARGAS

DIRECTOR DE TESIS
DR. EDGAR R. SANTOYO GUTIÉRREZ

TEMIXCO, MOR., A 16 DE MARZO DE 2022





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.



OF/IER/LIER/018/2022
ASUNTO: Notificación de jurado y
fecha para examen profesional.

LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCE
DIRECTORA GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR
Presente.

Por medio de la presente le informo que el día miércoles 16 de marzo de 2022, a las 11:00 h, en el Instituto de Energías Renovables, el **C. SERGIO VILLEDA VARGAS**, con número de cuenta 415072504 de la Licenciatura de Ingeniería en Energías Renovables, llevará a cabo la presentación del trabajo de tesis y examen profesional titulado:

“Prospección geoquímica y potencial del sistema geotérmico de baja a mediana temperatura de la zona de Escobedo, Coahuila”

Debido a que el alumno ha cumplido con los requisitos que establece el Reglamento General de Exámenes, el Comité Académico de la Licenciatura de Ingeniería en Energías Renovables, le asigna el Jurado de Examen Profesional integrado por los siguientes académicos.

PRESIDENTE:	DR. EDUARDO GONZÁLEZ PARTIDA
VOCAL:	DR. ENRIQUE PORTUGAL MARÍN
SECRETARIO:	DR. EDGAR ROLANDO SANTOYO GUTIÉRREZ
SUPLENTE:	M.C. MIRNA GUEVARA GARCÍA
SUPLENTE:	DRA. LORENA DÍAZ GONZÁLEZ

Sin otro particular, le envío un cordial saludo.

Atentamente,
“Por mi raza hablará el espíritu”
Temixco, Mor., a 10 de marzo de 2022

Dr. Jorge Alejandro Wong Loya
Coordinador de la LIER
IER-UNAM

JAWL´mfp.



Priv. Xochicalco s/n,
Col. Centro,
62580 Temixco, Morelos, México
T. 01 (777) 362 00 90
(52) 55 56 22 97 00

ier.unam.mx

Quiero dedicar esta tesis a todas las personas que de una u otra forma han confiado en mí y me han apoyado a lo largo de este proceso, incluso desde antes, porque el camino fue largo y cada acción, palabra o escucha contribuyeron al que yo esté aquí y haya logrado esto. Les llevo con cariño en mi corazón.

Especialmente a mi familia, mis padres Magda y Sergio, les dedico mi tesis con mucho amor y alegría. Su amor, confianza y apoyo son mi aliento e inspiración, porque siempre han creído y apoyado mis sueños. A mis hermanos: Raul, Uriel, Rodrigo, Fidel, Gabriel y Misael, ustedes saben lo que hemos batallado y me llena de orgullo ver como van construyendo sus sueños también, nunca duden de lo que pueden lograr.

A mis abuelitos, Fidel, Raúl, Gabriela y Juanita, pues desde chico me enseñaron a persistir y luchar por las cosas que te hacen feliz, sin aprovecharse de los demás. A mis tías y tíos, que siempre me han apoyado y abrazado con su amor, atención y palabras de aliento.

A mi otra familia que es la 4G, que con sus logros, trabajo en equipo, proyectos y perseverancia, fueron dicha e inspiración mía. A Darinka, quien me acompañó y sabe lo que ha sido este proceso, quien se convirtió en mi hermana e infalible compañera de aventuras, hoy podemos decir "Lo logramos". A Juanico y JuanCa, quienes siempre estuvieron allí, compartiendo las dichas, las desveladas e incluso las lágrimas, soy dichoso de haber compartido tanto. A Eira, cual ángel has sido para mí, por haber sido mano y apoyo en momentos oscuros y mostrarme que Dios escucha. A Julio, Memo, Ade y Eros, de quienes he aprendido y entendido que la vida es eso; pláticas, consejos, apoyo, rodadas, dedicación y tenacidad en lo que se desea, son como hermanos para mí. A Diana e Ivette, quienes han logrado imponerse también a las dificultades, son orgullo y admiración. A Sam, Caro, Carlos, LuisRo, Migue, Ana, Itzelita, Clari, Fer y todos los de la 4G, todos tienen un lugar especial y los aprendizajes de cada uno así como risas, experiencias, viajes compartidas son algo de lo que siempre estaré agradecido.

A Tatiana, que con su amor, apoyo y comprensión, me acompañó también en este proceso, aclarando los caminos cuando a veces, yo no los veía.

A los Cholos, Kenia, Lupita, Vianey, Pedro, y Andy por haber escuchado mis quejas de esta tesis 'interminable' y mostrarme que la amistad es lo que persiste.

Finalmente, quiero dedicarla también a ese pequeño Sergio, que se interesaba por la naturaleza, las montañas y los volcanes, que nunca dejó de preguntar y buscar respuestas. Lo logramos.

PER ASPERA AD ASTRA

Créditos de la información petrolera

Esta tesis utilizó información petrolera proporcionada por la Comisión Nacional de Hidrocarburos, de acuerdo al anexo C de la licencia de uso de la información a favor de la UNAM, de fecha 11 de diciembre de 2017, bajo la nomenclatura CNIH-C-00417. Dicha información es propiedad de la Nación y su acopio, resguardo, uso, administración y actualización, así como la publicación de la misma corresponde a la Comisión Nacional de Hidrocarburos.

Agradecimientos

Agradezco a la UNAM, por ser mi casa de estudios y permitirme llenarme de conocimiento, bellas amistades y experiencias que hoy me hacen estar donde estoy. Al IER por ser ese espacio donde el intercambio de ideas y el sentido de comunidad siempre estuvo presente, tanto entre profesores como entre generaciones. A Maribel Fernández, Magali Nieto y Carlos Olvera, por toda la ayuda y disposición tanto en cuestiones académicas como de la vida la LIER no sería la misma sin ustedes.

Quiero agradecer a la Comisión Nacional de Hidrocarburos y al Seminario de Investigación en Hidrocarburos del Instituto de Geología de la UNAM, por haber suministrado la información de pozos de gas para este trabajo.

Al CONACYT, por el apoyo económico de ayudante de investigador en el periodo 2019-2020, con el que pude persistir en este trabajo. También a la UNAM, por el programa "Beca de Titulación Egresados de Alto Rendimiento ciclo escolar 2019-2020", la cual fue un incentivo para también concluir este trabajo.

Quiero agradecer a mi director de tesis, al Dr. Edgar Rolando Santoyo, por aceptar dirigir esta tesis y apoyarme en mis ideas, por su conocimiento, retroalimentación y paciencia a lo largo de este proceso.

A la M.C. Mirna Guevara, por siempre confiar en mí, apoyarme en la logística y cuestiones de envío de muestras así como de los muestreos, mostrar una disposición para que las cosas funcionaran, sus comentarios tan valiosos que enriquecieron este trabajo y en general por su apoyo inmenso.

Al Dr. Enrique Portugal, por su enseñanza y disposición para apoyarme con los análisis químicos, así como la preparación de equipo y material de muestreo. Sus comentarios y retroalimentación me mostraron una cara distinta de la geotermia.

A mis sinodales: La Dra. Lorena Díaz González y el Dr. Eduardo González Partida, por su valiosos comentarios y recomendaciones, hicieron de este un trabajo más completo.

Al grupo de geoenergía: Gus, Diana, David, Héctor, Giomar, por todo su conocimiento, comentarios y ayuda que me han brindado, por hacer de mi proceso de investigación más ameno y divertido. Estoy agradecido con ustedes. A la M.C Cynthia, quien desde un principio mostró su compromiso y paciencia para que yo pudiese aprender a preparar los materiales y equipo para muestrear fluidos y así realizar campañas de campo, gracias por compartirme tu conocimiento.

Al Dr. Pandarinath Kailasa y al Dr. Jorge Alejandro Wong por mostrarme y compartirme sus enseñanzas y conocimientos que me acercaron más a la geotermia.

A mi abuelito Raúl, quien no dudó en acompañarme a campo y buscar una fumarola a pesar de

la dificultad que esto implicaba, por llenarme de sabiduría y mostrarme lo que es el desierto, y un desierto con aguas termales, sí como por haberme prestado la troca para ir a muestrear. A mi abuelita Juanita por apoyarme con los lonches en las salidas a campo y darme su bendición siempre.

A mi tío Reyes Vargas, a mi tía Graciela y sus hijo y primos míos, Julio, Luis, Pancho y Naydelin Puente Vargas, a mi tío Martín Aguilar y su hija y prima mía Miranda, a mi hermano Uriel Villeda, a todos por su tiempo y disposición para ayudarme con los muestreos, ya sea al llevarme a los sitios de muestreo, ayudarme a tomar muestras, hacer campañas de exploración en la sierra o ayudarme con el equipo. Sin su ayuda no hubiese logrado esto.

A mi mamá por apoyarme y escucharme en mis días de trabajo pero también impulsarme y seguir con mis planes. A mi papá por su apoyo en los momentos en donde no pude tener ingreso económico, ambos siempre siguieron apoyándome.

A mi tía SanJui y mi tío Johny por recibirme en su casa, brindarme un trabajo sin el cual no hubiese dispuesto de mi tiempo como lo hice. Su casa siempre fue un espacio seguro en el que pude avanzar, a pesar de tener otras actividades, y siempre me mostraron que con esfuerzo y dedicación se logran las cosas.

Al software libre y las personas que colaboran en estos proyectos: Python, Qgis, Inkscape, fueron indispensables para analizar y presentar la información. Sin duda el conocimiento al alcance de todos genera impacto y desarrollo. Al sitio Hatari-labs por los scripts de python para diagramas de Stiff. A Adrián Silva por la platilla de LaTeX para realizar esta tesis.

Resumen

México, por su evolución geológica y tectónica, presenta una variedad de recursos geotérmicos. Reflejo de esto es el hidrotermalismo presente a lo largo de su territorio y también sus zonas de alto flujo de calor. Para su aprovechamiento, resulta de importancia el estudio y caracterización de estos recursos, incluso aquellos localizados fuera de zonas típicamente geotérmicas. Así, este trabajo estudia a través de la prospección geotérmica la zona de Escobedo dentro de la cuenca de Sabinas, en el estado de Coahuila.

El trabajo consistió en la revisión bibliográfica y análisis de información, incluyendo pozos de gas dentro de la zona, y la recolección de muestras de diferentes cuerpos de agua (manantiales termales, ríos y pozos de agua) para su análisis químico de elementos mayores e isótopos estables, con el fin de determinar las características geoquímicas, origen, temperaturas de reservorio y el potencial geotérmico de la zona.

El análisis químico de elementos mayores e isótopos estables indica la presencia de dos tipos de agua, calcio-sulfatadas y calcio bicarbonatadas con un origen meteórico, precipitando a altitudes similares a las presentes en las sierras que delimitan la zona de estudio y descargando en fallas y fracturas cercanas a estructuras de relieve. Las temperaturas geotermométricas en aguas termales indican un valor de equilibrio de $86.1 \pm 17.4^{\circ}\text{C}$ cuya ubicación probable se da en la formación La Virgen, de acuerdo a la información de los pozos de gas que también permitió estimar el gradiente geotérmico presente en la zona con un valor de $29.4 \pm 1.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Finalmente, las evidencias encontradas clasifican el recurso geotérmico como de baja a mediana temperatura, cuyo potencial técnico de explotación, derivado de la estimación de calor disponible en la roca mediante una simulación Monte Carlo, es de 17.7 ± 7.9 MWt.

Palabras clave: cuenca de Sabinas, Coahuila, prospección geotérmica, calor disponible, geotermometría, energía geotérmica.

Abstract

Mexico, due to its geological and tectonic evolution, presents a variety of geothermal resources. The evidences of this is the hydrothermalism present throughout its territory and also its areas of high heat flux. For a proper development of these resources, it is important the characterization and study of these, even if they are located outside typically geothermal areas. Thus, this work studies the Escobedo area within the Sabinas basin, in the state of Coahuila, through geothermal prospecting.

The work consisted of a literature review and information analysis, including gas wells, within the area and the collection of samples from different bodies of water (hot springs, rivers and water wells) for chemical analysis of major elements and stable isotopes, in order to determine the origin, geochemical characteristics and the reservoir temperatures of the fluids, as well as the geothermal potential of the area.

The chemical analysis of major elements and stable isotopes indicates the presence of two types of water, calcium-sulfated and calcium bicarbonated with a meteoric origin, precipitating at altitudes similar to those present in the mountains that delimit the study area, discharging in faults and fractures near relief structures. The geothermometric temperatures in hot springs indicate an equilibrium value of $86.1 \pm 17.4^{\circ}\text{C}$ whose probable location is in the La Virgen formation, according to the lithologic information from the gas wells that also allowed estimating the geothermal gradient present in the zone with a value of $29.4 \pm 1.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Finally, the evidences classify the geothermal resource as low to medium temperature, whose technical exploitation potential, derived from the estimation of heat available in the rock using a Monte Carlo simulation, is 17.7 ± 7.9 MWt.

Key words: Sabinas basin, Coahuila, geothermal prospecting, available heat, geothermometry, geothermal energy.

Índice general

Créditos de la información petrolera	I
Agradecimientos	III
Resumen	V
Abstract	VII
Índice de figuras	XI
Índice de tablas	XIII
Introducción	1
Antecedentes y planteamiento del problema	1
Justificación	2
Hipótesis	2
Objetivos	2
Estructura de la tesis	3
1. Generalidades de la energía geotérmica	5
1.1. Sistemas geotérmicos	6
1.1.1. Sistemas hidrotermales convectivos	6
1.1.2. Sistemas de roca seca caliente o <i>Hot-dry rock</i> (HDR)	7
1.2. Exploración geotérmica	8
1.2.1. Estudios geológicos e hidrogeológicos	9
1.2.2. Estudios geoquímicos	9
1.2.3. Estudios geofísicos	11
1.3. Estado actual de la geotermia en el mundo	13
1.3.1. Generación de electricidad	14
1.3.2. Usos Directos	14
1.4. Estado actual de la geotermia en México	15
1.4.1. Generación de electricidad	15
1.4.2. Usos Directos	15
2. Descripción de la zona de estudio	17
2.1. Marco Geológico e hidrológico	17
2.1.1. Geología Regional	17
2.1.2. Geología Local	20
2.1.3. Estratigrafía	20

2.1.4. Hidrología	24
2.2. Parámetros meteorológicos	25
2.3. Manantiales y sitios de muestreo	26
2.4. Trabajos previos de exploración geotérmica	27
2.4.1. Cuatrociénegas: Cuenca adyacente a la zona de estudio	28
3. Metodología de investigación	31
3.1. Trabajo de gabinete: Búsqueda de información y selección de sitios de muestreo .	32
3.2. Campañas de muestreo	32
3.2.1. Preparación de equipo y material de muestreo	33
3.2.2. Medición de parámetros fisicoquímicos	34
3.2.3. Recolección de muestras de fluidos geotérmicos	34
3.3. Caracterización química e isotópica de fluidos: aniones, cationes y elementos traza	35
3.3.1. Descripción de las técnicas de análisis químico utilizadas	36
3.3.2. Hidrogeoquímica de fluidos	37
3.3.3. Isotopía de fluidos	39
3.4. Geotermometría y modelos de mezclado	40
3.4.1. Geotermómetros de solutos	41
3.4.2. Modelos de mezcla o dilución	45
3.5. Temperaturas de fondo y gradiente geotérmico	46
3.5.1. Datos	46
3.5.2. Ajuste de temperatura BHT	47
3.5.3. Gradiente geotérmico	47
3.6. Modelo Conceptual de la zona de estudio	47
3.7. Estimación volumétrica del calor disponible	48
3.7.1. Método volumétrico	48
3.7.2. Simulación Montecarlo y distribuciones de probabilidad	50
3.7.3. Propiedades de la roca: Densidad, Cp y porosidad	51
4. Resultados y discusión	53
4.1. Geoquímica de los fluidos muestreados	53
4.1.1. Parámetros fisicoquímicos en los fluidos: pH, T, conductividad y alcalinidad	53
4.1.2. Análisis químicos y calidad de los análisis	57
4.1.3. Clasificación de los fluidos	59
4.1.4. Variabilidad química regional en la composición de los fluidos	61
4.2. Origen de los fluidos: Isotopía en muestras	66
4.3. Determinación de temperaturas de fondo	69
4.3.1. Estimación de temperaturas geotermométricas	69
4.3.2. Estimación de temperaturas estabilizadas de la formación	72
4.4. Gradiente geotérmico promedio de la zona de estudio	73
4.5. Profundidad del posible yacimiento	74
4.6. Modelo conceptual preliminar de la zona	75
4.7. Estimación de calor disponible en la zona de estudio	76
4.7.1. Potencial técnico en la zona de estudio	79
5. Conclusiones y recomendaciones	81
Bibliografía	85

Índice de figuras

1.1. Modelo conceptual de un yacimiento hidrotermal, modificado de Toth and Bobok (2017) por Santos Raga (2019)	7
1.2. Modelo conceptual esquemático de un sistema de roca seca caliente. Figura modificada de Dickson and Fanelli (2004b).	8
2.1. Mapa regional de elementos estructurales y volcánicos incluyendo zona de estudio, modificado de Chávez-cabello et al. (2005) y González et al. (2007). En el se muestran las estructuras geológicas principales como la falla de San Marcos (FSM) y La Babia (FLB) ambas separando a los altos de basamento como el Bloque de Coahuila (BC) y la Península Burro peyotes (PBP) delimitando a la cuenca de Sabinas (CS), Se muestran también los campos volcánicos La esperanzas (CVLE), Ocampo (CVO) y Las coloradas (CVLC), además de los volcanes El piojo y La víbora Aranda-Gómez et al. (2005). El lineamiento <i>A-A'</i> (Fig. 2.2) se reporta en el trabajo de Wolaver and Diehl (2011).	18
2.2. Sección estructural conceptual de la cuenca de Cuatrociénegas, incluyendo a la zona de estudio. Figura modificada de Wolaver and Diehl (2011).	19
2.3. Área de estudio y puntos de muestreo: Tajo Inundado (TC), Río Salado (RS), Borregas I (B1), Borregas III (B3), Manantial Escobedo (ME), Noria (NR), Ejido Bucareli (EB), Manantial Termal (MT), Manantial Azufrosa (MA) y pozo Monclova-22 (KM). El lineamiento <i>A-A'</i> fue tomado de la Carta Geológico-Minera Nueva Rosita (G14-1).	21
2.4. Columna Crono-estratigráfica de la cuenca de Sabinas, modificado de Goldhammer (1997) y tomada de Lamadrid (2007).	24
3.1. Medición de parámetros fisicoquímicos en campo.	34
3.2. Recolección de muestra cruda durante la campaña de muestreo de 2018.	35
3.3. Diagrama δD vs $\delta^{18}O$, donde se muestra la firma isotópica de aguas con diferentes orígenes. Diagrama modificado de Güleç (2013) por Santos Raga (2019).	39
4.1. Temperatura superficial del agua en los sitios muestreados	54
4.2. Valores de pH del agua en los sitios muestreados	55
4.3. Conductividad eléctrica del agua en los sitios muestreados	55
4.4. Parámetros fisicoquímicos en muestras subterráneas (se excluyen cuerpos superficiales; TC y RS)	56
4.5. Contenido iónico y balance de cargas de las muestras	57
4.6. Diagrama de Schoeller con los principales constituyentes de las muestras de 2020	59
4.7. Diagrama de clasificación de Piper	60
4.8. Diagrama ternario de aniones para cada uno de los sitios muestreados (Cl , SO_4 , HCO_3)	61
4.9. Diagramas de Stiff de los sitios muestreados (feb-2020) dentro de la zona de estudio	62

4.10. Distribución de elementos mayores (aniones) y sílice (SiO_2) en manantiales y pozos de la zona de estudio (feb-2020)	64
4.11. Distribución elementos mayores (cationes) en manantiales y pozos de la zona de estudio (feb-2020)	65
4.12. Gráfica de δD vs $\delta^{18}\text{O}$ de los sitios muestreados: Manantiales, ríos y pozos de la zona de estudio	66
4.13. Distribución de isótopos estables en muestras subterráneas (feb-2020)	67
4.14. Mapa digital de elevación, incluyendo las muestras con su respectiva altitud de precipitación.	68
4.15. Diagrama de equilibrio de Gigenbach	70
4.16. a) Diagramas de caja de las estimaciones de temperatura de yacimiento en los sitios de muestreo y b) agrupando todas las estimaciones después del tratamiento estadístico.	71
4.17. Modelo de mezcla Entalpía-Sílice para las aguas de la zona, la curva de solubilidad del cuarzo fue obtenida de Fournier and Potter (1982)	72
4.18. Mapa de distribución del gradiente geotérmico a partir de BHT de pozos de gas dentro de la zona de estudio	74
4.19. Estimación de calor disponible por escenario	79

Índice de tablas

1.1. Estadísticas de los usos directos de la geotermia en México. Datos tomados de Gutiérrez-Negrín et al. (2020) y actualizados hasta el 30 de junio de 2020	16
2.1. Datos anuales climatológicos dentro de la zona de estudio, obtenidos de la página <i>Información Estadística climática</i> (CONAGUA, 2021).	25
2.2. Anomalías geotérmicas dentro de la zona de estudio de este trabajo. Datos tomados de la tabla no.10 en Torres Rodríguez et al. (1993).	27
4.1. Parámetros fisicoquímicos de los sitios muestreados	54
4.2. Composición química de las aguas colectadas en la zona de estudio. Muestreos en julio de 2018 y febrero de 2020 (elementos en <i>mg/l</i> e isótopos estables reportados como 0/00 relativo el estándar VSMOW).	58
4.3. Datos de isótopos y altitud de recarga es muestras. Se incluyen coordenadas de localización como referencia.	67
4.4. Resultados de la aplicación de 10 geotermómetros de solutos a las muestras termales de la zona de estudio. Temperaturas de yacimiento estimadas en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$).	69
4.5. Datos pozo Monclova-22	73
4.6. Información de pozos de gas dentro de la zona y su respectivo gradiente geotérmico.	74
4.7. Distribuciones de probabilidad en las variables	77
4.8. Resultados de la simulación Monte Carlo para el cálculo de calor disponible en la roca. Límites a $\alpha=0.05$ y valores en MJ	77
4.9. Porcentajes de contribución de análisis ANOVA de las contribuciones de cada variable para el calculo de Calor disponible por Monte Carlo	78
4.10. Potencia instantánea con periodo de aprovechamiento de 30 años y porcentaje de recuperación del calor del 2 %. Límites a un nivel de significancia $\alpha = 0.05$. Valores en MWt	80

Introducción

El acelerado uso de combustibles fósiles para la obtención de energía ha derivado en un aumento de emisiones de gases de efecto invernadero, siendo estos responsables del cambio climático e indirectamente de la degradación de la calidad de vida de las personas y del ambiente que las rodea. Así, resulta necesario y urgente disminuir estas fuentes de contaminación y sustituirlas por opciones que tengan un menor impacto sobre el ambiente y que a su vez, beneficien a los diferentes grupos que se involucran en su uso, considerando los ejes social, ambiental y económico de la sustentabilidad.

México, al adherirse al Tratado de París, se ha planteado reducir un 50 % sus emisiones para 2050 como lo dicta la *Ley General de Cambio Climático* (DOF, 2012) y así transitar hacia una matriz más limpia. Dentro de las opciones energéticas que tiene para lograrlo, se encuentra la energía geotérmica, cuyo desarrollo se encuentra en una etapa madura, en donde México ha aprovechado sus recursos desde hace más de 60 años (Burgos and Arellano Gómez, 1998), ocupando en 2020 el sexto lugar a nivel mundial en generación de energía geotérmica, con una capacidad instalada de 1,005.8 MWe (Huttrer, 2020).

Como país privilegiado respecto a recursos energéticos renovables, México tendrá que aprovechar y trabajar en la estimación y desarrollo de estos recursos, aprovechando las diferentes sinergias y características que existen entre ellos, con el fin de lograr una matriz energética diversificada, resiliente y con menor impacto sobre el medio ambiente y las personas.

Antecedentes y planteamiento del problema

México es un país con abundantes recursos geotérmicos, derivados de la evolución geológica y de los diferentes procesos tectónicos que han influido en el desarrollo de su territorio. La mayoría de los campos y aprovechamientos geotérmicos que se tienen actualmente en el país corresponden a zonas de convergencia de placas tectónicas. Sin embargo, la presencia de manifestación hidrotermales se distribuye dentro de todo el territorio, de acuerdo con el trabajo publicado por Iglesias et al. (2015) en donde se reporta la identificación de 2,376 manifestaciones hidrotermales, ubicadas mayormente dentro del cinturón Volcánico Mexicano.

Por otro lado, históricamente la exploración y aprovechamiento de los recursos geotérmicos en México han sido enfocados primordialmente a los recursos de alta entalpía para generación eléctrica y que por su génesis se encuentran en zonas con un magmatismo reciente o áreas tectónicamente activas. Las manifestaciones que se encuentran fuera de estas áreas de interés y que podrían estar asociadas a recursos de baja entalpía no han sido estudiadas a detalle para determinar su potencial de aprovechamiento. Dentro del estado de Coahuila y para ser más específicos, en la cuenca de Sabinas, existen diferentes manifestaciones hidrotermales que actualmente se aprovechan para

la balneología, pero su estudio como posibles zonas de aprovechamiento geotérmico, más allá de estos usos, no ha sido evaluado.

Tomando como base lo anterior, la falta de estudios y de información referente a las manifestaciones hidrotermales limita el desarrollo de los recursos geotérmicos nacionales, ya que sus incertidumbres asociadas obstaculizan la toma de decisiones, su uso óptimo y su aprovechamiento. Estas limitaciones se incrementan fuera de zonas "típicamente geotérmicas", disminuyendo la probabilidad de desarrollar proyectos que aprovechen esta energía y permitan un desarrollo local o regional, tanto en el plano económico, ambiental y social.

Justificación

Para potenciar el desarrollo de la geotermia en México, es necesario realizar estudios de prospección en las diferentes localidades geotérmicas existentes, con el fin de reducir las incertidumbres respecto a las estimaciones del potencial geoenergético de sus recursos y así incrementar el uso de este tipo de recursos. En el Noreste (NE) de México y en específico dentro de la cuenca de Sabinas, se encuentran diversas manifestaciones hidrotermales y pozos artesianos que no han sido estudiados para determinar su potencial geotérmico ni las posibles opciones para su aprovechamiento.

Siguiendo con esta línea, la presente investigación estudia una zona con manifestaciones hidrotermales ubicadas en el estado de Coahuila y dentro de la cuenca de Sabinas, a través de la prospección geoquímica y el análisis de la información existente. El objetivo ha sido determinar las principales características químicas y origen de sus aguas, la relación de estas con la geología presente y así estimar el posible potencial geotérmico existente en la zona.

Las manifestaciones hidrotermales en la zona, no han sido estudiadas a detalle, por lo que establecer una línea base de información para futuros trabajos de investigación que se interesen en el aprovechamiento de estos recursos resulta de importancia, aportando información relevante sobre el recurso geotérmico disponible en la zona y a su vez, mejorando el conocimiento de las manifestaciones hidrotermales en el NE de México, y en específico dentro de la cuenca de Sabinas en el estado de Coahuila. Dicha información podría ser el punto de partida para el aprovechamiento de estos recursos que podrían potenciar el desarrollo económico de la zona, sin perder de vista los procesos sociales y ambientales que requieren ser atendidos.

Hipótesis

Los fluidos producidos en los manantiales de la zona de Escobedo Coahuila presentan huellas geoquímicas de origen magmático tipificadas por un sistema geotérmico de baja a mediana temperatura con potencial de explotación.

Objetivos

Objetivo general

Realizar estudios preliminares de prospección geotérmica para caracterizar, clasificar y entender el origen geoquímico de las manifestaciones hidrotermales en la zona de Escobedo Coahuila, como

posible zona de interés geotérmico, así como la estimación del probable potencial geotérmico de la zona.

Objetivos específicos

- Determinar la huella isotópica y geoquímica los fluidos producidos en el sistema geotérmico de la zona de Escobedo (Coahuila).
- Clasificar y determinar el origen del fluido producido en las manifestaciones termales a través del análisis isotópico de oxígeno-18 (^{18}O) y Deuterio (D).
- Determinar las temperaturas de fondo de yacimiento más probables mediante estudios geotermométricos.
- Proponer un modelo preliminar del sistema geotérmico de la zona de Escobedo (Coahuila).
- Estimar el potencial geotérmico de la zona con escenarios probabilísticos.

Estructura de la tesis

En el primer capítulo se presentan los principales conceptos relacionados a la energía geotérmica, la clasificación del recurso, algunas técnicas empleadas en la exploración de recursos geotérmicos, así como el estado actual de esta energía en México y en el mundo, tanto en generación eléctrica como en usos directos.

En el segundo capítulo se describe la zona de estudio a través de la revisión bibliográfica realizada. Se aborda la geología regional y local, la estratigrafía, así como la hidrología y climatología. En este capítulo se incluyen reseñas de trabajos referentes a la energía geotérmica dentro o en cercanía a la zona de estudio.

En el tercer capítulo se describe la metodología seguida para el desarrollo de esta tesis que incluye la recopilación, tratamiento y análisis de la información y datos obtenidos.

En el cuarto capítulo se presentan y discuten los principales resultados obtenidos del procesamiento de los datos.

Por último, en el quinto capítulo se presentan las principales conclusiones de este trabajo, así como las recomendaciones para trabajos a futuro.

Capítulo 1

Generalidades de la energía geotérmica

La Tierra es un sistema dinámico que transfiere calor y masa desde su interior hacia la superficie, cuyo origen proviene del calor residual de la tierra implicado en su formación, hace más de 4500 millones de años, y el generado a través del decaimiento de elementos radioactivos dentro de la corteza (Shih, 1971). Este transporte de masa y energía se manifiesta por medio del movimiento de las placas tectónicas que a su vez generan zonas con actividad volcánica, zonas de debilidad cortical o intrusiones de magma, siendo en estas zonas donde se pueden medir valores de flujo de calor mayores al promedio de la superficie que es de $87 \pm 2 \text{ mW/m}^2$ (Stein, 1995; Glassley, 2012). Este calor eleva la temperatura de las diferentes capas de rocas en la profundidad que por su permeabilidad, en ocasiones albergan fluidos (agua) que escapan a la superficie en forma de manifestaciones hidrotermales, como manantiales, fumarolas, géiseres, etc...

Estas manifestaciones termales y la energía que contienen, se conocen como energía geotérmica. Tomando como referencia la definición publicada por Santoyo Gutiérrez and Torres Alvarado (2010) definimos a la energía geotérmica o la geotermia como el estudio y/o aprovechamiento de la energía térmica de la Tierra que por procesos de transferencia de masa y de calor, es llevada desde el interior de la Tierra hacia la superficie para su aprovechamiento. Esta energía ha sido aprovechada desde tiempos antiguos por el hombre para satisfacer sus necesidades, ya sea para calentarse, bañarse o incluso cocinar (Limberger et al., 2018).

El aprovechamiento de la energía geotérmica actualmente va desde la producción de electricidad, hasta el aprovechamiento del calor directamente en procesos industriales o en calefacción de espacios (mejor conocidos como usos directos). La generación eléctrica ha sido aprovechada comercialmente desde 1913, con la primera planta geotérmica puesta en operación en Lardereello, Italia (Fridleifsson, 2001), siendo el siglo XX el período cuando hubo un despliegue en el aprovechamiento de la energía geotérmica a gran escala, ya sea para calefacción de espacios o generación eléctrica (Fridleifsson, 2001).

Por la escala temporal del recurso y si se aprovecha de manera sustentable, la energía geotérmica se considera una energía renovable, la tecnología implicada en su explotación es madura y resulta atractiva por sus altos factores de capacidad, siendo de los más altos en las energías renovables (Tomasini-Montenegro et al., 2017). Sin embargo, el costo y los elevados niveles de riesgo existentes durante las fases de exploración han lastrado su crecimiento en los últimos años en comparación con otras fuentes renovables, por lo que es necesario hacer esfuerzos para incrementar la participación de esta energía en la matriz energética mundial.

1.1. Sistemas geotérmicos

El aprovechamiento de la energía geotérmica depende de la existencia de elementos que en conjunto conforman a un sistema geotérmico. Estos elementos son una zona de roca permeable llamada yacimiento (existente de forma natural o creada), una capa de roca sello (impermeable) que cubre al yacimiento y un fluido que circulará y será calentado en esta zona (Barbier, 1997), todo esto a una temperatura y profundidad adecuada para la explotación. Tomar en cuenta estos elementos y sus propiedades juega un papel importante en la caracterización, evaluación y desarrollo del recurso geotérmico (Williams et al., 2011).

De acuerdo con la definición de Moeck (2014) y modificada por Williams et al. (2011), se puede definir a un sistema geotérmico como una zona con características geológicas donde una parte de la energía térmica de la Tierra puede ser extraída por medio de fluidos que circulan inducida o naturalmente dentro de un yacimiento y que son transportados hacia un punto de aprovechamiento.

Existe una variedad de parámetros termodinámicos y geoquímicos para clasificar los sistemas geotérmicos, como lo son la temperatura, entalpía, estado físico del fluido circulante, así como la fuente de calor. A continuación se describen dos clasificaciones para sistemas geotérmicos que toman en cuenta el régimen de transferencia de calor dentro del yacimiento y el fluido que naturalmente circulan dentro de este.

1.1.1. Sistemas hidrotermales convectivos

Sistemas cuyos yacimientos producen agua líquida o en forma de vapor. Generalmente el agua en estos yacimientos tiene un origen meteórico, infiltrándose por fallas y fracturas hasta llegar a la fuente de calor donde es calentada (ver figura 1.1). La convección es el mecanismo de transferencia de calor que domina en estos sistemas pues la diferencia de densidad en los fluidos dentro del yacimiento permite un mayor movimiento de masa (Barbier, 1997). Estos sistemas son los que presentan mayores manifestaciones hidrotermales, lo que hace fácil su identificación y a su vez, son los sistemas que mayormente se explotan actualmente.

Los sistemas hidrotermales, de acuerdo con el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés), se pueden clasificar en tres categorías basadas en la temperatura del yacimiento (Williams et al., 2011):

- Sistemas de baja temperatura

El recurso se encuentra a una temperatura menor a 90 °C y contienen agua únicamente en estado líquido. Puede que no contengan una capa de roca sello y que el calor provenga únicamente del gradiente geotérmico normal de la Tierra. Resultan de interés económico si el yacimiento no se encuentra a más de 2 Km de profundidad. Se encuentran distribuidos en mayor proporción del planeta (Barbier, 1997) y su aprovechamiento se enfoca más a los usos directos.

- Sistemas de mediana temperatura

Presentan temperaturas de 90 a 150 °C y generalmente producen agua líquida y presurizada. Son sistemas que pueden ser aprovechados para generación eléctrica por medio de plantas de ciclo binario o bien, para usos directos.

- Sistemas de alta temperatura

Sistemas con temperaturas mayores a 150 °C, pudiendo producir tanto agua líquida como vapor o una mezcla de estos. La transferencia de calor (conductiva y convectiva) es mayor en estos sistemas y son los que presentan mejores características para la producción de electricidad. La mayoría de estos sistemas se localizan en zonas tectónicamente activas o sobre zonas de subducción de las placas tectónicas (Elders and Moore, 2016).

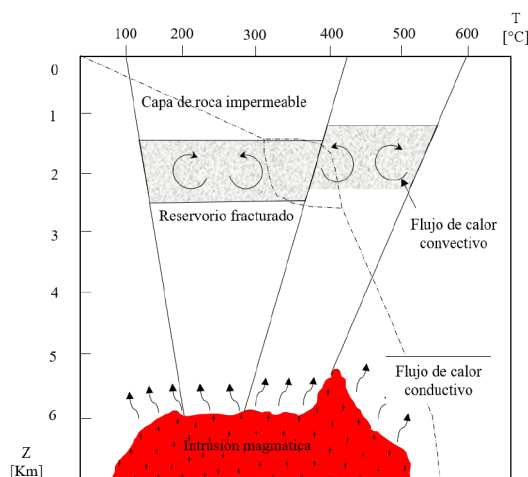


Figura 1.1: Modelo conceptual de un yacimiento hidrotermal, modificado de Toth and Bobok (2017) por Santos Raga (2019)

1.1.2. Sistemas de roca seca caliente o *Hot-dry rock* (HDR)

Cuando se adoptan acciones de ingeniería avanzada, los sistemas geotérmicos no hidrotermales son también conocidos como sistemas mejorados o EGS por su acrónimo en inglés. Son sistemas que técnicamente pueden ser encontrados a cualquier profundidad en la cual el volumen de roca presenta altas temperaturas atractivas para su aprovechamiento, pero que carecen de la permeabilidad necesaria para la producción sustentable de fluidos geotérmicos (Elders and Moore, 2016). El fenómeno de transferencia de calor predominante es el conductivo y la fuente de calor puede provenir de vulcanismo reciente, intrusiones magmáticas o del gradiente normal de la Tierra.

Para poder aprovechar esta energía, es necesario estimular o crear un yacimiento a través del fracturamiento químico, hidráulico o sísmico, con el objetivo de inyectar un fluido que transporte el calor hasta un punto de aprovechamiento (Pozos productores) y que una vez aprovechado este calor, el fluido sea reinyectado en pozos reinyectores para volver a iniciar el ciclo (Fig. 1.2). El fracturamiento hidráulico puede hacerse desde ambientes de baja porosidad y baja permeabilidad en rocas cristalinas, hasta en ambientes sedimentarios de alta porosidad y baja permeabilidad (Williams et al., 2011).

Actualmente no hay proyectos de este tipo que produzcan de manera comercial, sin embargo distintos proyectos demostrativos han sido desarrollados (Lu, 2018).

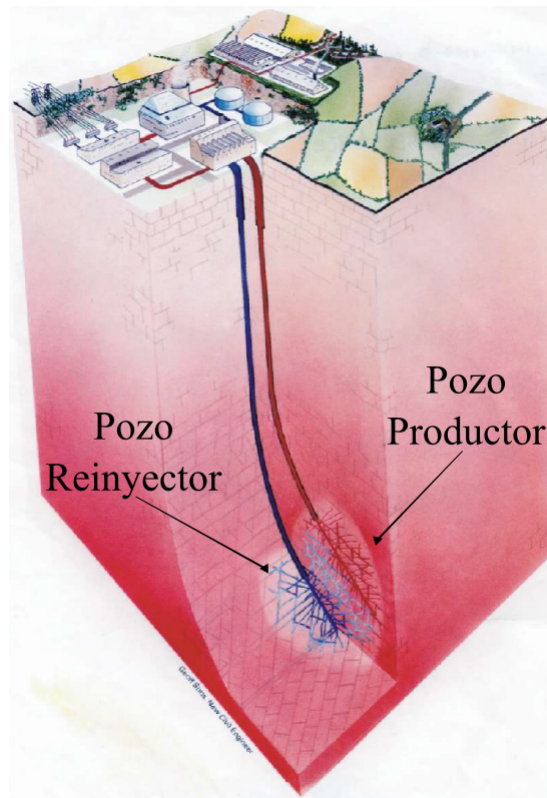


Figura 1.2: Modelo conceptual esquemático de un sistema de roca seca caliente. Figura modificada de Dickson and Fanelli (2004b).

1.2. Exploración geotérmica

Para poder desarrollar o aprovechar un recurso geotérmico, se necesitan realizar estudios, ya sea de gabinete o en campo, que de manera sistemática permitan establecer un conocimiento base para la toma de decisiones en cuanto a la disponibilidad y el posible aprovechamiento del recurso. Estos estudios tienen el propósito de determinar las características del sistema geotérmico, su tamaño, el tipo de fluidos que hay en el yacimiento, composición química, entre otras características, con el fin de disminuir los riesgos e incertidumbres asociados a la posible explotación del sistema. (Dickson and Fanelli, 2004a; Prol-Ledesma, 2001). Cada sistema geotérmico es diferente, por lo que también lo serán los estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos y su integración útil para poder generar información confiable.

De forma general, la exploración geotérmica se divide en dos fases, aplicando en cada una de ellas diferentes métodos para la obtención y análisis de información. La primera se encarga de recabar y evaluar la información existente y en la segunda fase de generar información a partir de las visitas a campo en las zonas geotérmicas promisorias (Torres Rodríguez et al., 1993). Una vez concluida la fase de exploración, se evalúa la factibilidad de continuar a fases más avanzadas de desarrollo como la perforación de pozos, apoyándose en la información que se generó durante la fase de exploración.

Los estudios que se realizan durante la exploración, ya sea en la fase de gabinete o de campo, pueden dividirse en tres categorías que se describen a continuación:

1.2.1. Estudios geológicos e hidrogeológicos

El objetivo de estos estudios es describir y entender las principales características geológicas e hidrológicas de la zona de estudio y así, guiar de mejor manera las siguientes fases de exploración. Entender la hidrología, la geología y la relación de estas dentro de la zona de estudio, además de la afectación que sufren por la tectónica regional, son elementos de suma importancia para entender el sistema geotérmico que se quiera evaluar (IGA, 2014). La información utilizada en estos estudios puede provenir de dos procesos: De la revisión bibliográfica (trabajo de gabinete) de la zona y/o de datos generados durante el trabajo de campo.

En la revisión bibliográfica se consulta la información existente: cartas o mapas geológicos e hidrológicos de la zona, cartas topográficas, imágenes satelitales, reportes sobre el estado de los acuíferos, estudios previos relacionados a la actividad geotérmica, entre otros. Si en la zona ya se han realizado perforaciones se deberá consultar dicha información, agregando información litológica o de cortes transversales a profundidad.

La información recabada en la revisión se integra y analiza, permitiendo hacer primeras interpretaciones sobre los procesos que pudiesen explicar el origen de las manifestaciones termales. Se elabora también mapas preliminares de las zonas o sitios con alteración y/o manifestaciones hidrotermales, los rasgos geológicos y estructurales, los cuerpos de agua superficiales (Ríos, lagunas o bordos) y cualquier otra información que se considere importante para el trabajo de campo. Una vez realizada esta fase, se planea el trabajo de campo enfocada a zonas de interés (Prol-Ledesma, 2001).

El trabajo de campo consiste en corroborar las características de la zona descritas en el trabajo de gabinete y aportar información adicional sobre los procesos geológicos e hidrológicos presentes en la zona de estudio. En el trabajo de campo se localizan las manifestaciones hidrotermales y se hace una descripción de sus características y ubicación, se describen las rocas que afloran y de ser posible se recolectan muestras de estas para estudios petrofísicos (Quijano León, 2007).

El resultado de aplicar estas técnicas será la creación de un mapa o plano geológico, donde principalmente se deben incluir las estructuras geológicas sobresalientes, así como la ubicación de las manifestaciones y alteraciones hidrotermales. Toda esta información servirá de referencia para guiar los trabajos de exploración siguientes (Prol-Ledesma and Morán-Zenteno, 2019). Estos estudios podrían ser usados en fases más avanzadas de exploración, aportando información relevante a los ingenieros de yacimiento y producción (Dickson and Fanelli, 2004a).

1.2.2. Estudios geoquímicos

Tienen por objetivo estudiar las características químicas de los diferentes fluidos que emanan de un sistema geotérmico, así como los procesos de alteración que se producen en las rocas por las que emanan o emanaron. La información que se genera en esta etapa de estudios es muy útil para entender las temperaturas, el tamaño del yacimiento, las características principales del fluido almacenado, así como la determinación del origen probable de los fluidos (Dickson and Fanelli, 2004a).

El análisis químico de cationes y aniones en muestras líquidas ayuda a determinar los principales procesos de interacción agua-roca dentro de las litologías del yacimiento, además de permitir realizar los análisis geotermométricos para estimar las temperaturas probables. La determinación y análisis de isótopos estables pueden ofrecer información sobre las zonas de recarga y origen de los fluidos.

Los estudios geoquímicos son importantes por el tipo de información que aportan sobre el sistema que se estudie, además su realización implica un costo menor comparado con otro tipo de estudios. Es recomendable realizar estos estudios en las etapas de prefactibilidad y prospección geotérmica (Dickson and Fanelli, 2004a), pudiendo realizarse simultáneamente con los estudios geológicos (Barbier, 1997).

La información generada durante esta fase podría incluir la distribución de temperaturas dentro del sistema geotérmico, los intervalos de temperaturas probables para el yacimiento, un modelo de mezcla para las aguas que emanan y la identificación de incertidumbres y falta de datos que deben abordarse en nuevas campañas de exploración (IGA, 2014).

Las fases dentro de los estudios geoquímicos de manera general se dividen en tres y se describen a continuación:

Muestreo de fluidos (Agua y vapor/gases)

Se realizan en manifestaciones termales activas (p. ej. manantiales, fumarolas, suelos vaporizantes) y en pozos. También incluye el muestreo de agua natural (Ríos, manantiales fríos, lagos), ya que ayudan a determinar procesos de mezcla o de filtración dentro del sistema.

Se inicia con la preparación de los materiales para el muestreo y el lavado químico de las botellas de muestreo con ácido, la preparación de reactivos químicos y la calibración de equipos de medición, etc... En campo se registra la temperatura, conductividad eléctrica y el pH de los fluidos. La recolección de muestras debe realizarse de forma estandarizada y cuidando conservar la calidad de las muestras (Nicholson, 1993). Para la recolección de gases, se utilizan botellas evacuadas del tipo Giggenbach. Una mejor descripción de las técnicas de muestreo se hace en el capítulo de metodología (Cap. 3).

Análisis de muestras

Las muestras se analizan en laboratorios especializados donde de forma general se busca cuantificar la composición de los iones principales e isótopos estables presentes en los fluidos colectados. Estudios más especializados como la determinación de elementos traza también puede ser útiles. Entre las principales técnicas utilizadas en el análisis químico están la cromatografía de Iones y la espectrometría de masas con acoplamiento inductivo de plasma (ICP-MS).

Representación y análisis de los resultados de laboratorio

Durante esta fase se presenta la información ya sea de forma gráfica o esquemática. Antes de hacer cualquier representación o interpretación es necesario evaluar la calidad de los análisis químicos a través de un balance de cargas, en donde la diferencia entre la cantidad de aniones y cationes no exceda el 10 % de error (Nicholson, 1993).

Diversas herramientas gráficas como diagramas ternarios, diagramas de Stiff, o mapas de distribución de elementos (diagramas de Shoeller) pueden ser utilizadas para representar la información obtenida. En el caso de la estimación de temperaturas, las herramientas más comúnmente utilizadas son los geotermómetros de solutos, los cuales se basan en reacciones de equilibrio entre minerales y fluidos. También es posible evaluar la mezcla de fluidos mediante modelos termodinámicos de Sílice-Entalpía, Cloro-Entalpía, entre otros. El origen de los fluidos se investiga

mediante el análisis de isótopos estables y su interpretación. La integración de la información y su representación puede responder a incógnitas relacionadas con la mezcla, estado de los fluidos en el yacimiento, así como procesos de dilución (IGA, 2014).

1.2.3. Estudios geofísicos

Se enfocan en estudiar las variaciones de las propiedades físicas de la Tierra por medio de mediciones de parámetros físicos como la temperatura, conductividad eléctrica, la velocidad de propagación de ondas elásticas, la densidad y la susceptibilidad magnética (Dickson and Fanelli, 2004a). Esto permite inferir propiedades relevantes de los fluidos y las rocas que los contienen, así como la existencia y geometría de los posibles yacimientos con cierto nivel de confianza y como prerequisite para la perforación de pozos exploratorios (IGA, 2014). Estos estudios tienen un costo mayor que los descritos anteriormente por lo que es recomendable hacerlos en las últimas fases de exploración y cuando ya se disponga de los estudios geológicos y geoquímicos.

El estudio de las discontinuidades o anomalías en algunas propiedades físicas de los sistemas geotérmicos (Domra Kana et al., 2015) permite conocer mejor el sistema y corroborar la información que se ha generado previamente. Ejemplos de anomalías pueden ser: valores altos de flujo de calor relacionadas con una fuente de calor, bajas resistividades eléctricas relacionadas con la presencia de fluidos o alteración hidrotermal, o en el caso de la gravedad, anomalías con valores bajos relacionadas a depresiones como calderas.

Así, existen distintos métodos que permiten medir las propiedades físicas y así identificar estas anomalías. A continuación se describen algunos métodos:

Métodos sísmicos

Estos métodos pueden dar información sobre la ubicación de estructuras en el subsuelo, como fallas y discontinuidades en las diferentes capas de roca (IGA, 2014).

Están basadas en la medición de las velocidades de las ondas sísmicas, las cuales sufren cambios dependiendo de las propiedades de la roca (compresibilidad, rigidez, densidad, etc.). Al existir un cambio de tipo de roca o material, una parte de la energía de la onda se refracta mientras que otra parte es reflejada. Estas ondas se clasifican generalmente en dos tipos; ondas primarias (P) y ondas secundarias (S). Las ondas P se caracterizan por un movimiento de las partículas en la misma dirección de la propagación, mientras que en las ondas S el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de la propagación de la onda (Quijano León, 2007).

Estos métodos se pueden clasificar a su vez en dos tipos, dependiendo de la forma de generación de estas ondas:

- **Métodos activos: Reflexión sísmica** Usados mayormente en ambientes sedimentarios y en la industria petrolera. Las ondas sísmicas son generadas artificialmente con vibradores de gran masa o explosivos y las ondas reflejadas por las diferentes capas de roca son registradas con dispositivos en superficie. Estos estudios pueden ser configurados para obtener perfiles sísmicos 2D o 3D.
- **Métodos pasivos:** Se basan en el movimiento natural de la Tierra, como sismos, tremores volcánicos o algún otro movimiento telúrico. El registro de estas señales se realiza con sismógrafos cuyas observaciones se deben realizar a lo largo de un gran periodo de tiempo

con el fin de generar datos de calidad. Los tamaños y profundidades de los canales por los cuales puede circular un fluido pueden ser registrados con este método (IGA, 2014).

Métodos gravimétricos

Enfocados en estudiar las variaciones del campo gravitacional de la Tierra causadas por cambios en la densidad y estructura de las rocas que se encuentran en el subsuelo (Barbier, 1997). La medición de la gravedad se hace por medio de gravímetros distribuidos en la zona de estudio o bien sobre vehículos que sobrevuelan la zona de estudio.

Los datos obtenidos en estos levantamientos se procesan y corrigen debido a efectos como la altitud, latitud, efecto Bouger, o efectos de mareas. Estas correcciones se hacen para desprestigiar todas las variaciones de la gravedad para obtener una interpretación sobre la densidad de las rocas en la profundidad considerando un mismo nivel de referencia (Domra Kana et al., 2015).

El resultado de estos estudios es un mapa de anomalía gravimétrica en el que se muestran las variaciones del campo gravimétrico asociadas a estructuras geológicas de interés en la exploración geotérmica (IGA, 2014).

Es necesario mencionar que el modelado de los datos gravimétricos no tiene una solución única, por lo que el modelo debe ajustarse con datos de geología y tectónica de la zona, para obtener un modelo más confiable (Quijano León, 2007).

Métodos eléctricos

Se basan en la medición de la conductividad eléctrica de la Tierra. Esta propiedad se ve afectada por la presencia de agua en los poros de la roca y por la salinidad y/o temperatura de esta (Barbier, 1997).

Estos métodos aplican una corriente eléctrica de muy baja frecuencia en el terreno a través de electrodos, mientras que las diferencias de voltaje asociadas a las rocas se registran en otros electrodos receptores. Las variaciones de voltaje se traducen en mediciones de resistividad del terreno que generalmente se presentan en perfiles de resistividad (Quijano León, 2007).

Los métodos más comunes son los sondeos eléctricos verticales o los sondeos tipo dipolo-dipolo. Las diferencias entre cada uno de los tipos de sondeos radican en la configuración y posición de los electrodos.

Métodos electromagnéticos

Son utilizados para determinar la resistividad de las diferentes capas de roca mediante la medición de campos electromagnéticos secundarios o inducidos. Estos métodos ofrecen mayores profundidades de penetración comparados con los métodos eléctricos (Barbier, 1997).

Se pueden clasificar tomando la fuente estos campos electromagnéticos, ya sea de forma artificial o natural. Se describe a continuación esta clasificación:

- **Métodos electromagnéticos de fuente controlada:** Son métodos activos que inducen una señal electromagnética en el subsuelo y se basan en la aplicación de las leyes de Maxwell. De forma general estos métodos consisten en un arreglo de bobinas. Se configura una bobina en superficie en la que circulará una corriente eléctrica por un periodo de tiempo. En el

instante en que deja de circular corriente en la bobina primaria, se genera una corriente inducida en el subsuelo con su respectivo campo magnético. Este campo magnético decae en segundos y es registrado en superficie por una bobina secundaria. Las propiedades del campo inducido y el tiempo de decaimiento dependen de la resistividad de las rocas (IGA, 2014).

- **Magnetoteléurico** Es un método pasivo que mide las corrientes inducidas en el subsuelo debido a afectaciones al campo magnético terrestre (viento solar, rayos, etc.). La amplitud, fase y relación entre la dirección de los campos magnéticos y eléctricos dependen de la conductividad eléctrica de las rocas a la profundidad (Quijano León, 2007). Durante estos sondeos, se utilizan electrodos y magnetómetros enterrados en el suelo que registran estas señales que son procesadas y representadas como tensores de impedancia que se relacionan a la resistividad aparente de las rocas (IGA, 2014).

Métodos magnéticos

Se basan en la medición de las variaciones del campo magnético producidas por anomalías magnéticas relacionadas con la presencia de minerales ferromagnéticos en las rocas. Los resultados de estos métodos se presentan en un mapa de anomalía magnética que presenta las principales estructuras geológicas relacionadas a estas anomalías, por ejemplo, intrusiones magmáticas o cuerpos mineralizados (IGA, 2014).

Los instrumentos utilizados en estos métodos son los magnetómetros, los cuales miden el campo magnético total en superficie o mediante levantamientos aéreos para abarcar áreas más grandes.

1.3. Estado actual de la geotermia en el mundo

La geotermia es un recurso que se puede encontrar en cualquier parte del mundo, despachando energía de manera continua y sin variabilidad, ventaja respecto a otro tipo de energías renovables como la solar y la eólica. Otras ventajas son sus altos factores de capacidad y un uso menor de superficie para su aprovechamiento.

A pesar de ser una tecnología madura y que se ha aprovechado desde hace décadas, su crecimiento ha sido menor en comparación con otras fuentes renovables. De acuerdo con el reporte de seguimiento de la Agencia Internacional de Energía (IEA, 2021), la geotermia no se encuentra en camino a lograr el escenario de desarrollo sustentable, el cual requeriría, al menos en cuanto a generación eléctrica, un crecimiento promedio anual del 13 % en el periodo 2021-2030 (3.6 GW de adición promedio por año). En el caso del aprovechamiento del calor de proceso industrial, en 2020 exhibió un crecimiento muy pequeño comparado con los registrados en los últimos 7 años (IEA, 2020a).

El desarrollo de mecanismos para disminuir los riesgos en fases exploratorias y la creación de marcos regulatorios adecuados, también son necesarios para incrementar la penetración de esta energía, tanto en el caso de energía eléctrica como del calor geotérmico. A su vez, esto podría mejorar debido al creciente interés de compañías petroleras que ven en la geotermia un nicho de oportunidad para diversificar sus actividades e ingresos, tomando ventaja de la experiencia que tienen en la perforación de los pozos (IEA, 2021).

1.3.1. Generación de electricidad

De acuerdo con datos de los últimos datos de la Agencia Internacional de Energía Renovable (IRENA, 2021a), en 2020 la capacidad instalada de energía geotérmica a nivel mundial, fue de aproximadamente 14 GWe, representando el 0.5 % de la capacidad instalada renovable de ese año. Otros trabajos de relevancia respecto al estado actual de la geotermia es el trabajo publicado por Huttner (2020), como parte de la actualización de estadísticas del *World Geothermal Congress*, en los cuales se reporta que la potencia instalada a principios de 2020 fue de 15.9 GWe.

En cuanto a producción eléctrica, los últimos datos proporcionados por IRENA(2021) indican que en 2020 se despacharon a la red 92,047 GWh, que equivaldrían al 1.32 % de la generación total de energía renovable en ese año (IRENA, 2021b). Por su parte, la IEA estima que la producción de energía geotérmica en 2021 sería de 100.09 TWh (IEA, 2020b).

Según Richter (2022), los tres principales países que aprovechan y tienen la mayor capacidad instalada son Estados Unidos, Indonesia y Filipinas con 3,722 MW, 2,276 MW y 1,918 MW, respectivamente.

Las perspectivas a futuro indican que la capacidad instalada a 2022 podría incrementarse un 7 % para llegar a los 16.5 GW. Kenia, Turquía y Filipinas serían los principales protagonistas de este incremento (IEA, 2020a).

1.3.2. Usos Directos

De acuerdo con datos publicados por Lund and Toth (2020), como parte de la actualización de datos del *World Geothermal Congress*, la potencia instalada para el aprovechamiento del calor geotérmico en usos directos fue 107,727 MWt, representando un incremento del 52 % respecto a lo reportado en 2015.

En el caso de consumo de energía, los datos de Lund and Toth (2020) indican que en 2019 se utilizaron 1,021 PJ, un incremento del 72.5 % respecto al reporte de 2015. Por su parte la IEA estimó para ese mismo año que el consumo de calor geotérmico fue de aproximadamente 620 PJ lo que equivale al 0.3 % del calor utilizado mundialmente (IEA, 2020a).

Si se desglosa la clasificación de los usos directos por aprovechamiento y/o tecnología de acuerdo con la clasificación de Lund and Toth (2020), las bombas de calor geotérmicas representan el 71.6 % de la capacidad instalada en 2019, seguida en importancia por la calefacción de espacios (mayormente redes distritales), la calefacción de suelos e invernaderos, acuicultura, secado de alimentos, calor de proceso industrial, balneología, enfriamiento de espacios y otros.

Los países que cuentan con la mayor capacidad instalada de usos directos, incluyendo a las bombas de calor son China, EUA, Suecia, Alemania y Turquía, abarcando el 71.1 % de la capacidad instalada mundial. En el caso de capacidad instalada sin considerar a las bombas de calor, los principales países son: China, Turquía, Japón Islandia y Hungría, teniendo el 76 % de la capacidad instalada (Lund and Toth, 2020).

La perspectiva a futuro de los usos directos indica que el sector recuperará su crecimiento después de una baja en la tasa de crecimiento registrada en 2020. Este crecimiento será atribuido a nuevas instalaciones de bombas de calor en China, EUA y Europa, siendo responsables de más del 80 % del crecimiento en el periodo 2021-2022 (IEA, 2020a).

1.4. Estado actual de la geotermia en México

Debido a sus condiciones geológicas, México posee un gran potencial en recursos geotérmicos localizados principalmente en áreas tectónicamente activas y es aquí donde una gran parte de los aprovechamientos geotérmicos están instalados.

El primer aprovechamiento y proyecto geotérmico comienza en 1959 con la primera perforación y consiguiente aprovechamiento de fluidos geotérmicos en Pathé, Hidalgo, donde se operó una planta de 600 kw de potencia efectiva (Burgos and Arellano Gómez, 1998). Actualmente los aprovechamientos no se encuentran limitados a la generación eléctrica, sino que diversos proyectos de usos directos del calor se han puesto en marcha recientemente (CEMIEGEO, 2019)

A pesar de estar en los primeros lugares del mundo en el aprovechamiento de la energía geotérmica para generación eléctrica, el crecimiento de esta energía no ha sido similar a otras fuentes renovables presentes en el país, presentando incluso porcentajes mínimos en el caso del aprovechamiento directo del calor geotérmico. Por esta razón se han identificado en mapas de ruta tecnológica posibles nichos, en los que el país deberá trabajar para mejorar la penetración de esta energía en la matriz energética como lo es el aprovechar e incentivar las capacidades existentes, mejorar los marcos regulatorios y dar a conocer los beneficios de esta energía en los sectores que podrían beneficiarse de su aprovechamiento (SENER, 2017, 2018).

1.4.1. Generación de electricidad

De acuerdo con el Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional (SENER, 2021), hasta abril de 2021 la potencia instalada de plantas geotérmicas era de 976 MW, representando el 1.1 % de la capacidad instalada del país, habiéndose incrementado 25 MW respecto al año anterior. En el caso de energía inyectada a la red, las plantas geotérmicas despacharon en 2020 4,575 GWh, lo que equivale a casi el 1.5 % de la electricidad producida en ese año.

Actualmente el país cuenta con 5 campos geotérmicos: Cerro Prieto en Baja California con una capacidad instalada de 570 MW siendo el campo más grande del país, Los Azufres en Michoacán con 252 MW, que incluye la reciente adición de la Unidad 18 de 27 MW (Jorquera, 2019), Los Humeros con 94.8 MW en Puebla, Las Tres Vírgenes con 10 MW en Baja California Sur y la planta de Domo de San Pedro en Nayarit con una capacidad de 35.5 MW siendo esta última la única planta que no es operada por la CFE. Los datos de potencia instalada fueron reportados por Gutiérrez-Negrín et al. (2020) y están actualizados hasta junio de 2019.

Las perspectivas a futuro acorde al mapa de ruta tecnológica en geotermia (SENER, 2017) indican que para finales de 2030 se haya adicionado 750 MW para alcanzar una capacidad instalada de 1,670 MW.

1.4.2. Usos Directos

México tiene una gran presencia de descargas termales fluyendo en superficie, las cuales han sido históricamente aprovechadas para la balneología, siendo limitado el aprovechamiento de este calor en otras aplicaciones. Gutiérrez-Negrín (2015) reporta que el país tiene fluyendo alrededor de 4,367 kg/s de fluidos, ya sea de manantiales termales o de salmueras, teniendo una temperatura promedio de 53.3 °C.

Actualmente la potencia térmica de usos directos es de 156 MWt, con un factor de capacidad de 0.85 y un aprovechamiento de 4,183 TJ por año, de acuerdo con datos de Gutiérrez-Negrín et al. (2020) (dato actualizado al 30 de junio de 2020), manteniéndose casi constante este valor desde la última actualización de 2015.

La mayoría de esta potencia pertenece a la balneología y nado, como se puede ver en la tabla 1.1. Otros usos como la calefacción de espacios, secado de alimentos y las bombas de calor han sido mínimos y relacionados mayormente a proyectos demostrativos.

Tabla 1.1: Estadísticas de los usos directos de la geotermia en México. Datos tomados de Gutiérrez-Negrín et al. (2020) y actualizados hasta el 30 de junio de 2020

Aplicación	Capacidad instalada [MWt]	Utilización de energía [TJ/año]	Factor de capacidad
Calefacción de espacios	0.115	3.627	1.00
Calefacción distrital	0	0	0
Aire acondicionado (Enfriamiento)	0	0	0
Calefacción de invernaderos	0	0	0
Piscicultura	0	0	0
Cría de animales	0	0	0
Secado agrícola	0.518	13.230	0.810
Calor de proceso	0	0	0
Fundición de nieve	0	0	0
Balneología y nado	155.347	4166.512	0.850
Otros	0	0	0
Subtotal	155.981	4183.370	0.850
Bombas de Calor	0.133	SD	SD
Total	156.114	4183.370	0.850

* SD: Sin Datos.

Debido a este limitado desarrollo, la Secretaría de Energía publicó en el el 2018 *Mapa de Ruta Tecnológica en Usos Directos de la Geotermia*, el cual menciona que para 2030 es probable que la capacidad instalada térmica alcanzará los 3,800 MWt, habiéndose desarrollado un mercado nacional de usos directos. Con este desarrollo se crearía un mercado adicional, a través de sus fortalezas técnicas, económicas y de impacto social. De los 3,800 MWt, se espera que 2,400 MWt provengan de aplicaciones en cascada, 400 MWt de bombas de calor y el resto de otras aplicaciones (SENER, 2018).

Capítulo 2

Descripción de la zona de estudio

El área de estudio y los sitios de muestreo se localizan en la región centro-oriente del estado de Coahuila, dentro de la cuenca de Sabinas, conocida por la explotación de carbón mineral y gas natural. La zona de estudio pertenece a la zona fisiográfica Sierra Madre Oriental (SMO) y subprovincia *Sierras y llanuras coahuilenses* (INEGI, 2017).

Comprende los municipios de Abasolo, Escobedo y San Buenaventura, cubriendo un área aproximada de 1,200 km². El acceso principal de la zona es la carretera Federal 57, tramo Monclova-Sabinas. Carreteras estatales y caminos de terracería conectan a las principales localidades dentro de la zona, siendo también estos los accesos para los puntos de muestreo.

Históricamente la cuenca de Sabinas ha sido atractiva económicamente por la presencia de recursos no renovables como el carbón y el gas natural, lo que propició una elevada cantidad de estudios geológicos y geofísicos con el fin de determinar las reservas de hidrocarburos (Eguiluz de Antuñano, 2001). Debido a esto, dentro de la zona de estudio se han perforado 78 pozos de hidrocarburos (CNH, 2020).

A pesar de que dentro de la zona se encuentran diferentes manifestaciones hidrotermales, son pocos los trabajos que se han enfocado a describir y explicar la naturaleza de estas manifestaciones.

2.1. Marco Geológico e hidrológico

2.1.1. Geología Regional

El área de estudio se encuentra en la cuenca de Sabinas, que estructuralmente pertenece al cinturón plegado de Coahuila (CPC). De acuerdo con Eguiluz de Antuñano et al. (2000), se caracteriza por numerosos anticlinales aislados con direcciones noroeste-sureste, alargados y comprimidos ajustadamente, que son separados por amplios valles sinclinales (Goldhammer, 1997).

Los elementos paleotectónicos y paleogeográficos que delimitan a la cuenca es la península Burro-Peyotes (PBP) hacia el norte, la cual se encuentra constituida por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico (González-Partida et al., 2010), y el bloque de Coahuila (BC) que la delimita hacia el sur (Eguiluz de Antuñano, 2001). Estos bloques de basamento están delimitados por fallas profundas de basamento las cuales han tenido diferentes etapas de reactivación (Fig. 2.1).

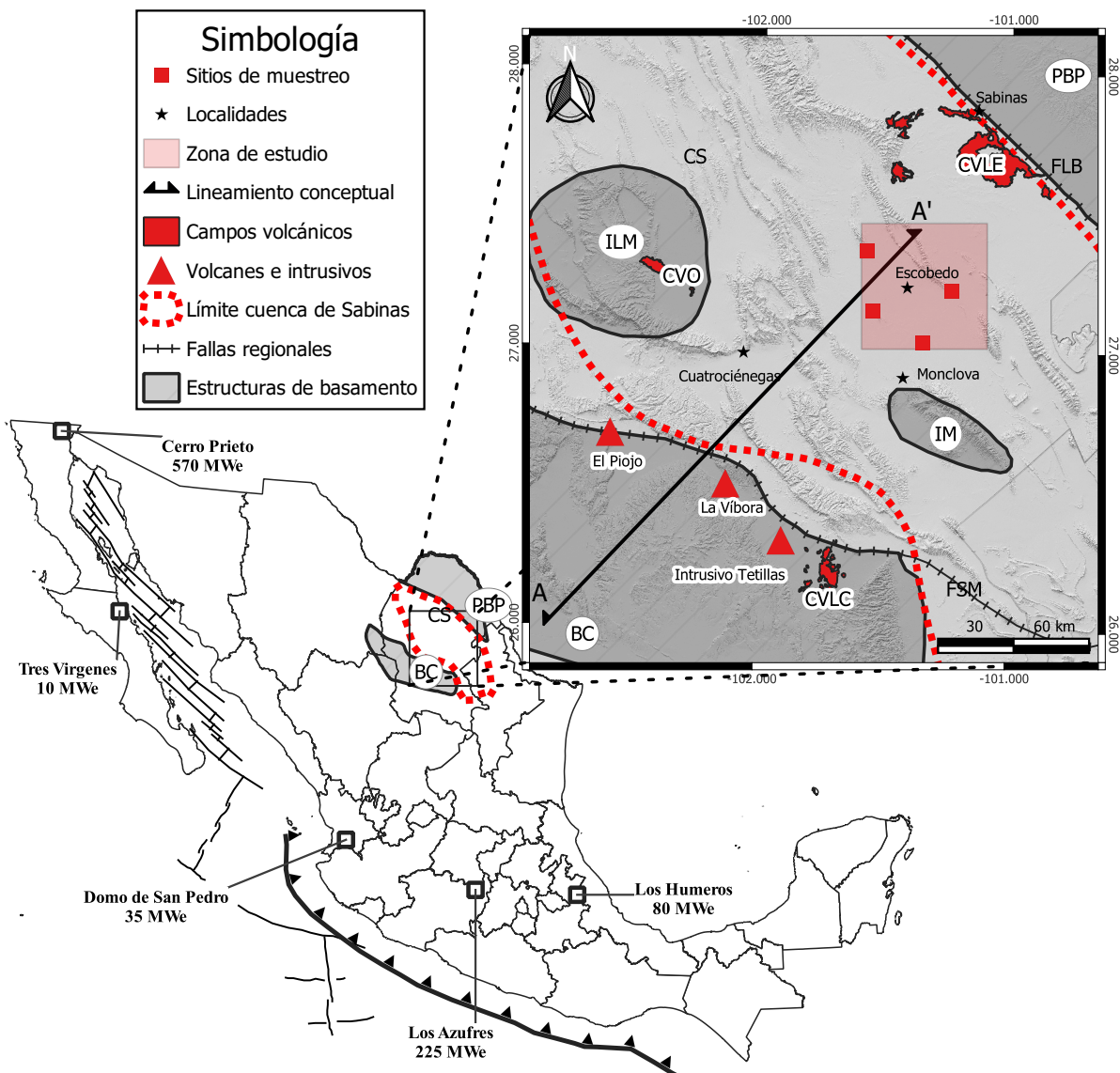


Figura 2.1: Mapa regional de elementos estructurales y volcánicos incluyendo zona de estudio, modificado de Chávez-cabello et al. (2005) y González et al. (2007). En el se muestran las estructuras geológicas principales como la falla de San Marcos (FSM) y La Babia (FLB) ambas separando a los altos de basamento como el Bloque de Coahuila (BC) y la Península Burro peyotes (PBP) delimitando a la cuenca de Sabinas (CS), Se muestran también los campos volcánicos La esperanzas (CVLE), Ocampo (CVO) y Las coloradas (CVLC), además de los volcanes El piojo y La víbora Aranda-Gómez et al. (2005). El lineamiento A-A' (Fig. 2.2) se reporta en el trabajo de Wolaver and Diehl (2011).

La primera de estas fallas es la falla de San Marcos, una estructura de más de 300 km de largo y que atraviesa a Coahuila en una dirección NW-SW separando al bloque de Coahuila del cinturón plegado de Coahuila, esta falla estuvo activa intermitente desde el Jurásico tardío hasta el Plioceno-Cuaternario (Chávez-cabello et al., 2005). En la parte norte de la cuenca, la falla de La Babia separa al cinturón plegado de Coahuila del bloque Burro-Peyotes. Esta falla es una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de rifting continental del Triásico superior al Jurásico medio (González et al., 2007) y se encuentra sepultada debajo de sedimentos del Cretácico (Aranda-Gómez et al., 2005).

La estratigrafía y configuración estructural del noreste de México está representada por una evolución tectónica compleja (Goldhammer, 1997), que comenzó durante el Jurásico y Triásico con el rift que separó a la placa norteamericana de la placa sudamericana y africana (Padilla Y Sanchez, 1986), dando paso a la apertura del golfo de México (Goldhammer, 1997). Esta evolución permitió el rompimiento y generación de bloques y grabens de basamento (Cuevas Leree, 1984; Padilla Y Sanchez, 1986), creando una fosa sobre la cual iniciaría la acumulación de sedimentos. Este periodo de rompimiento culminó al principio del Cretácico y la región sufrió un continuo enfriamiento y subsidencia (Lehmann et al., 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001), acumulando en la cuenca una pila sedimentaria de más de 5000 m (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Posteriormente y a principios del Paleógeno, los sedimentos fueron plegados y fallados por la etapa compresiva de la orogenia Laramide (Cuevas Leree, 1984), caracterizada por una deformación frágil y dúctil que creó pliegues anticlinales de gran relieve y anchos valles sinclinales (Molina et al., 2004; Eguiluz de Antuñano et al., 2000). Las rocas que afloran en la región varían de la edad del Jurásico tardío al Cuaternario (Corona-Esquivel et al., 2006; Young, 1972). Los materiales mesozoicos están caracterizados por rocas sedimentarias de ambientes marinos mientras que los materiales del Cenozoico, por ambientes continentales (Corona-Esquivel et al., 2006).

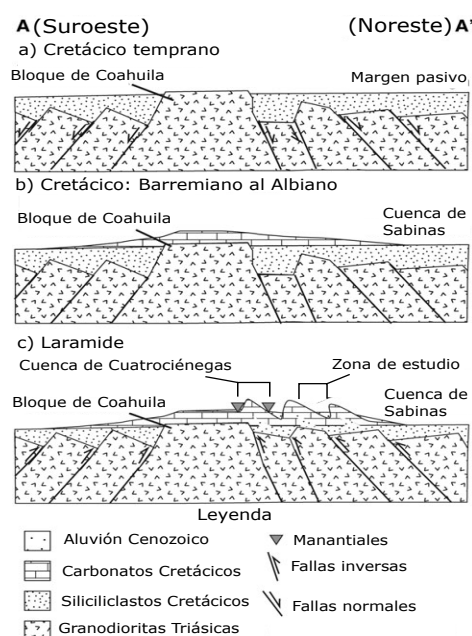


Figura 2.2: Sección estructural conceptual de la cuenca de Cuatrociénegas, incluyendo a la zona de estudio. Figura modificada de Wolaver and Diehl (2011).

Actividad volcánica

Se conoce la presencia de al menos tres campos volcánicos en las inmediaciones de las fallas profundas de basamento, además de diversos intrusivos que siguen los lineamientos de estas fallas.

El primero de ellos es el campo volcánico Las Esperanzas (CVLE) ubicado al norte de la zona de estudio, el cual presenta derrames de lava localizados en el borde del anticlinal Santa Rosa y en la parte oriental derrames tipo escudo. El segundo es el campo volcánico Ocampo (CVO), que se encuentra en la parte oriental de un bloque de basamento y hacia el noroeste de la zona

de estudio y al norte del valle de Cuatrociénegas, cuya actividad ígnea se manifestó a través de conos de escoria y derrames de lava asociados (Valdez Moreno, 2001). Por otro lado, el campo volcánico Las Coloradas (CVLC), forma un alineamiento paralelo con otras estructuras volcánicas (volcanes La Víbora y El Piojo) y que además son paralelas a la falla de San Marcos. La edad de este magmatismo está inferida al Plioceno-Cuaternario (Aranda-Gómez et al., 2005).

Dentro de la cuenca de sabinas también se tiene la ocurrencia de un cinturón de intrusivos con una orientación este-oeste conocido como el cinturón de intrusivos de Candela-Monclova (CICM). Las rocas de estos intrusivos son del tipo monzonitas, cuarzo monzonitas y monzodioritas, en menor medida se encuentran granodioritas, granitos y dioritas. Son 16 intrusivos cuyas edades de emplazamiento que van de los 45 a los 35 millones de años (Cabello et al., 2009).

2.1.2. Geología Local

La geología dentro de la zona de estudio presenta estructuras similares a las descritas en la geología regional; altos de relieve identificados como anticlinales delimitan a la zona de estudio en los extremos mientras que los sinclinales identifican a los valles (Fig. 2.3)

El primero de estos es el anticlinal Sierra de Hermanas-Obayos que tiene una longitud de 63 km, con rumbo NO-SE con una estructura cómica en su parte central. Está constituido por las formaciones del cretácico inferior y superior. Hacia el noroeste de la zona de estudio sobresale el anticlinal El Tullillo con un rumbo paralelo a la Sierra de Obayos mientras que, hacia el sur, sobresale el anticlinal La Rata, cuyo núcleo está constituido por calizas de la formación Aurora.

La zona central se caracteriza por la presencia de sinclinales, como el sinclinal subcuenca adjuntas, teniendo una longitud de 134 km y un ancho de entre 17 y 127 km, con una orientación NO-SE (Alcocer Valdés, 2005). Estos sinclinales están constituidos por lutitas y areniscas del Cretácico superior, suaves y de fácil erosión que han sido detectadas tanto por afloramientos en superficie, como por perforaciones exploratorias para prospección de carbón (CONAGUA, 2018b) y de gas natural, como es el caso del pozo exploratorio *Inés I* que es la representación litográfica de la cuenca de Sabinas debido a que se localiza cerca de su depocentro y que durante su perforación se alcanzaron rocas del basamento (Cuevas Lere, 1984; Eguiluz de Antuñano, 2001).

Entre los materiales de interés se encuentra el afloramiento de travertino de edad del Pleistoceno, localizado en la parte sureste del anticlinal hermanas y aproximadamente a 2 km en dirección noroeste de un manantial termal.

2.1.3. Estratigrafía

La columna estratigráfica está integrada por rocas sedimentarias cuyas edades varían del Jurásico superior al reciente (Alcocer Valdés, 2005), siendo las rocas que afloran en la zona del tipo caliza, lutita, arenisca, limolita, yeso, conglomerado, grava y limo (Molina et al., 2004).

La evolución geológica y los ambientes de deposición influyeron las diferentes capas de sedimentos encontrados en la cuenca; desde características de sedimentación en ambientes de plataforma continental, a deposiciones del tipo lagunar y arrecifal, todos afectados por eventos tectónicos y orogénicos.

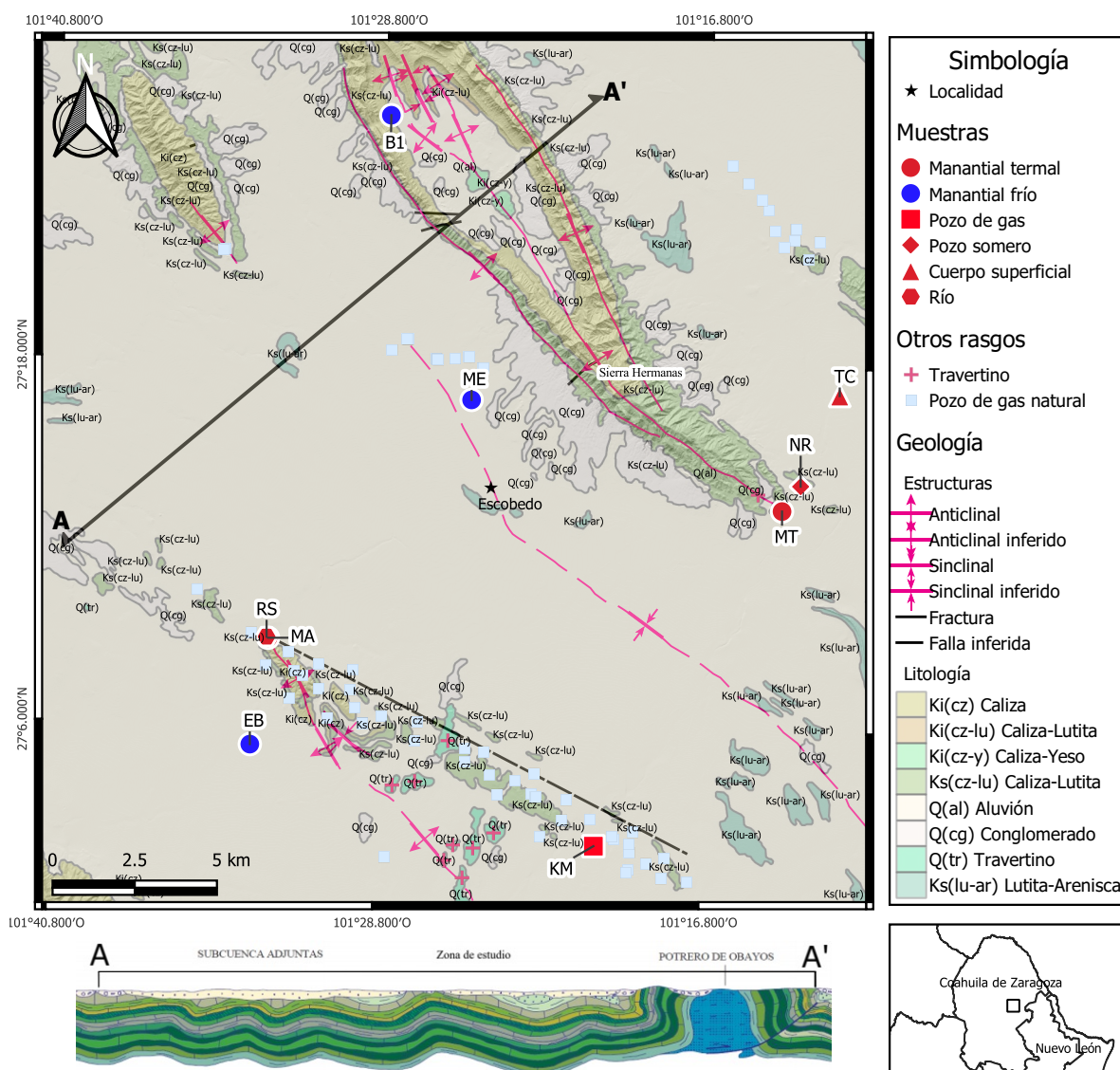


Figura 2.3: Área de estudio y puntos de muestreo: Tajo Inundado (TC), Río Salado (RS), Borregas I (B1), Borregas III (B3), Manantial Escobedo (ME), Noria (NR), Ejido Bucareli (EB), Manantial Termal (MT), Manantial Azufrosa (MA) y pozo Monclova-22 (KM). El lineamiento A-A' fue tomado de la Carta Geológico-Minera Nueva Rosita (G14-1).

A continuación, se describe la columna estratigráfica de la zona basada en la columna estratigráfica del pozo Inés I, que de acuerdo con Cuevas Lereé (1984), este pozo es representativo de la cuenca de Sabinas debido a su cercanía con el depocentro de la cuenca y que penetró la mayoría de las formaciones presentes, incluso alcanzando el basamento. La fuente de información está basada primordialmente en los reportes de las cartas geológicas de la zona (Alcocer Valdés, 2005; Molina et al., 2004) y el reporte de perforación del pozo Inés I (PEMEX, 1981).

Conglomerado basal: De acuerdo con datos del Pozo Inés I (Eguiluz de Antuñano, 2001), la litología de esta formación se caracteriza por conglomerados clásticos ígneos, cuyo espesor de acuerdo con la información del pozo es de más de 719 metros. La edad inferida se asocia al Triásico o Jurásico (PEMEX, 1981).

Formación La Gloria: Se encuentra conformada por areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados (Padilla Y Sanchez, 1986; Eguiluz de Antuñano, 2001; Camacho Ortegón, 2009). El ambiente de deposición corresponde a un ambiente nerítico interno con un aporte constante de sedimentos y edad asignada al Oxfordiano (PEMEX, 1981). Esta formación además está caracterizada por ser un horizonte productor de gas con porosidades bajas (5 % al 8 %) (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Formación La Casita: Compuesta por lutitas de color gris oscuro a negro intercaladas con estratos delgados de caliza arcillosa amarillenta y capas delgadas de carbón (Imlay, 1936; Ocampo-Díaz et al., 2014). La edad asignada es del Kimmeridgiano al Tithoniano cuyo depósito corresponde a un ambiente de plataforma somera (Alcocer Valdés, 2005). Esta unidad es la de mayor producción de hidrocarburos en la cuenca (Camacho Ortegón, 2009).

Formación Menchaca: Constituida por lutitas que intercalan a calizas arcillosas que se depositaron en un ambiente de plataforma externa con influencia de mar abierto, cuya edad asignada va del Berriasiano a Valanginiano (Alcocer Valdés, 2005). El espesor de la formación varía de los 250 y 300 metros y se considera roca sello (Camacho Ortegón, 2009).

Formación Barril Viejo: Unidad constituida por lutitas de color gris a verdoso, limolitas y margas y calizas arenosas, con una edad que va del Valanginiano al Hauteriviano temprano (Alcocer Valdés, 2005). El ancho de la formación varía de los 250 a los 350 metros, sin una porosidad aparente, por lo que se clasifica como roca sello (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Formación Padilla: Compuesta de calizas dolomitizadas, se le infiere una edad del Valanginiano-Hauteriviano con un tipo de deposición transicional de una facie carbonatada a un ambiente post-arrecifal (Alcocer Valdés, 2005). En esta formación se registran porosidades máximas del 8 % y espesores promedio de 150 metros (Eguiluz de Antuñano, 2001). En el Pozo Inés I presenta un espesor de 152 metros y esta formación en sus partes dolomitizadas presenta porosidad primaria, incrementando estos valores debido a fracturas. Esta formación subyace a la formación La Mula, considerada como roca sello (PEMEX, 1981).

Formación La Mula: Compuesta principalmente por areniscas, limolitas y lutitas con significantes horizontes de areniscas, calcarenitas, calizas y dolomitas (Alcocer Valdés, 2005). Se le asigna una edad del Hauteriviano superior a Barremiano, con una deposición ocurrida en un ambiente de aguas someras y lagunares, lo cual propicio la precipitación de carbonatos (PEMEX, 1981). La porosidad en esta formación no supera el 5 % (Eguiluz de Antuñano, 2001) y existe un contraste litológico entre esta formación y la formación Padilla el cual se observa con una firma geofísica y litológica abrupta en todos los pozos de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2011).

Formación La Virgen: Unidad constituida por yeso con una alternancia de wackestone con fragmentos de conchas y capas delgadas de calizas mudstone, se le atribuye una edad del Hauteriviano Superior al Aptiano inferior (Alcocer Valdés, 2005). El espesor varía de los 600 m a los 800 m y se puede dividir en 3 unidades de paquetes carbonatados dolomíticos separados por dos unidades evaporíticas (Eguiluz de Antuñano, 2001). Se considera una de las formaciones con mayor importancia de hidrocarburos en la cuenca de Sabinas.

Formación Cupido: Unidad compuesta por secuencias de estratos delgados a medios de dolomías arenosas, asociados con algas, grainstone oolítico y estromatolitos que se depositaron en un

ambiente cálido de plataforma somera; la edad está asociada al Hauteriviano superior al Aptiano inferior (Alcocer Valdés, 2005). En el pozo Inés I se registró un espesor de 126 m y en superficie esta unidad se encuentra fracturada y subyace a la formación La Peña (Roca sello), cumpliendo las características de roca almacenadora (PEMEX, 1981).

Formación La Peña: La litología se compone de calizas arcillosas color gris oscuro alternando con lutitas calcáreas, la edad corresponde al Aptiano superior (Alcocer Valdés, 2005), cuya deposición corresponde a facies de plataforma externa, sedimentación pelágica y alternancia de terrígenos en ambientes de aguas someras y profundas (Molina et al., 2004; Imlay, 1936). En el pozo Inés I presenta un espesor de 66 metros y por sus características se considera roca sello (PEMEX, 1981).

Formación Tamaulipas: Se constituye por caliza de color claro con textura mudstone-wackestone y horizontes de dolomía, con una edad del Albiano inferior al medio (Alcocer Valdés, 2005) que se depositó en un ambiente de plataforma con aguas marinas someras y tranquilas (Molina et al., 2004). En el pozo Inés I presenta un espesor de 440 metros cuyas fracturas hace que esta formación se clasifique como almacenadora (PEMEX, 1981). Esta unidad se correlaciona a la formación Aurora y Formación Acatita (Molina et al., 2004).

Formación Kiamichi: Se conforma de lutitas calcáreas que intercalan un mudstone arcilloso gris que por su contenido orgánico se le asigna una edad del Albiano Superior (PEMEX, 1981). El ambiente de depósito es del tipo plataforma con influencia de mar abierto (Molina et al., 2004; Hill, 1891) y por su contenido de arcillas y materia orgánica se le considera roca sello y generadora (PEMEX, 1981).

Formación Georgetown: Compuesta de una secuencia de caliza calcárea y caliza arcillosa con texturas mudstone y wackestone, con edad del Albiano superior y correlacionada a la parte alta de la formación Tamaulipas superior (Molina et al., 2004). En el pozo Inés presenta un espesor de 108 metros y presenta características de roca almacenadora.

Formación del Río: Formación constituida de mudstone arcilloso de color gris oscuro con intercalaciones de lutitas presentando un espesor de 33 metros y una edad del Cenomiano inferior y posiblemente medio (PEMEX, 1981). El ambiente de deposición está relacionado a mares neríticos someros con aporte de terrígenos (Molina et al., 2004).

Formación Buda: La litología se constituye por caliza de color gris con textura mudstone a wackestone y edades del Cenomiano Medio a Superior (Molina et al., 2004). El espesor registrado en el pozo Inés I es de 44 metros y la deposición se desarrolló en un ambiente marino somero nerítico (PEMEX, 1981).

Formación Eagle Ford: Unidad con litología de mudstone arcilloso con intercalaciones de lutitas, asignándole una edad del Turoniano y presentando un espesor de 408 metros (PEMEX, 1981). El ambiente de deposición fue marino relativamente somero con circulación restringida (Molina et al., 2004).

Formación Austin: Constituida por mudstone color café con intercalaciones de lutita calcárea y abundantes microfracturas, cuya edad se estima en el Turoniano tardío y Coniaciano (PEMEX,

1981). El espesor de esta formación dentro de la cuenca es de 250 a 450 metros (Molina et al., 2004), esta formación aflora en la ubicación del pozo Inés I.

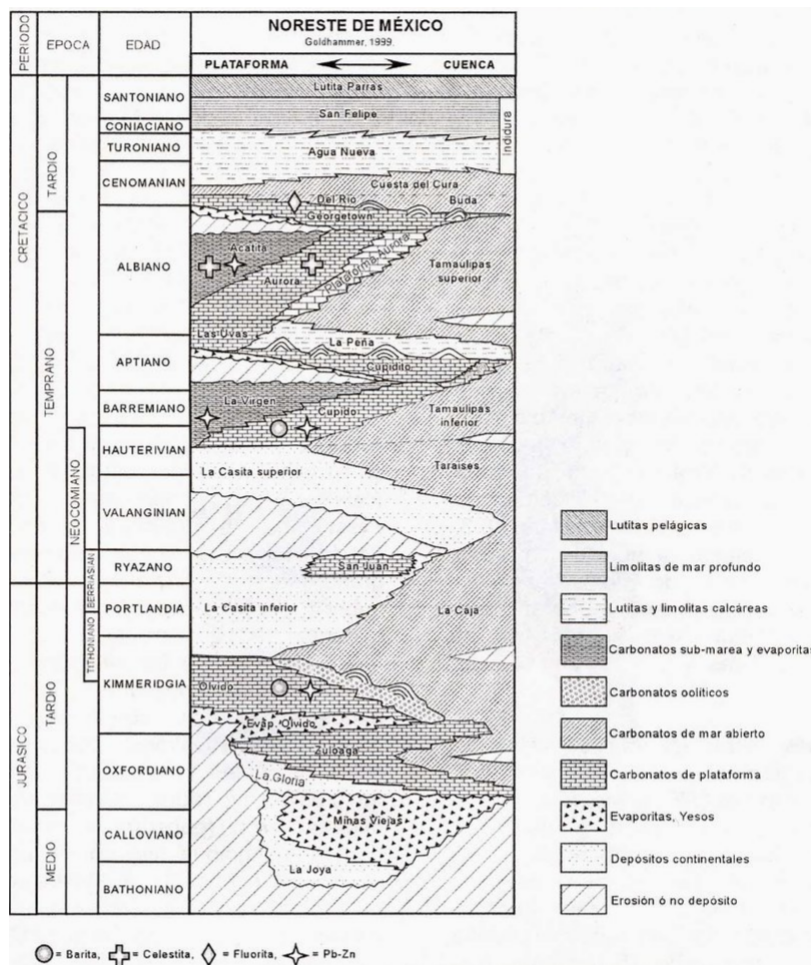


Figura 2.4: Columna Crono-estratigráfica de la cuenca de Sabinas, modificado de Goldhammer (1997) y tomada de Lamadrid (2007).

2.1.4. Hidrología

EL área de estudio se encuentra dentro de la región hidrológica 24 Río Bravo Conchos, cuenca presa Falcón-Río Salado. El río Salado de Nadadores es el principal cuerpo de colector y que cruza por la parte central de la zona de estudio.

El principal acuífero de la zona es el acuífero Monclova, siendo este del tipo aluvial y constituido en la parte superior por sedimentos aluviales y fluviales, cuyos espesores alcanzan cientos de metros hacia el centro de los valles. La posición inferior se aloja en litologías que presentan permeabilidad secundaria por fracturamiento y condiciones de confinamiento o semiconfinamiento, debido a la alternancia de lutitas y limolitas (CONAGUA, 2018a). A mayor profundidad, las calizas constituyen sistemas de acuíferos profundos que presentan permeabilidad secundaria por fracturamiento, disolución y condiciones de confinamiento. La existencia y potencial se ha comprobado debido a perforaciones en las formaciones Aurora y Cupido.

El reporte de CONAGUA (2018a) indica que en 2012 se realizaron muestreos de las aguas

del acuífero, para el cual se tomaron 41 muestras para la determinación de sus parámetros fisicoquímicos y elementos mayores. Los principales resultados fueron que los mayores valores de conductividad eléctrica se registran en la parte central del acuífero, se identificaron las zonas de recarga hacia el sur y el flujo de agua subterránea fluye en una dirección Sur-Norte y Suroeste-Noroeste. Las temperaturas varían de los 18 a los 31.0 °C y el pH de 5.1 a 8.9. Las aguas que predominan son del tipo Calcio-Sulfatadas y en menor proporción Cálcica-Bicarbonatada, siendo esta familia aguas de reciente infiltración que ha circulado por rocas calcáreas.

De acuerdo con el trabajo publicado por Miele et al. (2000), la formación Aurora (correlacionada a la formación Tamaulipas superior) es la formación más gruesa y más prolífica para la extracción de agua, pues tiene más de 700 metros de espesor y es capaz de producir hasta 358 m³/h si se perfora en grandes zonas de fracturas y cavidades.

Finalmente, datos publicados por CONAGUA (2018a) indican que la descarga de agua través de manantiales en la zona es de aproximadamente 20,000,000 m³ al año.

2.2. Parámetros meteorológicos

El clima presente en la zona de estudio se clasifica como seco y semiseco, con precipitaciones en verano y también considerado extremoso, con inviernos fríos y veranos muy calurosos.

Se registra una precipitación anual promedio de 302 mm, presentándose la época de lluvias de mayo a octubre y el estiaje de noviembre a abril (CONAGUA, 2018a). La temperatura media anual ronda los 22.5 °C, con junio el mes en promedio más caluroso (39.2 °C) y enero en promedio el mes más frío (3.5 °C) (INEGI, 1983).

Dentro de la zona se tomaron 3 estaciones meteorológicas para compilar la información climatológica y que se presenta en la tabla 2.1, a través de la página *Información estadística climática* (CONAGUA, 2021). Los nombres de las estaciones son: Ejido Primero de Mayo (EPM), Rodríguez (RGZ) y Abasolo (ABS).

Tabla 2.1: Datos anuales climatológicos dentro de la zona de estudio, obtenidos de la página *Información Estadística climática* (CONAGUA, 2021).

Estación	Clave	Coordenadas	Temperatura [°C]		Precipitación acumulada [mm]	
			Extremos	Promedio anual	Extremos mensuales	Anual
EPM	5147	(27.229, -101.228)	8.0 ± 7.0 (Ene) 36.0 ± 8.0 (Jun)	22.7 ± 8.1	10.0 ± 9.9 (Feb) 40.9 ± 51.8 (Sep)	282.4 ± 133.4
RGZ	5159	(27.198, -101.367)	7.1 ± 6.7 (Ene) 32.5 ± 6.4 (Jul)	20.6 ± 6.9	10.0 ± 13.6 (Mar) 30.7 ± 38.3 (Sep)	223.5 ± 104.6
ABS	5150	(27.183, -101.433)	8.2 ± 6.7 (Ene) 33.7 ± 6.9 (Jun)	21.9 ± 7.0	8.7 ± 11.0 (Mar) 27.1 ± 32.4 (Ago)	175.6 ± 132.1

2.3. Manantiales y sitios de muestreo

Dentro de la zona de estudio se muestrearon 10 localidades que incluyeron manantiales, cuerpos superficiales y pozos de agua, la ubicación de los sitios se presenta en el mapa y figura 2.3. El proceso de selección de estos sitios se presenta a detalle en el capítulo de metodología (Sección 3.1). Adelante se describen algunas de sus principales características.

- Tajo inundado (TC)

Cuerpo de agua superficial, corresponde a un tajo de carbón el cual se encuentra inundado. Se localiza a 4.5 kilómetros del centro del Ejido Primero de Mayo. La inundación se debe a que durante la explotación se expusieron las unidades litológicas del acuífero somero y que, al concluir la explotación de la mina, el agua del acuífero se dejó de bombear y extraer.

- Río Salado (RS)

Ubicado en el suroeste de la zona, dentro de las instalaciones del balneario de "La Azufrosa". Las aguas de este Río se tienen aporte de las aguas de descarga provenientes de la cuenca de Cuatrociénegas.

- Manantial Borregas III (B3)

Manantial que descarga dentro del potrero de Obayos, ubicado en un rancho ganadero. El flujo de descarga es muy pequeño, reflejo de la alta presencia de algas. Se colectó muestra de este manantial en 2018 pero no en 2020.

- Manantial Borregas I (B1)

Manantial que se ubica también en el potrero de Obayos y cerca del ejido 20 de noviembre o Borregas. Este manantial presenta un gran flujo de descarga y una temperatura de descarga casi constante.

- Manantial Escobedo (ME)

Manantial ubicado en los márgenes de un arroyo intermitente. La descarga de agua se ve influenciada por la época del año debido a las lluvias. Este manantial se encuentra a 5.5 km de la localidad Escobedo. El acceso se da por brechas caminos de PEMEX que conducen a los diferentes pozos de gas natural presentes en la zona.

- Noria (NR)

Noria ubicada en el Ejido Primero de Mayo, tiene una profundidad de 4 metros y se presenta un abatimiento del nivel de aguas en los meses de secas.

- Manantial Ejido Bucareli (EB)

Localizado en la parte suroeste del área. Se tienen diversas descargas por materiales aluviales que en su conjunto forman un arroyo que descarga en el río Salado. Hay una presencia grande de maleza en las orillas por lo que el muestreo de fluido en el sitio de mayor descarga no fue realizado.

- Manantial Termal (MT)

Ubicado en la parte central del área y en las faldas del anticlinal Sierra de Hermanas, es un manantial con gran flujo de agua. Sus aguas son aprovechadas para balneología. El fondo de este manantial cuenta con presencia de algas con una coloración que ronda el verde y amarillo. A 2.5 km al norte de este manantial se encuentra un afloramiento travertino.

- Manantial Azufrosa (MA)

Manantial ubicado dentro de la comunidad de Santa Gertrudis al suroeste de la zona de estudio y en las faldas del Cerro Santa Gertrudis, el manantial se encuentra aislado y las aguas del manantial muestran una coloración azul. En este manantial se presentan emanaciones de gases, por lo que olor es característico el olor a ácido sulfhídrico.

- Pozo Monclova-22 (KM)

Ubicado en la desviación del KM 18, de la carretera Sabinas Monclova, es un pozo exploratorio propiedad de PEMEX perforado en 1978, su estado actual es inactivo y tiene una profundidad de 2643 metros. El agua descargada formó una laguna en la cual se han depositado materiales de color blanco (Posiblemente travertino) y amarillo oscuro.

2.4. Trabajos previos de exploración geotérmica

Como se mencionó anteriormente, a pesar de que la zona ha sido ampliamente estudiada para la explotación de hidrocarburos, los estudios enfocados a las manifestaciones hidrotermales y los procesos que las describen son pocos.

En 1993, Torres Rodríguez et al. (1993) publicó el libro *Geotermia en México*, en este trabajo se hace una descripción de los fundamentos de la energía geotérmica y un marco para la clasificación de manifestaciones hidrotermales de la república mexicana. La clasificación se elabora a partir del tipo de fluido, el tipo de manifestación, la fuente calorífica, la edad de la zona productora, y en su caso, la temperatura del yacimiento de acuerdo con la aplicación de geotermómetros. El estudio recoge la información de 1380 manifestaciones, correspondiendo el 3% de estas muestras al noreste de México (Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas).

Los resultados de las muestras se presentan en tablas por estado. Dentro de esas tablas se incluyen dos manantiales que fueron muestreados en este estudio. Se presenta la tabla de resultados de estos dos manantiales, aunque se detallan mejor sus características en los capítulos subsecuentes.

El manantial de estación hermanas corresponde a un manantial de aguas calcio sulfatadas (18e), con una fuente termal desconocida, clasificado como manantial tibio y la edad de la zona productora asociada al cretácico temprano. Para el manantial de Santa Gertrudis, tiene las mismas características del manantial estación hermanas difiriendo en que el tipo de agua del manantial no fue determinado (19c).

Tabla 2.2: Anomalías geotérmicas dentro de la zona de estudio de este trabajo. Datos tomados de la tabla no.10 en Torres Rodríguez et al. (1993).

Número de anomalía	Localidad geotérmica	Identificador*	Tsup [°C]	Flujo de calor [kcal/s]	Código
COAH005	Estación Hermanas	MT	43.0	180000	18e 15 8 F 1 5
COAH007	Santa Gertrudis	MA	32.4	37000	19c 15 8 F 1 5

*Utilizado en este trabajo.

En 2020, Juan José Luis Carrillo de la Cruz y colaboradores publicaron el artículo titulado *Analysis of the relation between bottom hole temperature data and Curie temperature depth to*

calculate geothermal gradient and heat flow in Coahuila, Mexico Carrillo-de la Cruz et al. (2020). En su trabajo utilizan el método defractal para estimar la temperatura de Curie del basamento y la profundidad a la que se encuentra y así, calcular el gradiente geotérmico de 24 bloques distribuidos uniformemente cubriendo al estado de Coahuila. Los resultados se compararon con las temperaturas de fondo (BHT) para su validación. Los datos aeromagnéticos fueron obtenidos del mapa de anomalía magnética de Norteamérica (NAMAG, 2002) y los datos de fondo de pozo se obtuvieron del trabajo publicado por Prol-Ledesma et al. (2018) los cuales consisten en 1468 datos corregidos por el método Harrison (Harrison et al., 1971).

Entre los resultados se encontró que las estimaciones de gradiente geotérmico obtenidas por el método defractal, así como de las mediciones de fondo de pozo son concordantes con los valores de regiones que no presentan magmatismo reciente y que las zonas de alto flujo de calor se presentan en zonas donde hubo magmatismo del tipo intraplaca y en las regiones delimitadas por las dos fallas regionales (La Babia y San Marcos). En el artículo hacen mención del manantial hermanas, reportando una temperatura de descarga de 50 °C, resaltando que los valores de flujo de calor cercanos al manantial varían de los 73 a los 88 mW/m^2 .

2.4.1. Cuatrociénegas: Cuenca adyacente a la zona de estudio

La Cuenca de Cuatrociénegas es vecina y se encuentra al suroeste de la cuenca de Sabinas y de la zona de estudio de este trabajo. Estas cuencas se encuentran separadas por la Sierra La Menchaca y la Sierra Agua Chiquita a una distancia de al menos 70 km. Cuatrociénegas es una cuenca de importancia tanto económica como biológica, debido a la presencia de una cantidad importante de manantiales que alimentan un ecosistema singular en el mundo, con una presencia significativa de endemismo pues se registran al menos 72 especies distintas y más de 500 cuerpos de agua que descargan en la zona y que mantienen a estas especies (CONANP, 2020). Esta cuenca también presenta importantes descargas de agua proveniente del acuífero regional Aurora-Cupido (Johannesson et al., 2004), por esta razón que diversos estudios se han desarrollado para explicar la hidrología y origen de los fluidos dentro de esta cuenca.

El valle de Cuatrociénegas es una depresión rellena de sedimentos aluviales del cenozoico, rodeada por montañas de alto relieve como la sierra de la madera al norte y la sierra San Marcos-Pinos en la parte central. Estas montañas tienen elevaciones que van de los 1200 a los 3000 m.s.n.m. en el caso de la sierra la madera. Estas Sierras o montañas albergan los afloramientos de rocas carbonatadas correspondientes al periodo cretácico, que debido a la actividad tectónica durante la orogenia Laramide, fueron plegadas y altamente fracturadas, lo que hace que el régimen de flujo hidrológico sea excepcionalmente complejo (Johannesson et al., 2004).

La localización de los manantiales dentro de la cuenca está definida mayormente a la cercanía a la Sierra San Marcos, encontrando manantiales en ambos flancos de la Sierra. Estas aguas exhiben dos tipos de clases como lo menciona Wolaver et al. (2013) en su trabajo, las aguas del tipo Ca-SO₄ emergen de fracturas en rocas carbonatadas y que corresponden a los manantiales de mayor flujo (550 l/s) y mayor temperatura (30-35 °C) estos manantiales se encuentran en el flanco oeste la sierra que de acuerdo con Wolaver and Diehl (2011) es donde el anticlinal de la Sierra San Marcos se inclina abruptamente con un ángulo de 50 a 90 °, mientras que en el flanco este, la descarga de agua es del tipo Ca-HCO₃ y localizada en la base de abanicos aluviales mostrando flujos de descarga menores así como temperaturas (< 30°C).

El análisis de isótopos estables de $\delta^{18}O$ y δD llevado a cabo por Johannesson et al. (2004) a las aguas de la cuenca indican que un gran componente del agua de los manantiales proviene de la

recarga en las sierras que rodean a la cuenca, sin embargo, también resalta que incluso aguas que se originan fuera de la cuenca contribuyen a la abundante descarga de agua dentro de la cuenca. Esto se complementa con el trabajo de Wolaver et al. (2008) quien infirió que el agua fluye de tierras más altas que rodean a los valles cercanos a la cuenca de Cuatrociénegas, permitiendo que la descarga de agua en los manantiales de mayor flujo se mantenga constante.

Por su parte Wolaver et al. (2013) realizó estudios de He, Sr y C para explicar el origen y trayectorias que siguen los fluidos de los manantiales en su ascenso a la superficie. Los isótopos de Sr indican que las interacciones agua-carbonatos dominan la química de las aguas descargadas. La comparación de este isótopo con la composición de los travertinos del pleistoceno que afloran en el área indica que la fuente del ion Sr hacia las aguas del acuífero ha permanecido casi constante a lo largo del tiempo, siendo el acuífero regional Cupido la fuente de este elemento. A pesar de que las fracturas que se encuentran al sur de la cuenca permitieron un vulcanismo máfico durante el pleistoceno, las aguas que emergen no presentan una contribución de iones de Sr provenientes de interacciones agua-roca volcánica. Los isótopos de Helio muestran que las fallas han creado conductos para la descarga de gases derivados del manto que escapan y descargan hacia los manantiales (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 0.89 - 1.85R_A$). Estos datos indican que la de gasificación del manto es consistente con las imágenes tomografías regionales que muestran una baja velocidad del manto a una poca profundidad sublitosférica.

Un trabajo anterior y de enfoque similar al desarrollado en esta tesis fue hecho por Cardona et al. (2018), recolectando muestras de manantiales en la zona para determinar su composición química y con esto, aplicar técnicas geoquimiométricas para estimar una temperatura de equilibrio de los fluidos. Los resultados arrojan que las temperaturas de equilibrio son al menos de 20-15 °C mayores que la temperatura de descarga, considerando que la temperatura máxima probable fue estimada con el geotermómetro de Na-K-Ca-Mg. Con estos resultados concluyó que el gradiente geotérmico es superior al gradiente promedio de la Tierra, lo que supondría que los fluidos con estas temperaturas de equilibrio se encuentran a una profundidad de 750 metros, aunque las condiciones geológicas indican que el acuífero regional tiene un espesor máximo de 500 metros.

Capítulo 3

Metodología de investigación

El conocimiento de un recurso natural que se encuentra en el subsuelo presenta retos para su caracterización y aprovechamiento, y la energía geotérmica no es la excepción. Se pueden tener distintas evidencias superficiales tales como manifestaciones hidrotermales, que en caso de querer indagar más sobre el origen de estas y su posible utilización, es necesario realizar estudios en detalle a nivel local y regional de una forma sistemática. Estos estudios proveen información confiable que ayuda a reducir los riesgos e incertidumbres para proceder con las fases más avanzadas, ya sea de exploración y/o del aprovechamiento del recurso.

Así, la prospección geotérmica, encamina sus objetivos para cumplir con la búsqueda y generación de información que pueda contribuir al entendimiento y aprovechamiento de un recurso geotérmico. Esto va desde la búsqueda y análisis de información relacionada a la zona y al recurso, a la generación de información con trabajo de campo, que incluye estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos.

En el caso del presente estudio, la zona de interés se encuentra en una zona gasífera por lo que su estudio para determinar la presencia de hidrocarburos ha sido extensivo a través de estudios de superficie y perforaciones de pozos realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX). En el caso de trabajos relacionados con el hidrotermalismo presente en la zona, este no ha sido estudiado en detalle a pesar que existen aprovechamientos de usos directos, por lo que estudiar este hidrotermalismo y sus características resulta de importancia.

La interacción agua-roca en sistemas geotérmicos determina la composición química que tendrá un fluido al emerger, y con ello estimar las concentraciones que se tendrían a profundidad. Sin embargo, la geoquímica sólo nos ofrece parte de la imagen de lo que sucede. Aspectos como el tipo de rocas que se encuentran en la zona, los procesos físicos a las que fueron sometidas y sus características, juegan otro rol importante en el estudio de un sistema geotérmico para determinar su origen, las características fisicoquímicas y su potencial de explotación.

El presente trabajo se fundamentó en una revisión bibliográfica de la zona, consultando la información geofísica, geoquímica y geológica disponible. A partir de la integración de estos estudios se planeó la campaña de campo para la recolección de muestras representativas de manifestaciones termales, los análisis químicos y la aplicación de técnicas geoquimométricas para su interpretación.

A continuación se describe la metodología desarrollada para esta investigación:

3.1. Trabajo de gabinete: Búsqueda de información y selección de sitios de muestreo

La zona de Escobedo es geoenergéticamente reconocida por la presencia de recursos no renovables, por lo que la información relacionada con estos recursos y el subsuelo es muy completa. Tomando esto en cuenta, se consultaron cartas topográficas, cartas de recursos minerales, artículos científicos, así como estudios de geofísica que describen las principales características de la región y la zona de estudio, así como estudios de geología, hidrología que describen las principales características geodinámicas de la región y zona de estudio (Consultar cap. 2).

Con la información geofísica y geológica se obtuvo un contexto geológico más amplio de la zona. A partir de la información hidrológica se infirió la ubicación de cuerpos de agua en la región, incluyendo manantiales, ríos y cuerpos de agua superficiales. La integración de estos estudios permitió realizar la planeación de los muestreos de fluidos dentro de la zona.

La principal característica geológica de la zona es que se encuentra en una cuenca sedimentaria y su relieve es producto de la deformación tectónica ocurrida durante la orogenia Laramide, en la cual los sinclinales y anticlinales sufrieron un fallamiento normal (Molina et al., 2004; Eguiluz de Antuñano et al., 2000) que permite la infiltración de fluidos y su eyección o transporte a la superficie (Johannesson et al., 2004).

Tomando en cuenta lo anterior, se seleccionaron los manantiales localizados cerca de estas estructuras anticlinales para su muestreo. En el caso de cuerpos superficiales (ríos y lagunas) se consideraron únicamente los cercanos a los manantiales hidrotermales. Por el clima desértico de la zona de estudio, existen pocos cuerpos superficiales perennes como lagunas o bordos, y los que hay, son descargas de manantiales que emanan dentro de la zona.

En total, se identificaron 12 puntos de muestreo que incluyeron manantiales termales, manantiales tibios, cuerpos superficiales (bordos) y ríos. Debido a la temporada de secas la mayoría de los cuerpos superficiales se encontraron secos, por lo que el muestreo se limitó únicamente a 10 sitios. En la primera campaña de muestreo se pudo acceder a todos los sitios sin embargo, en la segunda campaña no fue posible acceder a un manantial, por lo que se muestrearon los 9 sitios restantes.

Hay que resaltar que la información y conocimiento proporcionado por las personas que habitan en la zona fue crucial para identificar otros puntos de muestreo relevantes, como fue el caso del pozo de gas Monclova-22 con emanaciones de agua termal, que no se supo de su existencia hasta que se estuvo en campo.

3.2. Campañas de muestreo

Se realizaron dos campañas de muestreo, la primera realizada en 2018 entre los días 24 y 27 de julio y la segunda realizada a finales de enero y principios de febrero de 2020.

En la primera campaña se muestrearon solo 10 sitios de los 12 definidos en el trabajo de gabinete, debido a que algunos de estos sitios se encontraban en una propiedad privada y en el otro caso, se encontraba seco. Estos 10 sitios fueron tomados como sitios base de referencia para la segunda campaña. En esta última se muestrearon 9 de los 10 puntos de referencia debido a que no se pudo contactar al dueño del predio donde se ubicaba el manantial Borregas III.

La zona en que se desarrollaron las campañas de muestreo abarcó un área aproximada de 100 km², y se contó con el apoyo de habitantes de la zona, brindando información y conocimiento sobre sitios potenciales para ser muestreados.

El trabajo de la campaña de muestreo se dividió en tres etapas: Preparación del equipo de muestreo, medición in situ de parámetros fisicoquímicos y la recolección de muestras representativas de los fluidos en la zona. A continuación se describen estas etapas:

3.2.1. Preparación de equipo y material de muestreo

Para llevar a cabo una correcta campaña de muestreo es necesario contar con los materiales y equipos debidamente lavados (Se asegura la eliminación de residuos químicos), para una recolección de muestra libre de contaminación y una alta confiabilidad en la calidad y representatividad de las muestras. El equipo y materiales utilizados fueron similares a los propuestos para campañas de campo por Almirudis (2013).

Para la preservación y transporte de muestras, se utilizaron botellas de polietileno con contratapa, de 500, 100 y 50 mL, esto para la primera campaña de muestreo, en la segunda campaña de muestreo se utilizaron únicamente botellas de 60 ml. Estas botellas fueron previamente lavadas para evitar la contaminación de la muestra.

La limpieza de las botellas se realizó aplicando la metodología sugerida por Nicholson (1993). El proceso de limpieza consistió en el enjuague de cada una de las botellas con agua destilada, 3 veces, para después ser llenadas con ácido nítrico (HNO_3) al 3% y dejadas así por 24 horas. Pasado ese tiempo se vaciaron y se enjuagaron de nuevo 3 veces con agua destilada y 3 veces con agua desionizada, completados estos pasos se dejan secar y posteriormente son tapadas para ser utilizadas en campo.

Entre los reactivos que se utilizaron en campo está el ácido clorhídrico al 0.02 N, utilizado en la prueba de alcalinidad. Este reactivo fue preparado en laboratorio siguiendo la metodología descrita en la norma mexicana *NMX-AA-036-SCFI-2001* (SE, 2001). En su preparación se utilizó agua desionizada con un pH mayor a 6 y conductividad eléctrica menor a $2 \mu S/cm$. Se mezcló 1.65 ml de HCL concentrado al 37% (v/v) en 500 ml de agua desionizada para después aforar a 1 litro. Para estandarizar el ácido y tener una certeza de la normalidad de este, se valoró y estandarizó con una solución 0.05 N de carbonato de sodio anhidro (Na_2CO_3) la cual fue preparada pesando 62 mg de Na_2CO_3 secado por 4 horas a 270 °C y aforado con 250 ml de agua desionizada.

La valoración del ácido se realizó por triplicado utilizando en cada valoración, 5 ml de Na_2CO_3 como analito y usando como indicador, 5 gotas de naranja de metilo. Se tituló con el ácido preparado tomando como punto de viraje el cambio de color de amarillo a naranja, como indica la norma (SE, 2001).

La concentración real de HCl se calculó con la siguiente ecuación

$$HCl_N = \frac{Na_2CO_{3N} * Na_2CO_{3vol}}{HCl_{vol}} \quad (3.1)$$

El valor final de la normalidad para el ácido utilizado en las muestras fue de 0.0194 ± 0.0005 N.

3.2.2. Medición de parámetros fisicoquímicos

Los parámetros fisicoquímicos fueron medidos *in situ* con un potenciómetro y multímetro portátil, ambos equipados con sensores de temperatura. Se midió temperatura, pH y conductividad eléctrica, realizándose 10 mediciones de estos parámetros por cada sitio para su control estadístico. Por cada día de trabajo en campo, tanto el potenciómetro como la celda de conductividad fueron calibrados utilizando buffers de pH 4, 7 y 10, y para la celda de conductividad una solución estándar de $1,043 \mu S/cm$.

En el caso de alcalinidad total, se determinó *in situ* después del muestreo y por triplicado, acorde con la metodología propuesta en la norma mexicana NMX-AA-036-SCFI-2001. Por cada valoración se utilizó 5 ml de muestra como analito y se agregaron 5 gotas de fenolftaleína como indicador de la presencia de carbonatos, el cual en todos los puntos muestreados fue negativa, pues el pH de todas las aguas era menor 8.5. Después, se agregaron 5 gotas de naranja de metilo para la determinación bicarbonatos con la técnica de la microbureta y utilizando HCl 0.0194 N como titulante. Se midió el volumen gastado en el vire de color amarillo a naranja. Por cada punto de muestreo se calculó la media y desviación estándar.

La concentración de bicarbonatos se determinó con la siguiente ecuación:

$$\frac{mg}{L} [HCO_3^-] = \left(\frac{(ml \ HCL)(mol \ HCL/L)}{5ml} \right) \left(\frac{61.01g \ HCO_3}{mol \ HCO_3} \right) \left(\frac{1000 \ mg}{g} \right) \quad (3.2)$$

Los resultados de esta sección se presentan en la Tabla 4.1.

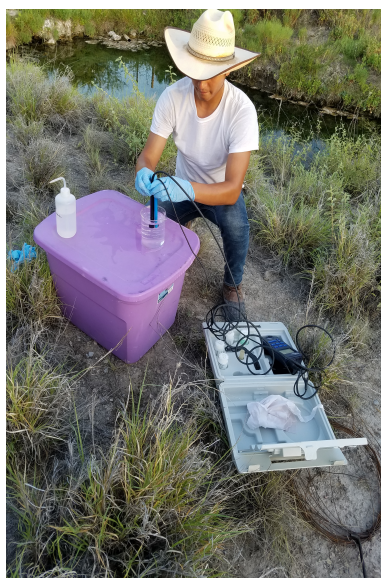


Figura 3.1: Medición de parámetros fisicoquímicos en campo.

3.2.3. Recolección de muestras de fluidos geotérmicos

La recolección de muestras para el análisis de cationes y aniones e isótopos estables se debe hacer de forma cuidadosa, para evitar la contaminación de la muestra y procurando recolectar la muestra a una profundidad de al menos 1 metro con el fin de evitar los efectos evaporativos en

superficie. También se cuida que al sellar las muestras, no queden burbujas de aire, especialmente en el caso de isótopos estables.

En las campañas de muestreo la recolección de muestras inició enjuagando el recipiente recolector (vaso de precipitados o automuestreador) con agua del cuerpo de agua a la profundidad especificada. Una vez enjuagado se procedió a colocar muestra sin filtrar en el equipo de filtrado e iniciar el enjuague del filtro, de nuevo tres veces. Una vez que se enjuagó el equipo de filtrado, se filtró la muestra para llenar las botellas. Se utilizaron filtros de membrana de $0.45 \mu m$ de poro. Con la muestra filtrada, se enjuagó 3 veces cada una de las botellas para iniciar su llenado con muestra. En el caso de las muestras para análisis de cationes, estas fueron acidificadas con HNO_3 ultrapuro hasta que el pH sea 3. Una vez llena la botella, se tapó y se selló con parafilm, evitando la presencia de burbujas de aire dentro de la botella. Cada una de las botellas se etiquetó con un código identificador, incluyendo la clave del punto muestreado y el tipo de análisis al que estaba destinada. Finalmente, las muestras fueron puestas dentro de bolsas térmicas con hielo para su transporte hasta un punto de almacenaje en refrigeración a una temperatura a $4^\circ C$, en la espera de su envío a laboratorios especializados.

En el caso de la campaña de muestreo del 2020, se tomaron muestras de forma más específica, tomado igualmente aniones, cationes e isótopos estables, pero separando el análisis de sulfatos. Las botellas utilizadas fueron de 60 ml para cationes y aniones, y de 20 ml para isótopos estables.



Figura 3.2: Recolección de muestra cruda durante la campaña de muestreo de 2018.

3.3. Caracterización química e isotópica de fluidos: aniones, cationes y elementos traza

El análisis de las muestras se realizó en laboratorios especializados. Las muestras pertenecientes a la campaña de muestreo de 2020 fueron realizadas en el laboratorio de geoquímica del INEEL, abarcando todos los estudios (Isótopos estables y elementos mayores). El análisis de cationes de las muestras de 2018 fue realizado en el laboratorio de investigación geoquímica del Instituto

de Geofísica de la UNAM, el análisis de isótopos estables en el laboratorio de isótopos de la Universidad de Arizona y el análisis de aniones en el laboratorio de geoquímica del INEEL.

Las técnicas utilizadas para el análisis de aniones y cationes en las muestras fueron cromatografía de iones y espectrometría de emisión óptica (ICP-OES) respectivamente, mientras que la medición de isótopos fue por medio de espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IR-MS). Los datos de los análisis químicos se presentan en la tabla 4.2.

3.3.1. Descripción de las técnicas de análisis químico utilizadas

Cromatografía de iones

Método utilizado para la detección y medición de aniones y cationes. Se basa en la interacción iónica entre analitos iónicos y polares, y grupos funcionales iónicos, de carga opuesta al analito, que se derivan a un soporte cromatográfico (columna de separación) (Bhattacharyya, 2012). Así, se tienen columnas de intercambio de cationes que contienen grupos funcionales de carga negativa, mientras que la columna de intercambio para aniones, en sus grupos funcionales tendrá cargas positivas (Bhattacharyya, 2012).

La separación se puede explicar con dos métodos distintos: el primero es un intercambio iónico debido a una atracción competitiva y el segundo debido a una repulsión entre los iones del analito y los iones derivatizados sobre el soporte cromatográfico (columna) (Bhattacharyya, 2012).

Para realizar el análisis por cromatografía de iones, se utiliza una columna de intercambio, una solución eluyente, además de la muestra de interés. El primer paso consiste en hacer circular por la columna un eluyente (de carga opuesta al analito) con el fin de substituir todos los iones presentes en la columna y tener una respuesta constante en el detector. Posteriormente se hace circular la muestra donde los iones de interés, al ir circulando por la columna, intercambian su posición respecto a los grupos dentro de la columna, debido a procesos de atracción y repulsión. La velocidad con la que los iones de interés son fijados a la fase sólida depende de su afinidad eléctrica, carga y otros factores, por lo que iones de mayores cargas se depositan en las partes finales de la columna.

Las partes que conforman a un equipo típico de cromatografía consiste en una una bomba de alta presión, un inyector de muestra, una columna de separación y un sistema de detección, este último puede estar basado en la detección de la conductividad o por detección amperométrica pulsada. Antes de ser utilizados los equipos necesitan ser calibrados con varias soluciones patrón o estándar (Thermo Scientific, 2012).

Espectrometría de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES)

Es un método que detecta elementos o iones por medio de la emisión de radiación derivada de un aumento de energía y subsecuente decaimiento, cuando los iones o elementos son expuestos a plasma (generalmente de argón).

El proceso inicia cuando a través de plasma, se le suministra energía a la muestra y sus átomos son excitados. Al decaer y volver a un estado de baja energía, estos átomos emiten un haz de emisión que es medido por la longitud de onda del fotón. El tipo de elemento se determina dependiendo de la posición del rayo de fotones y la concentración con relación a la intensidad del rayo (Hitachi, 2021).

Espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IR-MS)

La espectrometría de masas es una herramienta poderosa para identificar materiales desconocidos dentro de una muestra o cuantificar la cantidad de material. El proceso de análisis consiste primero en convertir la muestra en iones gaseosos, con o sin fragmentación, que después son caracterizados por su relación de masa/carga (m/z) y la abundancia de este (Kaklamanos et al., 2020).

Los espectrómetros pueden consistir en tres principales elementos: una fuente de iones para producir iones gaseosos de la muestra en cuestión, el analizador de masas para descomponer los iones en sus componentes característicos de acuerdo con su relación m/z , y el sistema detector que también registra la abundancia de cada una de las especies iónicas resueltas (Kaklamanos et al., 2020).

En el caso de análisis de isótopos, las muestras son convertidas en gases a través de la interacción con un haz de electrones en la fuente de iones, después estos iones por medio de altos voltajes son acelerados para atravesar un campo magnético y después ser detectados en una copa de Faraday (Kaklamanos et al., 2020). El campo magnético afecta la trayectoria de los iones de acuerdo con la razón de la masa/carga (Dunn, 2017).

3.3.2. Hidrogeoquímica de fluidos

Una vez que se entregaron los resultados de laboratorio se procedió a su procesamiento y análisis mediante herramientas gráficas y matemáticas. Los pasos que se siguieron fue la evaluación de la calidad química de las muestras, su clasificación de acuerdo con sus especies químicas y la distribución espacial de los iones o componentes. A continuación se describen los pasos realizados:

Calidad de las muestras

El análisis de la calidad de las muestras se basó utilizando un balance iónico o balance de cargas (Nicholson, 1993). Este balance se basa en que una solución acuosa debe de tener una carga eléctrica neutra, es decir, la suma de los iones libres debe ser igual a cero.

Tomando lo anterior, se evaluó la calidad de los análisis de cada muestra de las campañas de muestreo a través del calculo de balance de cargas y su error mediante la siguiente ecuación:

$$\Pi[\%] = \frac{\Sigma Cationes - \Sigma Aniones}{\Sigma Cationes + \Sigma Aniones} \times 100 \quad (3.3)$$

Donde los cationes y los aniones deben ser expresados en miliequivalentes por litro [meq/l].

Para que una muestra sea considerada confiable, el error del balance de cargas no debe ser mayor al $\pm 5\%$ (IGA, 2014), aunque un $\pm 10\%$ es el límite máximo aceptado. Los errores dentro de un análisis pueden estar asociados a no tomar en cuenta algún ion mayor, que no se tomaran en cuenta en el balance todas las especies presentes, además de errores analíticos y sistemáticos.

Además del cálculo del error porcentual, se graficaron las concentraciones de los iones libres de cada muestra (Fig. 4.5), con el fin de saber la cantidad de iones y que grupo de iones se encuentra

en mayor medida, una cifra negativa significará mayor presencia de aniones, y una positiva de cationes.

Clasificación geoquímica de las aguas

La clasificación geoquímica de las aguas se realizó con la ayuda de diagramas triangulares y de especies iónicas. Estos diagramas son útiles cuando se quieren comparar aguas de diferentes fuentes (Rao, 1998) o cuando se evalúan procesos de dilución o incluso enriquecimiento de ciertos elementos (IGA, 2014).

Es necesario resaltar que estos diagramas de clasificación presentan también ambigüedades respecto a las consideraciones para su implementación y su forma gráfica (Uscanga Junco, 2021). Entre los problemas que se tienen está el que violan la suposición de aleatoriedad de las variables, violan la supuesta distribución normal de estas y además, la geometría de la gráfica permite confusiones entre las clasificaciones (Uscanga Junco, 2021; Verma, 2015). Debido a esto, nuevos métodos robustos para la clasificación química que subsanen estos problemas han sido propuestos, por ejemplo, el modelo 7hr de Verma et al. (2021). Si bien estas nuevas metodologías permiten una clasificación química más precisa de los fluidos, los diagramas triangulares aportan información adicional respecto a las interacciones agua-roca en el fluido, los procesos de dilución o incluso la evolución de los sólidos disueltos en un conjunto de muestras (Jorquera, 2019), por lo que para el alcance de este trabajo, se decidió optar por los diagramas triangulares.

La clasificación geoquímica de iones en las muestras fue realizada utilizando el diagrama ternario de aniones ($Cl - SO_4 - HCO_3$) propuesto por Giggenbach (1988) así como el diagrama de Piper para clasificación de aguas (Piper, 1944). Estas herramientas permiten una vista rápida sobre los posibles procesos implicados en la composición como mezcla o agrupamientos espaciales (Magaña Burgos, 1999).

Para la creación del diagrama de Piper, las concentraciones fueron calculadas en miliequivalentes sobre litro, tanto de aniones como cationes para después ser graficadas siguiendo la metodología indicada en el trabajo de Torres Rodríguez et al. (1993) y basados en el trabajo de Piper (1944), en la cual primero se grafican los cationes en el triángulo catiónico, después los aniones en su respectivo triángulo, y una vez teniendo los dos puntos, se trazan dos líneas paralelas a los triángulos cuya intersección determina el tipo de agua que representa la muestra (Fig. 4.7).

En el caso de aniones, el diagrama de Giggenbach resulta de ayuda para una clasificación basada en los aniones mayores ($Cl - SO_4 - HCO_3$). Para calcular los puntos de las muestras en este diagrama (Fig. 4.15), la concentración de cada anión es dividido por la suma de las concentraciones de estos tres aniones y se normaliza al 100 por ciento. Estos porcentajes son los que se grafican en el diagrama ternario. Las concentraciones se expresan en mg/L o mg/kg . Las categorías que se encuentran en este diagrama van de aguas calentadas con vapor las cuales tienen un porcentaje mayor de sulfatos, las aguas periféricas con los carbonatos como mayor concentración, y las aguas maduras que presentan valores altos de cloruros (Giggenbach, 1991).

Diagramas de Schoeller fueron utilizados para encontrar firma geoquímica a través de patrones de concentración de elementos mayores. Las concentraciones se grafican de forma logarítmica cuando las proporciones son muy contrastantes y están unidas por una línea recta (Fig. 4.6). Estos diagramas son útiles para discriminar o agrupar muestras, además de que pueden mostrar posibles efectos de mezcla con otras aguas (Magaña Burgos, 1999).

Distribución espacial

Finalmente, para analizar la distribución espacial de los componentes químicos de las aguas, así como de los parámetros fisicoquímicos, se elaboraron mapas de interpolación por medio del algoritmo *Inverse Distance Weighting (IDW)* dentro del programa QGIS.org (2021). Adicionalmente, se elaboraron diagramas de Stiff que fueron representados dentro de un mapa (Fig. 4.9), la ventaja de este diagrama es que permite visualizar espacialmente diferentes tipos de agua y también tener una idea del grado de mineralización de la muestra a través del ancho del diagrama (Almirudis, 2013). Estos mapas fueron realizados por medio del software libre *QGIS* (QGIS.org, 2021).

3.3.3. Isotopía de fluidos

De acuerdo con Güleç (2013), las aguas geotérmicas pueden tener 5 posibles orígenes o fuentes: 1) Agua meteórica, 2) Agua marina, 3) Aguas de formación, 4) Aguas metamórficas y 5) Aguas magmáticas, como se muestra la figura 3.3.

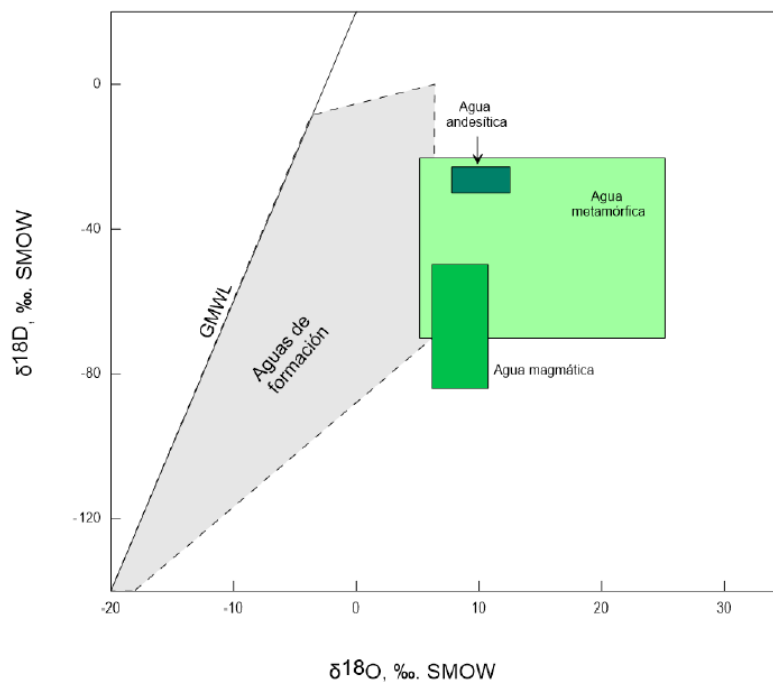


Figura 3.3: Diagrama δD vs $\delta^{18}O$, donde se muestra la firma isotópica de aguas con diferentes orígenes. Diagrama modificado de Güleç (2013) por Santos Raga (2019).

Con el fin de determinar el posible origen de las muestras y las posibles zonas de recarga, se realizó un análisis isotópico de las muestras al comparar sus firmas isotópicas de D/H y $^{18}O/^{16}O$. Se utilizaron los isótopos estables del hidrógeno y oxígeno, estos son deuterio (D) y oxígeno 18 (^{18}O) debido a que estos isótopos son sensibles al fraccionamiento isotópico por procesos fisicoquímicos, como la temperatura, interacciones agua-roca, y procesos evaporativos o de condensación (Güleç, 2013; Barbier et al., 1983; Quijano León, 2007). Los datos son presentados como δD y $\delta^{18}O$, donde el δ representa la diferencia respecto al estándar promedio de agua oceánica (VSMOW).

Para identificar de manera gráfica el origen del agua en las muestras, se utilizó la gráfica δD vs $\delta^{18}O$, incluyendo como referencia la *Línea de Agua Meteorica Global* (LMG) (Ec. 3.4) propuesta por Craig (1961), quien encontró que las aguas meteóricas a nivel mundial exhiben una correlación lineal que se expresa por la siguiente ecuación:

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad (3.4)$$

Debido a que los isótopos pueden variar debido a la altitud, latitud, procesos evaporativos e incluso de recondensación (Güleç, 2013), cada lugar tiene una firma isotópica característica identificada como *Línea Meteorica Local* (LML). En este trabajo se utilizó como referencia la LML calculada por Cortés et al. (1997) (Ec. 3.5) para la cuenca de Chihuahua que, al tener similitudes a la curva de precipitación de Monterrey, Johannesson et al. (2004) infirió que la curva es apropiada para cuencas cercanas a estas zonas, lo que incluye a la zona de estudio y la cuenca de Cuatrociénegas. La ecuación es la siguiente:

$$\delta D = 7\delta^{18}O + 1.9 \quad (3.5)$$

Además, se analizó el origen de los fluidos asumiendo un origen meteórico, para esto se utilizó la ecuación desarrollada por Cortés and Durazo (2001) para estimar la altitud de la precipitación. Esta ecuación fue utilizada por Johannesson et al. (2004) para estimar la elevación de las zonas de recarga de muestras de fluidos dentro de la cuenca de Cuatrociénegas. La ecuación es la siguiente:

$$\delta^{18}O = -2.37Z - 3.2 \quad (3.6)$$

Donde Z es la elevación en kilómetros.

Una vez calculada la altitud de la precipitación, se presentaron los valores y las muestras dentro de un mapa digital de elevación para comparar estas altitudes de recarga con el relieve que rodea a la zona de estudio (Fig. 4.14).

3.4. Geotermometría y modelos de mezclado

Para evaluar las condiciones térmicas a profundidad del posible yacimiento, se estimó la temperatura de equilibrio de los manantiales con temperatura de descarga $> 30^{\circ}C$ (MT, MA) y el pozo Monclova-22 (KM) mediante la aplicación de geotermómetros de solutos. Los geotermómetros son herramientas útiles y de bajo costo, por lo que su implementación es indispensable en trabajos de prospección geoquímica. Estos geotermómetros basan su aplicación en especies químicas presentes en aguas asumiendo condiciones de equilibrio en el yacimiento (IGA, 2014).

Dado que las especies químicas son variables y diversas dentro de los fluidos, al igual que las interacciones agua-roca que las producen, existen diferentes tipos de geotermómetros. Esta variedad de geotermómetros deriva en que se puedan hacer distintas estimaciones de temperaturas de equilibrio, por lo que la aplicación de estas herramientas debe hacerse con cuidado y tomando en consideración las restricciones y criterios de aplicación establecidos en cada uno de estos. De esta forma se obtendrán resultados y estimaciones coherentes con los ambientes geológicos que dominan en un recurso geotérmico.

Las concentraciones de especies químicas pueden estar afectadas debido a una falta de equilibrio entre la solución y los minerales hidrotermales o como resultados de procesos fisicoquímicos como

reacciones, mezcla con otros fluidos, desgasificación o despresurización (Magaña Burgos, 1999). La evaluación del estado de equilibrio o el uso de modelos de mezclas resulta importante para complementar y justificar la información térmica predicha por los geotermómetros.

Tomando en consideración lo anterior, diversos geotermómetros de solutos fueron utilizados para estimar las temperaturas probables de yacimiento, estas temperaturas fueron calculadas utilizando el software *SolGeo*, desarrollado por Verma et al. (2008). Así mismo, se evaluó también el grado de equilibrio de las muestras al graficar las muestras en el diagrama ternario de Na-K-Mg propuesto por Giggenbach (1988), así como la evaluación del modelo de mezclado Sílice-Entalpía propuesto por Fournier (1977). En las siguientes secciones se describen a detalle este proceso.

3.4.1. Geotermómetros de solutos

Se pueden basar en la solubilidad mineral o reacciones de intercambio (Nicholson, 1993). Su aplicación toma en cuenta cinco consideraciones básicas, como lo describe Fournier et al. (1974) en su trabajo y que a continuación se mencionan:

1. Existen reacciones químicas dependientes de la temperatura cuya ocurrencia se da a la profundidad.
2. Todos los componentes que forman parte de una reacción dependiente de la temperatura se encuentran de manera abundante.
3. Los procesos de interacción de agua-roca se equilibran a la temperatura del yacimiento.
4. Al ascender el fluido a la zona de descarga hay una nula o poca re-equilibración o cambio de la composición química del agua.
5. El agua que emerge y que tiene mayor temperatura no se mezcla con agua más somera y fría.

Cabe mencionar que el cumplimiento de que se tenga equilibrio químico dentro del yacimiento dependerá de diferentes factores como la cinética de la reacción, la temperatura del yacimiento, la reactividad de las rocas encajonantes del fluido y el tiempo de residencia de este dentro del yacimiento (Fournier, 1977). Sin embargo, el verificar y comprobar que estás condiciones y las consideraciones para la aplicación de geotermómetros resulta complicado (Ferguson et al., 2009).

Entre los geotermómetros más usados se encuentran los de sílice (calcedonia y cuarzo) y los geotermómetros de la relación Na/K, Na-K-Ca, incluyendo otros geotermómetros basados en relaciones catiónicas o cualquier otra especie acuosa que se mantenga en equilibrio (Karingithi, 2009; Nicholson, 1993).

Las principales características de los geotermómetros de sílice es que se basan en la solubilidad del cuarzo, calcedonia, cristobalita u otras especies (Kharaka and Mariner, 1989). La predominancia de las especies de sílice dependerá de la temperatura. En algunos sistemas, el cuarzo domina la solución arriba de los 150 °C y la calcedonia incluso a temperaturas menores a 110°C (Fournier, 1980). Kharaka and Mariner (1989) sugieren que el geotermómetro de cuarzo podría ser aplicado en aguas de cuencas sedimentarias con temperaturas de yacimiento mayores de 70 °C y debajo de esta temperatura, el geotermómetro de calcedonia puede dar mejores resultados.

El caso de los geotermómetros de Na-K, han resultado de importancia para sistemas de alta

temperatura. La relación Na/K generalmente funciona bien estimando temperaturas de aguas arriba de los 200 °C, sin embargo, en aguas con temperatura menor a 100 °C puede arrojar o proporcionar una sobre-estimación de la temperatura (Fournier, 1977). En aguas ricas en calcio (generalmente de baja temperatura) y que representa una fracción considerable de los cationes, estos geotermómetros dan de igual forma temperaturas sobreestimadas (Kharaka and Mariner, 1989). La principal ventaja de estos es que es afectado en menor medida por dilución o separación de fases que otros geotermómetros más comunes (Fournier, 1980).

Para contrarrestar la estimación de temperaturas poco realistas con los geotermómetros de Na/K en aguas ricas en calcio, Fournier and Truesdell (1973) desarrollaron el geotermómetro de Na-K-Ca el cual permite una mejor estimación de la temperatura en ambientes de baja temperatura (Fournier, 1977). Este es un geotermómetro empírico que incluye el equilibrio entre minerales feldespáticos de Na-K más la conversión de minerales aluminosilicatos de calcio en calcita y que además suele no arrojar resultados sobreestimados en aguas de baja temperatura y fuera de equilibrio (Karingithi, 2009). En ambientes de baja temperatura la concentración de magnesio es alta y estas concentraciones afectan el desempeño del geotermómetro (Kharaka and Mariner, 1989), por lo cual Fournier and Potter (1979) propuso una corrección empírica para estas características. Aplicando esta corrección, el geotermómetro de Na-K-Ca con la corrección de magnesio puede aplicarse a aguas con temperaturas de los 0 °C a los 350 °C (Kharaka and Mariner, 1989).

Otros geotermómetros menos comunes son los de Li-Na, K-Mg y Mg-Li. El geotermómetro Li-Na toma en consideración una dependencia mayor de los minerales de litio que los de sodio (Nicholson, 1993), sin embargo, la base teórica no está completamente fundamentada. Al considerar concentraciones absolutas este geotermómetro es sensible a procesos de dilución y mezclado (Fouillac and Michard, 1981), aun así, parece ser efectivo al aplicarse en sistemas de baja y alta temperatura en ambientes sedimentarios y volcánicos (Nicholson, 1993). Los demás geotermómetros (K-Mg y Mg-Li) basan su aplicación en las reacciones de intercambio de Mg en ambientes de baja temperatura las cuales tienden a ser rápidas, por lo que las estimaciones suelen ser del último equilibrio (Nicholson, 1993). Estos geotermómetros se pueden aplicar en recursos de baja temperatura y donde el equilibrio entre el fluido y los minerales de la roca encajonante no ha sido alcanzado (Kharaka and Mariner, 1989; Nicholson, 1993)

Dado el ambiente sedimentario de la zona de estudio y las principales características de los grupos de geotermómetros, se consideró adecuado aplicar los geotermómetros de sílice, y los geotermómetros que toman en cuenta la cantidad de calcio presente en las aguas, así como de magnesio y litio. La aplicación de los geotermómetros de Na-K se justifica para obtener posibles temperaturas en los límites superiores dado su naturaleza para sistemas de alta temperatura. Los geotermómetros utilizados en este trabajo son concordantes con otros trabajos en zonas de estudio cuyos fluidos están asociados a acuíferos carbonatados con una alta presencia de sulfatos y calcio (Cardona et al., 2018; Xiao et al., 2018).

Una vez calculadas las temperaturas, se hizo un tratamiento estadístico a estas estimaciones al ser agrupadas por sitio muestreado solo con el fin de eliminar posibles datos discordantes. Este tratamiento se hizo con el programa UDASYs desarrollado por Verma et al. (2013), donde el algoritmo aplica las pruebas estadísticas de sesgo (*Skewness*), curtosis, Dixon y Grubs en cada grupo (Sitio). Una vez retirados los datos discordantes encontrados en cada grupo, se aplicó la prueba estadística ANOVA en el mismo programa, con el fin de evaluar si las medias de cada grupo pertenecen a la misma población. La hipótesis nula por comprobar (H_0) fue: *las temperaturas de yacimiento estimadas en cada uno de los sitios pertenecen a una misma población*. Una vez cumplida esta hipótesis se agruparon de nuevo las estimaciones en un sólo grupo y se aplicó de nuevo una prueba de datos discordantes, una vez descartados estas estimaciones, se calculó

una temperatura promedio del yacimiento.

Los geotermómetros utilizados y sus consideraciones se describen a continuación:

Geotermómetro de cuarzo (Verma and Santoyo, 1997)

Geotermómetro con intervalo de aplicación de los 20 a los 210 ° C. S es la concentración de SiO₂ expresado en mg/kg:

$$T [^{\circ}C] = - (44.119 \pm 0.438) + (0.24469 \pm 0.00573)S - (1.7414 \times 10^{-4} \pm 1.365 \times 10^{-5})S^2 + (79.305 \pm 0.427) \log S \quad (3.7)$$

Geotermómetro de calcedonia (Fournier, 1977)

Geotermómetro aplicado en el intervalo de temperatura de 0-250 ° C, donde S es la concentración de SiO₂ en mg/kg.

$$T [^{\circ}C] = \frac{1032}{4.69 - \log S} \quad (3.8)$$

Geotermómetro de Na/K (Santoyo and Díaz-González, 2010)

Recomendado para temperaturas mayores a 100 ° C. Las concentraciones de Na y K se expresan en mg/kg.

$$T [^{\circ}C] = \frac{876 \pm 26.26}{\log_{Na/K} + 0.8775 \pm 0.0508} - 273.15 \quad (3.9)$$

Geotermómetro de Na-K-Ca (Fournier and Truesdell, 1973)

Geotermómetro empleado en aguas con una concentración mayor de Calcio, las concentraciones se expresan en mg/kg.

$$T [^{\circ}C] = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta[\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2.06]} - 273.15 \quad (3.10)$$

Dónde $\beta = 1/3$ si la temperatura estimada es mayor a 100 °C o si $\log(\sqrt{Ca}/Na) < 0$ y $\beta = 4/3$ cuando la temperatura estimada es menor de 100 °C y $\log(\sqrt{Ca}/Na) > 0$.

En aguas con una alta concentración de Mg, se recomienda aplicar una corrección, como menciona Fournier and Potter (1979) en su trabajo. Esta corrección se basa en el valor de $R = Mg/(Mg+Ca+K) \cdot 100$, con las concentraciones expresados en equivalentes. Cuando la temperatura estimada por el geotermómetro de Na-K-Ca es $> 70^{\circ}C$ y el valor de R se encuentra en el intervalo de 5 a 50 se utiliza la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \Delta t_{Mg} [^{\circ}C] = & 10.66 - 4.7415R + 3.25.87(\log R)^2 - (1.032 \times 10^5) \frac{(\log R)^2}{T} \\ & - (1.968 \times 10^7) \frac{(\log R)^2}{T^2} + (1.605 \times 10^7) \frac{(\log R)^3}{T^2} \end{aligned} \quad (3.11)$$

Para valores de R en un intervalo $0.5 < R < 5$ se utiliza la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \Delta t_{Mg} [^{\circ}C] = & -1.03 + 59.971 \log R + 145.05(\log R)^2 - 36711 \frac{(\log R)^2}{T} \\ & + (1.67 \times 10^7) \frac{\log R}{T^2} \end{aligned} \quad (3.12)$$

En ambas ecuaciones, Δt_{Mg} es el valor que se debe sustraerse a la temperatura estimada en la ecuación 3.10 y T es la temperatura estimada en la ecuación 3.10 en grados Kelvin. Hay que resaltar que si el valor de Δt_{Mg} es negativo, no se deberá aplicar la corrección, ni tampoco cuando R sea < 0.5 o con $R > 50$, en este último caso se debe asumir que el agua proviene de un acuífero relativamente frío (Fournier and Potter, 1979).

Geotermómetro de Na-K-Mg (Nieva and Nieva, 1987)

Este geotermómetro es resultado de una evaluación sobre los componentes catiónicos. Diferentes condiciones deben cumplirse para su aplicación, en este caso aplica que la concentración total de elementos (expresado en mEq/l) debe ser mayor 8 y la concentración de magnesio en porcentaje sea menor o igual al 3.5 %. También se debe cumplir las siguientes condiciones $\sqrt{Mg}/Na \leq 1.7$ y $\sqrt{Ca}/Na > 2.6$ (Verma et al., 2008). La temperatura se estima con la siguiente ecuación (Concentraciones expresadas en mol/l):

$$T [^{\circ}C] = \frac{11140}{6 \log(Na/K) + \log(Mg/Na^2) + 18.3} - 273.15 \quad (3.13)$$

Geotermómetro de K-Mg (Giggenbach, 1988)

Recomendado para temperaturas < 100 °C. Las concentraciones se expresan en mg/kg:

$$T [^{\circ}C] = \frac{4410}{14 - \log(K^2/Mg)} - 27.15 \quad (3.14)$$

Geotermómetro de K-Mg (Fournier, 1991)

Aplicable para aguas con valor de $\log(K^2/Mg) < 1.25$. Las concentraciones se expresan en mg/kg:

$$T [^{\circ}C] = \frac{1077}{4.033 + \log(K^2/Mg)} - 27.15 \quad (3.15)$$

Geotermómetro de Li-Mg (Kharaka and Mariner, 1989)

Aplicable en un intervalo de 0 - 350 ° C. Las concentraciones se expresan en mg/l:

$$T [^{\circ}] = \frac{2200}{5.47 - \log(Li/Mg^2)} - 273.15 \quad (3.16)$$

El autor menciona que es necesario hacer una evaluación más extensa en caso de aplicarlo en aguas de manantiales.

Geotermómetro de Na-Li (Verma and Santoyo, 1997)

Aplicable para aguas con concentraciones de cloruros mayores a 0.3 mol/kg. Las concentraciones se expresan en mol/l:

$$T [^{\circ}C] = \frac{1049 \pm 44}{\log(Na/Li) + 0.44 \pm 0.10} - 273.15 \quad (3.17)$$

Geotermómetro de Na-Li (Kharaka et al., 1982)

Aplicable en un intervalo de 0 - 350 ° C. Las concentraciones se expresan en mg/kg:

$$T [^{\circ}C] = \frac{1590}{\log(Na/Li) + 0.779} - 273.15 \quad (3.18)$$

Diagrama ternario Na-K-Mg (Giggenbach, 1988)

Con el fin de evaluar el grado de equilibrio en las muestras con la litología encajonante, se graficaron las muestras en el diagrama ternario de Giggenbach (1988). Se calcularon las razones de Na/1000, K/100 y \sqrt{Mg} recalculados al 100 % y que se presentan en la figura 4.15. Este diagrama es útil para discriminar las muestras más aptas para la estimación de temperaturas mediante geotermometría, indicando las muestras que han sufrido probables mezclas con agua más fría y somera o están parcialmente equilibradas (Nicholson, 1993).

3.4.2. Modelos de mezcla o dilución

En su trayecto hacia la superficie el agua que descarga de un acuífero caliente puede atravesar otros acuíferos más someros y fríos, mezclándose y descargando a una temperatura menor, con un posible cambio en las composiciones químicas del fluido a profundidad. Con el fin de poder establecer el grado de mezcla o las condiciones del fluido profundo, diversos modelos de mezclado se han propuesto.

Estos modelos pueden mostrar información valiosa debido a que en caso de existir una mezcla y si esta alcanza el equilibrio químico, los geotermómetros estimarán la temperatura de ese equilibrio. Los geotermómetros basados en la solubilidad mineral se ven afectados en mayor medida por efectos de dilución y mezcla, mientras que los basados en relaciones de intercambio iónico, son afectados si hubo reacciones químicas después de la mezcla (Fournier, 1977).

En este trabajo se evaluó el modelo Sílice-entalpía de Fournier (1977), aplicado únicamente en muestras subterráneas (manantiales y pozos). Se considero la aplicación de este modelo debido a que los trabajos de CONAGUA (2018a) indican la existencia de acuíferos someros dentro de la zona de estudio.

Modelo sílice-entalpía

Propuesto por Fournier et al. (1974) y con cálculos simplificados en Fournier and Potter (1982). El modelo consiste en calcular la concentración original de sílice (SiO₂) del fluido en el acuífero caliente a través de la intersección de la curva de Sílice disuelta vs entalpía y la línea de correlación entre las muestras frías y calientes.

En este trabajo se utilizó la ecuación de sílice disuelta en agua líquida a la presión de vapor de la solución en función de la entalpía del agua líquida solvente (Fournier and Potter, 1982):

$$S = -3.5532 + (1.46 \times 10^{-1})H + (-4.9270 \times 10^{-4})H^2 + (1.2305 \times 10^{-6})H^3 + (-4.9421 \times 10^{-10})H^4 \quad (3.19)$$

Dónde S es la concentración de sílice (SiO₂) en mg/kg y H es la entalpía del agua líquida en J/g.

Las muestras se graficaron (Fig. 4.17) formando las coordenadas Sílice, Entalpía (SiO₂,H) calculando la entalpía de la muestra con la temperatura de descarga del fluido y la presión atmosférica. Una vez graficadas las muestras, se aplicó una correlación lineal y esta línea se extendió hasta interceptar la curva de la ecuación 3.19. Este punto de intersección corresponde a las condiciones del probable yacimiento, cuya temperatura se calcula con las tablas termodinámicas tomando la entalpía como referencia.

El cálculo y propiedades termodinámicas del agua se obtuvieron del módulo de Python IAPWS-95 para agua ordinaria, cuya metodología se presenta en el trabajo de la *International Association for the Properties of Water and Steam* (IAPW) (Wagner and Pruf, 2002).

3.5. Temperaturas de fondo y gradiente geotérmico

Con el fin de comparar las estimaciones arrojadas por los geotermómetros y obtener temperaturas más reales de los fluidos, se solicitó a la Comisión Nacional de Hidrocarburos vía el Seminario Universitario sobre Investigación en Hidrocarburos del Instituto de Geología de la UNAM, la información de 7 pozos de gas natural ubicados dentro de la zona de estudio, incluyendo el pozo Monclova-22 (KM). Esta información sirvió para comprender de mejor manera las características de las formaciones presentes dentro de la zona de estudio, así como las temperaturas existentes dentro de esta.

3.5.1. Datos

Los datos que se extrajeron de las carpetas de cada pozo fueron las temperaturas de fondo de pozo (BHT, por sus siglas en inglés). Este tipo de temperaturas suele tener incertidumbres grandes a la hora de analizarla para estimar la temperatura estabilizada del pozo, sin embargo, son los datos que se registran con mayor frecuencia en pozos de hidrocarburos. Estos datos

de BHT generalmente son registrados cuándo se realizan los registros o *loggings* geofísicos, que tienen por objetivo determinar parámetros clave de las formaciones o del pozo. Debido a que la temperatura de fondo de pozo se mide normalmente cuando el pozo está afectado térmicamente, es recomendable realizar un ajuste de temperatura y así obtener una estimación más realista de las temperaturas que se tienen a profundidad.

3.5.2. Ajuste de temperatura BHT

Para compensar la estimación con posibles diferencias respecto a la temperatura estabilizada de la formación, se utilizó la corrección de BHT propuesta por Deming (1989), la cuál es una de las mejores correcciones empíricas para temperaturas de fondo de pozo (Espinoza-Ojeda et al., 2017). A continuación, se presenta esta corrección:

$$\Delta T = (1.878 \times 10^{-3})z + (8.476 \times 10^{-7})z^2 - (5.091 \times 10^{-11})z^3 - (1.681 \times 10^{-14})z^4 \quad (3.20)$$

Dónde ΔT es la corrección que se hace a la temperatura BHT y z la temperatura de registro o profundidad en metros (m).

3.5.3. Gradiente geotérmico

Una vez estimadas las temperaturas corregidas para cada una de las BHT de los pozos, se estimó el gradiente geotérmico presente en estos pozos con el fin de hacer una comparación de este valor con el gradiente normal de la tierra (30 °C/km). El gradiente geotérmico por pozo se calculó con la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\text{BHT}_{\text{corr}} - T_{\text{amb}}}{z_{\text{BHT}} - z_0} \quad (3.21)$$

Dónde $\partial T/\partial z$ es el gradiente geotérmico en el pozo en °C/km, BHT_{corr} es la temperatura de fondo de pozo corregida en °C, z_{BHT} es la profundidad a la que se registró la BHT en metros, T_{amb} la temperatura de referencia en °C que en este trabajo se tomó como la temperatura media anual y finalmente z_0 que es la profundidad de la temperatura de referencia, que al ser la temperatura ambiente, este valor es igual a cero.

Finalmente se realizó un mapa de distribución del gradiente geotérmico dentro de la zona de estudio, construido a partir de las estimaciones de gradiente en los pozos de los que se obtuvo esta información. La elaboración de este mapa se realizó en el programa QGIS.org (2021) y la interpolación se hizo por el método *IDW* (Fig. 4.18).

3.6. Modelo Conceptual de la zona de estudio

Una vez que se obtuvo y analizó la información de las diferentes fases de este trabajo, se integró esta información con el fin de dar una explicación sobre el origen y procesos que están implicados para la existencia de un recurso geotérmico y por consiguiente de manifestaciones hidrotermales dentro de la zona de estudio. Los modelos conceptuales agrupan información valiosa y guían

fases futuras sobre la exploración o incluso en determinar las ubicaciones de posibles pozos o de estimar la capacidad de explotación del recurso (Cumming, 2009).

Este modelo preliminar es la base para la estimación de la energía disponible dentro de la zona de estudio, ya que diversas variables implicadas en la estimación de calor disponible y sus incertidumbres son resultado del proceso y análisis de la información recolectada.

3.7. Estimación volumétrica del calor disponible

Un parámetro importante en la explotación de un recurso geotérmico es el calor disponible en un determinado yacimiento. Diversos métodos para la estimación del calor disponible han sido propuestos, como menciona Muffler and Cataldi (1978). Dentro de los más importantes se encuentra el método volumétrico, cuyo modelo considera propiedades térmicas y físicas del yacimiento. Este método fue seleccionado para estimar el calor disponible en la zona de estudio, siguiendo las recomendaciones y consideraciones presentadas en trabajos previos como el de Fernández Duque (2021) para la región de Aocolco, así como estudios regionales para estimar el calor disponible en recursos de baja a mediana temperatura (Sorey et al., 1982; Iglesias and Torres, 2003; Hiriart Le Bert et al., 2011).

En este trabajo se consideró únicamente el calor disponible en la roca debido a una falta de datos de saturación de agua dentro de la formación, además de servir como una estimación base mínima en caso de sistemas hidrotermales o de sistemas geotérmicos mejorados.

Los datos para estimar el calor disponible fueron obtenidos a partir de la información de los pozos que fue suministrada por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (espesores de las litologías y temperaturas fondo de pozo), así como del análisis y procesamiento de datos de geoquímica explicados anteriormente (temperaturas geotermométricas) y finalmente de revisión de literatura para datos que no se encontraron en las dos fuentes anteriores (porosidad, densidad y capacidad calorífica de las rocas).

Con el fin de obtener una estimación de calor disponible no determinista, se realizó el cálculo de esta a través de una simulación Montecarlo, considerando diversas distribuciones de probabilidad que describan de mejor manera los valores máximos, medios y mínimos de las variables implicadas en la ecuación de calor disponible. El fundamento de la estimación de calor disponible realizada en este trabajo se describe a continuación

3.7.1. Método volumétrico

El método volumétrico estima el calor que guarda un volumen de roca a una determinada profundidad y temperatura. Este valor se ve afectado por la porosidad de la roca y la presencia de agua en los espacios porosos.

Tomando como referencia el trabajo de Fernández Duque (2021), el calor sensible de una masa de material depende de su masa (m), el Δ de temperatura al que se somete y su capacidad calorífica (C_p). Esta ecuación se presenta a continuación:

$$Q = mC_p\Delta T \tag{3.22}$$

Dado que en nuestro interés está enfocado a una masa rocosa, la masa se puede expresar en términos de su volumen (V) y su densidad (ρ_r). Este volumen se estima a partir de una simplificación de geometría en la que se estima un área (A) y un espesor (h), que dependiendo de los procesos físicos o químicos en la roca, este volumen puede estar afectada por una porosidad (φ). El delta de temperatura está determinado por la diferencia entre la temperatura a la que se encuentra la formación en la profundidad (T_f) y una temperatura de referencia (T_r), finalmente considerando la capacidad calorífica de la roca (Cp_r), se puede estimar el calor disponible para este volumen de roca (Q_r), como se presenta a continuación:

$$Q_r = Ah\rho_rCp_r(1 - \varphi)(T_f - T_r) \quad (3.23)$$

Dónde Q_r se expresa en kJ, el área (A) en m^2 , el espesor (h) en m, la capacidad calorífica (Cp) en $kJ/kg^\circ C$ y las temperaturas (T_f y T_r) en $^\circ C$.

Dado que, en sistemas geotérmicos de interés como los sistemas hidrotermales, los espacios porosos pueden estar llenos de agua, el calor disponible para esta fracción de volumen lleno de agua está determinada por la siguiente ecuación:

$$Q_a = Ah\rho_aCp_a(\varphi)(T_f - T_r) \quad (3.24)$$

Dónde Cp_a es la capacidad calorífica del agua y ρ_a la densidad del agua.

Finalmente, la estimación total del calor disponible en un yacimiento está dado por la suma del calor sensible en la roca y el calor sensible del agua dentro del espacio poroso.

$$Q_T = Q_r + Q_a \quad (3.25)$$

Haciendo una descripción de las variables implicadas en la estimación del calor disponible, el área de un yacimiento suele ser delimitada por las manifestaciones hidrotermales dentro de una región específica o por características geomorfológicas como fallas y fracturas, o en su caso, anomalías detectadas por estudios geofísicos (Gravimétricos, sísmicos, magnéticos, etc.).

El espesor de la capa de roca consiste en aquellos horizontes en los cuales existente una buena porosidad o permeabilidad en el que pueden extraerse los fluidos dentro de la roca, sin embargo, también se pueden tomar como referencia las cimas y fondos de la formación en caso de que presente propiedades consistentes a lo largo de esta.

La temperatura de la formación puede ser obtenida por diferentes métodos, los principales y de mayor confianza son las temperaturas medidas en el fondo de los pozos que perforan al posible yacimiento, que en caso de que estas temperaturas no estén disponibles, las estimaciones de geotermómetros de solutos o de gas aplicados a las manifestaciones hidrotermales suelen indicar temperaturas probables del yacimiento con cierto grado de confianza.

La temperatura de referencia normalmente se toma como la temperatura media anual de la zona en donde se encuentre el recurso geotérmico, pudiendo variar estos valores desde las temperaturas mínimas o máximas.

Los valores de densidad, así como de porosidad y de calor específico normalmente se consiguen por medio de pruebas a los núcleos de la litología de interés, estos obtenidos al haber perforaciones dentro de la zona de interés, aunque también pueden ser estimados al hacer un análisis de los registros del pozo (*Well logging*).

3.7.2. Simulación Montecarlo y distribuciones de probabilidad

La simulación Montecarlo es un método probabilístico que realiza muestreos aleatorios de distribuciones de probabilidad relacionadas a las variables independientes de un problema (Fernández Duque, 2021). Esta simulación resulta conveniente debido a su capacidad de estimar el efecto de las diferentes variables y sus incertidumbres dentro del cálculo de calor disponible. Las simulaciones Montecarlo fueron realizadas en la aplicación web *NIST Uncertainty Machine* del Instituto Nacional de Estándares y Tecnologías (NIST, 2021).

Para realizar la simulación, es necesario definir las distribuciones de probabilidad asociadas a cada variable dentro de la ecuación de calor disponible. En este trabajo se utilizaron mayormente distribuciones triangulares, excepto. Estas distribuciones resultan convenientes pues muestran los valores mínimos, máximos y medios, además de indicar sesgos positivos o negativos dentro de la distribución (Fernández Duque, 2021).

A continuación, se describen las distribuciones de probabilidad determinadas para cada variable dentro de la ecuación de calor disponible, cuyos resultados de esta simulación se presentan y discuten en la sección 4.7. Estas consideraciones son resultado del análisis de la información de las secciones pasadas, lo que incluye la geoquímica de las muestras, las temperaturas geotermométricas, gradiente geotérmico, además del procesamiento de la información de los pozos de gas dentro de la zona de estudio.

Área del yacimiento

Las áreas del yacimiento se definieron siguiendo el trabajo de Iglesias and Torres (2003). En este se menciona que para sistemas con una única manifestación termal, se asigna un área mínima de 1 km², el área más probable de 2 km² y un área máxima de 3 km². Al haber más manifestaciones, se van sumando estas áreas y en caso de que se sobrepongan, se utiliza el área sobreposicionada (Iglesias and Torres, 2003). El número de manifestaciones fue 4; MA, MT, KM y el pozo Chicharra-I (comunicación pobladores y reportes internos de PEMEX).

Espesor del yacimiento

Dado que la formación La Virgen alberga tres miembros de roca almacenadora y dos miembros considerados como roca sello, el cálculo del espesor del yacimiento tomó esto en cuenta. El espesor medio se calculó a partir de los datos de pozos en los que incluyeran información suficiente sobre los espesores de los miembros sello y almacenadores. Dos pozos cumplieron este criterio, arrojando un espesor medio de 766 metros.

El espesor máximo fue estimado a partir de los datos que indican que los miembros sello en las orillas de la cuenca presentan espesores mínimos, de los 0 a los 50 metros, esta cantidad fue restada al mayor espesor que se presenta en los pozos, arrojando un espesor máximo de 1190 metros.

El valor mínimo fue determinado a partir de los datos del pozo Chicharra I, el cual perforó 223 metros dentro de la formación La Virgen y presenta descarga de agua termal (Comunicación oral de pobladores y reportes internos de Pemex) siendo este el espesor mínimo.

Temperatura de referencia

Se determinó una distribución de probabilidad triangular para la temperatura ambiente de la zona de estudio que es tomada como la temperatura de referencia. De las tres estaciones meteorológicas presentes en la zona de estudio (Ver sección 2.1) se calcularon los valores medios de las temperaturas máximas y mínimas mensuales tomando los valores extremos, además de estimar la temperatura media anual. Estos valores fueron de 33.9 (Junio) °C para la temperatura media máxima, 7.7 (Enero) °C la media mínima mensual y 22 °C temperatura media anual.

Temperatura del yacimiento

Para la estimación de la temperatura se consideraron dos escenarios a partir de fuentes de temperatura distintas. La primera se realizó con las estimaciones predichas por los geotermómetros y que se aborda en la sección 4.3.1, cuya estimación fue de 86.1 ± 17.4 °C.

El segundo escenario se construyó a partir de los datos de fondo de pozo y los gradientes geotérmicos presentes en la zona. La temperatura media tiene un valor 65.4 °C siendo esta la temperatura de descarga del fluido en el pozo Monclova-22.

La temperatura máxima se consideró cómo aquella temperatura presente en el estrato más profundo de la formación, que de acuerdo con la información disponible, este fondo se ubica a una profundidad de 3578 m y que por el gradiente geotérmico promedio estimado en este trabajo, a esa profundidad se tendría una temperatura de 127 °C.

La temperatura mínima fue calculada siguiendo un enfoque similar a la temperatura máxima, difiriendo en que ahora se busca la cima más somera de la formación, siendo esta de 935 metros y una temperatura asociada de 56 °C.

3.7.3. Propiedades de la roca: Densidad, Cp y porosidad

Las propiedades físicas que presentan las rocas de los miembros almacenadores de la formación La Virgen fueron obtenidas a partir de una revisión bibliográfica. Para las porosidades se tomaron los datos presentados por Eguiluz de Antuñano (2001), en el cual se reportan las porosidades para las rocas almacenadoras de La Virgen con máximos y mínimos de 6% y 8% de porosidad. En el caso del Cp y densidad, se tomaron los valores calculados por Camacho Ortegón (2009) en la formación La Virgen del bloque Pirineo (Pozos ubicados hacia el noreste de la zona de estudio), reportando una densidad promedio de 2649.5 ± 11.2 kg/m³ y un Cp promedio de 0.951 ± 0.005 kJ/kg °C.

Capítulo 4

Resultados y discusión

4.1. Geoquímica de los fluidos muestreados

Se midieron parámetros fisicoquímicos y se recolectaron muestras de diferentes sitios durante los muestreos realizados en la zona de estudio: 10 sitios en el muestreo de julio de 2018 y 9 sitios en el muestreo de febrero de 2020. Los sitios clasificados corresponderían a 6 manantiales (B1, B3, EB, ME, MA, MT), un pozo somero (NR), un cuerpo superficial (TC), un río (RS) y el pozo exploratorio de gas natural *Monclova-22* que descarga agua termal (KM). Los sitios que presentan mayor descarga de fluido (Observación en campo, no se midieron caudales de descarga) corresponden a los sitios de mayor temperatura (KM, MT, MA, B1), mientras que los demás manantiales tienen descargas de menor flujo.

En las siguientes secciones se describen a detalle las características de cada sitio, sus parámetros fisicoquímicos medidos en campo durante los muestreos, así como la clasificación de los sitios con base en sus firmas geoquímicas.

4.1.1. Parámetros fisicoquímicos en los fluidos: pH, T, conductividad y alcalinidad

Los datos fisicoquímicos medidos en las dos campañas de muestreo se presentan en la tabla 4.1. Las temperaturas promedio superficiales más altas se presentan en tres sitios; KM con 59.4 ± 4.6 °C, MT con 40.3 ± 1.48 °C y MA con 29.9 ± 0.5 °C. Los demás manantiales presentan temperaturas menores variando entre los 25.2 ± 1.8 °C y los 27.5 ± 1.1 °C.

El pH de las muestras puede ser clasificado como neutro, el promedio para todas las muestras y para los dos muestreos es de 7.07 ± 0.41 . El intervalo de las mediciones va de 6.80 ± 0.01 para el manantial B3 a 7.96 ± 0.17 en TC. Los mayores valores se presentan en los cuerpos superficiales (TC, RS) mientras que los menores en los sitios de mayor temperatura (KM, MT, MA).

Los valores de conductividad eléctrica varían de los 1159 ± 9 $\mu S/cm$ en ME a los 6209 ± 123 $\mu S/cm$ en TC. Valores entre 4000 y 2484 $\mu S/cm$ se presentan en EB, MA y ME. Para los dos sitios de mayor temperatura (KM,MT), los valores se encuentran en un intervalo de 2238 a 2860 $\mu S/cm$, respectivamente.

Tabla 4.1: Parámetros fisicoquímicos de los sitios muestreados

Sitio	Tipo de Muestra	Temperatura [°C]		pH		CE [$\mu S/cm$]	
		Jul 2018	Feb 2020	Jul 2018	Feb 2020	Jul 2018	Feb 2020
B1	Manantial	28.3 ± 0.3	26.1 ± 0.1	6.89 ± 0.02	7.01 ± 0.01	1827 ± 1	1806 ± 3
B3	Manantial	27.2 ± 0.1	-	6.8 ± 0.01	-	1978 ± 1	-
EB	Manantial	28.1 ± 0.2	23.5 ± 0.1	6.94 ± 0.01	6.96 ± 0.01	4181 ± 3	4388 ± 4
KM	Pozo de gas	57.0 ± 1.4	65.4 ± 0.1	6.85 ± 0.07	6.73 ± 0.03	2953 ± 14	2749 ± 83
MA	Manantial	29.5 ± 0.1	30.6 ± 0.2	6.78 ± 0.02	6.81 ± 0.07	4024 ± 5	3976 ± 11
ME	Manantial	26.5 ± 0.1	22.7 ± 0.7	6.98 ± 0.01	7.12 ± 0.08	1152 ± 1	1166 ± 7
MT	Manantial	39.3 ± 0.3	42.4 ± 0.0	6.61 ± 0.01	6.98 ± 0.01	2216 ± 5	2260 ± 0
NR	Pozo somero	27.3 ± 0.7	19.6 ± 0.1	6.87 ± 0.01	7.19 ± 0.16	2978 ± 4	2886 ± 7
RS	Río	27.0 ± 0.1	17.4 ± 0.1	7.08 ± 0.02	8.03 ± 0.03	4230 ± 0	4260 ± 0
TC	Cuerpo superficial	34.3 ± 0.3	15.2 ± 0.0	7.81 ± 0.02	8.13 ± 0.08	6329 ± 17	6090 ± 0

Comparando los dos muestreos en cuanto a la temperatura superficial o de descarga, en la figura 4.1 se puede apreciar diferencias por posibles efectos estacionales, que se manifiesta en mayor medida en los cuerpos superficiales (TC,RS), así como en los manantiales de menor flujo de descarga (ME,EB) y el pozo somero (NR).

Los sitios que presentan una menor diferencia de las temperaturas entre los muestreos tienen un mayor flujo de descarga y posiblemente atribuido a descargas profundas de fluido por conductos en fracturas de las litologías, esto en el caso de manantiales (B1, MA, MT) próximos a estructuras anticlinales (B1, MT, MA) y por descarga directa del pozo en KM.

En el caso del sitio KM, es conveniente resaltar que en el muestreo de 2018 la temperatura se tomó en la laguna que se formó con el agua que descarga el pozo, mientras que en el muestreo de 2020 se realizó cerca del cabezal, esto explicaría la diferencia de casi 8° C entre los muestreos, sufriendo el fluido enfriamiento al fluir hacia la laguna.

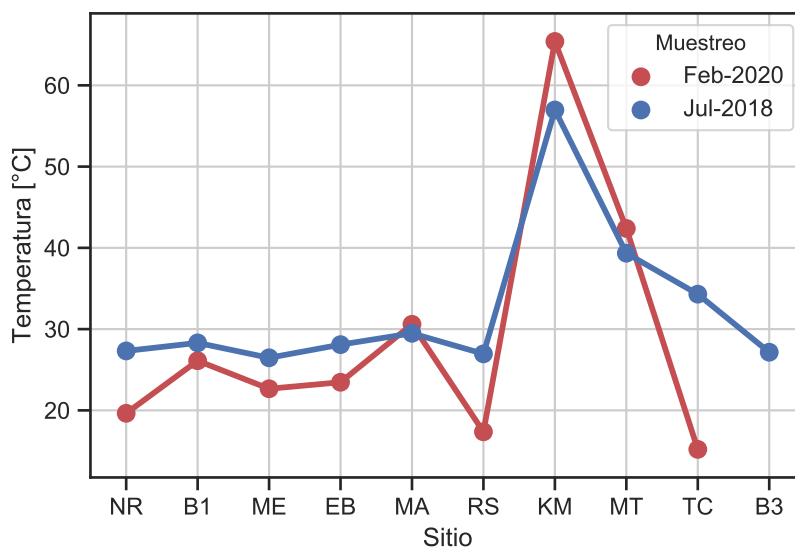


Figura 4.1: Temperatura superficial del agua en los sitios muestreados

Para las mediciones de pH, en la figura 4.2 se notan diferencias entre los muestreos, siendo mayores en los cuerpos superficiales (RS y TC) donde los valores empiezan a ser más básicos en comparación de los demás sitios. Dada la escala en la gráfica, los demás sitios caen en un intervalo de 7 ± 0.5 que sería clasificado como aguas neutras. Los valores de pH en las muestras superficiales podrían estar atribuidos a procesos de degasificación de CO₂ debido al contacto con aire de la atmósfera, evapotranspiración e incluso procesos biogénicos (Cardona et al., 2018).

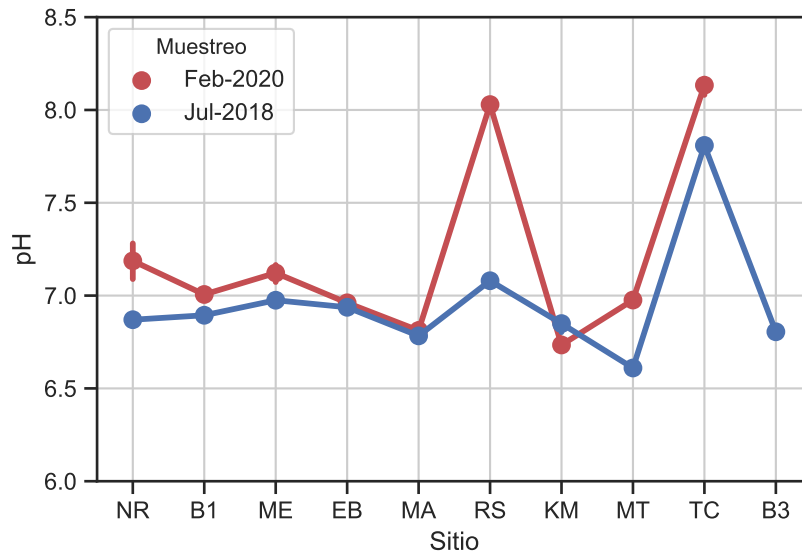


Figura 4.2: Valores de pH del agua en los sitios muestreados

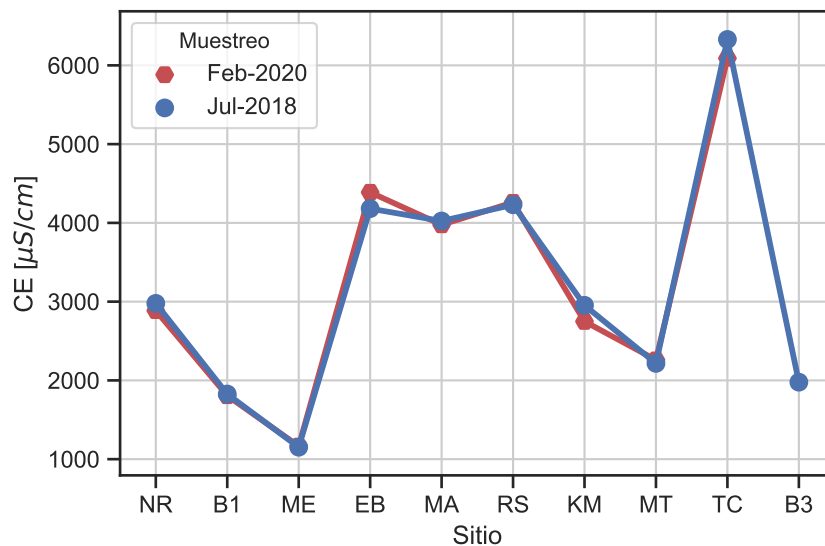


Figura 4.3: Conductividad eléctrica del agua en los sitios muestreados

En el caso de la conductividad eléctrica (CE) la figura 4.3 permite resaltar una consistencia de los valores medidos entre los dos muestreos, a excepción de las mediciones en ME y KM que presentan una ligera variación. En esta misma figura se aprecia la prominencia que presenta la

medición en el sitio TC lo cual se puede atribuir a una mayor concentración de minerales por efectos evaporativos, dado el clima seco que se presenta en la zona de estudio, mientras que se observa un intervalo de valores consistente en los sitios EB, MA, RS.

Analizando la variación espacial de los parámetros fisicoquímicos en los sitios del muestreo de 2020 (Fig. 4.4), se puede observar que los manantiales de mayor temperatura se encuentran cercanos a estructuras de anticlinales (MT y MA). El sitio de KM descarga en la parte sur de la zona de estudio donde una gran cantidad de pozos de gas natural se han perforado debido a trampas estructurales. En el caso de la conductividad eléctrica, puede apreciarse un agrupamiento hacia el suroeste donde los sitios, MA y EB presentando los mayores valores mientras que ME presenta el valor más bajo, posiblemente atribuido a aguas de reciente infiltración en la base del anticlinal Hermanas. La variación de valores de pH se distingue en ME y NR con valores mayores, dónde ME presentó un valor menor de conductividad eléctrica respecto a NR y los valores más bajos se presentan siguiendo el lineamiento MA-KM.

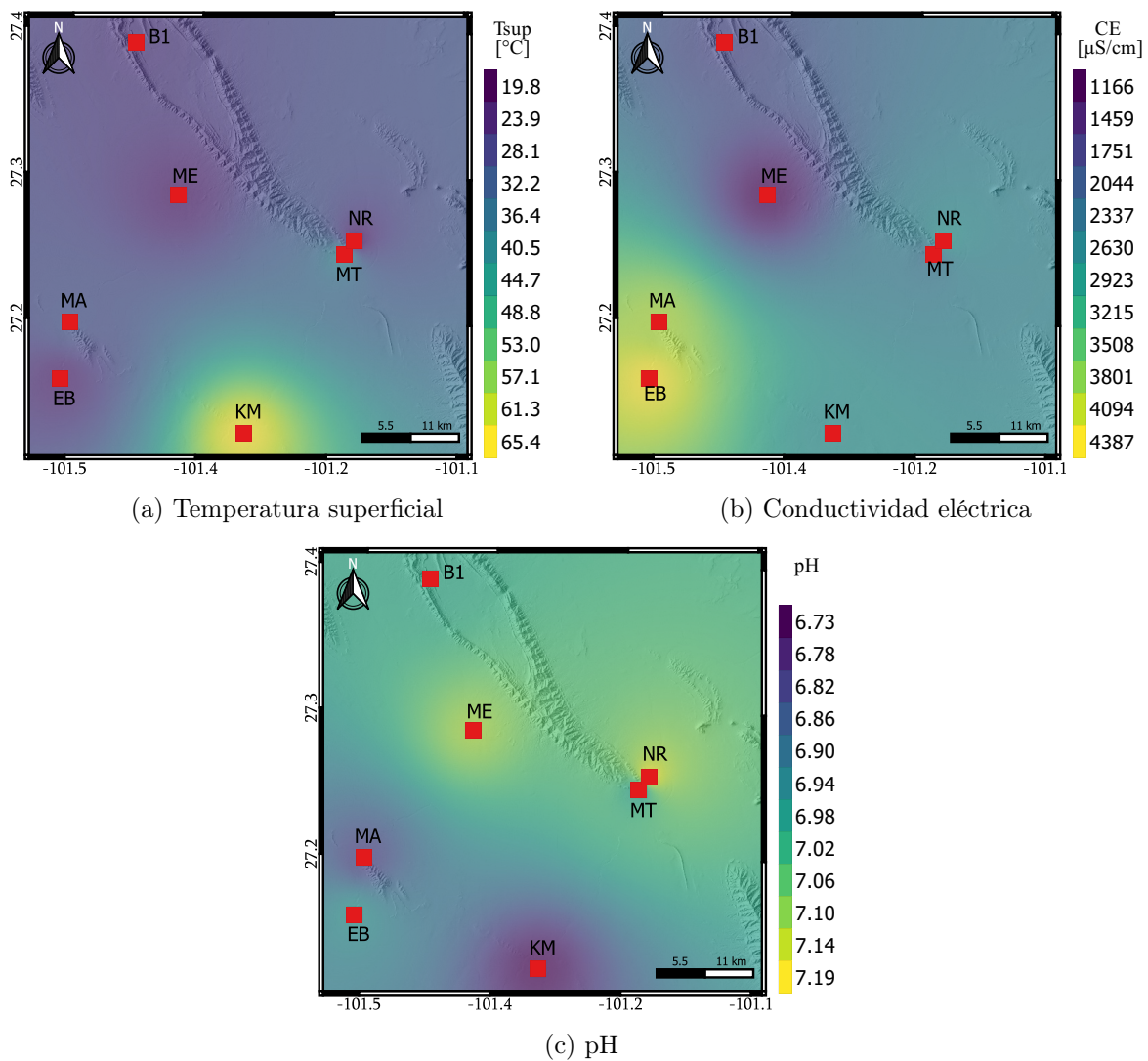


Figura 4.4: Parámetros fisicoquímicos en muestras subterráneas (se excluyen cuerpos superficiales; TC y RS)

4.1.2. Análisis químicos y calidad de los análisis

El resultado de los análisis químicos realizados en cada una de las muestras de los muestreos se presentan en la tabla 4.2, donde también se incluye el balance de cargas referente a la calidad de las muestras. Adicionalmente se graficaron las cantidades de aniones y cationes expresados en meq/l, junto con la línea de equilibrio iónico y las áreas de desbalance (5 % y 10 %) que se presentan en la figura 4.5.

De acuerdo con la figura 4.5, 6 muestras de las 10 recolectadas en el muestreo de julio de 2018 quedan fuera el área de 10 % de balance, comparado con el muestreo de febrero de 2020 en el que únicamente una muestra (NR) de las 9 quedó fuera de esa área. La diferencia en estos resultados podría atribuirse a errores en el manejo de las muestras y/o a errores en el momento de recolección, por lo que en este trabajo se decidió descartar su uso y análisis, trabajando únicamente con las muestras de 2020, aunque se presentan ambos en algunos diagramas como referencia.

Continuando con el análisis de las muestras de 2020, NR, KM y MA presentan desbalances superiores al 5 % con 81.3 %, -7.5 % y 5.3 % respectivamente. Las demás muestras presentan desbalances dentro del intervalo del 5 % de error. Descartando el valor de NR, el promedio de desbalance absoluto en porcentaje de las muestras es del 4.3 %.

En el caso de la cantidad de iones, los sitios TC, EB, RS y MA son los que presentan una mayor cantidad cuyos valores totales van de los 150 meq/l en TC a los 106 meq/l en MA, en contraste con los sitios ME, B1 y MT con las menores cantidades variando de los 29 meq/l a los 64 meq/l. EL sitio NR que presenta en mayor desbalance se encuentra en al área de los cationes, indicando posibles errores en la determinación de alguna especie de anión.

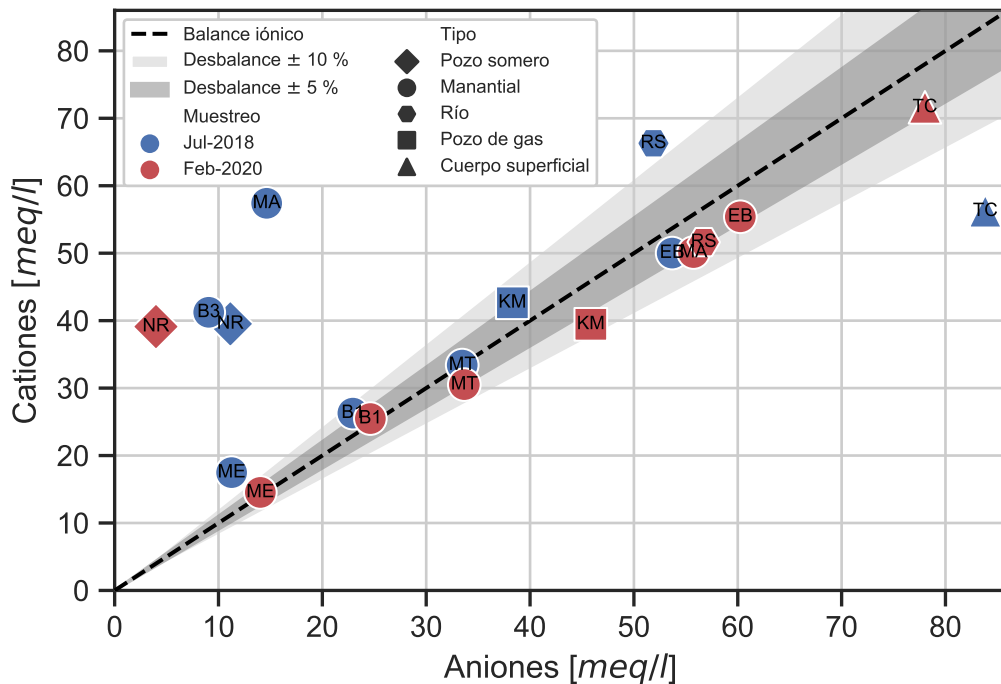


Figura 4.5: Contenido iónico y balance de cargas de las muestras

Tabla 4.2: Composición química de las aguas colectadas en la zona de estudio. Muestreos en julio de 2018 y febrero de 2020 (elementos en mg/l e isótopos estables reportados como 0/00 relativo el estándar VSMOW).

	B1		B3		EB		KM		MA		ME		MT		NR		RS		TC	
	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018	2020	2018
Cationes																				
Li+	< 0.027	<LD	-	5.1	0.058	<LD	0.033	<LD	0.071	<LD	0.05	5	0.029	4.9	0.061	<LD	0.057	5.3	0.212	6.4
Na+	7.901	16.3	-	260.6	338.821	227.4	90.305	75.8	202.363	200	44.571	46.5	19.269	21.6	40.398	32	310.246	306.5	516.351	265.8
K+	1.155	12.4	-	15.4	6.53	16	2.886	13.2	3.869	13.1	1.325	12.7	2.036	12.2	11.507	19	6.618	138.6	7.123	16.5
Mg ₂ +	57.755	61	-	79.6	179.755	134.4	109.831	99.1	146.421	163.1	30.121	49	84.981	84.3	124.723	95.7	166.842	173.4	272.935	152
Ca ₂ +	407.033	404.8	-	444.4	513.929	573.1	528.192	617.2	582.703	698.8	201.485	207.3	452.595	490.2	535.812	595.3	484.75	687.5	529.94	616.2
Aniones																				
F-	4.57	0.45	-	0.03	3.93	1.2	8.48	2.7	5.88	0.35	3.83	0.05	7.15	2.3	< 0.3	0.12	4.11	4.1	5.97	5.6
Cl-	5.28	4.5	-	0.35	358	201	142	98	367	41	31.2	3	29.6	26	2.46	2.4	378	377	990	1040
SO ₄ -	983	780	-	106	2130	1858	1810	1372	1940	256	314	30	1390	1258	6.49	182	1940	1531	2210	2350
Br-	< 0.3	0.021	-	0.012	1.54	0.823	< 0.7	0.004	1.48	0.296	< 0.3	0.032	< 0.7	0.035	< 0.7	0.014	< 0.7	1.3	2.52	2.4
NO ₃ -	N.A	0.319	-	0.005	N.A	1.152	N.A	0.006	N.A	0.009	N.A	0.011	N.A	0.034	N.A	0.026	N.A	0.808	N.A	0
HCO ₃ -	228.791	398.533	-	417.172	339.241	562.556	224.846	415.478	284.016	495.794	390.522	643.55	213.012	390.69	228.791	443.606	331.352	556.456	228.791	320.686
II*(%)	1.72	6.8	-	63.98	-4.19	-3.54	-7.5	5.38	-5.33	59.36	1.77	21.6	-4.91	-0.08	81.53	56.02	-4.69	12.2	-4.28	-19.71
Isótopos estables																				
δ ¹⁸ O	-6.6	-6.8	-	-6.5	-6.2	-6.2	-7.3	-7.2	-6.4	-6.5	-5.3	-5.5	-6.7	-6.5	-6.3	-6.5	-6.1	-6.2	-2.4	-1.5
δ D	-39.2	-42.4	-	-40	-44.2	-43.6	-47.1	-47.1	-44.1	-42.9	-36	-36	-42.3	-39.4	-41.2	-41.8	-42.9	-42.4	-23.6	-20.7
Otros elementos																				
B+	0.102	N.A	-	N.A	0.479	N.A	< 0.092	N.A	0.225	N.A	0.181	N.A	0.098	N.A	0.188	N.A	0.402	N.A	1.166	N.A
Fe+	< 0.182	N.A	-	N.A	N.D	N.A	< 0.182	N.A	< 0.182	N.A	N.D	N.A	0.432	N.A	N.D	N.A	< 0.182	N.A	N.D	N.A
Mn	N.D	N.A	-	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A
P	N.D	N.A	-	N.A	N.D	N.A	< 0.358	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A
S	375.437	N.A	-	N.A	769.345	N.A	655.346	N.A	706.946	N.A	122.146	N.A	516.453	N.A	631.258	N.A	703.415	N.A	810.707	N.A
Si	5.43	N.A	-	N.A	9.704	N.A	15.945	N.A	12.197	N.A	11.675	N.A	11.116	N.A	17.035	N.A	9.954	N.A	13.463	N.A
V	N.D	N.A	-	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A	N.D	N.A
SiO ₂	11.636	N.A	-	N.A	20.795	N.A	34.169	N.A	26.136	N.A	25.019	N.A	23.821	N.A	36.504	N.A	21.331	N.A	28.849	N.A

II*: Balance de cargas iónico (Se resaltan los valores superiores al 10%).

<LD: Menor al límite de detección.

N.D: No detectado.

N.A: No analizado.

4.1.3. Clasificación de los fluidos

Se graficaron los principales iones a través del diagrama de Schoeller con el fin de conocer las principales tendencias de las concentraciones químicas en las muestras y antes de proceder a la clasificación por medio de diagramas ternarios.

En la figura 4.6 se identifican los elementos de mayor concentración entre la mayoría de las muestras, correspondiendo estos a los sulfatos (SO_4), los bicarbonatos (HCO_3) y en el caso de cationes, al calcio (Ca_2). Los elementos que presentan mayor variación entre las muestras son el sodio (Na), potasio (K) y el magnesio (Mg_2) en los cationes, mientras que en los aniones las variaciones se presentan en los cloruros (Cl). Los elementos en menor concentración y variación entre las muestras son el litio (Li) y los bromuros (Br). Los fluoruros (F) parecen tener una variación menor entre las muestras, con excepción de NR.

Dentro de las tendencias, se puede apreciar que el sitio NR presenta un cambio de tendencia en los aniones, lo que se relaciona al desbalance de cargas. Las demás muestras parecen tener una tendencia similar, sin embargo, se resalta el sitio ME por presentar menores concentraciones de K , Mg_2 , Ca_2 y SO_4 , lo que lo ubica debajo de todas las líneas de los demás sitios.

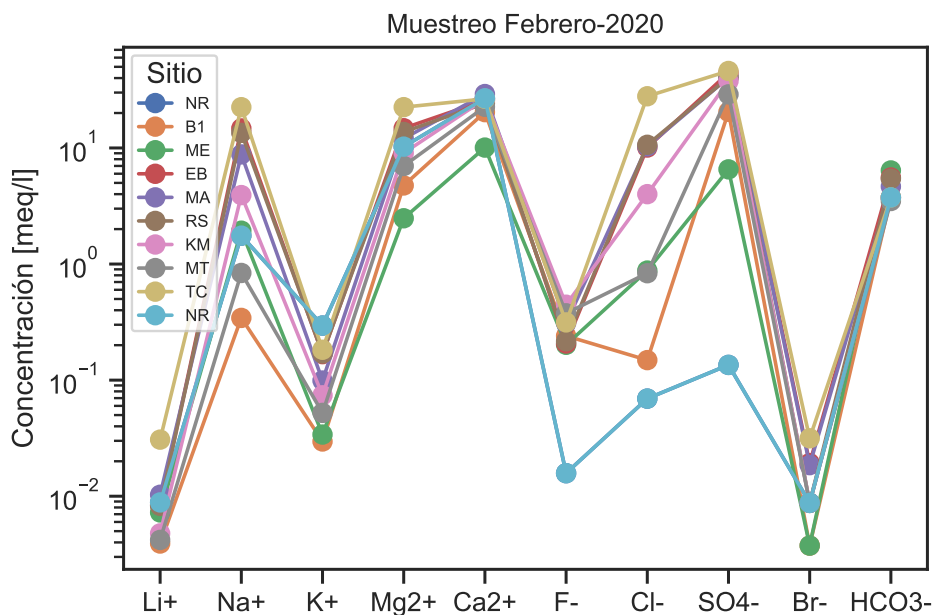


Figura 4.6: Diagrama de Schoeller con los principales constituyentes de las muestras de 2020

Teniendo lo anterior en cuenta, se graficaron las muestras en el diagrama de Piper (1944) (Fig. 4.7) así como en el diagrama ternario de Giggenbach (1988) (Fig. 4.15), para su clasificación dependiente de la cantidad de iones principales presentes en la muestra.

En la figura 4.7 y describiendo la parte catiónica, la mayoría de las muestras caen en la región de aguas tipo cálcicas, a excepción de TC, que cae en la región donde no hay un ion dominante. En el caso de los aniones, las muestras se ubican en dos regiones del diagrama, NR y ME ubicadas en la región de aguas bicarbonatadas y las demás muestras en la región de aguas sulfatadas. Dadas las áreas donde se ubican las muestras, las aguas muestreadas presentan dos clasificaciones: las aguas bicarbonatadas-cálcicas ($\text{HCO}_3\text{-Ca}_2$) representadas por los sitios NR y ME, y las demás muestras siendo del tipo sulfatadas-cálcicas ($\text{SO}_4\text{-Ca}_2$).

En este mismo diagrama, y al relacionar las muestras con su conductividad eléctrica y la cantidad de iones presentes, se puede observar un incremento de la conductividad eléctrica, que es representado por la flecha negra presentando dos comportamientos distintos. El primero comportamiento es el de incremento de sulfato + cloruro y una reducción de bicarbonatos (sección de la flecha paralela al eje $SO_4 + Cl$). El segundo comportamiento se presenta con una reducción de las especies $Ca_2 + Mg_2$ y un incremento de $Na + K$, y que dicho comportamiento se representa con el giro de la flecha paralelo al eje de $Ca_2 + Mg_2$, siendo el final de esta ruta el sitio EB y TC. Este comportamiento es concordante con la información publicada por Tóth (1999) en el que describe el flujo regional de agua desde zonas de recarga a zonas de descarga, dónde un incremento de las concentraciones químicas de las aguas está relacionado a la evolución de aguas del tipo carbonatadas a sulfatadas para finalizar con un incremento de cloruros y sodio, comportamiento que también se presenta aguas de la cuenca de Cuatrociénegas (Cardona et al., 2018).

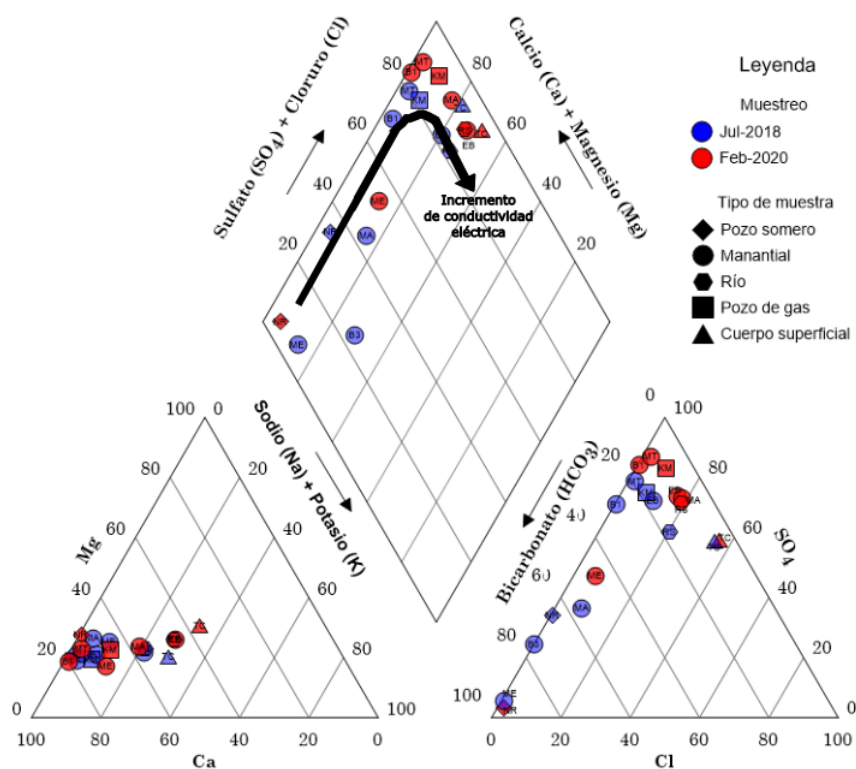


Figura 4.7: Diagrama de clasificación de Piper

En el caso del diagrama ternario de aniones (Fig. 4.8), la mayoría de las muestras caen cerca de la zona de aguas calentadas por vapor mientras que las muestras con un porcentaje mayor de HCO_3 caen en la zona de aguas periféricas (ME, NR). El porcentaje de cloruros se mantiene casi constante y menor al 5% de concentración en las muestras NR, ME, B1 y MT, sin embargo, a partir de MT las muestras presentan porcentajes mayores de cloruros, comportamiento que fue explicado en el diagrama de Piper.

Esta clasificación aplica mayormente para aguas termales, por lo que la clasificación es más apropiada para los sitios MA, MT y KM, estando en el área de aguas calentadas por vapor. Respecto a la clasificación de aguas periféricas, las muestras ubicadas en esa región presentan concordancia con los resultados explicados anteriormente que serían aguas que no han sufrido

un enriquecimiento de elementos como aguas someras y con un aporte meteórico reciente.

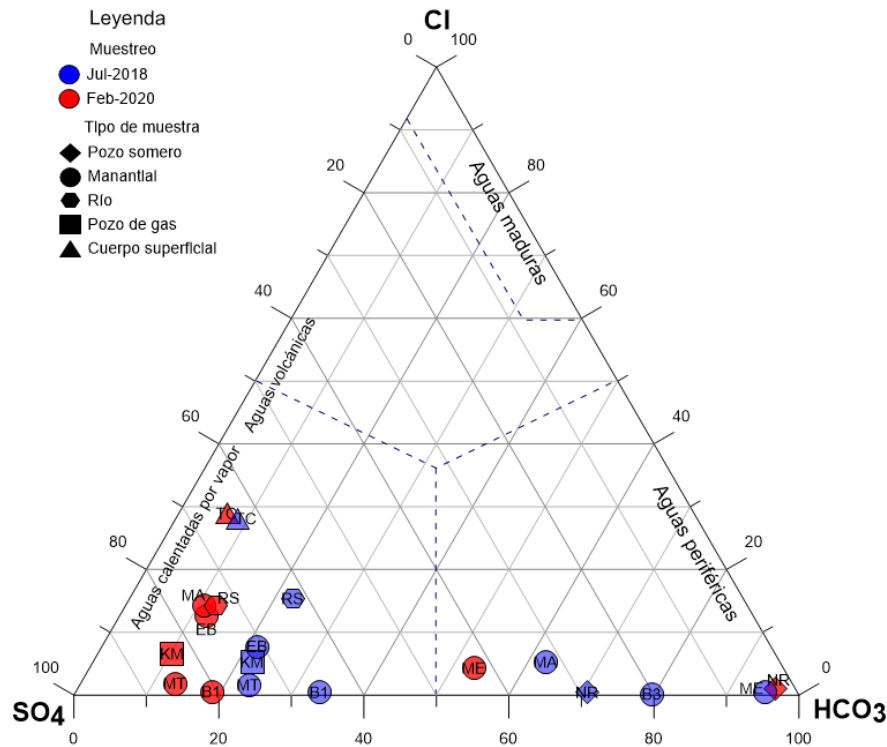


Figura 4.8: Diagrama ternario de aniones para cada uno de los sitios muestreados (Cl , SO_4 , HCO_3)

4.1.4. Variabilidad química regional en la composición de los fluidos

Con el fin de obtener información sobre la distribución de los compuestos químicos en las muestras subterráneas, se elaboraron mapas de distribución espacial de elementos así como diagramas de Stiff.

Diagramas de Stiff

En la figura 4.9 se muestran los diagramas de Stiff de las muestras de 2020. Estos diagramas permiten ver geográficamente las concentraciones de los iones principales en las muestras. En el eje derecho (Y) se encuentran los aniones (Cl , SO_4 , HCO_3) y en el izquierdo (X) los cationes ($Na+K$, Ca_2 , Mg_2). El eje X en ambas direcciones tiene como límite 46 meq/l que corresponde a la concentración máxima de un elemento dentro de las muestras (SO_4 en la muestra TC).

El patrón que se observa de forma general en las muestras es un rombo cuyos vértices mayores corresponden a las concentraciones de SO_4 y Ca_2 . Las muestras de mayor área corresponden a cuerpos superficiales (TC y RS) cuya firma geoquímica posiblemente se atribuye a procesos evaporativos que incrementan las concentraciones de minerales, pero presentando valores mínimos en el caso carbonatos.

Los sitios MA y EB, también son muestras que presentan una gran cantidad de minerales y tiene una ubicación relativamente cercana, ubicadas al suroeste de la zona de estudio y cerca de una estructura anticlinal (cerro Santa Gertrudis). MA descarga en la base de esta estructura mientras

que EB se encuentra a una distancia mayor. Estas dos muestras corresponden aguas sulfatadas cálcicas, presentando cantidades mayores de cloruros y de los iones Na-K. Las temperaturas de descarga son distintas, siendo MA la muestra que descarga a una temperatura mayor a 30 °C.

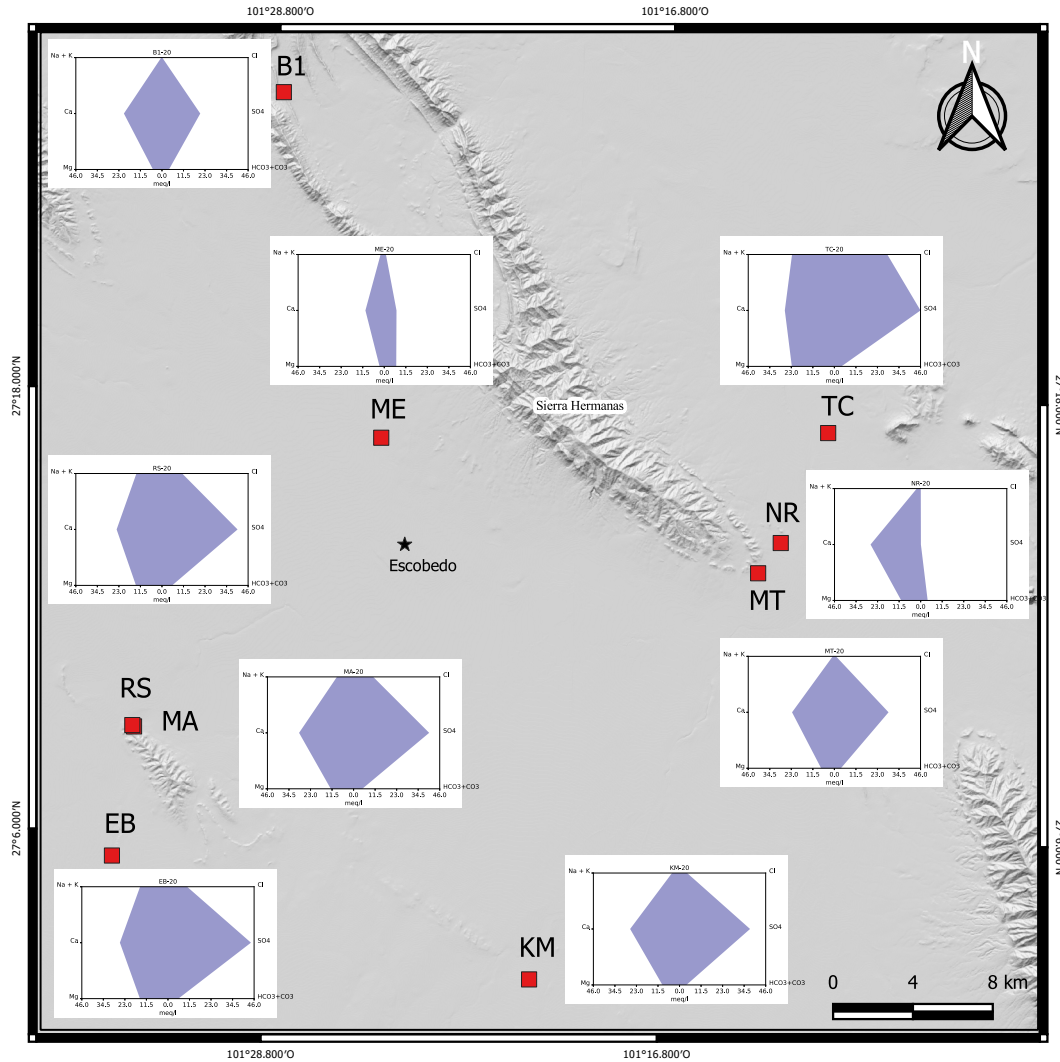


Figura 4.9: Diagramas de Stiff de los sitios muestreados (feb-2020) dentro de la zona de estudio

Los sitios de menor concentración (NR y ME) corresponden a aguas bicarbonatadas-cálcicas y están representadas por rombos de menor área. NR corresponde a un pozo somero y ME un manantial frío. En el caso de las muestras que descargan en la base o dentro del anticlinal sierra hermanas (MT, B1), el área y forma del diagrama es similar en ambas, aunque se aprecia concentraciones mayores en MT. Finalmente la muestra de mayor temperatura (KM) presenta un área intermedia entre las muestras cercanas al anticlinal de Santa Gertrudis y el anticlinal sierra de hermanas.

Los resultados de este diagrama para aguas subterráneas indican que las muestras cercanas al anticlinal Hermanas presentan menores concentraciones en comparación con las muestras cercanas al anticlinal Santa Gertrudis, siendo la muestra KM el intermedio entre estas dos tendencias. Para el caso de las muestras de menor concentración, probablemente pertenecen a acuíferos someros en litologías de arcillas y sedimentos.

No existen diferencias visibles entre los poliedros de las muestras, difiriendo únicamente en las concentraciones, lo que indica enriquecimientos y empobrecimientos de ciertas especies químicas, ya sea por intercambios iónicos y/o mezclas de distintas aguas. Este comportamiento es concordante con la evidencia del diagrama de Piper y el aumento de la conductividad eléctrica.

Así, las aguas de menor contenido iónico sufren una adición de Sulfatos y Calcio conforme circulan a profundidad. Esta agua a su vez puede verse afectada en las trayectorias hacia la superficie, ya sea por interacciones agua-roca que incrementan la cantidad de iones o por mezclas, donde se diluyen las concentraciones químicas, lo que justificaría en algunas muestras la adición tanto de cloruros y de sodio.

Mapas de interpolación

Los mapas de interpolación de elementos químicos en las muestras subterráneas (feb-2020) se presentan en las figuras 4.10 y 4.11, correspondiendo a los aniones y cationes respectivamente.

Analizando la distribución de aniones, la concentración de Cl y Br es mayor en los manantiales MA y EB mientras que los valores mínimos de estos elementos se presentan en B1 y ME. De manera general, los valores más bajos de estos elementos se presentan en los sitios cercanos al anticlinal Hermanas. Para el ion F, los valores mayores se correlacionan con los sitios de mayor temperatura de descarga (KM, MT y MA) mientras que en los manantiales fríos no parece haber diferencias en las concentraciones a excepción del sitio NR, que presenta la menor concentración. La distribución de los carbonatos presenta valores mayores en ME, disminuyendo esta concentración hacia la región suroeste en los sitios MA y EB, mientras que los valores mínimos se presentan en los demás sitios. La presencia de SO₄ presenta mayores concentraciones en la región suroeste en los sitios EB y MA con una ligera disminución en el sitio KM, en la región cercana al anticlinal hermanas, los valores más bajos corresponden a los sitios ME y NR, los sitios MT y B1 presentan valores muy similares teniendo el sitio B1 valores ligeramente menores.

Siguiendo el mismo análisis, la concentración de calcio presenta valores mayores en la región suroeste, siendo el sitio MA el de mayor concentración y reduciendo este valor en EB y KM, los sitios MT, NR y B1 presentan los valores intermedios, mientras que el sitio ME es el sitio con la concentración mínima, comportamiento similar que se presenta en las concentraciones de Mg, valores mayores presentándose en la región suroeste siendo EB el sitio de mayor concentración y los sitios ME y B1 los valores mínimos, MT, KM y B1 presentan concentraciones intermedias al compararlas con los valores extremos. Las concentraciones de K son pequeñas en comparación con los demás cationes presentando los valores mayores en NR y EB, los demás sitios presentan concentraciones similares, siendo ME el sitio con la menor cantidad. En el caso de Na, los valores más altos se dan de nuevo en la región suroeste siendo el sitio EB el de mayor concentración seguido de MA, los demás sitios presentan concentraciones mínimas. Para el litio, la mayor concentración se da en el sitio MA, disminuyendo en las muestras EB, ME y NR, los valores mínimos se dan en las descargas próximas a la sierra de hermanas (MT y B) y en el sitio KM. Finalmente la cantidad de SiO₂ presenta variaciones donde los sitios de mayor temperatura de descarga presentan los valores más altos (KM, MT y MA), mientras que los valores menores se dan en B1 y EB. Los demás sitios presentan concentraciones intermedias entre estos intervalos.

Tomando lo anterior en cuenta, se observa que los sitios en la región suroeste (MA y EB) parecen dominar las concentraciones altas de iones, especialmente cationes, mientras que el sitio ME presenta de manera consistente las concentraciones menores con excepción de los carbonatos en

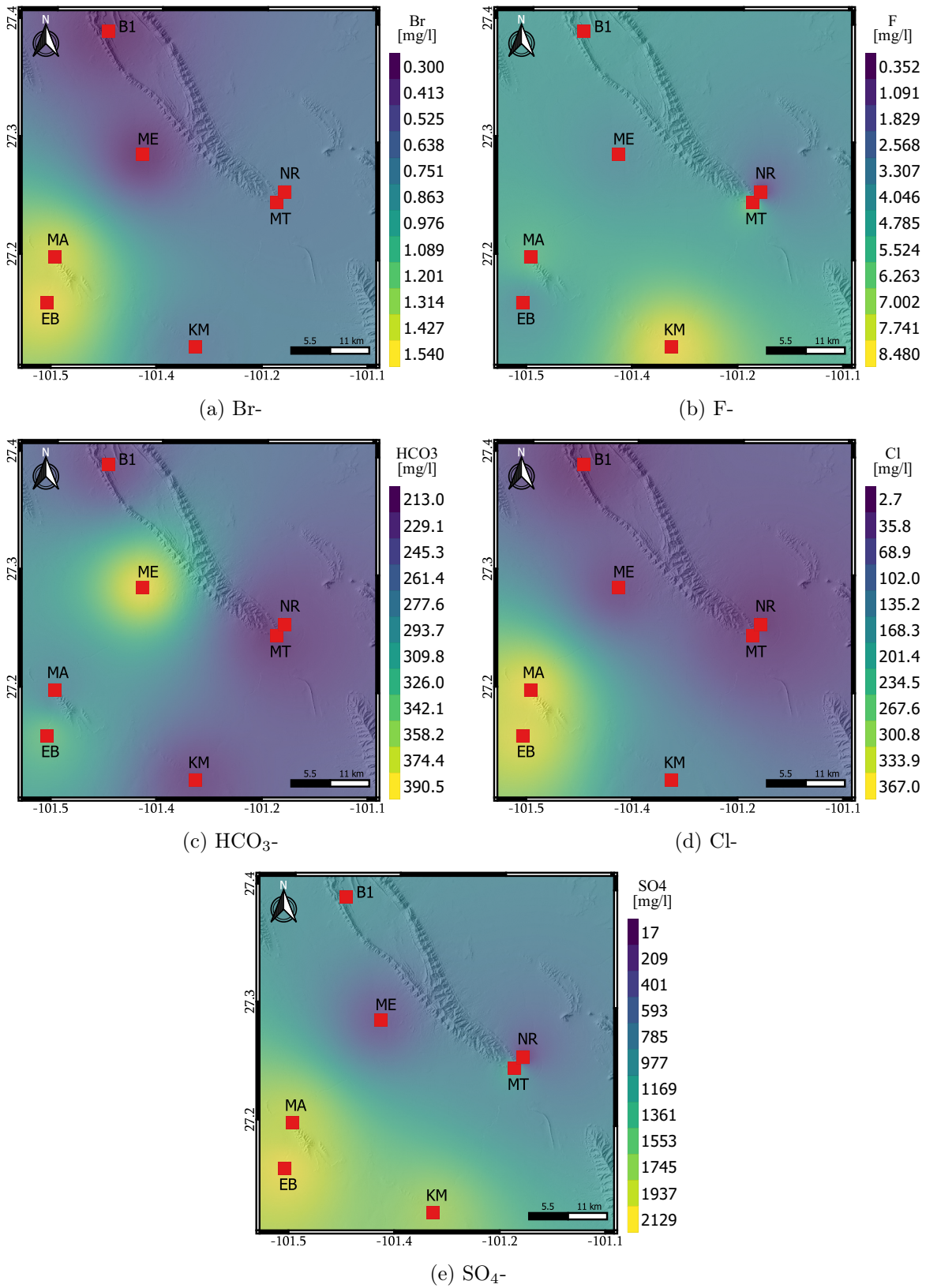


Figura 4.10: Distribución de elementos mayores (aniones) y sílice (SiO₂) en manantiales y pozos de la zona de estudio (feb-2020)

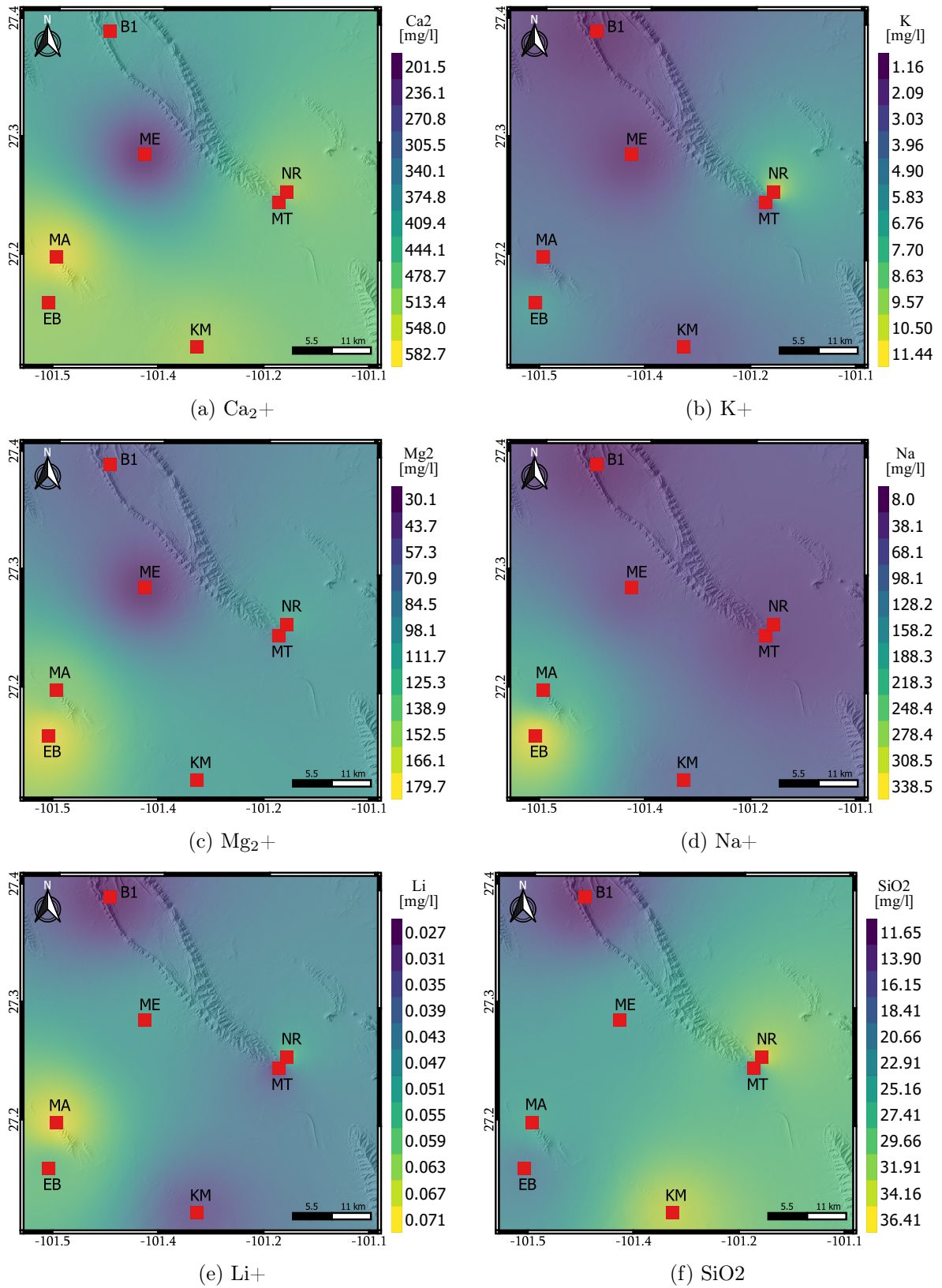


Figura 4.11: Distribución elementos mayores (cationes) en manantiales y pozos de la zona de estudio (feb-2020)

donde es el sitio presenta la mayor cantidad. Estas evidencias son concordantes con las herramientas gráficas utilizadas anteriormente así como de la interpretación de la evolución de aguas de menor contenido iónico a las de mayor concentración.

4.2. Origen de los fluidos: Isotopía en muestras

El origen de los fluidos se analizó estudiando las variaciones de isótopos estables mediante el uso de la gráfica δD vs $\delta^{18}O$, además de utilizar como referencia la línea de agua meteórica mundial (LMG) de Craig (1961) y la línea de agua meteórica local (LML) propuesta por Cortés et al. (1997). Se compararon y graficaron los valores obtenidos y se presentan en la figura 4.12 junto con la línea de agua meteórica global y local.

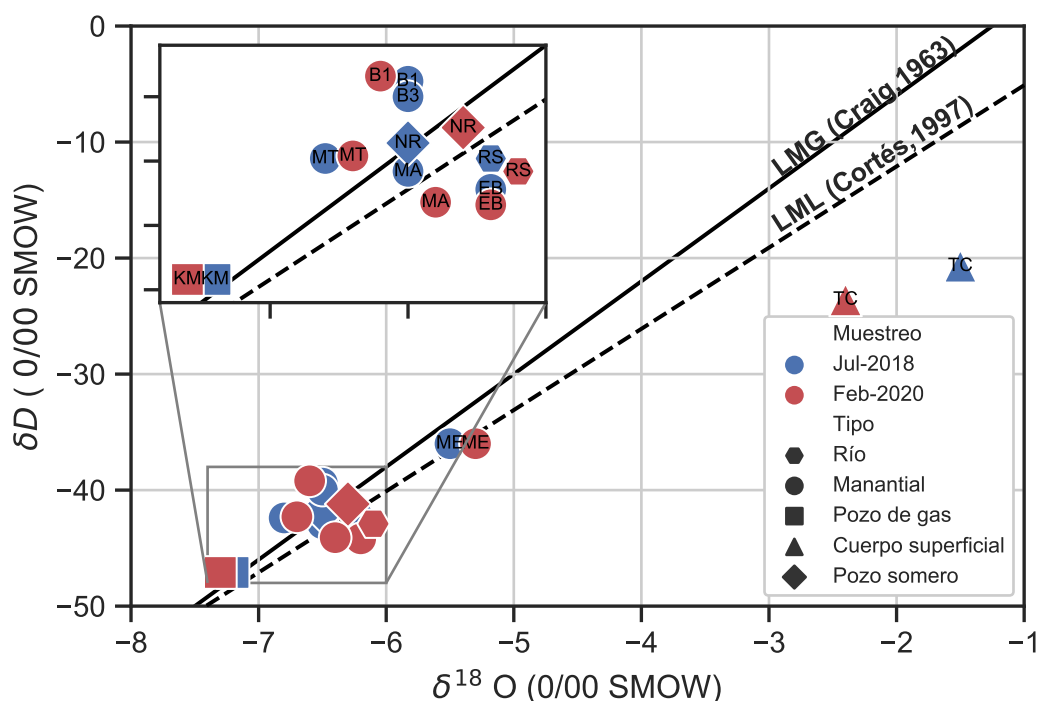


Figura 4.12: Gráfica de δD vs $\delta^{18}O$ de los sitios muestreados: Manantiales, ríos y pozos de la zona de estudio

Los isótopos dentro de las muestras presentan una variación en la razón D/H que va de los -47 a los -20 mientras que la relación $^{18}O/^{16}O$ presenta valores de los -7.3 a los -1.5. Los valores extremos están representados por el sitio TC siendo la muestra más enriquecida y el pozo KM teniendo los valores de mayor empobrecimiento. Para los demás sitios, parece haber un agrupamiento de las muestras en valores de $\delta^{18}O$ entre -6.7 y -6, con excepción del sitio ME que presenta un enriquecimiento mayor.

Usando como referencia las líneas meteóricas, se puede apreciar que la mayoría de las muestras (Excepto TC) se encuentran de forma paralela a estas líneas, lo que indica un origen meteórico. El sitio TC, presenta un enriquecimiento de $\delta^{18}O$, indicativo de un proceso evaporativo. Las muestras KM, MT y B1 se ubican a la izquierda de la LMG, mientras que NR se ubica entre LMG y LML y finalmente MA, EB y RS en la parte inferior.

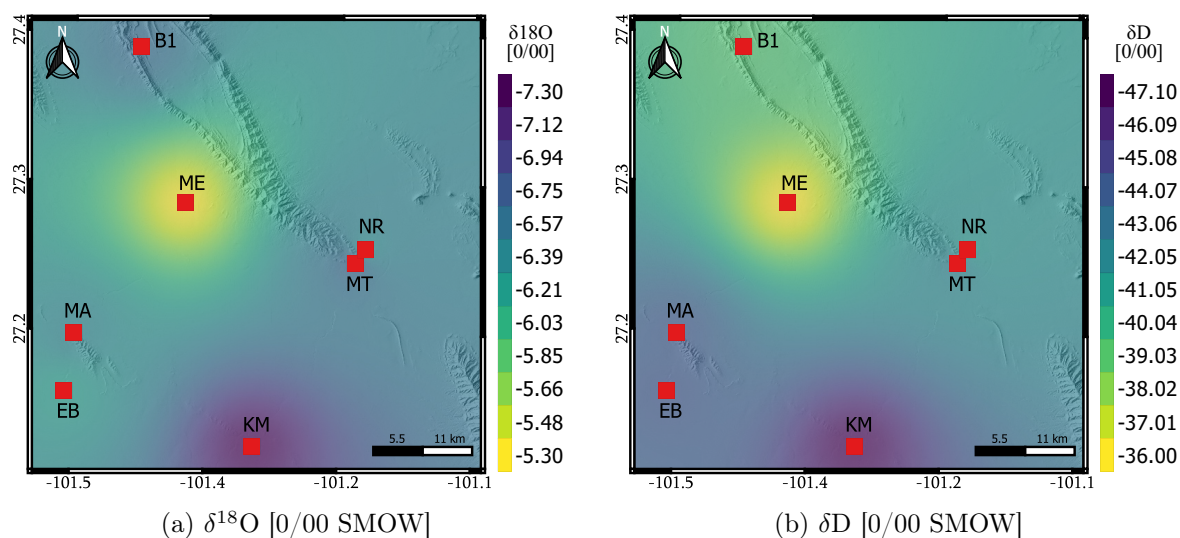


Figura 4.13: Distribución de isótopos estables en muestras subterráneas (feb-2020)

La diferenciación a lo largo de las líneas de precipitación, desde valores mayores de isótopos sin evaporación (ME) hasta el de mayor empobrecimiento (KM) podría estar atribuido a diferentes zonas de precipitación como menciona Güleç (2013) en su trabajo, donde las aguas empobrecidas de isótopos presentan una altitud mayor de precipitación y las enriquecidas altitudes menores o de reciente infiltración. Así, la muestra KM sería el referente para una zona de precipitación a mayor altitud y ME la zona de menor altitud o de reciente infiltración. Las muestras dentro de estos extremos y que parecen estar agrupadas serían aguas posiblemente con algún tipo de mezcla o altitudes de precipitación medias.

Para evaluar la interpretación anterior, se estimaron las altitudes de precipitación acorde a la ecuación propuesta por Cortés and Durazo (2001) para la cuenca de México y que es utilizada en estudios similares dentro de la cuenca de Cuatrociénegas. Los resultados, así como la localización de las muestras se presentan en la tabla 4.3.

Tabla 4.3: Datos de isótopos y altitud de recarga es muestras. Se incluyen coordenadas de localización como referencia.

Sitio	Tipo de muestra	Latitud	Longitud	Elevación [msnm]	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Altitud recarga [msnm]
NR	Pozo somero	27.236	-101.222	396.0	-6.3	-41.2	1308.0
B1	Manantial	27.435	-101.478	586.0	-6.6	-39.2	1435.0
ME	Manantial	27.280	-101.425	462.0	-5.3	-36.0	886.0
EB	Manantial	27.088	-101.557	488.0	-6.2	-44.2	1266.0
MA	Manantial	27.147	-101.547	466.0	-6.4	-44.1	1350.0
KM	Pozo de gas	27.036	-101.345	484.0	-7.3	-47.1	1730.0
MT	Manantial	27.222	-101.233	400.0	-6.7	-42.3	1477.0

De acuerdo con los resultados, el sitio KM corresponde a un sitio de mayor altitud de precipitación, con 1,730 m.s.n.m. El manantial ME corresponde al sitio de menor altitud de precipitación con 886 m.s.n.m. Los demás sitios presentan altitudes de recarga que van de los 1,477 m.s.n.m. en MT a los 1,308 m.s.n.m. en NR.

Al comparar estas altitudes contra un mapa digital de elevación regional en el que se incluye la zona de estudio y las diferentes muestras (Fig. 4.14), se puede observar que las altitudes de precipitación mayores (KM) se presentan en los relieves que rodean a la zona de estudio (colores claros). Para el caso de la altitud de precipitación más baja (ME), la altitud de precipitación calculada se presenta en la base y faldas de la sierra hermanas.

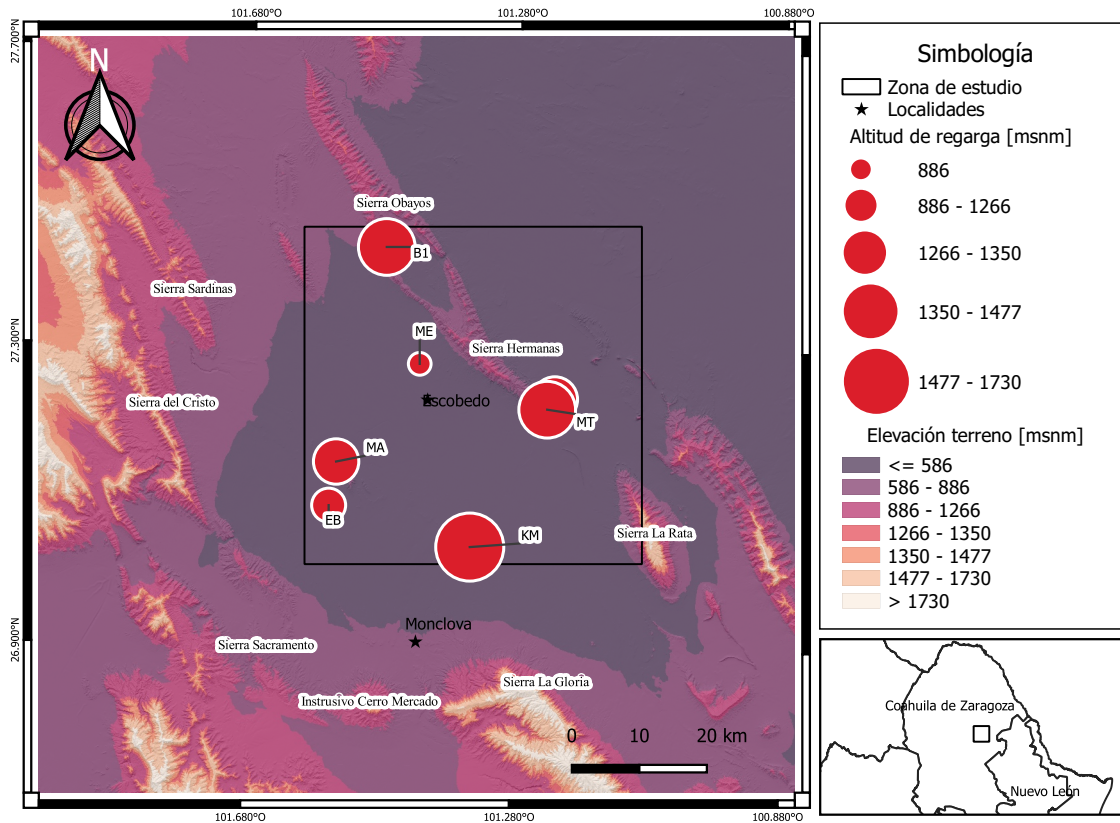


Figura 4.14: Mapa digital de elevación, incluyendo las muestras con su respectiva altitud de precipitación.

Dado que no hay una única elevación o sierra que presente las altitudes de los diversos manantiales (con excepción de ME), se infiere que la recarga y precipitación del agua de las muestras se da fuera de la zona de estudio y en las partes altas que rodean a la zona. La muestra KM (Pozo de gas natural con descarga de agua termal) presenta la firma química de un aporte profundo y directo del acuífero o reservorio, mientras que el sitio ME, descarga agua proveniente de zonas bajas cercanas a la sierra de Hermanas (Ver fig. 4.13). Las muestras que descargan en la base de anticlinales son las muestras que se ubican entre los extremos, lo que indicaría una posible mezcla entre aguas someras y profundas, que se daría al emerger por la fracturas de la roca.

De la revisión de las litologías presentes en los relieves (Fig. 2.3), indica que en las altitudes altas afloran calizas pertenecientes a las formaciones La Virgen, Aurora y Cupido, la primera formación de interés en hidrocarburos y las dos últimas identificadas como litologías del acuífero regional. Mientras que las litologías de la base de estos relieves (Ej. Sierra de Hermanas), se presentan conglomerados o aluviones. Esto refuerza la interpretación de isótopos estables, así como de los elementos mayores explicados en secciones anteriores.

4.3. Determinación de temperaturas de fondo

Con el fin de predecir las temperaturas presentes en la posible fuente de los fluidos termales, se aplicó la geotermometría de solutos en las muestras, para después ser comparadas con datos de temperatura de fondo de pozo (BHT) del sitio KM (pozo Moclova-22). Los resultados se presentan en las siguientes secciones:

4.3.1. Estimación de temperaturas geotermométricas

Se aplicaron 10 geotermómetros a las muestras que presentan temperaturas de descarga mayores a 30 °C (KM, MT y MA), cuyas ecuaciones y consideraciones se presentaron en la sección 3.4.1. Los resultados de estos geotermómetros, así como el tipo de geotermómetro y sus referencias se presentan en la tabla 4.4.

Tabla 4.4: Resultados de la aplicación de 10 geotermómetros de solutos a las muestras termales de la zona de estudio. Temperaturas de yacimiento estimadas en grados Celsius (°C).

		KM	MT	MA
		Tsup [°C]		
		65.4 ± 0.1	42.4 ± 0.0	30.6 ± 0.2
Geotermómetro	Referencia			
T _{SiO₂} (Cuarzo)	Verma and Santoyo (1997)	85.6	70.8	74.5
T _{SiO₂} (Calcedonia)	Fournier (1977)	53.8	38.4	42.1
T _{Na/K}	Santoyo and Díaz-González (2010)	96.1	199.4	64.4
T _{Na-K-Ca-Mg}	Fournier and Truesdell (1973)	72.8	N.A	66.9
T _{Na-K-Mg}	Nieva and Nieva (1987)	84.8	N.A	76.2
T _{K-Mg}	Fournier (1991)	96.6	122.6	80.9
T _{K-Mg}	Giggenbach (1988)	18.5	14.9	21
T _{Li-Mg}	Kharaka and Mariner (1989)	2.8	2.8	12.5
T _{Na-Li}	Kharaka et al. (1982)	104	168.3	102.4
T _{Na-Li}	Verma and Santoyo (1997)	39.3	109.4	37.7

N.A: No aplica.

Las estimaciones de mayor temperatura fueron arrojadas por el geotermómetro de Na/K de Santoyo and Díaz-González (2010) y el de Na-Li de Kharaka et al. (1982), en ambos geotermómetros las mayores temperaturas se estimaron en el sitio MT con 199.4 y 168.3 °C respectivamente, mientras que los menores valores en estos geotermómetros fueron estimados para el sitio MA con 70.9 y 102.4 °C. Las estimaciones de menor temperatura se presentaron en los geotermómetros de K-Mg de Giggenbach (1988) y en el geotermómetro de Li-Mg de Kharaka and Mariner (1989) promediando 18.1 ± 3.1 y 6.0 ± 5.6 respectivamente, siendo estas temperaturas menores a las temperaturas de descarga en al menos 12 °C.

En el caso del geotermómetro de cuarzo (Verma and Santoyo, 1997), este geotermómetro estima una temperatura promedio en los sitios de 77.0 ± 7.7 °C, siendo el sitio KM el de mayor temperatura con 86.6 °C, mientras que el geotermómetro de calcedonia (Fournier, 1977) estima una temperatura promedio de 44.8 ± 8.0 °C, siendo el sitio MA el único con una estimación superior a la temperatura de descarga del fluido. Para el geotermómetro Na-Li de Verma and Santoyo (1997), este estima una temperatura promedio para los sitios de 62.1 ± 40.9 siendo el sitio MT la única estimación superior a la temperatura de descarga.

Para el geotermómetro de Na-K-Mg (Nieva and Nieva, 1987), este estimó una temperatura promedio en los sitios de 69.8 ± 4.2 °C. Temperaturas únicamente para los sitio KM y MA, debido a

que el sitio MT presentó relaciones de iones que no cumplían con las condiciones de aplicabilidad ($\sqrt{Mg}/Na \leq 1.7$ y $\sqrt{Ca}/Na > 2.6$ (Verma et al., 2008)).

De igual manera, el geotermómetro de Na-K-Ca-Mg (Fournier and Truesdell, 1973) estimó una temperatura promedio para los dos sitios (KM y MA) de 80.5 ± 6.1 °C. El sitio MT no fue estimado debido a una relación $\log(\sqrt{Ca}/Na) > 0$, y arrojando una temperatura no realista (Negativa).

Finalmente el geotermómetro de K-Mg de Fournier (1991) promedia para los tres sitios una temperatura de 100.0 ± 21.1 siendo el sitio MT la estimación más alta con 122.6 °C.

También se evaluó el grado de equilibrio que presentan los sitios mediante el diagrama ternario Na-K-Mg de Giggenbach (1988) y que se presenta en la figura 4.15. De acuerdo con el diagrama, la mayoría de las muestras se encuentran fuera del equilibrio y en la esquina inferior, indicando una predominancia del catión Mg a comparación de los demás iones. De este resultado se infiere que las aguas de los sitios no se encuentran en equilibrio o podrían estar mezcladas con otras aguas, por lo que la aplicación e interpretación de geotermómetros de relaciones catiónicas debe tomar esto en cuenta y hecho con reserva.

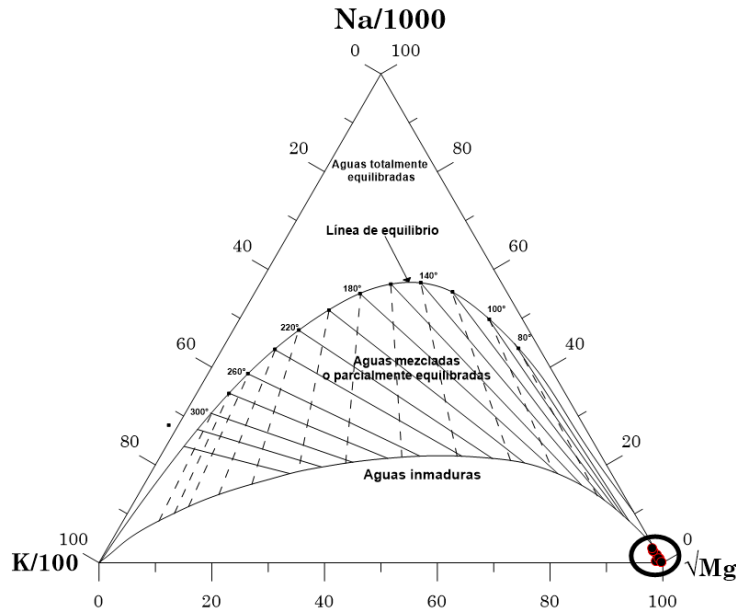


Figura 4.15: Diagrama de equilibrio de Giggenbach

Una vez estimadas las temperaturas, se agruparon las muestras por sitio para dar un tratamiento estadístico a los datos e identificar posibles datos discordantes y posteriormente estimar una temperatura promedio del yacimiento.

El tratamiento estadístico se realizó en el programa *UDASYS*, mediante el algoritmo para identificar datos discordantes en series de datos univariados. Para este tratamiento, no se tomaron en cuenta las estimaciones menores a la temperatura de descarga, como fue el caso del geotermómetro de Calcedonia (Fournier, 1977) en KM y MT, y los geotermómetros de K-Mg de Giggenbach (1988) y Li-Mg de Kharaka and Mariner (1989) en los tres sitios. Este algoritmo fue aplicado al conjunto de temperaturas de cada sitio con un nivel de significancia $\alpha=0.4$.

La prueba determinó que las estimación de ambos geotermómetros de Na-Li y el de calcedonia en el sitio MA eran discordantes (102.4, 37.7 y 42.1 °C respectivamente), por lo que fueron separados.

Estos datos discordantes representan el 37.5 % de los datos en MA (n=8). En los demás sitio (KM y MT) no se identificaron datos discordantes. De este primer tratamiento estadístico, la temperatura promedio por sitio fue: MT, 134.1 ± 50.5 °; MA, 72.6 ± 6.8 °C; KM, 90.0 ± 11.1 °C (Fig. 4.16a).

Una vez que se separaron los datos discordantes, se evaluó mediante la prueba de análisis de varianza (ANOVA) las similitudes estadísticas entre los sitios. El objetivo fue estimar una temperatura promedio tomando en consideración las estimaciones de cada geotermómetro en cada sitio. Esta prueba fue aplicada en el programa UDASYS a un nivel de significancia $\alpha=0.01$. La hipótesis a probar (H_0) fue: *las temperaturas de yacimiento estimadas en cada uno de los sitios pertenecen a una misma población*. El valor calculado de la prueba F fue de 5.9, valor menor al valor crítico F de la prueba que es de 6.7, por lo que se acepta la hipótesis H_0 .

Finalmente, debido a que la hipótesis es aceptada y la prueba ANOVA de UDASYS indica también que no existen diferencias significativas entre los grupos (sitios), se pueden agrupar las estimaciones de temperatura de cada sitio para el cálculo de la probable temperatura promedio del yacimiento. Una vez agrupadas, se repitió la evaluación de discordantes en este grupo total a un valor $\alpha=0.01$.

El algoritmo identificó como discordantes a las temperaturas más altas dentro de la muestra y correspondieron al geotermómetro de Na-K (Arnórsson et al., 1983) y el geotermómetro de Na-Li (Kharaka et al., 1982) en el sitio MT, representando 12.5 % de las temperaturas (n=16). Separando los datos discordantes, la temperatura promedio del yacimiento sería de 86.1 ± 17.4 °C y se presenta en la figura 4.16b.

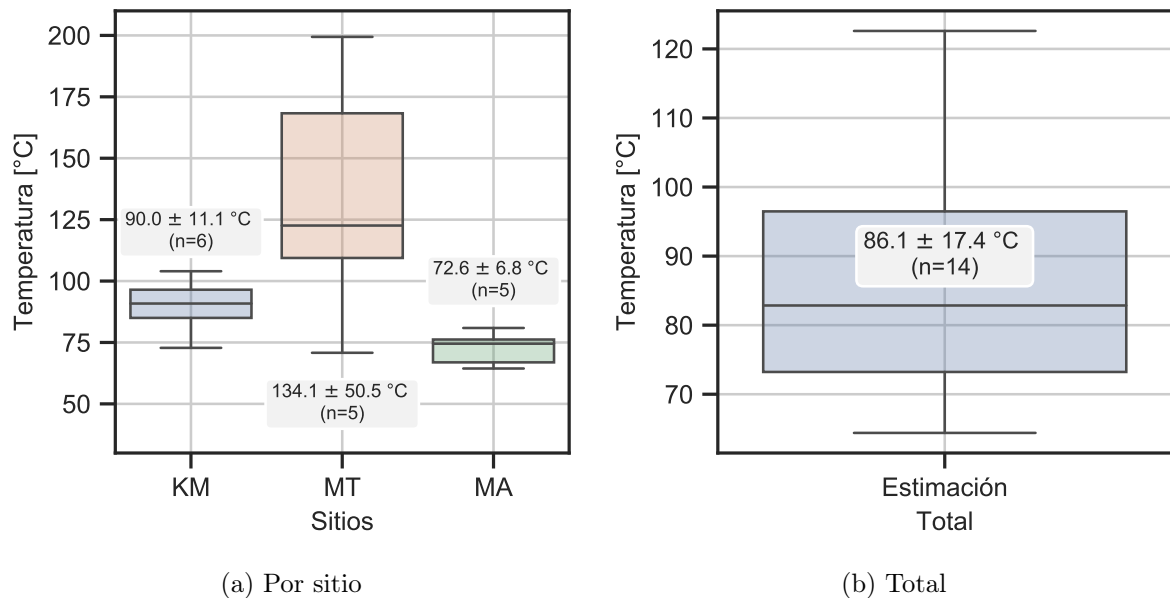


Figura 4.16: a) Diagramas de caja de las estimaciones de temperatura de yacimiento en los sitios de muestreo y b) agrupando todas las estimaciones después del tratamiento estadístico.

Los diagramas de caja usados para presentar las estimaciones de temperatura fueron hechos en python, con la caja calculada en el cuartil Q1 y Q3 y línea interior indicando la mediana. Límites extremos de la caja a 1.5 veces el rango intercuartil (Q1-Q3).

Modelo de Mezclado

Dado la evidencia de la existencia de manantiales someros, se evaluó el modelo de sílice-entalpía de Fournier (1977) con el fin de estimar las posibles condiciones del acuífero caliente, con la premisa de que sus aguas en su ascenso se mezclan con los manantiales someros dentro de la zona. El modelo se presenta en la 4.17, donde se graficaron las concentraciones de Sílice vs entalpía de muestras frías (<30 °C) y muestras calientes (>30 °C). Los resultados de este modelo indican que la probable composición del fluido a profundidad tendría una composición de SiO₂ de 34.26 mg/kg y una entalpía de 358.48 kJ/kg, que, de acuerdo con las tablas termodinámicas, el probable yacimiento se encontraría a una temperatura de 86 °C, temperatura consistente con las estimadas mediante los geotermómetros de solutos.

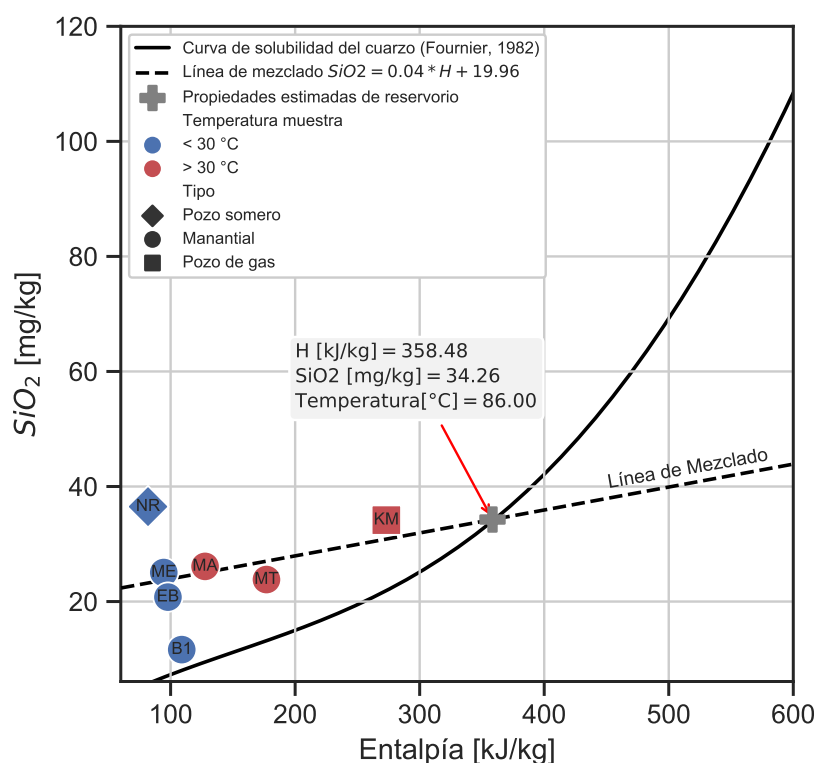


Figura 4.17: Modelo de mezcla Entalpía-Sílice para las aguas de la zona, la curva de solubilidad del cuarzo fue obtenida de Fournier and Potter (1982)

Estos resultados complementan la interpretación hecha por los isótopos estables, presentando evidencia de que existe una mezcla de fluidos con distintas altitudes de precipitación.

4.3.2. Estimación de temperaturas estabilizadas de la formación

Con el fin de obtener una mejor estimación de las temperaturas a la profundidad, se solicitó a la Comisión Nacional de Hidrocarburos la información de 7 pozos de gas ubicados dentro de la zona, en los que se incluyó el pozo Monclova-22 (Sitio KM). Se analizó la información entregada y se

extrajerón los datos de profundidad y de BHT con el fin de calcular una temperatura estabilizada de fondo de pozo además del gradiente geotérmico promedio en el pozo. Estas estimaciones y datos se presentan en la tabla 4.5

Tabla 4.5: Datos pozo Monclova-22

Pozo	MONCLOVA-22 (KM)
Profundidad registro	2607 m
BHT	88.0 °C
T. estabilizada (Deming, 1989)	97.0 °C
T de descarga (Fluido)	65.4 ± 0.4
T. referencia (Ambiente)	22 °C
Gradiente promedio	28.8 °C/km

De acuerdo con esta información, el pozo presenta un gradiente geotérmico menor al gradiente normal de la tierra (Elders and Moore, 2016) y una temperatura corregida de formación de 97 °C, registrada en la formación La Virgen (columna litológica del pozo). Esta temperatura estabilizada presenta una diferencia de -11.2% respecto a las estimadas por los geotermómetros.

Un análisis adicional se hace al estimar la profundidad a la que se encontraría la temperatura de descarga del fluido en el pozo. Esta temperatura se encontraría a los 1507 ± 14 m. Esto es concordante con la presencia de agua durante la perforación del pozo a los 1523 metros de profundidad. Tomando esta profundidad reportada, y de acuerdo con el gradiente geotérmico del pozo, la temperatura a ese nivel sería de 65.9 °C. Por lo que la temperatura de descarga y las profundidades son concordantes con la información disponible. A estas profundidades, la litología sufre una transición de caliza y anhidrita a sólo caliza (Reporte interno, PEMEX).

4.4. Gradiente geotérmico promedio de la zona de estudio

Siguiendo el análisis de la información de los pozos de gas dentro de la zona, se estimaron los gradientes geotérmicos promedios para cada pozo utilizando la temperatura corregida de fondo de pozo obtenida de los datos de BHT y con la temperatura ambiente promedio anual. Con estos datos se construyó un mapa de distribución de gradiente geotérmico. Los datos utilizados y las estimaciones se presentan en la tabla 4.6, mientras que el mapa de distribución en la figura 4.18.

De acuerdo con los datos estimados de gradiente geotérmico, se tiene un valor promedio de 28.4 ± 2.8 °C/km, con valor máximo presente en el pozo Buena-Suerte-61 y el mínimo en el pozo Forastero-10. Se realizó un análisis estadístico de este último, debido a un valor muy bajo respecto a los demás pozos y al trabajo de Carrillo-de la Cruz et al. (2020) cuyos valores de gradiente estimados por la temperatura de Curie en la zona de estudio arrojan valores de 30 a 32 °C/km y desviaciones de 1.02 y 3.15 °C/km.

El tratamiento estadístico se realizó en el programa *UDASYS*, mediante el algoritmo para identificar datos discordantes en series de datos univariados. Este algoritmo fue aplicado con un nivel $\alpha=0.05$. El algoritmo identificó a ese gradiente como dato discordante, representando el 14.3% de los datos, por lo que fue removido para estimar el gradiente promedio de la zona.

Este gradiente promedio es de 29.4 ± 1.2 °C/km. Este valor es menor al gradiente geotérmico normal que es de 30 °C, lo que indicaría que no hay una fuente de calor adicional que incremente

Tabla 4.6: Información de pozos de gas dentro de la zona y su respectivo gradiente geotérmico.

Pozo	Profundidad [m]	BHT [°C]	T. estabilizada [°C]	Gradiente geotérmico [°C/km]
BUENA SUERTE-10	2458.0	83.1	91.5	28.3
BUENA SUERTE-61	2669.0	96.0	105.2	31.2
CHICHARRA-1	4001.0	126.4	140.0	29.5
FORASTERO-1	4553.0	135.7	149.8	28.1
FORASTERO-10	4958.0	120.0	133.8	22.5
INES-1	4497.0	144.0	158.1	30.3
MONCLOVA-22	2607.0	88.0	97.0	28.8
Grad. promedio*				29.4 ± 1.2

*: Sin Forastero-10

la temperatura. De esta interpretación, se puede indicar que el calor transportado a la superficie se debe a circulación profunda de los fluidos.

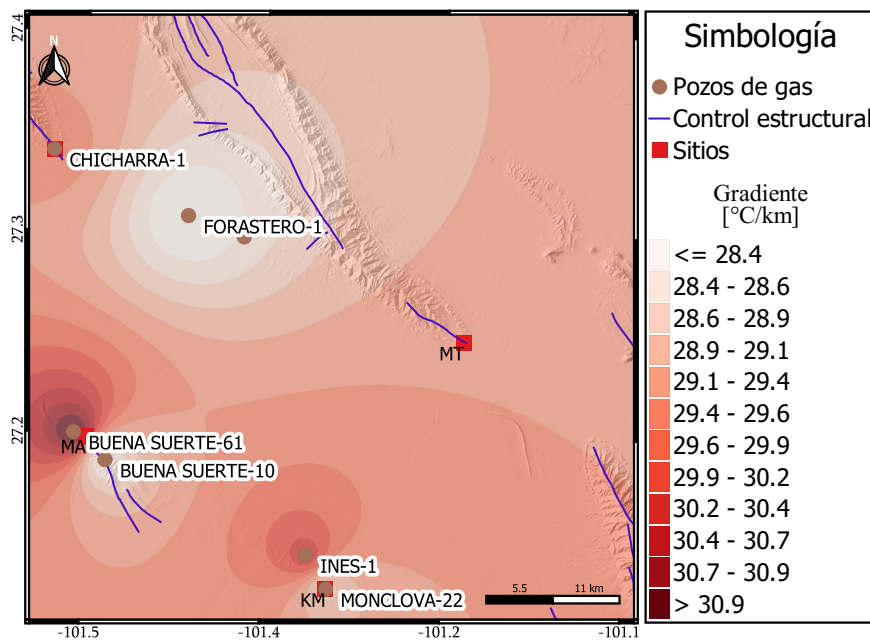


Figura 4.18: Mapa de distribución del gradiente geotérmico a partir de BHT de pozos de gas dentro de la zona de estudio

4.5. Profundidad del posible yacimiento

El gradiente geotérmico promedio para la zona, así como el del pozo Monclova-22 permite estimar la profundidad a las que se encuentran las distintas estimaciones de temperatura.

Analizando primero los geotermómetros, de acuerdo con el gradiente promedio geotérmico presente en la zona de estudio, la profundidad de estas temperaturas estaría a una profundidad de

2200 ± 600 m. La información de los pozos consultada indicaría que en la mayoría de los pozos este intervalo se ubica entre la formación La Virgen y Cupido.

La descripción de la formación La Virgen se divide en 5 miembros, siendo los niveles I, III y IV calizas fracturadas identificadas como rocas almacenadoras con porosidades del 6 al 8 % (Eguiluz de Antuñano, 2001) y los miembros evaporíticos II y V, considerados como rocas sello (Reporte interno, PEMEX), por lo que las profundidades estimadas con las temperaturas podrían ubicarse en los miembros almacenadores. A su vez, la formación Cupido se identifica como el acuífero regional (Cardona et al., 2018; Johannesson et al., 2004) por lo que también la profundidad es concordante con litologías que presentan características para almacenar fluido.

Otro análisis surge de considerar la descarga de agua termal en pozos de gas natural dentro de la zona (Ej. pozo Monclova-22) como la descarga directa del yacimiento sin mezcla. Algunos de estos pozos tienen por objetivo la Formación La Virgen por sus características de formación almacenadora. Reportes internos de PEMEX, así como de comunicación directa de la población del lugar indican la existencia de otros pozos con descarga de agua termal. En este trabajo se tomó muestra del pozo Monclova-22 y se identificó al pozo Chicharra-I también como pozo con descarga.

Para el pozo Monclova-22 la temperatura de descarga se encontraría en los límites entre la formación La Virgen (1507 ± 14 m), donde existe una transición de caliza y anhidrita a sólo caliza (Reporte interno, PEMEX), identificado como el contacto entre la formación La Virgen y Cupido. En el pozo Chicharra-I, únicamente se tiene reportada la descarga de agua sulfurosa a profundidades dentro de la formación la Virgen (Reporte interno, PEMEX) y superficialmente por pobladores de la zona.

Como se ha descrito, las profundidades estimadas con los geotermómetros y el gradiente geotérmico son concordantes con litologías almacenadoras y con porosidad, reforzada por la composición de estas formaciones (anhidritas y calizas). Lo que es concordante a su vez con la geoquímica de los manantiales de la zona.

4.6. Modelo conceptual preliminar de la zona

El modelo conceptual que se presenta tomando en consideración la información presentada en las secciones pasadas indica la presencia dos tipos de aguas de los manantiales; las aguas del tipo $\text{Ca}_2\text{-HCO}_3$ y $\text{Ca}_2\text{-SO}_4$. El primer grupo se presenta en horizontes someros de reciente infiltración, como abanicos aluviales o rellenos sedimentarios con una influencia de arcillas en la composición química, cuya zona de origen o de precipitación estaría relacionada al anticlinal Hermanas, cuyas altitudes son concordante con los datos de altitud de precipitación para la muestra (ME), este patrón se presentaría de igual manera en zonas de mayor altitud y que serían zonas de recarga para las aguas del segundo grupo.

Las aguas del tipo $\text{Ca}_2\text{-SO}_4$ (segundo grupo) presentan un componente más profundo. Se infiere una zona de origen más distante, cuya evolución inició con aguas del primer tipo que interactúan con horizontes carbonatados al infiltrarse, teniendo un aporte de sulfatos posiblemente relacionado a la dilución de la anhidrita o de yesos. Este tipo agua se originaría en las zonas de mayor altitud que rodean a la zona de estudio, pero sin identificar una montaña o sierra específica debido a que son varias las elevaciones que presentan una altitud similar a la estimada para el pozo KM, fuente más profunda del fluido. A su vez, las litologías presentes en esas sierras corresponden a las formaciones de calizas como lo es La Virgen, Aurora y Cupido, estas últimas

dos identificadas como el acuífero regional en Cuatrociénegas (Cardona et al., 2018; Johannesson et al., 2004). Un enriquecimiento o adición de Na y Cl se identifica en algunas muestras de agua (MA, EB) del grupo $\text{Ca}_2\text{-SO}_4$, sin embargo, no fue posible identificar litologías que pudiesen explicar este incremento

El origen de los fluidos dentro de la zona está atribuido a un origen meteórico con distintas altitudes de precipitación, lo que es concordante con la geoquímica de las aguas, como se explicó en el párrafo anterior. Se identificaron posibles mezclas entre fluidos profundos y fluidos en acuíferos someros, lo que en estas muestras indica altitudes de precipitación medias

En el caso de las temperaturas a profundidad, la estimación con geotermómetros indica una temperatura del fluido de 86.1 ± 17.4 °C y el modelo de mezclado de Sílice entalpía de 86 °C, siendo estos valores concordantes con la temperatura estabilizada del pozo Monclova-22, cuyo valor es de 97 °C. La estimación de la profundidad a la que se encuentran estas temperaturas por medio del gradiente geotérmico del pozo Monclova-22, indica que la formación La Virgen es el horizonte que alberga estas temperaturas y probablemente también los fluidos. Esta formación presenta litologías de calizas y anhidritas con algunos horizontes de evaporitas (Eguiluz de Antuñano, 2001). Esto explicaría la adición tanto de calcio como sulfatos en el agua circulante y es concordante con la información del pozo Chicharra-I que también perforó la formación La Virgen y presenta descarga de agua sulfurosa (Reporte Pemex). Se tiene información recibida por comunicación personal de la gente local, que indica que hay al menos otro pozo dentro de la zona de estudio que presenta descarga de agua (Se desconoce ubicación exacta, pero fotografías en internet muestran la descarga de esta agua).

El origen del calor que incrementa la temperatura de los fluidos a profundidad estaría relacionado únicamente al flujo de calor de la tierra y teniendo un carácter del tipo conductivo, manifestándose con valores menores al del valor promedio de 30 °C/km.

El movimiento de agua subterránea está gobernado por la gravedad, desde las zonas altas de precipitación, a las zonas bajas de descarga. Esto hace que los fluidos tengan una circulación profunda y que al circular se calientan y cambia su composición química. La eyección de estos fluidos se debe a fallas y fracturas siendo los sitios de mayor flujo atribuidas posiblemente como es el caso de los sitios MA, MT y B1, cuya ubicación se da en la base de estructuras anticlinales (Ver mapa de geología 2.3). En los pozos de gas se tiene esta misma lógica, al intentar perforar en zonas de altas permeabilidad.

4.7. Estimación de calor disponible en la zona de estudio

Con la evidencia anterior, se estimó el calor disponible dentro de la zona de estudio, utilizando el método volumétrico y el método Montecarlo, incluyendo distintas distribuciones de probabilidad para cada variable.

La estimación de calor disponible se determinó para la formación La Virgen, dada la evidencia mostrada anteriormente. Esta formación además presenta características de roca almacenadora (permeabilidad y porosidad) (Eguiluz de Antuñano, 2001), por lo que un gran número de pozos dentro de la cuenca de sabinas tienen por objetivo perforar dentro de esta formación. Esta estimación de calor en la formación se hace sin considerar la parte de agua, debido a falta de información referente a la saturación de agua en la formación, por lo que la estimación de calor disponible en la roca es una estimación base del recurso geotérmico.

Esta estimación de calor disponible se realizó para dos escenarios categorizados por el origen de

las estimaciones de temperatura de la formación. El primer escenario (E1) toma las temperaturas de la formación a partir de los datos de temperatura de fondo de pozo y de gradiente geotérmico. El segundo escenario (E2), toma la estimación de temperatura de los geotermómetros como la fuente de información para la temperatura de la formación.

Las distribuciones de probabilidad de temperatura para cada escenario, así como de las demás variables se presentan en la tabla 4.7. La determinación de las distribuciones y sus valores críticos tomó en cuenta la información de las distintas fases de investigación, cuya descripción a detalle se presentó en la metodología (Sección 3.7.2).

Tabla 4.7: Distribuciones de probabilidad en las variables

Distribuciones de probabilidad triangular			
Variable	Valor mínimo	Valor medio	Valor máximo
Área [km ²]	4	8	12
Espesor yacimiento [m]	223	766	1,190
T. referencia [°C]	7.7	22	33.9
T. formación [°C]	56	65.4	127
Porosidad*	0.06		0.08
Distribuciones de probabilidad gaussianas			
Variable	Promedio	Desviación estándar	
T. geotermómetros [°C]	86.1	17.4	
Densidad [kg/m ³]	2649.5	11.2	
Capacidad calorífica [kJ/kg°C]	0.951	0.005	

*: Triangular simétrica

La estimación del calor disponible se realizó a través de la aplicación web *Uncertainty Machine* (NIST, 2021), con un millón de iteraciones del modelo y un valor semilla de 95 para la generación de números aleatorios. Los resultados de esta simulación se presentan en la tabla 4.8. También se representaron los resultados de cada escenario por medio de histogramas con 47 clases (Fig. 4.19).

Tabla 4.8: Resultados de la simulación Monte Carlo para el cálculo de calor disponible en la roca. Límites a $\alpha=0.05$ y valores en MJ

Escenario	Media	Desviación estándar	Mediana	Moda	Límite inferior	Límite superior
T. formación (E1)	8.38e+11	3.76e+11	7.75e+11	3.5e+11	2.9e+11	1.74e+12
T. geotermométricas (E2)	8.83e+11	4.02e+11	8.27e+11	3.9e+11	2.7e+11	1.82e+12

La estimación de calor disponible indicaría que el escenario E2 presenta mayores valores de dispersión, presentando una media de 8.83×10^{11} MJ y una desviación estándar de 4.02×10^{11} MJ, mientras que el escenario E1 presenta valores ligeramente menores al estimado por el E2. El porcentaje de error respecto a la media para el escenario E1 es de 44.86 % y para E2 es de 45.52 %.

El análisis de los histogramas de la figura 4.19, muestra que la distribución de las estimaciones se encuentra sesgada hacia la izquierda, difiriendo esta forma de una distribución normal gaussiana. Ambos escenarios presentan una distribución muy similar, sin embargo, el área del histograma del escenario E1 se encuentra dentro del área del escenario E2.

Para evaluar la fuente de sesgo, se presentan las aportaciones de cada variable en la simulación Monte Carlo (Tab. 4.9), de acuerdo al archivo de salida del programa NIST (NIST, 2021).

Tabla 4.9: Porcentajes de contribución de análisis ANOVA de las contribuciones de cada variable para el calculo de Calor disponible por Monte Carlo

Variable	T. formación (E1)		T. geotermométricas (E2)	
	Sin residual	Con residual	Sin residual	Con residual
T. referencia	4.05	3.82	3.42	3.22
Área	21.96	20.67	21.35	20.06
Espesor	39.43	37.11	38.23	35.92
T. yacimiento	34.52	32.49	36.96	34.73
Porosidad	0.01	0.01	0.01	0.01
Densidad	0.01	0.01	0.01	0.01
Capacidad calorífica	0.01	0.01	0.01	0.01
Residual	NA	5.88	NA	6.04

En la tabla se puede observar que las mayores contribuciones provienen del espesor, las temperaturas de yacimiento, y del área.

En el caso del espesor, la distribución de probabilidad presenta un sesgo hacia la izquierda. El valor mínimo representa un 29 % del valor medio, mientras que el valor máximo un valor 55 % mayor que el valor medio, por lo que se tiene una mayor contribución de los valores entre el mínimo y la media.

La diferencia notable entre estos dos modelos es la distribución de probabilidad de la temperatura, siendo la temperatura en E2 una distribución gaussiana con una media 20.7 grados mayor que la media de E1. E1 presenta una distribución triangular con sesgo hacia los valores más bajos, teniendo una diferencia de 9.4 °C entre la media y el valor mínimo. Esto se aprecia en los histogramas, donde E1 se encuentra más hacia los valores menores y una media menor que E1.

El área, aunque presenta un porcentaje alto de contribución a la simulación, no presenta diferencias significativas entre ambos Escenarios, por lo las variables predominantes (Espesor y Temperatura de yacimiento), sesgan los valores y la simulación hacia valores más pequeños.

Con lo anterior, se considera que el escenario realista es E1, mientras que E2 es el escenario optimista, este último con un valor mayor de media y desviación estándar respecto a E1. A modo de escala, el calor disponible estimado (E1) corresponde al 5.5 % del calor disponible en el estado de Coahuila, cuyo valor es de 15.27 EJ, el cual fue calculado por Iglesias et al. (2015) para 17 manifestaciones y 12 sistemas geotérmicos.

Las estimaciones de calor disponible para la zona de estudio presentan un primer acercamiento para dimensionar la escala del recurso y como se mencionó anteriormente, representa el cálculo base debido a la consideración del calor disponible en la roca. Sin embargo, las variables y sus incertidumbres juegan un rol importante en la determinación de este calor, especialmente

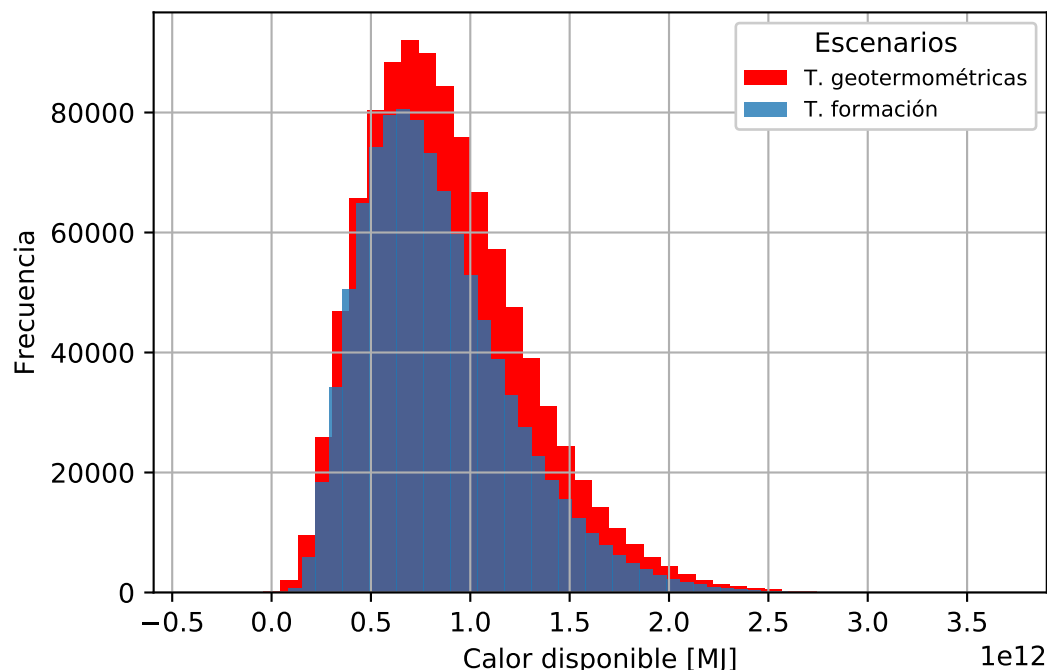


Figura 4.19: Estimación de calor disponible por escenario

el espesor del yacimiento y las temperaturas de la formación, por lo que más información es requerida para refinar las estimaciones realizadas.

4.7.1. Potencial técnico en la zona de estudio

Los escenarios presentados permiten además dimensionar, en términos de utilización, el potencial geotérmico en la zona de estudio. De acuerdo con Limberger et al. (2018) un potencial técnico se puede calcular a partir de la estimación de calor disponible, multiplicado por un factor de corrección que considera la fracción de la energía que se puede utilizar, dividido por el tiempo de vida promedio para proyectos de energía.

Tomando lo anterior en cuenta, se calcula como referencia este potencial técnico, utilizando un tiempo de vida de 30 años como indica Limberger et al. (2018) y un factor de recuperación R del 2%, porcentaje de recuperación mínimo estimado para sistemas geotérmicos mejorados (Grant, 2014). Estos potenciales técnicos se presentan en la tabla 4.10.

Así, aplicando estas correcciones al escenario E1 (Escenario realista), el potencial técnico medio para la zona de estudio es de 17.7 ± 7.9 MWt, con una potencia promedio por sitio (4 sitios) de 4.425 MWt. Este potencial técnico de la zona de estudio representaría el 11.3% de la potencia total de usos directos en México (155.981 MWt sin considerar bombas de calor), reportada por Gutiérrez-Negrín et al. (2020). A su vez, el potencial técnico de la zona de estudio se encuentra en un intervalo de valores presente en aprovechamientos de uso directo del calor en acuíferos, como el acuífero Dogger en París, Francia, cuyas temperaturas presentes van de los 56 °C a los 85 °C y la potencia promedio por aprovechamiento es de 8.06 ± 6.46 MWt (Vernier et al., 2021)

Este potencial geotérmico calculado es una primera aproximación para estimar un posible poten-

Tabla 4.10: Potencia instantánea con periodo de aprovechamiento de 30 años y porcentaje de recuperación del calor del 2%. Límites a un nivel de significancia $\alpha = 0.05$. Valores en MWt

Escenario	Media	Desviación estándar	Mediana	Moda	Límite inferior	Límite superior
T. formación (E1)	17.7	7.9	16.4	7.4	6.1	36.8
T. geotermómetros (E2)	18.7	8.5	17.5	8.2	5.7	38.5

cial aprovechable. Sin embargo, al igual que con el calor disponible, distintas variables afectan la estimación y en el caso de potencial geotérmico, más información respecto a las características del yacimiento como la permeabilidad y la saturación de agua son necesarios para refinar una estimación y reducir incertidumbres. Otros parámetros como el régimen de explotación del recurso y la reinyección de fluidos afectan el desempeño de un sistema geotérmico, por lo que una estimación más detallada debe tomar esto en cuenta.

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

Derivado de la información geoquímica y de los parámetros fisicoquímicos medidos en campo, se identificaron dos tipos de agua que descargan dentro de la zona. El primer grupo son aguas del tipo bicarbonatadas cálcicas ($\text{HCO}_3\text{-Ca}_2$), presentes en litologías no consolidadas como aluvión y con un tiempo de residencia probablemente corto que permite que estas aguas presenten la menor cantidad de iones disueltos. Estas aguas presentan firmas isotópicas más enriquecidas que se atribuyen a altitudes de precipitación cercanas al lugar de descarga.

El segundo grupo de aguas se clasifican como sulfatadas cálcicas ($\text{SO}_4\text{-Ca}_2$), cuya ubicación se da cerca de estructuras de relieve (Anticlinales y sinclinales) o en su caso de la boca del pozo (Monclova-22). Los sitios que presentan aguas de este tipo descargan un mayor flujo de agua en comparación con las aguas del primer tipo y también son en estas aguas donde se presentan temperaturas de descargas mayores a 30 °C. Las concentraciones de isótopos estables indican altitudes de precipitación mas elevadas que se presentan fuera de la zona de estudio, comportamiento que explica el enriquecimiento de los iones libres, derivado de mayores tiempos de residencia en las rocas.

El análisis de los isótopos de δD y $\delta^{18}\text{O}$ permitió identificar un origen meteórico en las aguas al presentar las muestras valores que se encuentran cerca de la línea de precipitación local y global. Se detectó que la precipitación ocurre en los relieves que rodean a la zona de estudio, variando esta altitud de precipitación de los 886 m.s.n.m. a los 1730 m.s.n.m.

La aplicación de diversos geotermómetros de solutos junto a un enfoque estadístico permitió estimar una temperatura de equilibrio para los fluidos termales de 86.1 ± 17.4 °C. Estas temperaturas fueron contrastadas con el tratamiento de datos de temperatura de fondo de pozo (Monclova-22) y del cálculo del gradiente geotérmico promedio para este pozo. Los resultados indican que la profundidad a la que se ubicaría la temperatura estimada por los geotermómetros y por la temperatura de descarga (65.4 °C) es de 2200 ± 600 en profundidades correspondientes a la formación La Virgen, identificada en este trabajo como la formación del yacimiento.

Se estimó un gradiente geotérmico normal de 29.4 ± 1.2 °C/km para la zona de estudio a partir de la estimación del gradiente geotérmico en pozos dentro de la zona de estudio. Este gradiente evidencia el carácter conductivo de transferencia de calor que se presenta en la zona, al ser este gradiente menor al gradiente normal de la tierra. Este resultado junto con la estimación de temperaturas geotermométricas permite clasificar la zona de estudio como una zona con recursos geotérmicos de baja a mediana entalpía.

El movimiento de los fluidos está gobernado por la gravedad, desde altitudes altas donde ocurre

la recarga, a los sitios de descarga, ubicados normalmente en la base estructuras de relieve (Anticlinales y sinclinales). La ocurrencia cerca de estas estructuras se debe al fracturamiento y fallamiento que sufrieron estas durante su orogenia. Esto nos permite clasificar a los fluidos como fluidos de circulación profunda, donde sufren un aumento de temperatura y cambios en su composición química.

La estimación de calor disponible mediante el método Montecarlo en la zona de estudio arrojó un valor de $8.38 \pm 3.76 \text{ e}+11$ MJ como escenario realista, sirviendo esta cantidad para estimar el potencial técnico. Este último valor es de 17.7 ± 7.9 MWt. Estos valores permiten establecer una primera idea sobre el posible aprovechamiento de los recursos en la zona, sin embargo, es conveniente recordar que estas son estimaciones base cuyo modelo puede y debe ser mejorado conforme nueva información esté disponible.

Este estudio se realizó a través de la integración de datos de geoquímica obtenidos por trabajo de campo y la búsqueda exhaustiva de información referente a la zona de estudio, incluyendo la información de pozos de gas natural dentro de esta. Se demostró que los fluidos geotérmicos que emanan dentro de la zona de estudio no presentan una huella geoquímica tipificada a un origen magmático, sino que las temperaturas estimadas están asociadas al gradiente geotérmico que naturalmente eleva la temperatura de las diversas formaciones en la profundidad. En la zona de estudio se identificó a la formación La Virgen como la formación más probable que alberga los fluidos que escapan por fracturas ubicados en la base de estructuras sinclinales o anticlinales formando manantiales termales. Se demostró también que la zona presenta un potencial de aprovechamiento, cuyas fases posteriores requerirán de más información con el fin de determinar el aprovechamiento, tipos de usos y demás parámetros que integran la explotación de un recurso geotérmico.

Finalmente, este trabajo presenta un acercamiento a la estimación de recursos geotérmicos de baja a mediana temperatura en México y en específico en la cuenca de Sabinas. También se demostró la existencia de un gran potencial de aprovechamiento que de realizarse de manera sustentable, puede detonar en mejorías en las condiciones de vida de las personas que viven cerca de recursos geotérmicos. Es conveniente mencionar que dado el contexto de presencia de hidrocarburos en la zona de estudio y que existen pozos que pueden estar coproduciendo agua termal o pozos que ya no son productivos de gas, existe una oportunidad para aprovechar esta infraestructura para explorar los horizontes con presencia de agua termal y así darles un segundo uso a estos pozos.

Recomendaciones y trabajo a futuro

Se recomienda realizar un nuevo muestreo para la época de secas debido a que las muestras de Julio de 2018 presentaron un desbalance iónico considerable, por lo que un nuevo muestreo podría revelar variaciones temporales y así evaluar de mejor manera las posibles mezclas. Además de muestras de agua, también se recomienda la recolección de gases en los sitios que presentan descargas de estos, así como la toma de muestras de minerales presentes en las zonas de descarga.

Dado que hay evidencia de pozos de gas con descarga de agua que no fueron incluidos en este trabajo se recomienda identificar y muestrear el agua que emane de los pozos, que de acuerdo a los pobladores serían al menos otros dos pozos. Estas muestras ayudarían a determinar con mayor seguridad o confirmar los horizontes permeables que albergan a los fluidos termales.

El trabajo a futuro incluye estimar un potencial geotérmico con distribuciones de probabilidad

más realistas y parámetros más amplios, considerando permeabilidades, modelos térmicos de yacimiento, sin perder de vista los aspectos ambientales, económicos y legales. Dado que la zona se encuentra en un área petrolera y de acuerdo con la ley de hidrocarburos, actualmente estos recursos tienen preferencia sobre los recursos geotérmicos por lo que este aspecto legal debe ser tomado en cuenta.

Se recomienda también el compartir los resultados obtenidos a la población de la zona, como un ejercicio de ciencia ciudadana y de divulgación. El aprovechamiento de un recurso natural no sólo implica la parte técnica, sino también el informar e incorporar a los pobladores de la zona sobre los posibles aprovechamientos geotérmicos, tomando en cuenta sus intereses. Este ejercicio de divulgación podría generar una mejor aceptación y la creación de sinergias para llevar a buen punto un posible aprovechamiento geotérmico.

Bibliografía

- Alcocer Valdés, C. A. (2005). *Geología De La hoja Nueva Rosita (Clave G14-1)*. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Almirudis, E. (2013). *Caracterización y modelado geoquímico de manantiales termales de la región centro-este de Sonora, México*. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-moreno, G., and Chávez-cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México : una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:187–225.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3):567–577.
- Barbier, E. (1997). Nature and technology of geothermal energy: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 1(1-2):1–69.
- Barbier, E., Fanelli, M., and Gonfiantini, R. (1983). Isotopes in Geothermal Energy Exploration. *Geothermal energy magazine*, 11(9):9–14.
- Bhattacharyya, L. (2012). Ion chromatography— Principles and applications. In S., L. B. and Jeffrey, editors, *Applications of Ion Chromatography for Pharmaceutical and Biological Products*. John Wiley & Sons, Inc., primera ed edition.
- Burgos, E. and Arellano Gómez, V. (1998). Perspectivas de la investigación de recursos energéticos del subsuelo en el IIE. *Boletín IIE*.
- Cabello, G. C., Jorge, J., Gómez, A., and Perrone, I. (2009). Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas , Coahuila , México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.*, 54(1):78–89.
- Camacho Ortegón, L. F. (2009). *Origine-Evolution-Migration et Stockage, des hydrocarbures dans le bassin de Sabinas, NE Mexique: étude intégrée de pétrographie, géochimie, géophysique et modélisation numérique 1D-2D et 3D*. PhD thesis, Université de Lorraine.
- Cardona, A., Gutierrez-Ojeda, C., Martínez-Morales, M., Ortiz-Flores, G., and González-Hita, L. (2018). Hydrogeochemical characterization and evolution of a regional karst aquifer in the Cuatrociénegas area, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 77(23):785.
- Carrillo-de la Cruz, J. L., Prol-Ledesma, R. M., Gómez-Rodríguez, D., and Rodríguez-Díaz, A. A. (2020). Analysis of the relation between bottom hole temperature data and Curie temperature depth to calculate geothermal gradient and heat flow in Coahuila, Mexico. *Tectonophysics*, 780(October 2019):228397.

- CEMIEGEO (2019). Usos directos del calor geotérmico.
- Chávez-cabello, G., Aranda-gómez, J. J., Molina-garza, R. S., and Arvizu-gutiérrez, I. R. (2005). La falla San Marcos : una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:27–52.
- CNH (2020). Mapa de la industria de hidrocarburos.
- CONAGUA (2018a). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Monclova (0507), Estado de Coahuila. Technical report, Comisión Nacional del Agua.
- CONAGUA (2018b). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Región CARbonífera (0512), Estado de Coahuila. Technical report, Comisión Nacional del Agua.
- CONAGUA (2021). Información Estadística Climatológica.
- CONANP (2020). Área de Protección de Flora y Fauna Cuatrociénegas.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., and Benavides-muñoz, M. E. (2006). Geología , estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:141–160.
- Cortés, A. and Durazo, J. (2001). Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. *Ingeniería Hidráulica en Mexico*, 16(2):93–102.
- Cortés, A., Durazo, J., and Farvolden, R. N. (1997). Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology*, 198(1-4):346–376.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133(3465):1702–1703.
- Cuevas Leree, J. A. (1984). *Analysis of subsidence and thermal history in the Sabinas Basin, northeastern Mexico*. PhD thesis, University of Arizona.
- Cumming, W. B. (2009). Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. In *Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, California.
- Deming, D. (1989). Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 18(5-6):775–786.
- Dickson, M. H. and Fanelli, M. (2004a). What is geothermal energy? *Environmental Science*.
- Dickson, M. H. and Fanelli, M. (2004b). ¿Qué es la Energía Geotérmica? *Environmental Science*.
- DOF (2012). Ley general de cambio climático.
- Domra Kana, J., Djongyang, N., Raïdandi, D., Njandjock Nouck, P., and Dadjé, A. (2015). A review of geophysical methods for geothermal exploration. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 44:87–95.
- Dunn, S. (2017). Gas Source Mass Spectrometry: Stable Isotope Geochemistry.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico Samuel Eguiluz de Antunano. In Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., editors, *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, chapter 10, pages 241–270. American Association of Petroleum Geologists.

-
- Eguiluz de Antuñano, S. (2011). Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas : su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(1949):285–311.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., and Marrett, R. (2000). Tectonica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53:1–26.
- Elders, W. and Moore, J. (2016). Geology of geothermal resources. In *Geothermal Power Generation*, pages 7–32. Elsevier.
- Espinoza-Ojeda, O. M., Prol-Ledesma, R. M., Iglesias, E. R., and Figueroa-Soto, A. (2017). Update and review of heat flow measurements in México. *Energy*, 121:466–479.
- Ferguson, G., Grasby, S. E., and Hindle, S. R. (2009). What do aqueous geothermometers really tell us? *Geofluids*, 9(1):39–48.
- Fernández Duque, D. (2021). *Evaluación del método volumétrico para la estimación del potencial térmico de sistemas geotérmicos a través del análisis geoquímico de las incertidumbres realistas de las temperaturas de yacimiento*. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Fouillac, C. and Michard, G. (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10(1):55–70.
- Fournier, R. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4):41–50.
- Fournier, R. . and Potter, R. W. (1982). A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal resources council*, 11(10):3–12.
- Fournier, R., White, D. E., and Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature part 1, basic assumptions. *Journal of Research of the U.*, 2(3):259–262.
- Fournier, R. O. (1980). Application of Water Geochemistry to Geothermal. In Rybach, L. and Muffler, L. P., editors, *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, pages 109–143. John Wiley & Sons, Ltd.
- Fournier, R. O. (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. In D’Amore, F., editor, *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, page 37–69. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy.
- Fournier, R. O. and Potter, R. W. (1979). Magnesium correction to the NaKCa chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(9):1543–1550.
- Fournier, R. O. and Truesdell, A. H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37:1255–1275.
- Fridleifsson, I. B. (2001). Geothermal energy for the benefit of the people. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 5(3):299–312.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12):2749–2765.
- Giggenbach, W. F. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. In D’Amore, F., editor, *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, pages 119–144. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome.
-

- Glassley, W. E. (2012). Geothermal Energy, Geology and Hydrology of. In *Encyclopedia of Sustainability Science and Technology*, pages 4179–4190. Springer New York, New York, NY.
- Goldhammer, R. K. (1997). Tectono-Stratigraphic and Paleogeographic Evolution of Northeast Mexico : ABSTRACTS. *AAPG Bulletin*, 81 (1997)(1).
- González, F., Puente, R., González-Partida, E., and Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita , barita , celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1):43–62.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Richard, A., Canet, C., Alfonso, P., Caballero-Martínez, J., and González-Sánchez, F. (2010). Evolución térmica de la Cuenca de Sabinas NE de México, a partir del estudio de inclusiones fluidas en cuerpos estratoligados. *Congreso Nacional de Geoquímica*, pages 125–130.
- Grant, M. A. (2014). Stored-heat assessments: a review in the light of field experience. *Geothermal Energy Science*, 2(1):49–54.
- Güleç, N. (2013). Isotope and gas geochemistry of geothermal systems. Technical report, IGA Academy.
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Canchola Félix, I., Romo-Jones, J. M., and Quijano León, J. L. (2020). Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. In *Proceedings World Geothermal Congress 2020*, Reykjavik, Iceland.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2015). Mexican Geothermal Plays. In *Proceedings World Geothermal Congress*, pages 19–25, Melbourne, Australia.
- Harrison, W. E., Luza, K. V., Prater, M. L., Cheung, P. K., and Ruscetta, C. A. (1971). Geothermal resource assessment in Oklahoma. Technical report, US Department of Energy.
- Hill, R. T. (1891). Preliminary notes of the topography and geology of Northern Mexico and Southwest Texas and New Mexico. *Amer. Geologists*, 8(3):133–141.
- Hiriart Le Bert, G., Gutiérrez Negrín, L. C., Quijano León, J. L., Ornelas Celis, A., Espíndola, S., and Hernández, I. (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Technical report, Comisión Reguladora de Energía, México, DF.
- Hitachi (2021). Principle of ICP Optical Emission Spectrometry (ICP-OES).
- Huttrer, G. W. (2020). Geothermal Power Generation in the World 2015-2020 Update Report. In *Proceedings World Geothermal Congress 2020*, pages 1–17.
- IEA (2020a). Renewables 2020. Technical report, IEA, Paris.
- IEA (2020b). Renewables 2020 Data Explorer.
- IEA (2021). Geothermal. Technical report, IEA, Paris.
- IGA (2014). Best Practices Guide for Geothermal Exploration. Technical Report 26, International Geothermal Association.
- Iglesias, E. R. and Torres, R. J. (2003). First assessment of Mexican low- to medium-temperature geothermal reserves. *Energy Sources*, 25(2):161–173.
- Iglesias, E. R., Torres, R. J., Martínez-Estrella, J. I., and Reyes-Picasso, N. (2015). Summary of the 2014 Assessment of Medium- to Low-Temperature Mexican Geothermal Resources. In *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, pages 1053–1057, Melbourne, Australia.

-
- Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 47:1009–1038.
- INEGI (1983). Síntesis Geográfica del Estado de Coahuila. Technical report, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2017). Anuario estadístico y geográfico de Coahuila de Zaragoza 2017. Technical report, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- IRENA (2021a). Renewable capacity statistics 2021. Technical report, International Renewable Energy Agency (IRENA), Abu Dhabi.
- IRENA (2021b). Renewable Energy Statistics 2021. Technical report, The International Renewable Agency, Abu Dhabi.
- Johannesson, K. H., Cortés, A., and Kilroy, K. C. (2004). Reconnaissance isotopic and hydrochemical study of Cuatro Ciénegas groundwater, Coahuila, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(2):171–180.
- Jorquera, C. (2019). CFE inaugura 27 MW en Los Azufres III-2 (Fase 2), Unidad 18.
- Kaklamanos, G., Aprea, E., and Theodoridis, G. (2020). Mass spectrometry: principles and instrumentation. In *Chemical Analysis of Food*, pages 525–552. Elsevier, second edition.
- Karingithi, C. W. (2009). Chemical geothermometers for geothermal exploration. Technical report, United Nations Program.
- Kharaka, Y. K., Lico, M. S., and Law, L. M. (1982). Chemical Geothermometers Applied to Formation Waters, Gulf of Mexico and California Basins: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, 66.
- Kharaka, Y. K. and Mariner, R. H. (1989). Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In *Thermal History of Sedimentary Basins*, pages 99–117. Springer New York, New York, NY.
- Lamadrid, H. (2007). *Génesis de los yacimientos de Celestina y fluorita del distrito minero El Tule, Estado de Coahuila, México*. PhD thesis, Instituto Tecnológico de Cd. Madero.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-vanneau, A., Dolomieu, I., and Gignoux, M. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 7606(7):1010–1029.
- Limberger, J., Boxem, T., Pluymaekers, M., Bruhn, D., Manzella, A., Calcagno, P., Beekman, F., Cloetingh, S., and van Wees, J.-D. D. (2018). Geothermal energy in deep aquifers: A global assessment of the resource base for direct heat utilization. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 82(November 2016):961–975.
- Lu, S.-m. (2018). A global review of enhanced geothermal system (EGS). *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 81(March 2016):2902–2921.
- Lund, J. W. and Toth, A. N. (2020). Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. *Geothermics*, 90(November 2020):101915.
- Magaña Burgos, M. I. (1999). Geochemical interpretation of thermal fluid discharge from wells and springs in Berlín geothermal field, El Salvador. Technical report, The United Nations University.
-

- Miele, M. J., Arizpe Davila, J. E., and Magallanes Mercado, M. A. (2000). A Regional Groundwater Evaluation Using Magnetotelluric Soundings for Monclova, Mexico. In *13th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, pages 699–708. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37:867–882.
- Molina, J. L. E. y. E. M. M. S. d. C., Vázquez Limóm, R., and Ojeda García, A. C. (2004). Informe Geológico-Minero Carta Primero de Mayo G14-A43 Escala 1:50000. Technical report, Consejo de Recursos Minerales.
- Muffler, P. and Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7:53–89.
- NAMAG (2002). Digital data grids for the magnetic anomaly map of North America.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Nieva, D. and Nieva, R. (1987). Developments in geothermal energy in Mexico-Part twelve. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery Systems & CHP*, 7(3):243–258.
- NIST (2021). NIST Uncertainty Machine.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia, V. A., Medina-Ferrusquia, H. C., and Guerrero-Suastegui, M. (2014). Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula : implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1):45–63.
- Padilla Y Sanchez, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25(1):157–206.
- PEMEX (1981). Reporte interno. Technical report, Petroleos Mexicanos.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the chemical interpretation of water-analyses. *American geophysical union*, pages 914–928.
- Prol-Ledesma, R. M. (2001). *El Calor de la Tierra*. Fondo de Cultura Económica, México, primera ed edition.
- Prol-Ledesma, R. M., Carrillo-de la Cruz, J. L., Torres-Vera, M. A., Membrillo-Abad, A. S., and Espinoza-Ojeda, O. M. (2018). Heat flow map and geothermal resources in Mexico. *Terra Digitalis*, 2(2):1–15.
- Prol-Ledesma, R. M. and Morán-Zenteno, D. J. (2019). Heat flow and geothermal provinces in Mexico. *Geothermics*, 78:183–200.
- QGIS.org (2021). QGIS Geographic Information System.
- Quijano León, J. L. (2007). *Manual de Gotermia*. José Luis Quijano León, primera ed edition.
- Rao, N. S. (1998). MHPT.BAS: A computer program for modified Hill-Piper diagram for classification of ground water. *Computers and Geosciences*, 24(10):991–1008.
- Richter, A. (2022). ThinkGeoEnergy’s Top 10 Geothermal Countries 2021 – installed power generation capacity (MWe).

-
- Santos Raga, G. (2019). *Evaluación geoquimiométrica de la composición de fluidos (Elementos mayores y traza) para la exploración de sistemas geotérmicos ocultos: El caso de Acochulco, Puebla (México)*. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Santoyo, E. and Díaz-González, L. (2010). A New Improved Proposal of the Na / K Geothermometer to Estimate Deep Equilibrium. In *World Geothermal Congress*, pages 25–29, Bali, Indonesia.
- Santoyo Gutiérrez, E. and Torres Alvarado, I. (2010). Escenario Futuro De Explotación De La Energía Geotérmica: Hacia Un Desarrollo Sustentable. *Digital Universitaria*, 11:26.
- SE (2001). Análisis de agua - Determinación de acidez y alcalinidad en aguas naturales, residuales y residuales tratadas - Método de prueba. Technical report, Secretaría de Economía.
- SENER (2017). Mapa de Ruta Tecnológica en Geotermia. Technical report, Secretaría de Energía.
- SENER (2018). Mapa de Ruta Tecnológica Usos Directos del Calor Geotérmico. Technical report, Secretaría de Energía.
- SENER (2021). Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional. Technical report, Secretaría de Energía, Mexico City.
- Shih, K. G. (1971). Temperature production in the continental crust due to radioactive heat sources. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 90(1):115–125.
- Sorey, M. L., Reed, M. J., Mariner, R. H., and Natheson, M. (1982). Assessment of Low-Temperature Geothermal Resources in the United States. *Transactions - Geothermal Resources Council*, 6:479–482.
- Stein, C. A. (1995). Heat Flow of the Earth. In Ahrens, T. J., editor, *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*, pages 144–158. American Geophysical Union, 1 edition.
- Thermo Scientific (2012). Dionex ICS-2100 Ion Chromatography System Operator 's Manual. Technical report, Thermo Fisher Scientific Inc.
- Tomasini-Montenegro, C., Santoyo-Castelazo, E., Gujba, H., Romero, R., and Santoyo, E. (2017). Life cycle assessment of geothermal power generation technologies: An updated review. *Applied Thermal Engineering*, 114:1119–1136.
- Torres Rodríguez, V., Arellano Gómez, V., Barragán Reyes, R. M., González Partida, E., Herrera Franco, J. J., Santoyo Gutiérrez, E., and Venegas Salagado, S. (1993). *Geotermia en México*. Programa universitario de energía, Universidad Nacional Autónoma de México, México, primera ed edition.
- Toth, A. and Bobok, E. (2017). What Is Geothermal Energy? *Flow and Heat Transfer in Geothermal Systems*, pages 1–19.
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1):1–14.
- Uscanga Junco, O. A. (2021). *Nuevos diagramas multidimensionales para la clasificación de agua*. PhD thesis, Universidad Autónoma del Estado de Morelos.
- Valdez Moreno, G. (2001). *Geoquímica y petrología de las Rocas Ígneas de los Campos Volcanicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México*. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
-

- Verma, S. P. (2015). Monte Carlo comparison of conventional ternary diagrams with new log-ratio bivariate diagrams and an example of tectonic discrimination. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 49(4):393–412.
- Verma, S. P., Cruz-Huicochea, R., and Díaz-González, L. (2013). Univariate data analysis system: Deciphering mean compositions of island and continental arc magmas, and influence of the underlying crust. *International Geology Review*, 55(15):1922–1940.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., and Santoyo, E. (2008). SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields. *Geothermics*.
- Verma, S. P. and Santoyo, E. (1997). New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂, geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79:9–23.
- Verma, S. P., Uscanga-Junco, O. A., and Díaz-González, L. (2021). A statistically coherent robust multidimensional classification scheme for water. *Science of the Total Environment*, 750:141704.
- Vernier, R., Desplan, A., and Boissavy, C. (2021). France Country Update. In *World Geothermal Congress 2020+1*, page 8, Reykjavik, Iceland.
- Wagner, W. and Pruß, A. (2002). The IAPWS Formulation 1995 for the Thermodynamic Properties of Ordinary Water Substance for General and Scientific Use. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 31(2):387–535.
- Williams, C. F., Reed, M. J., and Anderson, A. F. (2011). Updating the Classification of Geothermal Resources. In *Proceedings of 36th workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, page 7.
- Wolaver, B. D., Crossey, L. J., Karlstrom, K. E., Banner, J. L., Cardenas, M. B., Gutiérrez Ojeda, C., Sharp, J. M., Ojeda, C. G., and Sharp, J. M. (2013). Identifying origins of and pathways for spring waters in a semiarid basin using He, Sr, and C isotopes: Cuatrociénegas Basin, Mexico. *Geosphere*, 9(1):113–125.
- Wolaver, B. D. and Diehl, T. M. (2011). Control of regional structural styles and faulting on Northeast Mexico spring distribution. *Environmental Earth Sciences*, 62(7):1535–1549.
- Wolaver, B. D., Sharp, J. M., Rodriguez, J. M., and Ibarra Flores, J. C. (2008). Delineation of Regional Arid Karstic Aquifers: An Integrative Data Approach. *Ground Water*, 46(3):396–413.
- Xiao, Q., Jiang, Y., Shen, L., and Yuan, D. (2018). Origin of calcium sulfate-type water in the Triassic carbonate thermal water system in Chongqing, China: A chemical and isotopic reconnaissance. *Applied Geochemistry*, 89:49–58.
- Young, K. (1972). *Cretaceous Paleogeography: Implications of Endemic Ammonite Faunas*. Bureau of Economic Geology, University of Texas.